ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Под редакцией *В. Т. ПОКАЛОВА*

4680

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ, ПЕРЕРАБОТАННОЕ
И ДОПОЛНЕННОЕ



МОСКВА "НЕДРА" 1984



УДК 553.04

Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых/Под ред. В. Т. Покалова.— 2-е изд., перераб. и доп.— М.: Недра, 1984, 437 с.

Рассмотрены принципы и методические приемы регионального и локального прогнозирования различных видов минерального сырья, принципы рудноформационного анализа, критерии прогноза и оценки месторождений. По сравнению с первым изданием (1977 г.), в котором рассмотрены месторождения молибдена, олова, вольфрама, бора, фтора, слюды, железа, хромитов, бокситов и комплексные месторождения формации карбонатитов, второе издание дополнено сведениями о месторождениях медных, свинцово-цинковых и некоторых других видов минерального сырья. Основное внимание уделено методике составления крупномасштабных прогнозных карт и количественной прогнозной оценке различных типов месторождений полезных ископаемых.

Для геологов, занимающихся прогнозированием, поисками и оценкой месторождений полезных ископаемых.

Табл. 30, ил. 60, список лит.— 49 назв.

Авторы:

Ф. Р. АПЕЛЬЦИН, А. Я. АРХИПЕНКОВА, М. Б. БОРОДАЕВСКАЯ, Н. И. ГОЛИВКИН, Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ, А. В. КОПЛУС, А. И. КРИВЦОВ, В. С. КУДРИН, А. Е. ЛИСИЦЫН, С. Ф. ЛУГОВ, И. И. ПАСТУШЕНКО, В. Т. ПОКАЛОВ, Л. С. ПУЗАНОВ, Г. Г. РОДИОНОВ, Т. А. СМИРНОВА, В. А. ТЕНЯКОВ, А. А. ФРОЛОВ, Н. Г. ШМИДТ.

Рецензент д-р геол.-минер. наук *В. В. Иванов* (ИМГРЭ)

П $\frac{1904050000-415}{043(01)-84}$ 103—84

© Издательство «Недра», 1984

ПРЕДИСЛОВИЕ

Технический прогресс XX в. потребовал значительного увеличения мировой добычи самых разнообразных видов минерального сырья. Резко (в 30—50 раз) возросла добыча бокситов, платины, молибдена и природного газа; в 10—18 раз — урана, нефти, никеля, вольфрама, плавикового шпата, калийных солей, сурьмы, фосфатов и асбеста; в 2—10 раз — марганцевых и железных руд, алмазов, цинка, меди; примерно в 2 раза — угля и серебра.

В конце века ожидается дальнейший рост добычи энергетического сырья (нефти, природного газа, угля, урана), бокситов, меди, цинка и неметаллических полезных ископаемых — фосфатного сырья и калийных солей. Медленнее будет расти добыча железных руд, однако предполагается существенное увеличение потребности в легирующих металлах, что приведет к быстрому повышению добычи никеля, марганца, хрома, молибдена, вольфрама и возможных их заменителей (ниобия, ванадия и других металлов). Следовательно, обеспечение сырьем действующих горнорудных предприятий и открытие новых крупных месторождений полезных ископаемых, расположенных в уже освоенных районах или в районах, экономически благоприятных для освоения, — главные задачи геологов, которые невозможно решить только за счет расширения объема работ без качественных методических изменений.

Повышение экономической эффективности геологоразведочных работ осуществляется в настоящее время двумя путями. Первый — это техническое перевооружение геологической службы, оснащение ее новой техникой: более производительными и экономичными машинами, буровыми станками, геофизической и аналитической аппаратурой и т. д. Второй путь — дальнейшее совершенствование поисковых и оценочных критериев, методических приемов прогнозирования и оценки отдельных типов месторождений, организации и методики геологоразведочных работ.

Проблема эффективного ведения работ и открытия крупных и богатых месторождений прежде всего заключается в умении разбраковать и оценить проявления рудной минерализации на стадиях общих и детальных поисков и поисково-оценочных работ. При этом существенно возрастает роль экспертных оценок, качество которых зависит от конкретного опыта геолога-эксперта, проводящего оценку рудоносной площади и выявленных на ней рудопроявлений, от его умения определить прогнозные ресурсы.

В предлагаемом читателю втором издании книги «Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых», существенно дополненном и переработанном, рассматриваются геологические критерии прогнозирования и методические приемы оценки прогнозных ресурсов железа, хрома, марганца, алюминия, меди, свинца и цинка, олова, вольфрама, молибдена, плавикового шпата, слюды, бора. Рекомендуемые методики могут быть использованы при общих и детальных поисках, поисково-оценочных и разведочных работах. Названный круг полезных ископаемых позволяет охватить практически все генетические группы месторождений и показать конкретный подход к прогнозированию и оценке месторождений.

Работа состоит из трех частей. В первой, небольшой по объему части рассмотрены геологические предпосылки и основные принципы прогнозирования и оценки месторождений минерального сырья, а также применяемые при этом геохимические и геофизические методы и их возможности. Во второй и третьей частях охарактеризованы генетические и формационные типы месторождений черных, цветных, редких и легирующих металлов, нерудных полезных ископаемых, методические приемы составления прогнозных карт и определения прогнозных ресурсов; при этом наибольшее внимание уделено локальному прогнозированию. Выделение рудных формаций, как основы прогнозирования и оценки оруденения, проведено на основе глубокого изучения вещественного состава руд, их связей с геологическими формациями, фациальной обстановкой, тектоническими структурами и процессами развития земной коры в историческом аспекте.

За время, прошедшее с момента первого издания книги, многочисленные исследования, проведенные коллективами ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ИМГРЭ, СНИИГИМС, КазИМС, КИМС, ИГЕМ, ИГН КазССР и других организаций, позволили ближе подойти к решению целого ряда вопросов, относящихся к проблеме прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Так, в 1978 г. вышла в свет монография «Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые» под редакцией Д. В. Рундквиста [19]. Однако каждая из таких работ охватывает в основном задачи регионального (мелкомасштабного) прогноза, в то время как проблема средне- и особенно крупномасштабного прогноза по-прежнему стоит очень остро, главным образом при определении прогнозных ресурсов категорий P_1, P_2 и составлении крупномасштабных прогнозных карт.

Немало общих и специальных работ посвящено прогнозированию и поискам месторождений с применением тех или иных геофизических, геохимических и других методов. Объем настоящего издания не позволяет дать систематический обзор всех достижений отдельных исследователей и организаций; приходится ограничиваться лишь ссылками на тех авторов, выводы которых заимствуются или обсуждаются в ходе изложения материала.

Читатель не найдет в книге детального описания месторождений отдельных полезных ископаемых и всего комплекса возможных методов их поисков. Авторы ставили своей целью осветить основные типичные особенности геологии рудных районов и месторождений, сформулировать главнейшие поисковые и оценочные критерии и в основных, наиболее существенных чертах показать ход решения задачи прогнозирования и оценки месторождений полезных ископаемых. В работе много новых выводов, основанных на исследованиях ведущих специалистов.

Часть I

ОБЩИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ, ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ И НАПРАВЛЕНИЙ ПОИСКОВЫХ РАБОТ

Основой современного прогнозирования месторождений полезных ископаемых служит система геологических критериев и признаков, по которым определяются области возможной локализации оруденения, его размеры и качество.

Геологические критерии — геотектонические, магматические, литолого-фациальные, металлогенические, рудноформационные, геохимические и геофизические — позволяют принципиально решать вопрос о рудоносности той или иной территории.

Поисковые признаки и оценочные критерии — проявления полезного ископаемого, определенные минеральные парагенезисы, геохимические и геофизические аномалии, гидротермальные изменения, элементы рудной зональности и др. — прямо или косвенно указывают на наличие полезного ископаемого в недрах и позволяют провести его прогнозную оценку, т. е. установить формационный, генетический и промышленный типы оруденения, площадь его развития, уровень эрозионного среза, глубину распространения, степень концентрации полезного компонента.

Системный анализ геологического строения месторождений и вещественного состава руд позволяет типизировать оруденение по генетическим, морфологическим и формационным признакам, без чего практически невозможна прогнозная оценка оруденения. При этом очень большое значение имеет формационный анализ. В отличие от систематики генетических типов, выделение которых основано на объединении месторождений по ведущим процессам рудоотложения, классификация рудных формаций проводится по условиям формирования месторождений на основе анализа причинных геологических связей оруденения с материнскими геологическими формациями и геотектоническим режимом, а также фациальной обстановкой, тектоническими структурами и т. д. Такой подход позволяет определить условия нахождения оруденения в земной коре и закономерности его размещения.

Метод формационного анализа обоснован Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым, С. С. Смирновым, Ю. А. Билибиным, В. И. Смирновым, Н. М. Страховым и развит Е. Е. Захаровым, Ю. А. Кузнецовым, И. Г. Магакьяном, Е. А. Радкевич, В. С. Кормилицыным, В. А. Кузнецовым, Д. И. Горжевским, Р. М. Константиновым, Д. В. Рундквистом, В. И. Казанским, П. М. Татариновым, Г. А. Твалчрелидзе, А. Д. Щегловым, Г. Н. Щербой и многими другими исследователями.

Согласно определению Н. С. Шатского, геологические формации — это естественные ассоциации горных пород, отдельные члены которых тесно парагенетически связаны друг с другом в возрастном и простран-

ственном отношениях; они образуются в условиях определенного тектонического режима, характерного для тех или иных крупных структурных элементов земной коры на соответствующих этапах ее развития. С геологическими формациями связано накопление полезных ископаемых, которые объединяются в рудные формации. Под рудной формацией, по С. С. Смирнову, следует понимать ряд месторождений полезных ископаемых с близкими минеральными ассоциациями, сформированными в сходной геологической обстановке, независимо от возраста оруденения.

Важнейшая особенность формаций — их повторяемость в геотектонических структурах одного типа на определенных этапах их развития. Вместе с тем разнообразие геологических обстановок и направленный характер развития земной коры обусловливают изменчивость и историческую эволюцию геологических и связанных с ними рудных формаций. Именно поэтому Н. П. Херасков и другие исследователи различают два понятия: конкретная формация и абстрактная формация.

Конкретная формация характеризуется определенным возрастом и местом развития, а также рядом индивидуальных местных особенностей. Абстрактная формация — отвлеченное понятие, символ, объединяющий множество конкретных формаций и отражающий их общие черты, повторяющиеся независимо от времени и региона их проявления. Метод формационного анализа позволяет выявить наиболее общие закономерности образования и размещения месторождений полезных ископаемых; при этом огромное значение имеет определение рудоносной материнской геологической формации, с которой так или иначе пространственно связана рудная формация, оруденение.

Несмотря на такой, казалось бы простой и ясный, подход к проблеме формационного анализа, нацеленного на разработку поисковых признаков и оценочных критериев оруденения, проблема оказалась весьма запутанной, поскольку исследователи часто выделяют рудные формации довольно произвольно, на разной основе и нередко без определенной цели.

Например, в формацию медно-порфировых месторождений в ряде случаев объединяют три группы месторождений с различными геотектоническими позициями, характером материнского магматизма и вещественным составом руд: медно-молибденовые и молибденово-медные месторождения, связанные с плутонами пестрого состава, умеренно кислыми гранитоидами повышенной щелочности, образовавшиеся в период эпигеосинклинальной орогении (Кальмакыр, Коунрад, Бингам, Чукикамата и др.); собственно молибденовые месторождения, в которых медь практически отсутствует и в заметных количествах появляется вольфрам, связанные с биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами, образовавшимися в период эпиплатформенной орогении (Клаймакс, Юред-Гендерсон, Жирекен, Бугдая); медные месторождения с повышенным содержанием в рудах магнетита, золота, серебра при незначительном (до первых тысячных долей %) содержании молибдена, связанные с диоритами и гранодиоритами ранних (формирование островных дуг) стадий развития геосинклиналей (месторождения Филиппин, Новой Гвинеи, Соломоновых островов). Таким образом, в одной рудной формации объединяются месторождения, характеризующиеся разными геотектоническими позициями, связанные с разными магматическими формациями и существенно различающиеся вещественным составом руд. Следовательно, в данном случае смысл выделения рудной формации теряется.

Неудачными, с нашей точки зрения, также следует считать попытки произвести формационную группировку месторождений на основе соотношения главных рудных компонентов. Во-первых, вследствие рудной зональности однотипные месторождения с разным уровнем эрозионного среза часто характеризуются рудами с разным соотношением полезных компонентов. Во-вторых, вещественный состав руд плутоногенного происхождения определяется, как это будет показано ниже, составом материнской магмы, а плутоны, даже если они принадлежат одной магматической формации, занимают одинаковые геотектонические позиции и контролируются одной и той же тектонической структурой, редко бывают полностью идентичны по составу. Поэтому в однотипных по общему качественному минеральному составу и геохимическим особенностям рудах могут наблюдаться довольно широкие вариации соотношений полезных компонентов (например, на вольфрам-молибденовых месторождениях Центрального Казахстана, медно-молибденовых месторождениях Армении и Канады, на молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья и многих других).

Нередко рудные формации выделяют на основе ведущих рудных и нерудных минеральных парагенезисов или характера преобладающего метасоматического преобразования вмещающих пород. Такой подход к рудноформационному анализу, основанный на определении ведущего процесса минералообразования, по существу, приводит к выделению генетических типов (или классов, по В. И. Смирнову) оруденения — пегматитового, альбититового, скарнового, грейзенового и т. д. При этом каждый отдельно взятый тип (или класс) проявляется в связи с разными магматическими (геологическими) формациями в разной геотектонической обстановке и характеризуется разными полезными компонентами: скарны с медью, медью и молибденом, вольфрамом и молибденом, вольфрамом и оловом, оловом; грейзены с оловом и вольфрамом, вольфрамом и молибденом и т. д. Таким образом, в одной рудной формации объединяются месторождения разных полезных ископаемых, формировавшиеся в связи с разным магматизмом и в разной геологической обстановке, а это уже противоречит общепринятому определению рудной формации. Нецелесообразность подмены термина «генетический тип» термином «рудная формация» очевидна.

Выделение рудных формаций без строгой привязки оруденения к материнским рудоносным геологическим формациям приводит к путанице, а иногда и просто к невозможности определения критериев прогнозирования и оценки оруденения.

Н. Б. Вассоевич, Г. В. Ициксон, М. И. Ициксон и В. Т. Матвеенко предлагают вообще отказаться от понятия «рудная формация», заменив его термином «геогенерация», и рекомендуют объединять месторождения в минерально-геохимические группы, комплексы, семейства и ассоциации прежде всего на основе единства их происхождения, обусловленного сходным тектоно-магматическим режимом. Это, безусловно, оправдано (как и объединение рудных формаций в группы или семейства родственных формаций) при мелкомасштабном металлогеническом анализе, проводимом для крупных регионов. Однако при средне- и крупномасштабном прогнозировании, детальных поисках и оценке оруденения подобный подход явно некорректен. В основе подобных работ должен лежать рудноформационный анализ с определением всех особенностей конкретной рудной формации.

Системный анализ рудных проявлений, основанный на сопоставлении их геологических позиций, отношения к магматизму, осадконакоплению, метаморфизму, а также минеральных парагенезисов и геохими-

ческих особенностей, позволяет выделить рудные формации, с которыми связаны промышленные концентрации полезных ископаемых в земной коре. Месторождения каждой из выделенных рудных формаций характеризуются своими геохимическими чертами, геотектоническими позициями, особенностями рудоформирующего магматизма, осадконакопления, метаморфизма. Особенно важно при этом установить геологическую формацию, с которой генетически связано оруденение, и определить пространственное положение оруденения по отношению к проявлениям этой формации и его связь с фациальной обстановкой.

Территории, перспективные на промышленное оруденение, определяются по ореолам распространения рудоносных геологических формаций с учетом не только их выходов на поверхность, но и возможного развития на глубине. Продуктивность территории устанавливается по аналогии с уже изученными районами с учетом возраста рудоносных формаций и степени их эродированности. Безусловно, очень большое значение в общей оценке территории имеет определение региональных тектонических структур, контролирующих рудоносные геологические формации, а следовательно, и оруденение.

Таким образом, рудноформационный анализ позволяет выявить главные факторы, определяющие возникновение оруденения, и установить закономерности его размещения в земной коре.

Однако геологу, занимающемуся в настоящее время поисками и оценкой месторождений полезных ископаемых, этого мало, поскольку необходимы критерии для крупномасштабного прогнозирования и оценки рудных проявлений. Системный анализ оруденения в пределах каждой из выделенных конкретных рудных формаций дает возможность устанавливать причины, по которым в одних случаях возникают промышленные концентрации полезного компонента, а в других — нет; определять глубину залегания оруденения или степень его эродированности; оценивать геохимические и геофизические аномалии; давать качественную и количественную оценку рудам в недрах.

Следовательно, на основе системного анализа уже выявленных и изученных рудных проявлений, их геохимических и геофизических полей разрабатываются критерии для определения морфологических и минеральных типов оруденения, степени его сохранности, качественной и количественной оценки, т. е. устанавливаются критерии, на которых основывается крупномасштабное прогнозирование, включая прогноз и оценку скрытого оруденения.

Весьма важно для прогнозной оценки и определение структурных условий локализации полезного ископаемого. При этом необходимо использовать метод аналогии по укрупненным параметрам (типам рудных тел, месторождений, рудных районов и провинций), классифицированным по морфогенетическим, структурно-морфологическим, структурно-тектоническим и другим признакам. Укрупненные параметры должны быть разработаны с учетом местных особенностей. Определяя по сумме всех геологических критериев и поисковых признаков промышленный тип месторождения, рудного поля, района, провинции, можно отнести их к тому или иному классу крупности и таким образом подойти к количественной оценке. Одновременно можно применять и способ оценки по «коэффициенту рудоносности», при котором геологически однородные новые рудоносные площади и участки сравниваются с уже разведанными и оцененными.

Большое значение в практике прогнозирования имеет оценка рудных проявлений по первичным и вторичным геохимическим ореолам и геофизическим полям, а также по их комплексу с учетом геологической

ситуации. При этом на составляемых картах с количественной оценкой прогнозных ресурсов должны быть особо выделены факторы, определяющие накопление полезного компонента.

Как известно, общие ресурсы минерального сырья в недрах слагаются из разведанных (категории $A+B+C_1$), предварительно оцененных (категория C_2) и прогнозных (категории $P_1+P_2+P_3$), которые различаются степенью достоверности.

Прогнозные ресурсы категории P_1 учитывают возможность прироста запасов за счет расширения площадей распространения тел полезного ископаемого за контуры подсчета запасов по категории C_2 или дополнительного выявления новых тел полезного ископаемого на разведанных, разведываемых, а также выявленных при поисково-оценочных работах месторождениях. Для количественной оценки запасов категории P_1 используются представления о промышленном типе месторождения, рудного тела.

Оценка ресурсов основывается на результатах геологических, геофизических и геохимических исследований площадей возможного распространения полезного ископаемого, а также на геологической экстраполяции имеющихся данных о более изученной части месторождения, форме и строении тел полезного ископаемого, его минеральном составе и качестве (концентрации полезных компонентов), структурных особенностях, литологических и стратиграфических предпосылках, определяющих площади и глубины распространения полезного ископаемого.

Среди прогнозных ресурсов категории P_1 по степени достоверности, по-видимому, следует различать ресурсы, заключенные в месторождениях с различной степенью изученности: а) эксплуатируемых, б) разведанных и разведываемых, в) новых, положительно оцененных при поисково-оценочных работах и рекомендуемых для предварительной разведки.

На эксплуатируемых месторождениях прогнозные ресурсы категории P_1 — резерв горнорудных предприятий — в зависимости от состояния сырьевой базы могут быть вовлечены в разведку и освоение как в ближайшие, так и в отдаленные сроки. На разведанных месторождениях прогнозные ресурсы P_1 — это ресурсы будущих горнорудных предприятий, и вовлечение их в изучение и разведку наиболее вероятно после начала эксплуатации месторождений. На разведываемых и новых месторождениях, на которых уже проведены поисково-оценочные работы, прогнозные ресурсы категории P_1 показывают возможность получения прироста запасов категории C_2 и отражают состояние поискового задела для постановки разведочных работ.

Прогнозные ресурсы категории P_2 учитывают возможность обнаружения новых месторождений полезных ископаемых, которая основывается на положительной оценке выявленных при крупномасштабной геологической съемке и поисковых работах проявлений полезного ископаемого, а также на наличии геофизических и геохимических аномалий, природа и возможная перспективность которых установлены единичными горными выработками. Для оценки прогнозных ресурсов P_2 служат общегеологические, структурно-тектонические, литолого-фациальные, минералогические, геохимические и геофизические критерии и признаки, по которым можно судить о формационном, генетическом, морфологическом и промышленном типах оруденения, его возможных масштабах, форме проявления, а также о концентрации полезного компонента и качестве руд.

Среди прогнозных ресурсов категории P_2 следует различать ресурсы, приходящиеся на рудные поля освоенных и новых районов, по-

скольку в последних минимальные требования к качеству и количеству прогнозных ресурсов существенно выше. Кроме того, прогнозные ресурсы освоенных районов подлежат первоочередному и более детальному изучению.

Категория P_3 — это прогнозные ресурсы потенциально перспективных районов и провинций, в пределах которых на основании благоприятных геологических критериев (геотектонических, магматических, металлогенических, рудноформационных, геохимических и геофизических), выявляемых в результате средне- и мелкомасштабных геологических съемок, металлогенических и других исследований, устанавливается потенциальная рудоносность.

Достоверность прогнозных ресурсов P_3 зависит главным образом от надежности геологических критериев, положенных в основу прогнозирования и оценки оруденения, и достаточности степени изученности участка земной коры, по которому проводится прогноз оруденения.

В целом оценка прогнозных ресурсов всех категорий тем достовернее, чем больше в ее основе благоприятных для формирования оруденения факторов. При этом количественная оценка прогнозных ресурсов должна учитывать не только геологические, но и геолого-экономические факторы, т. е. должна опираться на прямые расчеты минимально приемлемых в данных геолого-экономических условиях промышленных содержаний полезного компонента в прогнозируемых рудах и его запасов. Количественную оценку прогнозных ресурсов минерального сырья следует осуществлять постоянно, на всех стадиях геологоразведочного процесса, начиная с оценки отдельных разведываемых месторождений, до оценки целых регионов, что диктуется необходимостью правильного планирования геологоразведочных работ.

Методические приемы оценки прогнозных ресурсов выбираются применительно к различным формационным и промышленно-генетическим типам месторождений с учетом объема имеющихся фактических данных о прогнозируемых объектах.

Ресурсы P_1 и P_2 определяют на основе анализа параметров рудоносных геологических структур и тел, геохимических и геофизических аномалий; широко используется метод аналогии и расчет продуктивности геологических структур и тел — носителей оруденения. На площадях месторождений и рудных полей, на их флангах и глубоких горизонтах прогнозные ресурсы оценивают по предполагаемым параметрам продолжений известных и новых рудных тел с учетом размеров и характеристик ранее выявленного, разведанного и оцененного оруденения. В основу оценки прогнозных ресурсов P_1 и P_2 положены следующие факторы:

— формационный и промышленно-генетический тип оруденения, его возраст, связь с геологическими формациями, фациальная приуроченность, характер вмещающих пород;

— характер и размер рудовмещающих структур, площадь рудного поля (по геологическим, геохимическим и геофизическим данным);

— типы околорудных изменений, масштаб их развития, протяженность на глубину и по простиранию;

— формы и размеры известных и прогнозируемых рудных тел, глубина распространения оруденения, насыщенность рудными телами рудного поля;

— минеральный состав руд, содержание и распределение основных и главных сопутствующих компонентов в рудах и их соотношение, наличие или отсутствие рудной зональности;

— разведанность и степень отработанности месторождений.

Исходными данными для подсчета прогнозных ресурсов P_1 и P_2 служат геологические карты масштаба 1 : 50 000 с нанесенными на них данными о наличии оруденения, формационные и геолого-структурные карты рудных полей и месторождений, карты геохимических и геофизических аномалий масштабов 1 : 25 000—1 : 10 000 — 1 : 5 000, планы опробования, сведения по запасам и отработке разведанных рудных тел, а также данные об аналогичных рудных полях и месторождениях.

Ресурсы P_3 определяют методом аналогий по продуктивности конкретных магматических формаций, устанавливаемой для известных рудных районов и распространяемой на площади выделяемых районов с учетом геологических особенностей последних. При оценке ресурсов P_3 следует опираться на все известные по району геологические данные, главные из которых:

— формационная принадлежность рудовмещающих геологических образований;

— приуроченность оруденения к определенным блоковым, разрывным или складчатым структурам, размеры структур;

— позиция оруденения по отношению к материнской геологической формации;

— площади перспективных рудных районов;

— ожидаемые формационные и промышленно-генетические типы оруденения;

— ожидаемые содержания основных и сопутствующих полезных компонентов;

— уровень эрозионного среза рудоносных геологических формаций, связанного с ними оруденения, а также глубина его распространения.

Исходными материалами для прогнозирования оруденения в новых районах и его количественной оценки служат государственные геологические и формационные карты масштабов 1 : 200 000, 1 : 100 000 и 1 : 50 000, на которых по поисковым критериям выделяют перспективные площади для составления крупномасштабных прогнозных карт и проведения крупномасштабных специализированных поисков. Прогнозные ресурсы категории P_3 определяют исходя из наличия установленных рудопроявлений и геологических структур, благоприятных для локализации оруденения на основании геологической съемки и результатов поисковых работ.

При определении главных направлений поисковых работ следует исходить из тех задач, которые стоят перед ними в тех или иных районах, разных по геологическому строению и металлогении, геологической изученности и экономической освоенности.

В районах действующих горнорудных предприятий перед поисковыми работами обычно стоит задача по расширению сырьевой базы конкретных предприятий, поэтому здесь важно выявление не только крупных и средних, но и мелких месторождений. Огромное значение имеет при этом верное определение тех минимальных запасов и содержаний полезного компонента, которые будут удовлетворять требования промышленности.

В районах, намечаемых к промышленному освоению, задача поисковых работ — расширение запасов уже известных и разведанных месторождений и открытие новых. Новыми месторождениями, очевидно, должны быть прежде всего месторождения крупных и средних размеров. Предполагаются, следовательно, иные масштабы и методы поисковых работ.

В районах, не намечаемых к освоению, задачей поисков следует считать открытие крупных и уникально крупных месторождений, что может в корне изменить перспективную оценку территории в целом.

Освоение россыпных месторождений не требует значительных капитальных затрат, следовательно, поиски россыпей — и в первую очередь россыпей золота и олова — могут широко осуществляться в любых районах, независимо от их экономической освоенности.

При составлении генеральных программ поисковых работ важно определить ближайшие и более отдаленные цели и в дальнейшем этим руководствоваться.

Наиболее трудная и ответственная задача в прогнозировании оруденения — выбор направления поисковых работ на выявление месторождений, не выходящих на дневную поверхность или очень слабо проявленных. Такие месторождения разделяются на скрытые (слепые), не обнаженные современным эрозионным срезом; погребенные, обнаженные древним эрозионным срезом, но затем перекрытые более молодыми геологическими образованиями; скрыто-погребенные, расположенные ниже древней эрозионной поверхности, перекрытой более молодыми отложениями.

Имеющийся опыт поисков месторождений, не выходящих на дневную поверхность, показывает, что усилия и средства, необходимые для их обнаружения, весьма значительны. Вместе с тем проведение глубинных поисков нельзя рассматривать как изолированный вид работы; обычные поиски по поверхности нередко совершенно естественно переходят в глубинные, особенно когда речь идет о прогнозировании и поисках в пределах рудных полей уже известных разведываемых или эксплуатируемых месторождений. Прогнозирование невскрытого или очень слабо проявленного оруденения по мере необходимости может проводиться при общих и детальных поисках, при поисково-оценочных работах, а также сопровождать предварительную и детальную разведки.

Учитывая высокую стоимость глубинных поисков, их проведение в настоящее время и в ближайшем будущем следует считать наиболее актуальным прежде всего в районах действующих предприятий созданных или создаваемых территориально-производственных комплексов.

Успех прогнозирования оруденения вообще, а не выходящего на поверхность в особенности зависит от того, насколько хорошо и детально изучен предмет поисков, т. е. от степени изученности формационного, морфогенетического и промышленного типов искомого оруденения, а также от данных, определяющих вероятность его присутствия в районах поисков. Прогнозирование не выходящего на поверхность оруденения требует особенно высокой степени геологической изученности и опоискования поверхности, а также возможно более точного определения глубины опоискования. Последнее определяется не только геологическими, но и экономическими факторами.

Основанием для прогнозирования оруденения служат благоприятные региональные и локальные критерии рудоносности. Главными среди них следует считать присутствие рудоносных геологических формаций, наличие благоприятных тектонических структур, прямые признаки оруденения, первичные и вторичные геохимические ореолы, присутствие полезных компонентов в потоках рассеяния, гидротермально измененные породы, а также гидрохимические и геофизические аномалии. Прогнозирование перекрытых месторождений опирается на данные изучения фундамента, в котором заключено оруденение, и, кроме того, на литохимию и гидрохимию перекрывающего чехла.

В целях наиболее рационального расходования средств глубинные поиски рекомендуется проводить в три этапа: первый (подготовительный) — сбор и обобщение материала по геологии и рудоносности района поисков; второй — доизучение геологии района поисков с проведением необходимого объема горных и буровых работ и создание объемной модели геологического строения участка земной коры, намеченного под поиски; третий — собственно глубинные поиски. Прогнозирование и оценка оруденения на первых двух этапах имеют очень большое значение, поскольку позволяют более обоснованно и рационально провести дорогостоящую часть работы — собственно глубинные поиски, или же своевременно от них отказаться в случае вывода о бесперспективности проведения дальнейших поисков после второго этапа работ.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Все разнообразие горных пород, слагающих земную кору, а также весь спектр полезных ископаемых, содержащихся в ней, обусловлены в первую очередь процессами эндогенной и экзогенной дифференциации протопланетного вещества. Познание этих процессов есть единственный путь решения проблемы прогнозирования и оценки месторождений полезных ископаемых.

В основу всех современных гипотез и теоретических разработок, имеющих целью показать силы, обусловившие развитие и строение планеты Земля и прежде всего ее внешней твердой оболочки (коры), положены представления о дифференциации земного вещества, сложившиеся в результате изучения состава и строения земных оболочек и процессов, происходивших и происходящих в настоящее время в земной коре, независимо от того, кто были создатели гипотез — геохимики, тектонисты или геофизики.

По представлениям А. П. Виноградова, процесс дифференциации Земли на оболочки касался главным образом силикатной фазы планеты (мантии), подвергавшейся вторичному разогреванию и разделению на оболочки по принципу зонной плавки. Вещество мантии разделялось на базальтовую магму и остаток, отвечающий по составу дунитам. Вода и другие легколетучие соединения (*HF*, *HCl*, *B(OH)*; возможно, BF_3, BC_3 и др.) концентрировались преимущественно в легкоплавкой фазе, которая под воздействием гравитационной силы оттеснялась к периферии Земли.

По мере охлаждения расплава происходила его кристаллизация с освобождением воды и растворенных в ней компонентов. На поверхности планеты пары воды охлаждались, образуя жидкую фазу — собственно гидросферу. Главная масса легкорастворимых в воде соединений (HCl, HF и др.) оставалась в гидросфере, а малорастворимые (CO_2, CH_4, H_2) *удалялись, создавая газовую оболочку Земли.*

В основу другой глобальной геохимической гипотезы положено представление о изначально гидридном составе Земли (металлы и кремний+водород). Ее автор В. Н. Ларин на основании изучения свойств водорода и особенностей его взаимодействия с металлами предложил принципиально новую модель Земли: внутреннее ядро — гидриды металлов, нижняя мантия — металлы, верхняя мантия и кора — окислы и силикаты. Все геологические явления (формирование атмосферы и оке-

анов, тектоногенез, магматизм и т. д.) автор рассматривает и объясняет на основе единого определяющего процесса — дегазации водорода из недр Земли.

В последние годы проявляется повышенный интерес к природным газам как к показателю массообмена между глубинными геосферами и литосферой. А. Н. Еремеев и И. Н. Яницкий, изучавшие гелий, получили один из первых экспериментальных материалов, подтверждающих такой массообмен. П. Н. Кропоткин и Б. М. Валяев указывают, что стержнем дегазации служит восходящая миграция глубинного водорода, взаимодействие которого с минеральными компонентами литосферы обусловливает во многом процессы метасоматоза, метаморфизма и появления (сброса) в верхних горизонтах земной коры воды и разнообразной гаммы углеводородных и кислых газов. Устанавливается также связь импульсов повышенной дегазации с проявлением сейсмоактивности.

Гипотеза «тектоники плит» также затрагивает проблему массообмена между мантией и земной корой; в результате спрединга мантийное вещество превращается в океаническую кору, субдукция приводит к образованию магмы корового происхождения и ее дифференциации.

Развитие учения о геосинклиналях и платформах неизбежно должно было затронуть проблемы движущих сил рассматриваемых процессов, а также взаимодействия между корой и мантией. В настоящее время разработаны представления о существовании астеносферы, образовании и всплывании астенолитов, селективной выплавке и подъеме базальтов и эклогитов. Процессами дифференциации земного вещества объясняется сложный ход эволюции земной коры. Ее лунный этап с массовым излиянием основных лав, близких толеитам, сменился, по Е. В. Павловскому, нуклеарным, когда наряду с формированием базальтовых ядер протоконтинентов впервые большое значение приобрели процессы осадконакопления, гранитизации (образование гранито-гнейсовых куполов) и регионального метаморфизма в фациях от гранулитовой до зеленосланцевой.

Экспериментальные исследования дали возможность Н. И. Хитарову сделать вывод, что эволюция толеитовых магм при постепенном охлаждении на глубинах более 65 км должна была привести к обогащению расплава кремнеземом, образованию магм среднего и кислого составов и отделению твердых остатков в виде пироксенитов, гранулитов, эклогитов и лерцолитов.

И. Куширо считает, что на ранней стадии земной истории значительное количество воды должно было существовать в недрах Земли, имевших, вероятно, в целом хондритовый состав. После повышения температуры хондритового вещества до солидуса в присутствии воды началось широкое выплавление андезитовой магмы и ее излияние на первичную поверхность Земли, что привело к образованию ранней континентальной коры. В последующее геологическое время андезитовая кора была дифференцирована, нижняя ее часть, насыщенная кремнеземом и содержащая некоторое количество воды, была частично расплавлена; при этом, возможно, образовалась гранитная магма. Вещество, оставшееся после выплавления гранитной магмы, по-видимому, соответствовало гранулитам. Далее при плавлении обезвоженной части мантии возникали базальтовые магмы.

Называя главными процессами формирования земной коры магматизм, метаморфизм и поверхностное выветривание, Б. Г. Лутц [24] противопоставляет океаническую кору континентальной и приходит к выводу, что рост континентальной коры тесно связан с глубинной

дегазацией земного вещества и процессами плавления и дифференциации мантийного вещества в потоках глубинных флюидов, а океанический базальтовый вулканизм — результат плавления мантийного вещества в условиях незначительного притока флюидов при постепенном накоплении тепла вследствие распада радиоактивных элементов.

Участвующие в строении земной коры магматические, метаморфические и осадочные породы отражают все разнообразие структурно-фациальных условий, в которых они формировались. Также разнообразны и структурно-фациальные условия образования месторождений полезных ископаемых; при этом для одних типов месторождений устанавливается достаточно тесная пространственная и генетическая связь с геологическими формациями, для других она менее определенна и даже проблематична.

По В. И. Смирнову, в ранний нуклеарный период развития земной коры основными были ассимиляционные и инфильтрационные источники рудного вещества преимущественно гидротермально-метаморфогенного генезиса. В геосинклинально-платформенный период преобладали три группы источников: ювенильные подкоровые, вызванные дифференциацией базальтовой магмы на ранних стадиях развития геосинклиналей; ассимиляционные коровой магмы; инфильтрационные внемагматические. Для периода активизации консолидированных структур земной коры характерны месторождения минерального сырья тех же групп эндогенных источников.

В настоящее время мы имеем дело с результатом глубоко зашедшей дифференциации протопланетного вещества, в которой участвовали не только эндогенные, но и в существенной мере экзогенные процессы. Обзор и анализ уже накопившихся сведений о закономерностях образования месторождений полезных ископаемых и их связях с основными тектоническими элементами земной коры и геологическими формациями позволят если не решить, то, по крайней мере, наметить пути решения проблемы в целом. При этом необходимо сразу же подчеркнуть, что попытки прикладного использования гипотезы «тектоника плит» обнаружили, по мнению В. И. Смирнова, ее схематичность и противоречивость. Поэтому в настоящей работе практически весь анализ закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых проведен на основе учения о развитии геосинклиналей и платформ с выделением рудных формаций и рудоносных материнских геологических формаций.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С БАЗИТОВОЙ И УЛЬТРАБАЗИТОВОЙ МАГМОЙ

Определяющая роль магматизма в формировании эндогенных месторождений и связь вещественного состава руд с составом рудопродуцирующей магмы особенно наглядно проявляются в группе полезных ископаемых, связанных с подкоровыми основными и ультраосновными магмами.

Титаномагнетитовые руды гистеромагматического и частично сегрегационного типов связаны с интрузивными комплексами пород габброидной магмы, характеризующейся повышенным содержанием титана (TiO_2 3,19 %) и низкой концентрацией магния (MgO менее 4 %).

Титаноносные магмы относятся к самым бедным магнием разностям базитового ряда. По мнению А. П. Лихачева, образование таких

магм происходило при сравнительно невысоких температурах и повышенных концентрациях летучих за счет наиболее легкоплавкой части мантийного вещества, почти не затрагивая его сульфидной части. Месторождения формировались в зонах глубинных разломов на ранних стадиях развития геосинклиналей (Урал-Кусинское, Чернореченское, Медведевское, Копанское, Ивановское и другие месторождения), а также при тектоно-магматической активизации докембрийских щитов (месторождения Волыни, оз. Сенфорд, Лиганга, Бушвельд и др.).

Медно-титаномагнетитовые руды выявлены в более меланократовых разностях пород с содержанием магния около 6 %: в Волковском габброидном массиве на Урале, в норитах Калифорнии, в базальтах кьюиноусской свиты в штате Мичиган, где оруденение представлено вкрапленностью титаномагнетита, ильменита, борнита, халькопирита и других минералов.

Медно-никелевые сульфидные руды ликвационного типа, по мнению М. Н. Годлевского, генетически связаны с интрузивами базит — гипербазитовой формации; образовавшая их магма более магнезиальна, чем титаноносная. Месторождения приурочены к придонным частям сложнодифференцированных лакколитов, лополитов, силлов и других тел, формировавшихся в спокойной обстановке докембрийских щитов или платформенных чехлов. Интрузивные массивы нередко характеризуются псевдостратифицированным строением: от пикритов и оливиновых габбро внизу до безоливиновых габбро-долеритов и ферродиоритов вверху. При этом богатые и обогащенные медью руды (месторождения Дулутского плутона, массива Инсизва, Норильского района и др.) ассоциируют с менее магнезиальными комплексами пород (MgO 8—12 %), а носители существенно пирротиновых, бедных медью руд (месторождения Кольского полуострова, Садбери, Томсон и др.) — интрузивы более магнезиального состава (MgO 24—25 %). А. П. Лихачев объясняет это тем, что, возможно, в первом случае при плавлении мантии в расплав входила вся сульфидная часть, во втором — плавлению при более высокой температуре подвергалась та часть, из которой предварительно была вынесена легкоплавкая фракция с богатыми медью сульфидами.

Хромитовые руды связаны с массивами ультрабазитов и базит — ультрабазитов и представляют собой фациальную разновидность двух петрографических формаций: гарцбургит-ортопироксенит-норитовых интрузивов платформенных областей и дунит-гарцбургитовых массивов геосинклинальных областей.

Платина и платиноиды приурочены к дунитам, перидотитам и пироксенитам. Среди дунитов залегают руды, для которых типична ассоциация самородной платины с хромшпинелидами, для перидотитов наряду с названной ассоциацией или отдельно от нее характерны концентрации Os, Ir, Ru, а в пироксенитах самородная платина ассоциирует с титаномагнетитом.

Ультрамафические (MgO$>$25 %) платиноносные и хромитоносные массивы рассматриваются как продукты мантийного вещества, лишенного легкоплавкой части и сульфидной фракции. Экспериментальные работы И. Мак-Грегора, показавшие неустойчивость шпинели при температурах, превышающих 1100—1200 °С, позволили А. П. Лихачеву предположить, что хромитоносные массивы представляют собой продукты частичной выплавки дунит-перидотитового слоя мантии, а хромит-платиноносные массивы — оставшийся от этой выплавки материал, достигший верхних горизонтов земной коры.

Апатит-магнетитовые руды гистеромагматического типа с более поздними скарновыми и пневматолитовыми образованиями генетически связаны с габбро-сиенитовыми и сиенит-диоритовыми дифференциатами основных магм ранней (средней?) стадии развития геосинклинальных зон.

Апатитовые руды также гистеромагматического происхождения в Хибинском массиве щелочных пород пространственно приурочены к ийолит-уртитам, заключенным между более ранними хибинитами (внешняя зона массива) и нефелиновыми сиенитами (внутренняя зона).

Лопаритовые руды, содержащие минералы ниобия, тантала, циркония, титана и редких земель, подчинены дифференцированному фойяит-уртит-луявритовому комплексу, который вместе с другими щелочными породами образует конусообразный лополит герцинского возраста в пределах Кольско-Карельского щита.

Карбонатиты с комплексным оруденением ассоциируют главным образом с интрузивами центрального типа, представленными сложными комплексами пород (от ультраосновных до щелочных). Их контролируют зоны глубинных разломов, разделяющие платформы и складчатые области, развитые в краевых частях платформ и в областях завершенной складчатости, а также рифтовые зоны внутренних частей платформ. При этом ультраосновные породы вмещают месторождения титаномагнетита, флогопита и перовскита; нефелин-пироксеновые и мелилитовые породы — флогопитовые месторождения; карбонатиты и магнетит-апатитовые породы — месторождения ниобия, тантала, фосфора, железа, меди и редких земель.

4680

Промышленные алмазы находятся среди ультраосновных-щелочных пород (кимберлитов), которые образуются в платформенных условиях в результате проникновения ультраосновной магмы из мантии в верхние малопроницаемые части земной коры. Значительные содержания углерода и большое количество газов, создающих высокие давления, обеспечивают появление алмазов. Ю. М. Шейнман подчеркивает малую дифференциацию магмы кимберлитов, которые обычно представлены щелочными перидотитами. А. С. Варламов предполагает, что рост давления обусловлен процессами гибридизма и поглощения магмой углистого вещества и углеводородов в промежуточных камерах. Кроме алмазов с кимберлитами связаны небольшие проявления флогопита и изредка карбонатиты с присущей им минерализацией.

Таким образом, характер магматизма, имеющего подкоровый источник, зависит от тектонических условий его проявления. Связанные с ранней стадией геосинклинального развития земной коры подкоровые базитовые и ультрабазитовые магмы имеют щелочноземельный характер, а главные полезные ископаемые, продуцируемые ими, — это хромиты, платина и платиноиды, титаномагнетиты. Относительно спокойные платформенные условия развития земной коры способствуют, с одной стороны, дифференциации проникающих в нее мантийных магм, а с другой — обусловливают их щелочной характер. Это, в свою очередь, определяет появление ликвационных медно-никелевых месторождений, связанных с сильнодифференцированными габбро-норитовыми массивами, а также редкометальных, апатитовых и флогопитовых месторождений, ассоциирующих с щелочными и ультраосновными-щелочными породами, слагающими дифференцированные интрузивные массивы. Слабая проницаемость материковой земной коры создает благоприятные условия для появления алмазоносных кимберлитов, формирующихся при очень высоких давлениях.

Геологический институт Кольского филиала АН СССР Библиотека

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ГРАНИТНОЙ МАГМОЙ

С гранитной магмой генетически связаны постмагматические месторождения молибдена, вольфрама, олова, бериллия, висмута, золота, серебра, кобальта, цезия, лития, мусковита, частично тантала, ниобия, свинца и цинка, бора и некоторые другие. Существование такой связи подтверждается пространственной и структурно-тектонической сопряженностью месторождений определенных полезных ископаемых с конкретными магматическими формациями, близостью их геологического возраста, сходством геохимических особенностей, а в ряде случаев температурной зональностью месторождений и зависимостью изотопных характеристик кислорода рудных проявлений от магматических.

Кроме того, целый ряд сходных признаков гидротермальных магматогенных месторождений и материнских гранитоидов позволяет конкретизировать наши представления о механизмах и движущей силе процессов миграции и концентрации рудного вещества, о зарождении, составе и способе отделения гидротермальных рудоносных растворов, а также охарактеризовать роль и развитие во времени и пространстве процессов, приводивших в конечном итоге к рудообразованию.

В числе таких признаков могут быть названы следующие:

1) гипабиссальный уровень формирования гидротермальных месторождений и ответственных за их образование гранитных плутонов;

2) зависимость масштабов и концентрации оруденения от размеров и морфологии рудопродуцирующих плутонов;

3) многофазное становление рудоносных интрузивов при наибольшей обогащенности кремнеземом и щелочами поздних интрузивных фаз;

4) отсутствие в большинстве случаев изначальной обогащенности гранитоидов рудными элементами, проявленными в месторождениях;

5) развитие в экзоконтактах апикальных частей плутонов метасоматических процессов, протекающих на магматической стадии и сопровождающихся обменом вещества в системе гранитный расплав — вмещающая порода;

6) широкое развитие предрудных щелочных метасоматических изменений материнских гранитоидов, проявляющихся наиболее интенсивно в апикальных частях интрузивов вслед за поздними фазами интрузивной деятельности;

7) постоянная приуроченность месторождений к апикальным частям интрузивов, к их эндо- и экзоконтактовым зонам и «подвешенный» характер рудных тел;

8) сосредоточенность рудного груза гранитоидных интрузивов главным образом в метасоматически измененных гранитах и кварцевых жилах выполнения;

9) развитие процеса рудообразования на заключительном этапе формирования магматического очага (как правило, после даек первого этапа);

10) незавершенность магматического процесса в период рудообразования, т. е. сопряженность во времени и пространстве процессов рудоотложения и дайкообразования, проявляющаяся в наличии внутрирудных даек магматических пород;

11) прерывистый (стадийный) характер кварцево-рудной минерализации и определенная последовательность в проявлении стадий минерализаций;

12) невыдержанность объемных соотношений процессов метасоматоза и рудоотложения;

13) моно- или биметалльный характер промышленного оруденения при подчиненном содержании других рудных элементов и отсутствие выдержанных соотношений между ними;

14) совпадение рядов вертикальной (снизу вверх) и латеральной (от центра к периферии) рудных зональностей.

Приведенный выше перечень признаков, безусловно, не исчерпывает всех особенностей гидротермального магматогенного рудообразования, но и в таком виде сочетание указанных признаков позволяет наметить решение ряда важных в генетическом отношении вопросов.

Представляется, что вся совокупность указанных геологических и физико-химических особенностей гидротермального магматогенного рудообразования получает наиболее удовлетворительное объяснение, если принять следующую принципиальную генетическую схему развития событий: 1) внедрение и дифференциация магматического расплава; 2) затухание активности магматического очага, ослабление или прекращение глубинного подтока тепловой энергии; 3) базификация и фельдшпатизация пород эндоконтакта в результате взаимодействия магматического расплава с вмещающими породами в условиях открытой системы; 4) образование кристаллической корки («панциря») в магматической камере, изоляция магматического очага от вмещающих пород, прекращение свободного истечения флюида из расплава во вмещающие породы; 5) выделение избытка (против котектического состава магмы) щелочных металлов и кремнезема (дорудные калишпатизация, альбитизация, окварцевание); 6) постепенное продвижение фронта раскристаллизации внутрь магматической камеры с образованием очагов расплавов и постмагматических растворов, находящихся под избыточным (относительно литостатической нагрузки) давлением; образование даек и рудно-кварцевой минерализации при вскрытии этих очагов; 7) стадийное стандартное развитие гидротермального процесса — от наиболее ранних высокотемпературных кислородных, бор- и фторсодержащих соединений к сульфидному и карбонатному минералообразованию.

ИСТОЧНИК РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Родственная связь ряда месторождений с гранитоидами, как уже отмечалось, особых сомнений не вызывает. Вместе с тем исследования последних лет показали, что граниты, с которыми по всем признакам генетически связано оруденение, не обогащены рудными элементами. Средние содержания рудных элементов в гранитах не превышают как земные кларки, так и средние содержания в сходных типах магматических пород. Следовательно, решающее значение в генетических построениях приобретают не столько представления об источнике вещества, сколько о механизме его мобилизации и способе концентрации. Однако именно в этом вопросе мнения иследователей расходятся.

Широким распространением в настоящее время пользуются две гипотезы мобилизации рудных элементов: извлечение из породообразующих минералов и отделение из магматического расплава. Первая гипотеза не объясняет металлогеническую специализацию геологических провинций, преимущественно моно- или биметальный характер оруденения, отсутствие выдержанных соотношений между главными рудными элементами, несоответствие объема измененных пород масштабам оруденения, отсутствие следов прохождения огромных водных масс в подрудном поясе.

Для образования крупных и уникально крупных по запасам полезных ископаемых гидротермальных месторождений необходимы весьма значительные объемы вещества — поставщика рудных компонентов. Таким источником может быть магма. Несложные расчеты, проделанные В. Т. Покаловым, показали, что магматический расплав в объеме камеры с площадью горизонтального сечения от 100 до 600 км^2 и глубиной до 10 км при мобилизации рудного компонента и понижении его содержания в расплаве всего на 0,1 г/т может обеспечить образование крупного месторождения с запасами металла от 100 до 600 тыс. т в промышленных рудах и окружающих его ореолах (достаточно крупные месторождения для молибдена, вольфрама и олова).

Незавершенность магматического процесса в период рудообразования (наличие внутрирудных и пострудных даек магматических пород), а также сопряженность во времени и пространстве рудоотложения и дайкообразования — все это дает основания считать процессы, происходящие в магматическом расплаве, преобладающими при мобилизации рудного вещества.

Л. В. Таусон выделяет среди гранитоидов следующие геохимические типы: кислые дифференциаты селективных базальтовых выплавок из мантийного вещества (плагиограниты толентового ряда, плагиограниты известково-щелочного ряда, агпаитовые редкометальные граниты и граниты монцонитового ряда); палингенные гранитоиды, образовавшиеся в результате плавления корового вещества (известково-щелочные, плюмазитовые редкометальные, щелочные, щелочные редкометальные); и ультраметаморфические гранитоиды, рассматриваемые как результат селективной выплавки из сильно метаморфизованного сиалического материала в глубинных зонах земной коры. По мнению Л. В. Таусона, рудная продуктивность гранитных магм определяется масштабами и интенсивностью процессов эманационной дифференциации магматического вещества и условиями дегазации магматических очагов на позднем постмагматических стадиях развития.

ТЕКТОНИКА, ХИМИЗМ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ И ОРУДЕНЕНИЕ

Определяющая роль состава магмы и условий ее кристаллизации отчетливо устанавливается при изучении условий формирования многих плутоногенных месторождений и в первую очередь пегматитовых. С последними связаны разные полезные ископаемые — мусковит, литий, бериллий, цезий, тантал, олово, пьезооптическое сырье. Г. Г. Родионов, А. Г. Бушев и Е. Н. Калугин считают, что пегматитовые граниты (породы лейкократового состава с повышенным содержанием щелочей, кремнезема и глинозема), образуя единую ветвь, существенно различаются между собой термодинамическими условиями становления и составом. От наиболее глубинных слюдоносных гранитов ($P=588$—784 МПа, $t=475$—530 °С) к менее глубинным редкометальным и хрусталеносным увеличивается содержание калиевого полевого шпата и кварца за счет уменьшения плагиоклаза, возрастает содержание кремнезема и окислов железа и падает содержание глинозема и окиси кальция.

Решающая роль тектоно-магматических процессов отчетливо проявляется и при формировании постмагматических месторождений меди, молибдена, вольфрама, тантала, ниобия, бериллия и олова.

Месторождения медно-молибденовых руд формировались в позднеорогенную стадию развития вторичных и окраинно-континентальных геосинклиналей и связаны пространственно и генетически с плутонами,

в строении которых участвуют монцониты, граносиениты, сиениты, гранодиориты, граниты, диориты, габбро.

Месторождения монометальных молибденовых руд связаны с процессами эпиплатформенной орогении, которые начинались образованием крупных поднятий и наложенных впадин, заполнявшихся отложениями молассового типа. Оруденение расположено в поднятиях и обрамлении впадин, где генетически и пространственно связано с плутонами, сложенными преимущественно амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами, гранодиоритами и граносиенитами при подчиненной роли монцонитов и диоритов, развитых в сравнительно узких эндоконтактовых зонах.

Месторождения вольфрам-молибденовых руд формировались в связи с субсеквентным развитием складчатых областей и эпиплатформенной орогенией, когда на фоне блоковых движений небольшой амплитуды накапливались вулканиты среднего, щелочного и кислого составов. Месторождения ассоциируют с плутонами субщелочных лейкократовых гранитов.

Месторождения оловянных и вольфрам-оловянных руд связаны с позднеорогенным и субсеквентным развитием складчатых областей, с процессами эпиплатформенной орогении. Рудопродуцирующими являются интрузивы существенно калиевых гранитоидов, насыщенных летучими, среди которых главную роль играют вода, фтор, бор. Первые фазы интрузивов представлены преимущественно биотитовыми гранитами, а поздние — лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, часто повышенной щелочности с высоким содержанием лития и рубидия. Плутоны, сложенные такими гранитами, распространены, как правило, в толщах терригенных, вулканогенно-терригенных и карбонатно-терригенных пород.

Кроме названных, на поздне- и посторогенном этапах развития складчатых областей и в связи с эпиплатформенной орогенией образуются еще два ряда рудоносных гранитов: нормальный щелочно-известковый, с которым связаны преимущественно месторождения вольфрама; и щелочной, с которым ассоциировано в основном редкометальное оруденение.

Детальное изучение месторождений показывает, что ассоциации рудных компонентов в них зависят от характера материнского магматизма. Так, накопление промышленных содержаний меди в ассоциации с молибденом логично объяснить специфическими чертами рудопродуцирующего магматизма: условиями эпигеосинклинальной орогении, тектоническими движениями большой амплитуды, вскрывающими вещество верхней мантии. Рудоносные плутоны, ранние фазы которых представлены основными породами, средние — гибридными и поздние — кислыми, следует рассматривать как результат зарождения на больших глубинах базитовой магмы и ее дальнейшей эволюции под влиянием усвоения кислого сиалического материала (появление гибридных магм) и последующего образования гранитных магм скорее всего корового происхождения. Таким образом, здесь мы имеем дело со смешанным магматизмом подкорового и корового происхождения. Вероятно, первый был источником меди, второй — молибдена.

Умеренно кислый состав пород (амфибол-биотитовые и биотитовые граниты, гранодиориты и граносиениты), слагающих материнские плутоны месторождений монометалльных молибденовых руд, обусловлен не такими контрастными движениями блоков земной коры и менее напряженной тектоникой. Магма основного состава в образовании плутонов участия практически не принимала, что вызвало исчезновение про-

мышленных содержаний меди из рудного процесса и в то же время обусловило появление вольфрама (в количествах, правда, обычно не имеющих практического значения),

Отличительная особенность вольфрам-молибденовых месторождений — развитие процесса грейзенизации, сопровождающегося отложением фторсодержащих минералов и появлением бериллиевой минерализации. Вероятно, это обусловлено в первую очередь лейкократовым составом материнской магмы. Повышенная щелочность магматических расплавов, обеспечивающая накопление молибдена в гидротермальных растворах, неблагоприятна для образования галоидо-водородных кислот. В этих условиях соединения фтора хорошо растворимы и, следовательно, плохо улетучиваются. Поскольку основные носители фтора в гранитоидах — биотит (0, n — 2,0 %) и роговая обманка (0, n %), в которых, по мнению К. У. Корренса, фтор замещает ион гидроксила, можно предположить, что при образовании пород, богатых биотитом и роговой обманкой и характеризующихся повышенной щелочностью, не создавалось условий для широкой миграции фтора. Поэтому во время кристаллизации магмы фтор в основной своей массе входил в состав названных минералов (биотита и амфибола). При кристаллизации лейкократовых гранитов фтор легко мигрировал и накапливался в постмагматических растворах, что обеспечивало появление вольфрама и бериллия в рудном процессе, поскольку фтор, вероятнее всего, был их экстрагентом и переносчиком.

Таким образом, на примере эндогенных месторождений молибдена отчетливо проступает зависимость вещественного состава руд от основности материнской гранитоидной магмы — по мере снижения основности рудопродуцирующего расплава и количества подкорового вещества уменьшается доля меди в рудах и увеличивается доля вольфрама (рис. 1).

Типичные представители редкометальных гранитов щелочного ряда с рудными концентрациями вольфрама, бериллия, ниобия и тантала — граниты массивов Монтебра и Эшассьер во Франции. В то же время эти граниты обогащены фосфором, в них появляются литиевые фосфаты типа амблигонита-монтебразита, чем объясняются необычайно высокие средние содержания лития (1—2 %).

Большое значение режима щелочей в магматическом процессе неоднократно подчеркивалось многими исследователями. Несомненно также влияние щелочности рудопродуцирующей магмы и на характер постмагматических растворов, режим кислотности-щелочности, способность фракционного извлечения рудных элементов из магматического расплава и, следовательно, на вещественный состав отлагавшихся руд. Месторождения тантала и ниобия обязаны своим происхождением гранитной магме высокой щелочности, а месторождения молибдена — кислой и умеренно кислой щелочноземельной магме с несколько повышенной щелочностью. При этом снижение щелочности магмы до нормальной сопровождается уменьшением роли молибдена в рудном процессе. Например, биотитовые граниты Горного Алтая, несущие молибден-вольфрамовую минерализацию, отвечают ряду пород щелочноземельный гранит — гранодиорит (по Р. Дэли) и характеризуются бо́льшим содержанием ферромагнезиальных компонентов и кальция, меньшей пересыщенностью кремнием и более слабой щелочностью по сравнению с лейкократовыми гранитами, вмещающими вольфрам-молибденовые месторождения Центрального Казахстана, Западного Забайкалья и других регионов. Эти отличия и обусловили, по-видимому, резкий сдвиг в сторону вольфрамовой минерализации в постмагматиче-

ском процессе горноалтайских месторождений. Здесь вследствие редуцированности ранней молибденовой стадии запасы трехокиси вольфрама в 5—7 раз превышают запасы молибдена, иными словами горноалтайские месторождения уже по существу вольфрамовые с попутным молибденом.

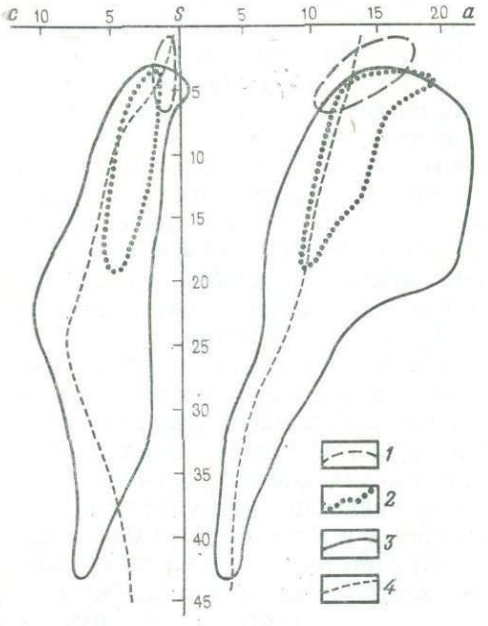


Рис. 1. Сопоставление (на диаграмме А. Н. Заварицкого) химических составов пород, слагающих плутоны, с которыми ассоциируют месторождения молибдена. *Составил В. Т. Покалов.*

Поля фигуративных точек пород, слагающих плутоны: *1* — лейкократовых гранитов (вольфрам-молибденовая формация), *2* — амфибол-биотитовых гранитов (молибденовая формация), *3* — пестрого состава (медно-молибденовая формация), *4* — линия средних типов пород щелочноземельного ряда, по Р. Дэли

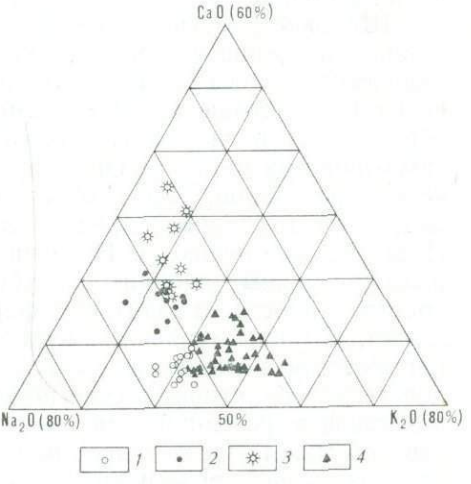


Рис. 2. Соотношение натрия, калия и кальция в рудоносных гранитоидах. *Составил В. Т. Покалов.*

1 — лейкократовые граниты с вольфрам-молибденовым оруденением; *2* — амфибол-биотитовые граниты с молибденовым оруденением; *3* — монцониты, диориты, гранодиориты с медно-молибденовым оруденением; *4* — оловорудные граниты

Оловоносные граниты характеризуются существенным преобладанием калия над натрием, что четко отличает их от гранитов, с которыми связаны молибденовые месторождения (рис. 2). В то же время общеизвестна тесная геохимическая связь олова с бором, проявляющаяся и в региональном плане, и в рудном процессе. Последняя не только обусловливает парагенезис касситерита с турмалином, но также приводит к образованию бор-оловоносных минералов (гулсит, норденшельдит) и к изоморфному вхождению олова в борные минералы (людвигит — до 1 %).

Учитывая, что оловоносные плутоны, как правило, находятся среди терригенных, карбонатно-терригенных и эффузивно-терригенных толщ, отличительные особенности оловоносных гранитов — резкое преобладание калия над натрием и бороносность — можно объяснить тем, что они образовались в результате процессов гранитизации преимущественно терригенных отложений, наследуя в определенной мере геохимические особенности последних. Глинистые породы характеризуются резким преобладанием калия над натрием, что не могло не отразиться на отно-

шении щелочных металлов в гранитах, образовавшихся за счет этих пород. Очевидно, этим же объясняется и бороносность рассматриваемых гранитов. В изверженных горных породах среднего и кислого состава бора содержится 15 г/т, а в осадочных породах (глинах, сланцах) — 100 г/т, по А. П. Виноградову. По данным Г. Хардера, среднее содержания бора в глинистых сланцах 100 г/т, в песчаниках 35 г/т, в известняках 27 г/т. На более высокие содержания бора в сланцах (310 г/т) указывают К. Ранкама и Т. Сахама. Преобладающая часть оловоносных гранитов находится в районах развития песчано-сланцевых толщ, из которых в процессе гранитизации бор, по-видимому, переходил в магму и в дальнейшем участвовал в рудообразовании.

Широкое участие газов в эндогенных процессах, выявляемое по данным изучения состава включений в магматических минералах, вулканических эксгаляций и глубинных эманаций, в настоящее время не вызывает сомнений. В современных воззрениях на механизм магмообразования и гидротермального магматогенного рудообразования газам отводятся многообразные функции. Согласно гипотезе трансмагматических растворов, сам процесс магмообразования протекает под воздействием глубинных, преимущественно водных по составу, флюидов. Поэтому, по мнению Л. Н. Овчинникова, они не могут быть стерильными от рудных элементов глубинного происхождения. Широкая распространенность этмолитовой формы интрузий и эксплозивных сооружений, а также тенденция рудно-магматических систем конически выклиниваться в «корневой» части породили представления у ряда исследователей об активном участии растворенных в магматических расплавах газов в формировании интрузивов. Присутствие летучих компонентов оказывает существенное влияние на характер эволюции магматических расплавов, режим кристаллизации и формирование гидротермальных растворов. При этом летучие выполняют роль экстрагентов рудных элементов из магмы.

Общие признаки недосыщенности гранитных расплавов водой и в первую очередь растворенной в молекулярной форме — веский аргумент в пользу обоснования переноса рудных элементов в магматических расплавах в форме летучих соединений. Следующие факторы подчеркивают роль газов как транспортирующих агентов: приуроченность месторождений к апикальным частям интрузивов, связь оруденения с гранитами внедрения, куполообразная форма материнских плутонов, с которыми связаны крупные месторождения, обогащенность верхних частей плутонов рудными элементами, установленная Ш. Д. Мусаевым, зависимость масштабов оруденения от размеров плутонов [31], первично-магматическая вертикальная зональность распределения летучих компонентов в апикальных частях гранитоидных интрузивов.

В основе процесса магматической дистилляции лежит возможность образования газообразных соединений рудных компонентов и их миграции в верхнюю часть магматической камеры. Появление такого механизма возможно лишь при нарушении фазового равновесия и отделении летучих при продвижении магматического расплава в зоны с пониженным давлением.

Среди эндогенных газов, помимо наиболее распространенных H_2O и CO_2, устанавливаются кислотные газы HCl, HF, H_2S, SO_2, а также NH_3, CO, CH_4, H_2, N_2, Ar и He. Последовательность отделения летучих компонентов от магматических расплавов, по данным В. Т. Покалова и В. Н. Румянцева, может определяться их растворимостью, а также зависеть от процессов, регулирующих уровень насыщения магмы летучими, и реакций между ними.

Кремнеземсодержащие и рудоносные флюиды обособляются и накапливаются на границе раздела кристаллической корки с застывающей магматической массой. Последовательное зарождение, вскрытие и ликвидация таких очагов флюидов по мере продвижения фронта кристаллизации в глубь остывающего интрузивного тела удовлетвори-

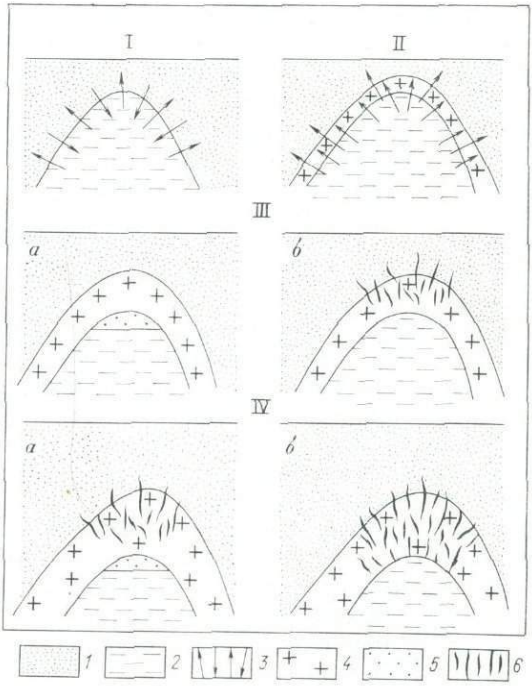


Рис. 3. Схема образования и функционирования рудоносного очага в апикальной части гранитного плутона. *По В. Т. Покалову.*

I — ороговикование, базификация, фельдшпатизация (открытая система); II — калишпатизация, альбитизация, окварцевание (предрудная стадия закрытой системы); III — первая рудная стадия: *а* — образование рудоносного очага, *б* — вскрытие очага и образование рудных тел; IV — вторая рудная стадия: *а* — образование рудоносного очага, *б* — вскрытие очага и образование рудных тел. *1* — вмещающая порода; *2* — магматический очаг; *3* — направления движения химических элементов при взаимодействии магматического расплава с вмещающими породами; *4* — кристаллическая корка; *5* — флюид; *6* — рудоносные жилы и прожилки

тельно объясняют стадийность плутоногенного кварцево-рудного минералообразования, проявляющуюся достаточно стандартно на месторождениях практически всех типов, телескопирование минерализации разных стадий, а также отсутствие следов рудоносных очагов (рис. 3).

ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Анализ смены рудных парагенезисов выявляет главную закономерность стадийности гидротермального процесса — от ранних высокотемпературных, главным образом кислородных, бор- и фторсодержащих соединений, к сульфидному и карбонатному минералообразованию.

Наиболее ранняя магнетит-кварцевая ассоциация четко накладывается на скарны и в виде прожилков и жил рассекает зоны калишпатизации. Далее проявляется молибденит-кварцевая минерализация, которая, судя по данным гомогенизации газово-жидких включений в кварце, формировалась при температурах 300—440 °С, а с учетом поправки на давление — 340—500 °С. Молибденит-кварцевая минерализация сменяется ассоциациями кварца с вольфрамитом, шеелитом, касситеритом, бериллом, топазом, флюоритом, турмалином, слюдами и др.; в небольших количествах присутствуют молибденит, пирит, халькопирит, висмутин; широко развиты кислородные соединения, а также фтор- и борсодержащие минералы при подчиненной роли сульфидов. Температура гомогенизации газово-жидких включений в кварце 280—350 °С (с поправкой на давление температура минералообразования — 320—

400 °С). Гидротермальные изменения представлены интенсивной грейзенизацией вмещающих пород. Растворы носили ярко выраженный кислотный характер. В составе газово-жидких включений данной и всех последующих стадий минерализации, по сравнению с ранними — магнетит-кварцевой и молибденит-кварцевой, — резко возрастает роль углекислоты (до 70 % включений содержат CO_2).

Вслед за ассоциациями, в которых ведущую роль играли кислородные соединения, развивались стадии, с которыми связано отложение сульфидов — сначала пирита и халькопирита с кварцем и нередко флюоритом, затем — пирита, пирротина, марказита, сфалерита, галенита, халькопирита и в меньшей мере различных сульфосолей, минералов висмута и серебра, самородного золота и других с кварцем, карбонатами, мусковитом, флюоритом. Температура образования этих парагенетических ассоциаций 160—300 °С. Серицитизация, березитизация, пропилитизация и аргиллизация широко проявлялись в породах, вмещающих оруденение. Заканчивается гидротермальный процесс развитием безрудных кварц-карбонатных, флюорит-карбонатных, карбонатных и нередко цеолитовых прожилков и жил при температуре 60—150 °С. Иногда после рудоотложения проявляется адуляризация.

Анализ состава кислорода кварца из гранитов и рудных прожилков установил преимущественно магматическое происхождение воды, участвовавшей в рудоотложении на ранних высокотемпературных стадиях, и вовлечение значительного количества метеорной воды лишь при отложении поздних сульфидов.

Приведенная схема рудного процесса и последовательности отложения минеральных парагенезисов во многом собирательна. При этом объем проявления стадий минерализации на месторождениях разных полезных ископаемых неодинаков. Гипертрофированное развитие присуще минерализациям тех стадий, с которыми связано отложение главного полезного компонента месторождения; такие стадии обычно растянуты во времени и нередко развиваются в несколько импульсов. По сравнению с ними минеральные ассоциации других стадий рудного процесса угнетены или даже могут отсутствовать. Например, на медно-молибденовых и монометальных молибденовых месторождениях, ассоциирующих с умеренно кислыми гранитоидами, не проявлены грейзеновый процесс и тесно связанные с ним оловянная, вольфрамовая и бериллиевая минерализации.

В разных объемах проявляется свинцово-цинковая минерализация: незначительно на месторождениях оловянных, вольфрамовых, вольфрам-молибденовых, молибден-вольфрам-бериллиевых грейзенового типа, связанных с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами; довольно широко в медно-молибденовых (медно-порфировых) и оловянно-сульфидных месторождениях, ассоциирующих с умеренно кислыми гранитоидами.

В различных объемных соотношениях находятся и предрудные калишпатизация и альбитизация. Калишпатизация широко развита на медно-молибденовых и молибденовых месторождениях в умеренно кислых гранитоидах при незначительном проявлении альбитизации. Альбитизация резко преобладает над калишпатизацией на оловянных, вольфрамовых и вольфрам-молибденовых месторождениях, для которых материнскими являются лейкократовые и аляскитовые граниты.

Перечисленные различия рудной минерализации плутоногенных месторождений, по-видимому, обусловлены тем, что состав магматогенных флюидов и связанная с ними рудная минерализация в первую очередь определялись составом магматического расплава, т. е. его ос-

новностью, щелочностью и насыщенностью теми или иными летучими компонентами. Следовательно, характер гранитоидных магм, существенно зависящий от геолого-тектонической обстановки образования, во многом определяет вещественный состав связанных с ними руд. Здесь наблюдается полная аналогия с магмами подкорового происхождения основного и ультраосновного составов и продуцированными ими полезными ископаемыми. В настоящее время этот вывод вряд ли может быть взят под сомнение, он становится одной из основных предпосылок прогнозирования магматогенных месторождений минерального сырья. Для образования промышленных магматогенных месторождений недостаточно только проявления благоприятного магматизма. Многое зависит от размеров магматической камеры, глубины застывания интрузива, его морфологии, структурных и физико-химических условий рудоотложения. На характер эндогенной минерализации большое влияние оказывает также и вмещающая среда. Однако это влияние сказывается главным образом на форме проявления и концентрации оруденения, а не на ассоциациях рудных компонентов.

Структурные условия определяют морфологический тип оруденения: жильный, прожилково-вкрапленный, брекчиевый и др. При этом нередко на одном и том же месторождении одна и та же рудная минерализация проявлена разными морфологическими типами. Например, на многих медно-молибденовых месторождениях оруденение представлено двумя и даже тремя морфологическими типами: штокверковым и жильным (Каджаран, Айгедзор), прожилково-вкрапленным и брекчиевым (Коунрад, Эль-Тениенте, Чукикамата, Токвепала), жильным, прожилково-вкрапленным и брекчиевым (Дастакерт, Сора).

Литологические условия локализации оруденения в основном влияют на минеральный состав руд. Развитие постмагматических процессов в карбонатной среде приводит к формированию оруденения в скарнах, а в алюмосиликатной — к оруденению в калишпатизированных, альбитизированных, грейзенизированных породах. В алюмосиликатных породах вольфрам, как правило, проявляется в виде вольфрамита, гюбнерита и ферберита, а в скарнах и карбонатной среде — в виде шеелита. Бор в алюмосиликатной среде фиксируется главным образом в форме алюмоборосиликатов, в известковых скарнах и скарноидах — кальциевых боросиликатов и боратов, а в магнезиальных скарнах — магниевых и железо-магниевых боратов.

Следовательно, структурные и литологические условия локализации оруденения обусловливают весьма широкое разнообразие морфологических и минеральных типов оруденения, но не являются первопричиной образования магматогенных месторождений и потому не определяют региональные закономерности размещения разных видов минерального сырья, влияя лишь на локальное размещение оруденения и его минеральные и морфологические типы в пределах рудных полей и месторождений. На одном месторождении могут естественно сочетаться несколько морфологических и минеральных типов оруденения.

Прогнозирование постмагматических месторождений опирается на анализ первопричин их образования и поэтому связано прежде всего с рудноформационным анализом. Рудная формация — категория более крупная, чем месторождение, минеральный или морфологический тип, она представляет собой производную определенной магматической (геологической) формации и объединяет месторождения с одинаковым набором главных рудных элементов (или минеральных ассоциаций) и сходными условиями их образования.

Однако существует довольно большая группа эндогенных месторождений (флюоритовые, сурьмяно-ртутные и др.), связь которых с магматическими процессами прямо не устанавливается или устанавливается косвенно на основании анализа разностороннего материала. В этом случае при выделении рудных формаций основное значение приобретает анализ общих геологических и структурно-литологических условий рудообразования.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ЭКЗОГЕННЫМИ ПРОЦЕССАМИ

В гидросфере, атмосфере и биосфере происходит целый ряд физических (механических), химических и химико-биологических процессов, которые приводят к экзогенной дифференциации вещества в природе.

Механическая сортировка обломочного материала с отделением мелких и наиболее легких частиц от более крупных и тяжелых начинается уже при транспортировке на водосборных площадях и продолжается в конечных водоемах, где состав кластических отложений последовательно меняется от грубозернистых (прибрежных) до все более тонкозернистых (внутренних частей водоемов). Значительная плотность многих рудных минералов и их различная транспортабельность определяют петрографический тип и фациальную обстановку накапливающихся осадков: делювий, аллювий, прибрежно-пляжевые отложения морей и озер.

Россыпи ближнего сноса отличаются богатым минеральным составом — бадделеит, лопарит, пирохлор, эвксенит, колумбит-танталит, ксенотим, самарскит, фергюсонит и др. К грубозернистой базальной зоне руслового аллювия приурочены россыпи более транспортабельных минералов — касситерита, золота, алмазов и др.

Россыпи водоемов формируются по берегам озер, морей и океанов, т. е. там, где обломочный материал находится под воздействием процессов, производящих гранулометрическую и минеральную сортировку частиц. Здесь встречаются россыпи наиболее транспортабельных минералов — циркона и монацита, нередко ассоциирующих с ильменитом, рутилом, магнетитом, хромитом, гранатом, силлиманитом, титаномагнетитом, реже золотом, касситеритом и алмазами.

Химическое выветривание, характерное для областей гумидного климата, развивается, по данным Н. М. Страхова, стадийно. В начальную стадию в условиях окислительной и щелочной сред выносятся легкорастворимые сульфиды и хлориды калия, натрия, кальция и магния, а также карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов. Одновременно гидролизуются силикаты и алюмосиликаты и вымываются натрий, калий, магний, кальций и кремнезем (в некоторой степени это относится и к Mn^{2+}, удаляемому в виде углекислой соли). В целом кора выветривания на щелочной стадии обогащается железом, алюминием и титаном. В более позднюю кислую стадию наряду с продолжающимся разрушением алюмосиликатов и выносом оснований и кремнезема начинают мигрировать окислы титана; одновременно с выносом происходит значительное перераспределение и локальное накопление железа и алюминия.

При переносе растворенный материал в значительной мере отделяется от взвешенного и влекомого кластического материала и практически нацело удаляется с водосборных площадей в конечные водоемы. В последних происходит не только механическая, но и химико-биологическая седиментация, а также диагенез осадков. Возникают разнооб-

разные петрографические типы отложений, которые условно можно разделить на три группы: 1) терригенные отложения (на 95 % и более сложены частицами, принесенными в водоем); 2) аутигенные осадки (на 95 % и более образованы минералами, возникшими химическим или биогенным путем из растворов); 3) терригенно-аутигенные накопления (образованы как терригенными отложениями, так и дополняющими аутигенными).

Характер осадков в первую очередь определяется, по Н. М. Страхову, тектоническим режимом седиментационной области. Тектонически активные регионы отличаются не только большими массами смываемого с водосборов материала, но и особенно большой долей в них обломочных частиц. В тектонически мало активных регионах одновременно с резким уменьшением абсолютных масс поступающего с водосборов осадочного материала весьма существенно убывает доля кластических частиц по сравнению с растворенными компонентами. Осаждение растворенных веществ из морской воды осуществляется химическим и биогенным путями, а также сорбцией уже имеющимися в воде твердыми частицами — коллоидными мицеллами. В первую очередь в осадок уходят труднорастворимые и биологически активные соединения Al, Fe, Mn, P, $CaCO_3$, $MgCO_3$, SiO_2, а также V, Cr, Ni, Cu, Pb, Zn. Легкорастворимые и биологически инертные соединения NaCl, $CaSO_4$, $MgSO_4$, S_2 (частично), B, F и другие остаются в растворе.

Н. М. Страховым разработаны основные закономерности накопления главнейших полезных компонентов в осадках, что позволяет связать генезис месторождений экзогенных руд с определенными геологическими формациями, установить фациальные условия их образования, т. е. рассматривать экзогенные месторождения как часть геологической формации.

Руды алюминия — бокситы — формируются следующим образом. В тропической влажной зоне разложение алюмосиликатных пород приводит к образованию латеритного (преимущественно гидраргиллитового) типа бокситов в коре выветривания. В случае эрозии латеритных бокситов делювиальные и аллювиальные отложения верховьев небольших речек могут быть насыщены обломками бокситов. В основном же месторождения осадочных бокситов приурочены к конечным водоемам стока — озерам и морям. Морские бокситы обычно локализуются в краевых частях бассейнов, соответствующих верхним участкам шельфа и, как правило, залегают на закарстованной поверхности рифогенных пород. Внизу располагаются красные бокситы, не содержащие обычно остатков морской фауны, — частично континентальные образования прибрежной полосы, а частично отложения сильно опресненных лагун. Выше, на сглаженной поверхности красных бокситов (иногда с признаками размыва) залегают серые, черные или зеленые, более бедные глиноземом бокситы с лептохлоритами, сидеритом, пиритом, содержащие остатки морской фауны. Эти бокситы — существенно диаспоровые с большей или меньшей примесью бёмита; вверх по разрезу они постепенно сменяются толщей морских глин или карбонатных пород.

Железные руды, по образному выражению Н. М. Страхова, в сравнении с бокситами в главной своей массе «заметно сдвинуты в море». Причина этого — большая геохимическая подвижность железа. Руды коры выветривания развиваются только при наличии специфического субстрата — ультраосновных пород, богатых железом, а также магнием и кальцием, которые поддерживают щелочную среду, фиксирующую железо.

Среди аллювиальных отложений помимо незначительных гидрогётитовых накоплений известны достаточно крупные аллювиально-делювиальные гидрогётит-шамозит-сидеритовые месторождения. Однако главная область формирования железных руд — периферическая зона морей, шельфовая площадка, где существуют два литологических ряда рудовмещающих пород: терригенный и известковый. В первом руды протягиваются из зоны морских песков в алевритовую полосу и выклиниваются в зоне отложения глин. В карбонатном ряду руды начинаются в слабоизвестковых песках, переходят в известковые алевриты и заканчиваются в известняках. По простиранию железорудные горизонты могут протягиваться на расстояние до 100 км, вкрест простирания — до 20 км. В песчаной зоне широко развит гидрогётит (или гематит), с которым ассоциируют шамозит и в меньшей мере сидерит. В алевритовой зоне количество гидрогётита резко понижается, возрастает содержание хлоритов и сидерита. В самой пелагической части рудного пласта преобладает сидерит.

Наиболее благоприятны для отложения руд заливы, бухты, островные моря со сложными очертаниями береговой линии, нередко руды накапливаются в западинах дна. Оолитовые руды железа — типичные хемогенные образования, в процессе диагенеза концентрация железа в рудном пласте не менялась.

Соединения марганца в условиях земной поверхности характеризуются еще большей геохимической подвижностью по сравнению с соединениями железа. Практическое значение имеют руды морского происхождения. По сравнению с железорудными марганцевые месторождения сдвинуты еще дальше в пелагическую зону и тяготеют к более тонким алевритовым и глинистым осадкам, нередко ассоциируя с глинами, обогащенными опаловым кремнеземом и опоками. В распределении марганцевых руд по типам морских осадков намечаются те же два ряда, что и у железных руд, — терригенный и карбонатный. Чиатурское, Никопольское и Северо-Уральское месторождения, начинаясь в алевролитовой зоне, спускаются в область глинистых и опоково-глинистых осадков, а Улетелякское — в область карбонатных отложений. При диагенезе марганцевых руд резко повышалась концентрация марганца в конкрециях по сравнению с вмещающей их рудной массой. Поэтому Н. М. Страхов рассматривает диагенез как процесс рудообразующий и выделяет марганцевые месторождения в группу седиментационно-диагенетических.

Бокситы, оолитовые железные и марганцевые руды слагают единый ряд месторождений, фациальные профили которых вследствие различной геохимической подвижности алюминия, железа и марганца смещаются от континента в сторону моря, хотя и не выходят из прибрежной рудообразующей зоны. Подобные осадочные рудные накопления возникают только за счет непосредственного привноса вещества с континентов и только в зонах гумидного климата. В условиях аридного климата, по мнению Н. М. Страхова, гомологами алюминия, железа и марганца служат медь, свинец и цинк.

Меденосные серии осадочных пород формировались, как правило, на фоне активного тектонического режима и в основном представлены песчаниками и алевролитами, которым подчинены глинистые сланцы, аргиллиты, а также прослои детритусовых и пелитоморфных известняков. Обломочные отложения всегда носят ярко выраженный полимиктовый характер и обычно содержат многочисленные обломки эффузивных пород и полевошпатовых зерен; в глинистых отложениях преобладают гидрослюды с примесью монтмориллонита. Для всех пород харак-

терна повышенная карбонатность (кальцит и доломит в цементе). Фациально меденосные породы в редких случаях принадлежат к аллювию, обычно это дельтовые или прибрежно-морские отложения.

Отложения со свинцом и цинком по сравнению с меденосными сдвинуты в сторону моря и локализованы в доломитах, известковистых доломитах, реже в доломитизированных известняках, формировавшихся в заливах, проливах и краевых частях несколько осолоненных морских бассейнов. Благоприятным для накопления рудных компонентов было соседство с областями устойчивых поднятий. Оруденение — продукт мелководных осадков илистых водоемов с застойными условиями и нередко приурочено к участкам перехода от красноцветных пород к карбонатным или от известковых и известково-мергелистых к доломитовым.

Осадочные руды фосфора — руды исключительно морского происхождения, формировавшиеся в средней и нижней частях шельфа. В плоских эпиконтинентальных морях платформ с ничтожным наклоном дна фосфатонакопление занимало широкую полосу (до 200 км), в геосинклиналях с резким наклоном дна — более узкую зону (до 40 км). Н. М. Страхов отмечает, что петрографические типы пород, вмещающих руды фосфора и железа, весьма близки, однако железные руды приурочены к заливам, бухтам и островным участкам моря, а фосфатные отложения тяготеют к открытым участкам шельфа. Фосфаты гумидных зон низкокачественные, в основном желваковые, реже маломощные пластовые и очень редко ракушечно-зернистые. Процессы концентрирования фосфора в осадках гумидных зон выражены слабо. В аридных зонах на первый план выступают пластовые высококачественные накопления фосфоритов оолитового, микрозернистого или зернистого строения; фосфатонакопление здесь часто сочеталось с доломитообразованием и формированием кремнистых пород. Терригенные породы, вмещающие фосфаты, нередко становятся красно- и пестроцветными, вблизи фосфатоносных пород появляются гипсы.

Рассматривая фациальные профили накопления фосфора, а также $CaCO_3$, $MgCO_3$ и SiO_2, Н. М. Страхов подчеркивает, что такие профили перестают отражать геохимическую подвижность элементов и начинают отражать в первую очередь биологические закономерности размещения организмов в морских бассейнах. Накопление P, $CaCO_3$, $MgCO_3$ и SiO_2 происходит не в результате использования веществ, непосредственно вносимых в басейн речными артериями, а за счет их огромных запасов в гидросфере; речной сток, подобно гидротермам вулканических областей, лишь пополняет существующие запасы.

Краткий обзор процессов экзогенной дифференциации и седиментации вещества показывает, что механизм образования осадочных месторождений полезных ископаемых весьма сложен и обусловлен многими факторами. По данным Н. М. Страхова, седиментационное и седиментационно-диагенетическое рудообразование зависит от пяти факторов: 1) интенсивности химико-биогенной садки рудного компонента, обусловленной в одних случаях резко увеличенным поступлением его с берега, в других — интенсивным использованием его запасов из водной массы бассейна; 2) гидродинамического режима и палеогеографии района усиленной садки рудного компонента; 3) интенсивности разбавления приносимым с берега терригенным материалом; 4) контролирующего влияния процессов перегруппировки веществ при диагенезе рудного осадка; 5) перемыва рудного пласта и выноса терригенного материала.

Рудообразование достигает наибольшей силы при согласованном действии всех пяти факторов. В противном случае положительное влияние одних факторов в значительной мере гасится отрицательным воздей-

ствием других, в результате чего возникает в лучшем случае низкокачественная руда, в худшем — рудообразование останавливается на стадии слабого, зачаточного, незавершенного процесса.

Приведенный материал показывает, что месторождения разных полезных ископаемых формировались в определенных структурно-фациальных условиях и связаны с определенными петрографическими типами пород. Поскольку естественные ассоциации пород, образовавшиеся в сходных геологических и физико-химических условиях, называют геологическими формациями, месторождения сингенетические и сингенетически-эпигенетические, безусловно, следует рассматривать как составные части тех геологических формаций, в которых они находятся. Следовательно, экзогенные месторождения, характеризующиеся сходными полезными компонентами или минеральными ассоциациями и структурно-фациальными условиями образования, можно объединять в определенную рудную формацию и рассматривать как часть геологической формации. Рудная формация может содержать крупные или мелкие месторождения, месторождения с богатыми или бедными рудами, руды промышленного значения или непригодные для добычи по тем или иным причинам. Для прогнозирования и оценки месторождений той или иной формации необходимо наиболее полно выявить факторы, положительно и отрицательно влияющие на рудонакопление.

Значение экзогенной дифференциации земного вещества не ограничивается только образованием полезных ископаемых осадочного или вулканогенно-осадочного генезиса. Возникновение пород принципиально иного состава в результате дифференциации вещества в бассейнах стока, безусловно, оказывало очень большое, а порой и определяющее влияние на характер палингенного магматизма. Главнейшие типы осадочных континентальных пород — глинистые, песчаниковые и карбонатные — распространены, по данным Ф. Д. Петиджона, в количествах, соотносящихся соответственно как 2,9 : 1 : 1.

Сопоставляя средние химические составы осадочных и изверженных пород, Я. Мияки установил, что осадочные породы относительно обогащены кальцием и кремнием и обеднены щелочными металлами, алюминием, железом и магнием. Однако говоря о щелочных металлах, Я. Мияки не отметил, что осадочные породы в основном обеднены натрием при незначительном уменьшении содержания калия. Отношение K : Na в среднем составе осадочных пород примерно 1,5 : 1, в то время как в среднем составе магматических пород 1 : 1,5. Сравнивая составы главных типов пород, образовавшихся из подкоровой магмы, с составами терригенных пород, нетрудно убедиться, что последние относительно обогащены SiO_2 и K_2O и обеднены (Fe_2O_3+FeO), TiO_2, MgO, Na_2O и CaO. Содержание Al_2O_3 в глинистых породах заметно, а иногда значительно повышается. Резкое преобладание K_2O над Na_2O наблюдается во всех типах глинистых пород, за исключением монтмориллонитового.

К. Е. Вевер вслед за Л. Г. Силленом объясняет процесс обогащения глинистых осадков калием тем, что глинистые частицы, образовавшиеся в пресноводных условиях, попадая в морскую воду, вступают в ней в ионно-обменную реакцию по следующей схеме:

$$3Al_2SiO_5(OH)_4(S)+4SiO_2(S)+2K^+ + 2Ca^{2+} + 9H_2O = \\ = 2KCaAl_3SiO_5O_{16}(H_2O)(S) + 6H^+;$$

$$\log K = 6\log[H^+] - 2\log[K^+] - 2\log[Ca^{2+}].$$

Т. В. Билибина подчеркивает, что интенсивность изменения химического состава осадочных пород нарастает, как правило, от архея

к позднему протерозою и выражается в уменьшении средних содержаний Na, Mg, Al, величины Al_2O_3/SiO_2 и увеличении содержаний K и величин K_2O/Na_2O и CaO/MgO при инверсии $Fe_{общ}$ и Fe_2O_3/FeO.

Описанная направленность в изменении химического состава осадочных пород, большое разнообразие их типов, принципиально иное соотношение щелочных металлов, кремнезема, глинозема, кальция и ферромагнезиальных компонентов в них, а также варьирующие в широких пределах сочетания терригенных, аутигенных и терригенно-аутигенных пород в разрезах осадочных толщ не могли не оказать влияния на зарождавшийся и развивавшийся в земной коре магматизм, на многообразие его химизма и продуцированные им полезные ископаемые.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО ГЕНЕЗИСА

Метаморфизм в процессах дифференциации вещества земной коры занимает определенное место, отвечающее переходному этапу от осадочной дифференциации к процессам гранитизации и полигенеза. Метаморфогенное рудообразование, по Я. Н. Белевцеву, осуществляется в процессе дифференциации вещества пород при метаморфизме и ультраметаморфизме вследствие растворения, перекристаллизации, выплавления или метасоматоза с образованием метаморфогенных месторождений трех типов.

Метаморфизованные месторождения сформировались в результате перекристаллизации осадочных или вулканогенных пород, богатых рудными компонентами с дометаморфической (седиментационной или вулканогенной) концентрацией металлов. Метаморфизм изменяет первичную минеральную форму элементов, во многих случаях определяющую промышленное значение месторождения (магнетит, графит, гематит, силлиманит и т. д.).

Метаморфические месторождения образовались в результате перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород вследствие метаморфической дифференциации, перемещения рудных элементов в пределах метаморфизуемой толщи и обособления рудного материала в благоприятных структурах.

Ультраметаморфические месторождения возникли под воздействием потока постгранитизационных растворов по узким смятым зонам, где формировались поля рудоносных пегматитов и диафторитов.

На основании аналитических и экспериментальных данных Я. Н. Белевцев пришел к выводу, что при региональном динамотермальном метаморфизме в породах происходит грандиозное перемещение рудных элементов, интенсивность которого возрастает для большинства элементов с усилением процессов метаморфизма. Перемещение рудных элементов при метаморфизме во многих случаях достигает 70 % от первоначального их содержания в породах. Такая общая закономерность выноса металлов при усилении степени метаморфизма усложняется тем, что некоторые металлы вследствие геохимических особенностей накапливаются в отдельных метаморфических фациях. Никель, ванадий и цирконий проявляют тенденцию к накоплению в гранулитовой и частично амфиболитовой фациях; железо, медь, золото, свинец и цинк концентрируются преимущественно в породах зеленосланцевой фации; ванадий, сера, уран — в породах амфиболитовой фации.

По мере перехода от зеленосланцевой к гранулитовой фациям метаморфизма меняется флюидный состав; уменьшаются на один-два порядка содержания H_2O, Cl, S, B и увеличиваются содержания C_2H_6, H_2, CH_4 и CO. Таким образом, с усилением степени метаморфизма

флюиды приобретают все более восстановительный характер; в гранулитовой фации они имеют углеродистый состав, H_2, CH_4 и C_2H_6 преобладают над H_2O, что и определяет, по данным Я. Н. Белевцева, подвижность рудогенных элементов.

С различными формациями докембрийских метаморфических толщ связаны месторождения железа, золота, урана, свинца, цинка и ряда других полезных ископаемых. Наличие железисто-кремнистых формаций и подчиненных им месторождений магнетитовых кварцитов — характернейшая особенность метаморфических толщ докембрия. В составе железисто-кремнистых формаций выделяют осадочные и вулканогенные образования, связанные постепенными переходами как по простиранию, так и по вертикали. Количественные соотношения между вулканогенным и осадочным материалом определяют, как считает Г. Н. Каляев, принадлежность формации к одному из трех основных типов: 1) терригенно-осадочному, 2) вулканогенно-осадочному; 3) вулканогенному.

Структурно-стратиграфическое единство метаморфических формаций докембрия — весьма веский аргумент в пользу осадочно-метаморфического или вулканогенно-осадочно-метаморфического происхождения магнетитсодержащих пород и связанных с ними месторождений магнетитовых кварцитов.

Широкое развитие этих образований в докембрии при отсутствии в фанерозое Н. М. Страхов, Я. Н. Белевцев, Н. А. Плаксенко и другие исследователи объясняют особенностями докембрийских вулканических процессов и составом гидро- и атмосферы. Структурные или стратиграфические условия залегания рудных тел магнетитовых кварцитов, связанных с разными типами железисто-кремнистых формаций, различны. Важнейшая задача исследования железисто-кремнистых формаций — реконструкция литологии исходных пород, определение доли участия в них вулканогенного материала, выявление источника рудного вещества. Именно эти вопросы вызывают наибольшую дискуссию среди исследователей. Такие же задачи стоят и при исследовании других полезных ископаемых, связанных с метаморфическими толщами пород.

В итоге, учитывая особенности геологических связей экзогенных, магматогенных, метаморфогенных и оторванных от магматических процессов месторождений, можно предложить следующее наиболее общее определение рудной формации: **в рудную формацию необходимо объединять месторождения, характеризующиеся сходством главных рудных элементов (или минеральных ассоциаций) и геологических факторов, определяющих их вполне закономерные позиции в земной коре и истории ее развития. Рудоносная формация — это геологическая формация, составной частью которой или ее производной является соответствующая рудная формация.**

В названии рудной формации должны непременно фигурировать главные полезные компоненты. При этом названия минералов следует использовать в том случае, если минералы являются конечным продуктом, потребляемым народным хозяйством (слюда, плавиковый шпат, асбест, пьезооптический кварц и т. д.). В большинстве случаев, когда из минералов извлекается тот или иной элемент, в названии рудной формации предпочтительнее указывать названия извлекаемых химических элементов: медно-молибденовая, вольфрам-молибденовая и т. д. В названиях рудных формаций с названиями главных полезных компонентов можно сочетать другие отличительные признаки (например, медно-колчеданная, медистых песчаников). Названия целого ряда рудных формаций уже устоялись и в настоящее время общепризнанны, поэтому

их не всегда нужно пересматривать. В. А. Кузнецов справедливо подчеркивает, что одним из основных требований к выделению рудных формаций должно быть требование устойчивости формационных черт, обусловленных повторяемостью геологических условий образования месторождений, объединяемых в одной рудной формации. Вместе с тем не только возможна, но и неизбежна эволюция рудных формаций во времени вместе с эволюцией магматизма осадконакопления и метаморфизма.

Формационный анализ — надежная основа для решения вопросов размещения, прогнозирования и оценки месторождений полезных ископаемых.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В основе геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых лежат твердо установленные факты одновременного образования рудных тел и первичных ореолов рудообразующих и сопутствующих химических элементов и последующего развития вторичных литохимических, водных и биогеохимических ореолов. Теоретические основы геохимических методов поисков заложены в трудах В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, Б. Б. Полынова, А. А. Саукова, В. М. Гольдшмидта, Н. М. Страхова, А. П. Виноградова, В. И. Красникова, А. И. Перельмана, Н. И. Сафронова, А. П. Соловова, В. Л. Барсукова, Л. Н. Овчинникова, В. В. Иванова, С. В. Григоряна и других исследователей.

Главнейшие свойства элементов, определяющие их миграционную способность, растворимость и устойчивость в растворах, способность сорбироваться на природных сорбентах, а также агрегатное состояние элементов и их соединений, — валентность, размеры радиусов ионов и атомов, поляризуемость ионов, ионный потенциал, pH осаждения гидроокислов, зависимость формы существования элементов от окислительно-восстановительного потенциала среды. Внешние факторы миграции химических элементов — геохимические и ландшафтно-климатические особенности окружающей среды: состав руд и вмещающих пород, характер рельефа местности, соотношение между количеством атмосферных осадков и испаряемостью, температурный баланс и др.

Внутренние и внешние факторы действуют всегда совместно. При этом обычно выделяют три основных типа гипергенной миграции элементов: механический, физико-химический и биогенный. Последние два типа тесно связаны между собой, поскольку физико-химическая обстановка (щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные свойства природных вод, их газовый состав и т. д.) во многом обусловлена деятельностью живых организмов. Микробиологическое разложение органических веществ приводит к образованию углекислоты, органических кислот, углеводородов и других химических соединений, обогащаясь которыми поверхностные воды приобретают высокую химическую активность и способность разрушать многие горные породы.

В настоящее время при поисках месторождений полезных ископаемых применяются (или могут применяться) четыре группы геохимических методов: 1) литохимические, основанные на выявлении первичных и вторичных ореолов месторождений в коренных породах и покрывающих их рыхлых отложениях; 2) гидрохимические, фиксирующие ореолы рудных элементов и элементов-индикаторов в подземных водах и откры-

тых водотоках; 3) биогеохимические, базирующиеся на выявлении ореолов в биосфере; 4) атмохимические, выявляющие газовые ореолы рассеяния месторождений полезных ископаемых.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

При поисках и оценке месторождений изучение первичных ореолов имеет весьма существенное значение в том случае, если они характеризуются размерами, значительно бо́льшими, чем искомые рудные тела, а также зональным строением, позволяющим судить о пространственном положении искомых рудных тел.

Методика поисков по первичным ореолам заключается в систематическом опробовании коренных пород по всем разведочным выработкам и естественным обнажениям с последующим анализом проб и оконтуриванием ореолов. В первую очередь опробованию подвергаются участки коренных пород, наиболее благоприятные для развития первичных ореолов: зоны тектонических нарушений, брекчирования, повышенной трещиноватости и особенно гидротермально измененные породы. Основная задача при этом сводится к изучению морфологии первичных ореолов и закономерных изменений в их составе.

Первичные ореолы, как указывалось выше, образуются одновременно с рудными телами и представляют собой их естественные продолжения, хотя и в резко ослабленном виде. Существует ряд способов усиления контрастности первичных ореолов, среди которых способам суммирования — аддитивному и мультипликативному — отдается предпочтение. Аддитивные ореолы получаются при сложении содержаний элементов-индикаторов, нормированных по среднефоновым содержаниям; оконтуривание ореолов производится по величине суммарного минимально аномального содержания элементов-индикаторов. Мультипликативные ореолы получают при перемножении содержаний элементов-индикаторов; они так же информативные, как и аддитивные ореолы, но их построение менее трудоемко.

При поисках и оценке оруденения по первичным ореолам весьма важно знать, во-первых, положение рудного тела по отношению к ореолу и, во-вторых, глубину эрозионного среза ореола, выходящего на дневную поверхность.

Л. Н. Овчинников, С. В. Григорян и Э. Н. Баранова пришли к выводу, что состав и строение первичных ореолов едины и универсальны для различных по составу и происхождению гидротермальных месторождений. В результате статистического обобщения данных по многим месторождениям исследователи предложили единый ряд наиболее распространенных элементов-индикаторов, отражающий вертикальную зональность первичных ореолов (от подрудных сечений к надрудным): W — Be — Sn_1 — Mo — Co — Ni — As_1 — Bi — Cu_1 — Sn_2 — Zn — Pb — Ag — Cu_2 — As_2 — Sb — Ba — Hg.

Для определения глубины эрозионного среза первичных рудных ореолов существует несколько способов, основанных на закономерных изменениях с глубиной содержаний тех или иных элементов. Один из способов — вычисление парных отношений продуктивностей ореолов определенных элементов или парных отношений средних содержаний элементов в ореолах. Для выбора наиболее эффективных пар элементов используют коэффициент контрастности (отношение продуктивностей ореола рассматриваемых элементов в верхнем и нижнем сечениях разреза). Наиболее показательное индикаторное отношение — отношение пар элементов, максимально различающихся по коэффициенту конт-

растности. Однако использование коэффициента контрастности наиболее эффективно при монотонном изменении продуктивностей ореолов по вертикали. Более надежно применение показателя зональности — отношения продуктивности ореола одного элемента к сумме продуктивностей ореолов всех (или части) других элементов исследуемого оруденения, — который позволяет, по мнению А. А. Беуса и С. В. Григоряна, судить об относительном накоплении элемента на разных гипсометрических уровнях.

Использование парных индикаторных отношений затруднено при слабоконтрастных ореолах элементов-индикаторов. В этом случае можно применять отношение продуктивностей частных суммарных ореолов — надрудных групп элементов-индикаторов к подрудным. При этом предпочтение должно отдаваться мультипликативному методу, так как зональность по мультипликативным ореолам устанавливается более четко, чем по аддитивным.

Определенные трудности существуют в количественной оценке вертикальной зональности первичных ореолов. Это связано, по-видимому, с тем, что все перечисленные методические приемы основаны на представлении об изменении содержаний элементов-индикаторов во вмещающих породах вследствие последовательного осаждения минералов из гидротермальных растворов, при этом вертикальная зональность ореолов определяется лишь миграционной способностью элементов; иными словами рудная зональность рассматривается как проявление осадочно-хроматографического механизма формирования ореолов, по В. Л. Барсукову, С. В. Григоряну и Л. Н. Овчинникову. Однако существует несколько типов рудной зональности, обусловленных разными причинами. В частности, кроме температурной зональности отложения, широко развита зональность пульсационная — следствие стадийного развития рудного процесса. Зональности разных типов нередко сочетаются, усложняя общую картину строения рудных ореолов. Кроме того, не учитываются непостоянство соотношения концентраций металлов в рудоотлагающих растворах, избирательное влияние вмещающей среды на концентрацию элементов при их отложении и другие факторы, приводящие к многообразным соотношениям концентрации элементов-индикаторов в первичных рудных ореолах. Даже в месторождениях одного генетического и формационного типа отдельные элементы-индикаторы могут выпадать из состава руд и первичных ореолов.

Отмеченные причины существенно затрудняют количественную оценку вертикальной зональности с целью определения уровня эрозионного среза ореола и положения рудного тела относительно этого среза. На месторождениях ряда полезных ископаемых (в частности, на молибденовых) попытки дать общую количественную оценку вертикальной зональности не принесли желаемых результатов, поскольку для каждого объекта численное выражение рудной зональности носит сугубо индивидуальный характер.

Разрушение коренных пород приводит, как известно, к формированию чехла рыхлых отложений, перекрывающих месторождения полезных ископаемых. Компоненты коренного оруденения переходят в чехол рыхлых отложений и образуют ореолы рассеяния различного генезиса — механические, солевые, газовые и смешанные, по А. П. Соловову. По взаимоотношениям с вмещающей средой различают сингенетичные и эпигенетичные (наложенные) ореолы, по степени доступности для обнаружения — открытые и погребенные.

Среди многочисленных и разнообразных вторичных ореолов чаще встречаются остаточные открытые ореолы в различной степени выще-

лоченные и сформированные в элювиально-делювиальных образованиях, а также наложенные открытые ореолы, характерные для аридных районов; погребенные остаточные и погребенные наложенные ореолы отмечаются реже.

Остаточные открытые ореолы пользуются широким распространением в активно денудируемых районах и наиболее тесно связаны с коренным оруденением. Их размеры обычно превышают размеры коренного оруденения и его первичного ореола; форма ореолов в значительной мере определяется рельефом местности. А. П. Солововым разработана методика прогнозной оценки оруденения по ореолам данного типа.

Наложенные открытые ореолы формируются в условиях аккумулятивно-денудационного рельефа и происхождением обязаны проникновению растворов в рыхлые образования, перекрывающие коренное оруденение. В формировании ореолов участвуют капиллярные явления и диффузионно-сорбционные процессы. Рассматриваемые солевые ореолы наиболее обычны для аридных жарких условий с характерными восходящими движениями грунтовых вод в летнее время. При поисках наложенных ореолов используется фазовый химический анализ, с помощью которого устанавливаются наиболее информативные формы нахождения элементов наложенной составляющей рассеяния.

Капиллярный подъем грунтовой влаги, ведущий к образованию эпигенетически наложенной составляющей рассеяния, может достигать большой величины. Опытно-методическими работами С. П. Албула, Ю. П. Баденкова, Г. Г. Спирова и других геологов в Алмалыкском рудном районе показана возможность обнаружения медно-молибденового оруденения по наложенным открытым сорбционно-солевым ореолам при мощности перекрывающих лёссовидных образований до 20 м. Н. И. Несвижская и Ю. Е. Сает утверждают, что в определенных условиях мощность перекрывающих образований в 100—150 м не является предельной для обнаружения оруденения.

Погребенные остаточные и погребенные наложенные ореолы — аналоги остаточных и наложенных ореолов, перекрытые рыхлыми образованиями с мощностью, превышающей критическую величину для образования открытых наложенных ореолов. Ореолы таких типов распространены в закрытых районах двухъярусного строения, наиболее трудны для обнаружения и требуют применения технических средств ведения глубинных геохимических поисков.

Ведущим геохимическим методом при поисках месторождений считается в настоящее время литохимический (металлометрический) метод по открытым вторичным ореолам. С его помощью решаются многие поисковые и оценочные задачи, начиная с выделения перспективных площадей при геологических съемках разных масштабов и кончая открытием месторождений, оконтуриванием границ распространения оруденения, выделением и прослеживанием по простиранию отдельных рудных тел и их прогнозной оценкой. Основная область применения метода — детальные и специализированные поиски масштабов 1 : 50 000—1 : 10 000. С успехом метод используется и при геологических съемках масштаба 1 : 200 000 и при разведке рудных полей (детальные металлометрические съемки масштабов 1 : 10 000—1 : 2000).

Опыт работ в СССР показал, что при проведении поисковой металлометрической съемки масштаба 1 : 50 000 обнаруживаются практически все месторождения и рудопроявления, представленные на дневной поверхности открытыми вторичными ореолами. Поиски месторождений по погребенным и резко ослабленным у дневной поверхности ореолам производят путем металлометрического опробования нижнего слоя рых-

лых отложений, перекрывающих коренные породы, для чего бурят специальные скважины.

В процессе литохимических съемок по вторичным ореолам устанавливается множество геохимических аномалий, объективная оценка которых имеет первостепенное значение для направления поисково-оценочных работ и ускоряет открытие месторождений полезных ископаемых промышленного значения. Разбраковка металлометрических аномалий производится на основе оценки их геологических позиций и продуктивности. В существенной мере этому способствует количественная их оценка, предложенная в трудах А. П. Соловова, Н. И. Сафронова, Р. И. Дубова, Е. М. Квятковского и др. Методика основана на связи количества металла во вторичном ореоле с его количеством в рудном теле

$$q' = Kq,$$

где q' — количество металла в ореоле в слое мощностью 1 м; q — количество металла в слое мощностью в 1 м рудного тела на выходе; K — местный коэффициент пропорциональности.

В наиболее простом случае механического рассеяния, когда сумма вторично рассеянного металла равна его количеству в рудном теле, $K=1$. Однако обычно наряду с механической составляющей вторичного ореола рассеяния присутствует и солевая составляющая. С увеличением ее доли возрастает сложность рассеяния элементов в рыхлых отложениях, и соответственно усложняется оценка коренного оруденения. В этих случаях $1>K>1$, а конкретное его значение для определенного элемента зависит от мощности рыхлых отложений, их физико-химического состава, положения ореола в рельефе и климата, т. е. от факторов, которые можно объединить общим понятием — ландшафтно-геохимические условия миграции элементов при вторичном рассеянии. В пониженных частях рельефа возрастает роль солевой составляющей вторичного рассеяния как за счет привноса элементов с положительных форм рельефа, так и за счет более интенсивного химического выветривания. Здесь формируются оторванные «ложные», сорбционно-солевые, накопительной концентрации и другие ореолы рассеяния. Оценка по таким ореолам коренного оруденения весьма затруднительна.

Разработаны и дают несомненную практическую пользу количественные методы оценки вторичных ореолов рассеяния, формирующихся в элювиально-делювиальных отложениях автономных ландшафтов. По природе эти ореолы остаточные, оценка их производится на основании определения продуктивности, по которой судят о промышленной значимости выявленного рудопроявления.

Оценка коренного оруденения заключается в подсчете количества металла в пределах всего вторичного ореола, оконтуренного по изолинии минимально аномального содержания. В полученный результат вводится поправка, после чего получается суммарное количество металла в метровом слое коренного оруденения. Таким образом, оценивается оруденение, выведенное на поверхность современного эрозионного среза. Однако в образовании вторичного ореола рассеяния обычно принимают участие как промышленные руды, так и руды с рассеянной минерализацией; доля последней в общем оруденении может быть различной, иногда даже крупные ореолы могут быть созданы непромышленными рудами. Выделение из общего ореола рассеяния части, образованной промышленным оруденением, способствует более целеустремленной оценке вторичных ореолов рассеяния. Эта задача особенно актуальна

и вполне решаема для штокверкового оруденения. Отыскание «рудной» изолинии в общем вторичном ореоле (т. е. изолинии, которая оконтуривает площадь распространения промышленных руд) требует дополнительных исследований и проводится на основе порайонных оценочных кондиций с учетом соответствующего искажения содержаний полезных компонентов в рыхлых отложениях.

Достоверность оценки вторичного ореола во многом зависит от правильного определения значения коэффициента пропорциональности. Дело в том, что опробование поверхностных горных выработок, вскрывающих верхнюю часть зоны окисления, обычно не дает ясного представления о содержании полезного компонента в рудах, залегающих ниже. Не решает эту проблему и применение средних значений коэффициента пропорциональности, статистически вычисленных по ряду месторождений для того или иного региона. В пределах одного региона на месторождениях одного типа величина коэффициента пропорциональности нередко меняется от 0,01 до 1,0; использование таких значений может привести к существенным просчетам и неправильной оценке оруденения.

Для многих элементов коэффициент пропорциональности — величина, зависящая от суммарного влияния множества факторов, и поэтому для оценки вторичных ореолов важнейшей задачей является установление поведения рудных компонентов в зоне гипергенеза, в сопряженных геохимических средах: первичные руды — зона окисления (на разных уровнях) — рыхлые отложения, иными словами определение величины коэффициента пропорциональности должно проводиться в зависимости от геохимических, ландшафтных и климатических условий местности. В данной книге на примере молибденовых месторождений показано, как решается проблема прогнозной оценки оруденения по вторичным ореолам.

Поиски по потокам рассеяния являются разновидностью и дальнейшей разработкой шлихового метода поисков и позволяют фиксировать механические и солевые потоки рассеяния многих рудных элементов. В пробу отбирается илисто-глинистая фракция из отложений на дне водотока или из сухой пойменной части, с поверхности или с небольшой глубины. В этой фракции в результате сорбции возникают ореолы повышенных концентраций элементов, протяженность которых, измеряемая километрами, зависит от ландшафтно-геохимических условий миграции и масштабов источника сноса. В своей верхней части потоки рассеяния смыкаются со вторичными ореолами рассеяния. В головах потоков содержание рудных элементов превышает фоновые содержания в несколько раз и постепенно уменьшается вниз по потоку до фоновых значений; с удалением от источника сноса увеличивается доля солевой составляющей рассеяния.

На стадии региональных работ пробы донных осадков анализируются на широкий круг элементов, число которых в процессе более детальных работ сокращается, а анализу подвергаются только основные элементы — индикаторы оруденения. Выбор расстояния между точками опробования зависит от особенностей развития гидросети и протяженности ореолов. Опробование проводится от устья постоянного или временного водотока вверх по течению с выходом в устья боковых притоков. Расстояние между точками отбора проб 0,5—2 км. В целом, как следует из международной практики проведения таких поисков, выявление месторождений обеспечивается сетью опробования плотностью 1 проба на 1 км^2, по данным А. А. Беуса и С. В. Григоряна. Метод позволяет определить площади проведения детальных поисков.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Большой вклад в обоснование и развитие гидрохимического метода поисков сделали А. И. Перельман и А. А. Сауков, а также сотрудники ВСЕГИНГЕО А. А. Бродский, Г. А. Голева, С. Р. Крайнов и другие.

Гидрохимические поиски рудных месторождений основаны на изучении изменений химического состава природных вод под влиянием рудных тел и связанных с ними первичных и вторичных ореолов рудного вещества. Для гидрохимических поисков важны элементы, распространенность которых в природных водах объясняется их легким переходом в раствор и устойчивостью в нем при невысоких содержаниях в породах. Теоретической основой гидрохимического метода поисков служат современные представления о водной миграции химических элементов в зоне гипергенеза и их миграционной способности в различных геохимических и климатических условиях. Весьма важными компонентами природных вод, сильно влияющими на миграционную способность металлов, являются растворенные в них газы: кислород, углекислый газ, сероводород и др.

Размеры площадей, на которых обнаруживаются водоисточники с относительно повышенным содержанием рудообразующих и сопутствующих химических элементов, неодинаковы для различных компонентов и зависят от их устойчивости в воде. Концентрация одного и того же компонента меняется в зависимости от геологических и климатических условий: размеров рудного тела, его морфологии, состава, структур и текстур руд, интенсивности процессов окисления, активности водообмена, степени минерализации подземных вод, характера рудовмещающих пород, а также температуры вод. По мере удаления от рудных тел и сопровождающих их ореолов рассеяния степень изменения химического состава вод постепенно уменьшается.

Имеющиеся в настоящее время данные указывают на возможность использования гидрохимических исследований при поисках месторождений Cu, Mo, Pb, Zn, U, F, W. Метод гидрохимических поисков наиболее эффективен при поисках сульфидных руд, в той или иной мере затронутых процессами окисления. При этом сульфат-ион часто более устойчив в водах, чем металлы, и поэтому его относительно повышенные концентрации нередко образуют ярко выраженные и обширные ореолы. С помощью гидрохимического метода можно обнаруживать слепые рудные тела, залегающие на значительной глубине. Метод оказывает существенную помощь в установлении общих черт металлогении иссследуемого района и оценке его перспективности, определении перспектив отдельных участков с целью постановки более детальных исследований, оконтуривании рудных полей.

Отбраковка различного рода аномалий, не связанных с рудой, — важный этап гидрохимических исследований. В отличие от безрудных рудные геохимические аномалии характеризуются Г. А. Голевой более разнообразным комплексом прямых и косвенных элементов-индикаторов; увеличением содержания большинства рудных компонентов по мере приближения к рудному телу вверх по потоку подземных вод и по вертикали водоносного горизонта; зональным распределением элементов-индикаторов в водном ореоле рассеяния.

Основной объект изучения при гидрохимических поисках — грунтовые воды коры выветривания и открытые водотоки. Подземные воды более глубокой циркуляции менее доступны для исследования, но в тех местах, где они выходят на поверхность или вскрываются горными выработками и скважинами, их необходимо опробовать. Из поверхностных

водотоков рекомендуется опробовать лишь ручьи и речки с небольшим дебитом, питание которых происходит в основном за счет подземных вод. В более крупных водотоках обогащенные рудными элементами воды разубоживаются до фоновых концентраций.

При геологических съемках масштабов 1 : 1 000 000 — 1 : 500 000 рекомендуется брать не менее одной пробы на 20—100 км² изучаемой площади, при съемках масштабов 1 : 200 000—1 : 100 000 — одну пробу на 5—10 км², при съемках масштабов 1 : 50 000 — 1 : 25 000 — одну пробу на 0,5—2,0 км² . В указанных пределах максимальное число точек опробования рекомендуется для горных районов с сильнорасчлененным рельефом, минимальное — для равнинных районов со слаборазвитой гидросетью. Особое внимание при гидрохимических поисках следует уделять водоисточникам, приуроченным к контактам изверженных пород, геофизическим аномалиям, а также водоисточникам, вытекающим из-под глубоких наносов, моренных отложений и каменных осыпей, где другие поисковые методы не дают положительных результатов.

Почвенно-гидрохимический метод (разновидность гидрохимического) заключается в отборе почвенных проб по квадратной или прямоугольной сети, последующем производстве водных вытяжек и анализе на искомые металлы и элементы-индикаторы. Пробы обычно берутся с глубины 0,2—0,3 м; при сильно оподзоленных почвах глубина пробоотбора увеличивается до 0,8 м. Масса проб 0,2—0,3 кг; для вытяжек используется 50—100 г мелкой фракции пробы.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Методы заключаются в отборе растительных проб по профилям, ориентированным вкрест установленного или предполагаемого простирания рудных тел. Обычно в пробу берут листья или хвою наиболее распространенных пород древесной и многолетней травяной и кустарниковой растительности с глубокой корневой системой. Отобранные пробы озоляют и затем направляют на специальный анализ.

Биогеохимические методы поисков могут иметь преимущество перед металлометрией при наличии погребенных или резко ослабленных ореолов рассеяния и при отсутствии достаточно развитого почвенного покрова или его активном выщелачивании метеорными водами. Такая обстановка наблюдается на площадях развития моренных отложений, в условиях влажного климата и активного выщелачивания почв; в пустынях и полупустынях, где рудные выходы и ореолы рассеяния обычно перекрыты эоловыми отложениями, лишенными почвенного покрова; на каменных развалах и осыпях, если они покрыты хотя бы редкой растительностью. Биогеохимические методы поисков эффективны на площадях, перекрытых ледниковыми, аллювиальными и другими аллохтонными отложениями мощностью 15 м и более. Хороших результатов следует ожидать от применения биогеохимических методов и в зоне пустынь при мощности эолового покрова до 30 м, а также в тропических и субтропических странах с мощной корой выветривания.

АТМОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Атмохимические (газовые) методы поисков основаны на изучении распределения газовых компонентов в подземной и приземной атмосфере с целью выявления газовых ореолов рассеяния месторождений полезных ископаемых. Наиболее перспективно применение этих методов для выявления погребенных месторождений. Выделяются три группы

газов, формирующих атмохимические ореолы рассеяния рудных месторождений.

Первая группа — первичные газы, компоненты процесса рудообразования: углекислый газ, аргон, сероводород, метан, водород, летучие соединения галогенов и др. К этой же группе относятся газообразные органические соединения, возникновение которых происходит при термометаморфизме органического вещества осадочных пород в процессе рудообразования. Высвобождение гипогенных газовых компонентов, законсервированных в рудном веществе, происходит непрерывно по мере вскрытия газово-жидких включений при процессах выветривания, динамометаморфизма и прочих внешних воздействиях.

Вторую группу составляют газы, поступающие с глубины по зонам разрывных нарушений, в которых могут быть локализованы рудные тела. Эти газовые компоненты (углекислый газ, гелий, водород, углеводородные газы, аргон, пары ртути) являются продуктами дегазации мантии, а также химических и ядерных реакций, протекающих в земных недрах. Образование некоторых газовых компонентов обусловлено радиоактивным распадом (радон, торон, актинон), что широко используется при поисках радиоактивных руд.

К третьей группе относятся газовые компоненты, образующиеся в результате процессов, протекающих в зоне окисления. Взаимодействие кислых сульфатных растворов с рудным веществом и вмещающими породами и бактериальное разложение сульфидов приводят к накоплению CO_2, H_2S, SO_2 при одновременном уменьшении содержания кислорода в подземной атмосфере зоны окисления сульфидных месторождений. В зоне гипергенеза происходит восстановление ртутьсодержащих минералов до самородной ртути с последующим переходом ее в газовую фазу.

Атмохимические поиски ведутся как по сорбированным, так и по свободным газам. В первом случае с заранее выбранной глубины, обычно не превышающей первые метры, в герметически закрывающиеся емкости отбирают пробы перекрывающих отложений, из которых в лабораторных условиях извлекают и анализируют сорбированные газы. Во втором случае из специально пробуренных скважин отбирают пробы подпочвенного воздуха для полевого или лабораторного анализа. Прямой отбор проб применяется для выявления газовых ореолов ртути, гелия, углекислого и сернистых газов.

Атмохимические поиски в целом являются косвенными, однако тщательный анализ физико-химических условий образования газовых ореолов рассеяния нередко дает достаточные основания для геологической интерпретации выявленных аномалий и установления их связи с месторождениями. К достоинствам атмохимических методов относится и значительно бóльшая, чем у других геохимических методов, глубинность. Однако генерировать аномальные концентрации газов могут и многие химические, биохимические и радоактивные процессы, происходящие на поверхности и вблизи поверхности Земли и не имеющие отношения к формированию и существованию рудных месторождений. Это весьма осложняет интерпретацию результатов атмохимических поисков и требует привлечения других методов, прежде всего литохимических.

В «Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений», изданной в 1983 г., отмечается, что в настоящее время практически используются три самостоятельных атмохимических метода: поиски по газовым компонентам в подпочвенном воздухе, газо-ртутные поиски по парам ртути и поиски по водо-гелиевым ореолам.

ОСНОВЫ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТОДАМИ ГЕОФИЗИКИ

Данный раздел посвящен описанию физико-геологических основ методов геофизики и анализу принципиальных возможностей их применения при поисках и оценке рудных месторождений. Применение методов геофизики при региональных исследованиях, изучении разреза земной коры, выделении мегаструктур в складчатых системах и определении их металлогенического типа специально не рассматривается. Поскольку в основу поисков рудных месторождений положен формационный анализ, главное внимание уделено обоснованию методов геофизического картирования пород и ассоциаций пород, представляющих геологические формации, с которыми пространственно и генетически связаны месторождения рудных полезных ископаемых.

В процессе поисковых и поисково-оценочных работ методы геофизики привлекаются преимущественно при решении следующих задач:

1) выявление и изучение рудоконтролирующих формаций и структур (региональные геологические критерии поисков, выделение перспективных структурно-формационных зон);

2) локализация участков наиболее вероятного рудоотложения (*локальные геологические и геофизические критерии поисков*);

3) определение физических и геометрических параметров предполагаемой или вскрытой рудной залежи и условий ее залегания (*предварительная оценка возможных перспектив*);

4) оценка прогнозных запасов (вероятностная количественная оценка промышленной значимости объекта).

Оценка прогнозных запасов — задача самостоятельная и очень сложная, для ее обоснованного решения требуются дополнительные сведения о физических свойствах пород, слагающих рудную зону, и статистические данные о коэффициенте промышленной рудоносности данного типа месторождений. При этом имеется в виду типизация месторождений не только в генетическом, но и в структурно-геологическом, морфологическом, а если необходимо, то и в литолого-фациальном плане.

Во-первых, изучаемая аномалия может быть результатом влияния пород, не содержащих рудный минерал и в то же время являющихся неотъемлемой частью рудной зоны (большей частью это вторично измененные породы). Во-вторых, к рудной залежи (в промышленном отношении) можно отнести только ту ее часть, в которой содержание рудного минерала соответствует установленным кондициям, поэтому и необходимы знания коэффициента рудоносности.

Возможности решения перечисленных задач методами геофизики в значительной степени зависят от сложности физико-геологических и геоморфологических условий, а также от некоторого минимума предварительных *знаний о физико-геологическом строении района работ.*

Применение геофизических методов основано на установлении связи между характером пространственного распределения аномалий физического поля (естественного или искусственного) и особенностями физико-геологического строения изучаемого района. В дальнейшем эти поля будем называть геофизическими полями (соответственно аномалиями). Основной фактор, обусловливающий формирование аномального геофизического поля, — дифференциация горных пород по физическим свойствам.

Структура геофизического поля зависит не только от контрастности физических свойств горных пород и руд, но и от ряда других факторов:

размеров и морфологии активных объектов, их взаиморасположения, условий залегания. Таким образом, физическое поле потенциально несет в себе и эту информацию. Но физическое поле не несет непосредственно информации о геологической природе и возрасте объектов, формирующих аномалии.

Интерпретация геофизических полей может быть как количественной, так и качественной; обычно они в той или иной мере сочетаются. При качественной интерпретации предварительно осуществляется типизация геофизических полей по интенсивности, знаку, характеру и степени расчлененности, знакопеременности, преобладающему простиранию и т. д. Типизация может осуществляться как визуально, так и в количественных кодированных характеристиках. Связь выделенных аномальных зон с геологическими объектами, которые по своей физико-геологической природе могут быть их причиной, устанавливается главным образом эмпирически. Основой такого отождествления могут служить: опыт работы в аналогичных по физико-геологическому строению районах; результаты ранее выполненных работ в данном районе; специальные исследования на опорных геолого-геофизических профилях.

На результаты количественной интерпретации влияет ряд факторов, связанных с методикой съемки (точность, детальность, степень охвата аномальной площади), интерпретацией (надежность выделения локальной аномалии на фоне помех, представительность расчетной модели, погрешности схемы вычисления и др.), а также физико-геологическим и орогидрографическим строением района работ.

Можно наметить три основных направления, по которым при прогнозных работах используются методы геофизики: 1) построение прогнозно-металлогенических карт; 2) локализация и изучение структуры рудных полей и месторождений; 3) прогнозная оценка запасов.

Количественные методы интерпретации используются, как правило, при работах, связанных с последними двумя направлениями и особенно при прогнозных оценках запасов. Поскольку основные объекты количественной интерпретации в рудной геофизике — потенциальные поля, отметим основные трудности, связанные с их интерпретацией:

1) неоднозначность общего решения обратной задачи;

2) неоднозначность разделения аномалий (выделения локальных аномалий);

3) недостаточная представительность расчетных моделей (неполнота физико-геологических данных);

4) погрешности схем вычисления.

Эти недостатки в полной мере неустранимы, поэтому результаты интерпретации всегда носят вероятностный характер. Кроме того, при прогнозной оценке промышленной значимости объекта по геофизическим данным дополнительную неоднозначность вносят неопределенность суждения о природе аномалии («рудная» или «нерудная») и условность понятия «месторождение»; иными словами — в образовании аномалии участвуют все породы, содержащие активный, в том числе рудный, минерал независимо от степени концентрации последнего.

Актуальными задачами являются разработка требований к надежности определения прогнозных запасов на различных стадиях прогнозирования и определение необходимой полноты и качества геолого-геофизических материалов, которые должны обеспечить эту надежность. Для различных типов месторождений, разных структурных и физико-геологических обстановок оптимальные требования, которые было бы разумно удовлетворить, будут неодинаковы. Большое влияние на характер поля оказывает глубина залегания активных объектов. С ее уве-

личением структура поля, часто типичная для распознавания геологической природы объекта, теряет свою выразительность и индивидуальность, конфигурации аномалий становятся расплывчатыми, стремясь к изометричности, падает их интенсивность. Трудности интерпретации возрастают, что объясняется:

1) уменьшением объема геологической информации, которая обычно скудна для глубоких горизонтов;

2) уменьшением объема и надежности информации, извлекаемой из геофизических полей;

3) возрастанием трудностей в выделении локальных аномалий, интенсивность которых резко снижается, а относительное влияние фона помех возрастает и трудности его учета увеличиваются;

4) снижением или полной потерей эффективности методов, способствующих надежности суждений о природе аномалий;

5) ограничением возможностей применения хорошо разработанных и удобных в практике двумерных методов количественной интерпретации.

Новые задачи геологической науки и производства требуют решительного перевода геологоразведочных работ на объемное геолого-геофизическое и геохимическое картирование, освещающее не первые сотни метров, а первые километры разреза земной коры.

Надо отметить, что увеличение глубинности изучения рудных провинций — это не просто интенсивное наращивание знаний, а экстенсивное. Оно должно привести к новому уровню понимания геологического строения изучаемых площадей, их тектоно-магматического и структурного развития, особенностей металлогении, существенно расширить перспективы применения геофизических методов и в целом повысить эффективность поисково-разведочных работ и промышленного освоения недр.

Глубинное геолого-геофизическое и геохимическое картирование должно решать задачи комплексной оценки металлогенической продуктивности изучаемого района с учетом промышленно-экономической целесообразности.

Поиски и прогнозная оценка глубокозалегающих месторождений — весьма сложная комплексная проблема. Наряду с оценкой разнообразных и по своему характеру трудно определяемых геолого-геофизических параметров оруденения не менее ответственная роль принадлежит и оценке комплекса экономических параметров, а в некоторых случаях — и учету социальных условий (в основном при организации глубинных поисков в старых рудных районах). При этом возникает целый ряд вопросов: какие месторождения относятся к глубокозалегающим; имеются ли глубозалегающие месторождения промышленного значения и какой вертикальный размах оруденения можно ожидать; каким кондициям должны удовлетворять эти месторождения; каковы должны быть требования к изучению геологического строения площадей на различных этапах геологосъемочных работ, в пределах которых намечаются глубинные поиски; каковы особенности глубинных поисков.

В проблеме прогнозирования глубокозалегающих железорудных месторождений большую роль играет методика физико-геологического и математического моделирования. Математическое моделирование выполняется для оценки полноты разведанности железорудных месторождений на стадиях предварительной и детальной разведок. Математическое моделирование выполняется, кроме того, на стадии эксплуатационной разведки, а также с целью оценки перспективности железорудных районов.

Аномалии, аналогичные глубинным, наблюдаются над толщами обширного класса пород. Главным образом это изверженные породы повышенной основности и вторично измененные породы, широко развитые в пределах структур фемического профиля.

Таким образом, значительно расширяется круг аномалий, подлежащих оценке, и одновременно делается менее надежной возможность предсказания природы аномалий; поэтому критерий «наличие интенсивных геофизических аномалий» при глубинных поисках несостоятелен и должен быть оставлен. Наличие локальных магнитных аномалий глубинного типа может использоваться только как один из дополнительных критериев при определении очередности площадей, подлежащих изучению.

Многочисленные картировочные и поисковые задачи, для решения которых привлекаются методы геофизики, в конкретных условиях решаются далеко не все, во всяком случае, с надлежащей полнотой и надежностью. Анализ физико-геологической и орогидрографической обстановок, а также технических возможностей должен корректировать круг задач, для решения которых целесообразно применение методов геофизики.

При поисках основная задача геофизики — выявление геологических образований, контролирующих размещение месторождений. Непосредственные поиски руд могут осуществляться только в благоприятных условиях для немногих типов месторождений, представленных достаточно концентрированными и крупными залежами рудного минерала, обладающего некоторыми физическими свойствами, резко отличными от свойств вмещающих пород. Вещественное воплощение любого из рудоконтролирующих факторов в конечном итоге — горные породы, поэтому для геофизиков особенно важно знание физических свойств горных пород и руд, а также типичных особенностей строения физических полей над различными геологическими объектами.

Определить геологическую природу объекта, ограничиваясь знанием физических свойств горных пород и характера наблюдаемых геофизических полей, можно только приблизительно; для повышения достоверности интерпретации необходимы исходные сведения о физико-геологическом строении изучаемого района. Такие данные берутся по аналогии с другими однотипными районами или на основании ранее выполненных работ в данном районе, а также путем специальных исследований. Собранные сведения служат для построения исходной физико-геологической модели объекта. Интерпретация геофизических материалов, базирующаяся на этой модели, позволяет построить новую модель, несущую дополнительную информацию о геологическом строении объекта.

Для большинства месторождений, особенно для месторождений редких и благородных металлов, рудный минерал содержится в породе в небольших количествах (доли и единицы процента) и поэтому не влияет на физические свойства рудоносной породы. Рудных месторождений, поиски и оценка которых могут осуществляться непосредственно методами геофизики, немного. Это в первую очередь магнетитовые месторождения, затем месторождения медных колчеданов и среднетемпературные гидротермальные месторождения полиметаллов.

Выявление и изучение пород, с которыми пространственно или генетически связаны месторождения, — важнейшая задача геофизики, успешность решения которой определяется степенью дифференциации пород по физическим свойствам. На физические свойства пород влияют многие факторы: минеральный состав, структурные и текстурные осо-

бенности, пористость, трещиноватость, влажность, степень диагенеза и метаморфизма, наличие акцессорных минералов (магнитоактивных, радиоактивных и т. д.) и форма их нахождения.

В формировании магнитных свойств пород основная роль принадлежит включениям ферромагнитных минералов — магнетита, титаномагнетита, пирротина. Магнитная восприимчивость $\varkappa$, а также интенсивность намагничивания J_i не являются линейными функциями количества магнетита, так как зависят от крупности зерен магнетита, форм его включений и наличия естественной остаточной намагниченности J_n. На плотность пород влияет степень пористости, микротрещиноватости, диагенеза, различия в структуре и текстуре. Наиболее существенно условия залегания пород отражаются на электрических свойствах, при этом большую роль играет влажность, тесно связанная с их пористостью и трещиноватостью. На сейсмические свойства влияют главным образом степень диагенеза и наличие катаклаза горных пород. Та или иная степень метаморфизма сказывается на всех физических свойствах пород и, следовательно, на характере их проявления в геофизических полях, поэтому необходимо изучение физических свойств пород и руд в каждом исследуемом районе и на каждом этапе геологоразведочных работ.

Известно, что диапазон изменений физических свойств пород вследствие непостоянства минерального (или литологического) состава, а также некоторых структурных и текстурных особенностей бывает значителен. Для геологических формаций из-за неустойчивости основных («формационных») черт такие изменения могут быть чрезвычайно велики. Следовательно, предпочтительнее рассматривать физические свойства не формаций (последнее необходимо при изучении конкретных районов), а основных петрографических разностей пород.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

При изучении магнитных свойств и остаточной намагниченности интрузивных пород отмечена явная тенденция роста их значений с увеличением основности. В то же время наблюдается чрезвычайно широкий диапазон изменения средних значений магнитной восприимчивости в пределах любой петрографической разности интрузивных пород. Это связано главным образом с колебаниями содержаний магнетита, причем такие колебания могут наблюдаться в пределах одного и того же массива.

Для основных пород резкое уменьшение значений магнитных свойств связано обычно со вторичными процессами (амфиболизация, соссюритизация и т. п.). Сильно магнитные разности ультраосновных пород обычно серпентинизированы. В свою очередь, серпентинит при карбонатизации теряет в значительной степени магнитные свойства. Так, для некоторых сильно серпентинизированных массивов габбро на Алтае средняя магнитная восприимчивость порядка $628\,000 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ при карбонатизации падает до $(0—6300) \cdot 10^{-6}$ ед. СИ. При изучении интрузий следует учитывать тектоническую обстановку, в пределах которой они развиты.

Неизмененные интрузивные породы при малой пористости и влажности имеют высокое удельное электрическое сопротивление — от 10^2 до 10^5 Ом·м. В естественном залегании интрузивов удельное электрическое сопротивление для одного и того же типа изверженной породы может меняться в значительных пределах в зависимости от степени трещиноватости породы, ее обводненности, а также от степени минерализации капиллярных и трещинных вод. В определенных условиях

удельное электрическое сопротивление габбро может быть ниже, чем у гранитов.

Диэлектрическая проницаемость интрузивных пород зависит от степени их основности и составляет для кислых разностей 4—8, основных 7—13 и ультраосновных 8—20 Ф/м.

Поляризуемость интрузивных пород (как и большинства других пород) зависит главным образом от степени их минерализации сульфидами и магнетитом и обычно не превышает первых процентов.

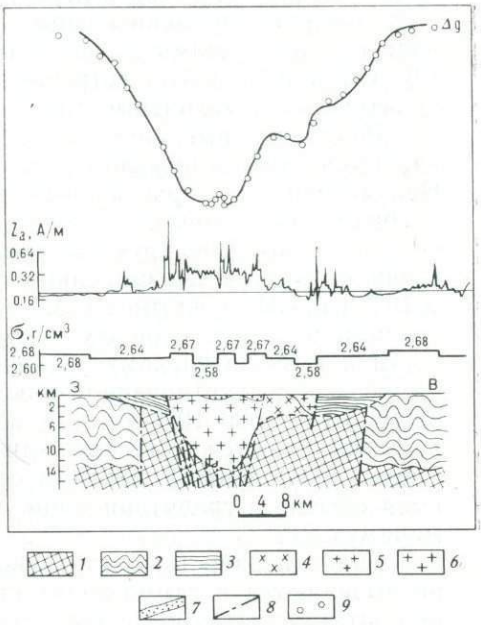


Рис. 4. Форма сечения Ортауского гранитного массива (Центральный Казахстан), определенная по гравитационным и магнитным данным.

1 — метаморфический комплекс верхнего протерозоя: порфироиды, гнейсы, гранито-гнейсы, кварциты, яшмоиды, сланцы (плотность 2,64 г/см³); *2* — зеленокаменные толщи нижнего и верхнего силура: песчаники, конгломераты, сланцы, диабазы, порфириты, яшмы (плотность 2,68 г/см³); *3* — вулканогенно-осадочные породы среднего девона — нижнего карбона: липариты, андезиты, дациты, песчаники, сланцы, туффиты, известняки (плотность 2,64 г/см³); *4—5* — Космурунский гранитоидный массив предположительно раннекарбонового возраста: *4* — гранодиориты и меланократовые граниты (плотность 2,64 г/см³); *5* — лейкократовые граниты (плотность 2,58 г/см³); *6* — Ортауский массив среднекарбонового возраста: лейкократовые и аляскитовые граниты (плотность 2,58 г/см³); *7* — зона ороговикованных пород; *8* — тектонические нарушения; *9* — значения Δg, полученные в результате интерпретации разреза

Интрузивные породы отличаются высокими значениями скорости распространения упругих волн. Для каждой петрографической разновидности пород скорость распространения упругих колебаний меняется в широких пределах, но устанавливается тенденция к уменьшению величины разброса при переходе от кислых разностей к основным; в среднем с увеличением основности наблюдается увеличение скорости распространения упругих колебаний.

Амфиболизация и серпентинизация основных пород снижает скорость распространения в них упругих колебаний. В интрузивных породах отмечается некоторая анизотропия скорости упругих волн, распространяющихся в различных направлениях. Если магнитность, плотность, удельное электрическое сопротивление, скорость распространения упругих колебаний в интрузивных породах в большей или меньшей степени возрастают от кислых разностей к основным, то радиоактивные свойства имеют обратную тенденцию, т. е. кислые разновидности более радиоактивны; при этом радиоактивность молодых интрузий выше, чем у древних.

Физические поля интрузивов обычно выделяются среди физических полей вмещающих пород интенсивностью, знаком, изменением геометрии поля (структуры и конфигурации), наличием приконтактовых аномалий. Интрузии различных фаз внедрения, а также различной глубины эрозионного среза могут создавать значительно различающиеся физические поля, главным образом магнитные.

Повышенное магнитное поле напряженностью 0,2—0,4 А/м, а в отдельных точках и до 0,8 А/м может наблюдаться над гранитами в случае интенсивного ороговикования вмещающих пород (рис. 4). Магнитное положительное поле создается ороговикованными породами надынтрузивной зоны. Для гранитов, особенно для более кислых разностей, свойственны повышенные гамма-поля, что позволяет в открытых районах картировать их методами радиометрии.

При рассмотрении аномалий геофизических полей над интрузивами основного состава в первую очередь следует отметить их устойчивый признак — положительные гравитационные аномалии. Магнитное поле над интрузиями этого типа обычно положительное (от 0,2 до 1,0 А/м и более), но встречаются массивы слабомагнитные, иногда практически немагнитные (измененные вторичными процессами).

Радиоактивные аномалии над интрузиями основного состава проявляются слабо и обычно не отличаются от таковых вмещающих пород. Неизмененные ультраосновные породы проявляются в магнитном поле слабыми аномалиями, а иногда и нормальным полем. В гравитационном поле они фиксируются положительными аномалиями. Магнитная восприимчивость неизмененных ультраосновных пород $\varkappa = (0—3800) \times \times 10^{-6}$ ед. СИ, а плотность 3,0—3,5 г/см^3. Широкое развитие серпентинизации в ультраосновных породах приводит к уменьшению их плотности и к значительному увеличению магнитности. Магнитная восприимчивость серпентинизированных ультраосновных пород меняется от 38000 до $503\,000 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, а плотность — от 2,50 до 2,65 г/см^3; породы выделяются интенсивными положительными магнитными аномалиями, измеряемыми многими сотнями и тысячами нТл, и не выделяются обычно в гравитационном поле или отмечаются гравитационными минимумами.

Радиоактивность ультраосновных пород невысокая, они обычно не выделяются в гамма-полях среди вмещающих пород, если только не контактируют с более кислыми разностями.

В физических полях (магнитном, гравитационном, радиоактивном) положительными значениями фиксируются ультраосновные — щелочные породы. Последние сопровождаются магнитным полем, интенсивность которого измеряется многими тысячами нТл и интенсивными гравитационными аномалиями. Для многих массивов ультраосновных — щелочных пород характерно кольцевое строение магнитных и гравитационных аномалий, отражающее особенности их развития. Гамма-поля этих массивов отличаются также высокой интенсивностью, измеряемой десятками мКи·ч.

Таким образом, при изучении интрузивов геофизическими методами:

1) выявляют интрузии, не вскрытые эрозией или перекрытые осадочным чехлом;

2) определяют глубины залегания верхних и нижних границ;

3) изучают морфологию и внутреннее строение магматических массивов;

4) изучают контактовые ореолы;

5) определяют приуроченность массивов к той или иной тектонической структуре.

Принципиальная возможность решения всех перечисленных задач в первую очередь определяется контрастностью физических свойств интрузии и вмещающих пород, степенью физической дифференциации различных фаций интрузии, размерами интрузии и глубиной залегания.

Основными методами геофизики, применяемыми при картировании интрузий, являются магнито- и гравиразведка, а для кислых разностей

(в районах с маломощным чехлом осадочных образований) также и радиометрия. При изучении морфологии интрузивов во многих случаях с успехом применяется сейсморазведка.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ (ЭФФУЗИВНЫЕ И ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ)

Для кайнотипных эффузивов характерна плотность 2,15—2,84 г/см^3, для палеотипных — 2,52—2,94 г/см^3. Следовательно, для кайнотипных эффузивов средние значения плотности примерно на 10 % ниже, чем для палеотипных. Для сильноизмененных палеотипных эффузивов (диабазов, кварцевых и андезитовых порфиров) связь между плотностью пород и их составом проявляется четко. Для слабоизмененных эффузивов большое значение имеет степень диагенеза. Например, средняя плотность мезозойских порфиритов 2,63, палеозойских — 2,73 и докембрийских — 2,75 г/см^3. Отмечаются изменения средних значений плотности эффузивов в различных районах.

Внутренняя плотностная дифференциация вулканогенных толщ менее контрастна, чем магнитная. Слабо контрастны между собой эффузивные и метаморфические породы. Например, структуры, сложенные основными разностями вулканических пород, развитых среди метаморфизованных пород, во многих случаях в гравитационном поле не выделяются. Для непосредственного картирования и расчленения вулканитов данные гравиметрии обычно менее информативны, чем магнитометрии. Данные гравиметровой съемки чрезвычайно важны при изучении общей тектоники района, выделении разломов, блоков с повышенной мощностью эффузивных комплексов, при установлении эрозионного среза. Для непосредственного выделения и расчленения эффузивных толщ более эффективно комплексное использование магнито- и электроразведки.

Магнитные свойства вулканогенных пород меняются в широких пределах; верхний предел с увеличением основности растет. Эта тенденция отмечается и для средних значений магнитной восприимчивости. Средние значения магнитной восприимчивости эффузивов основной магмы и их туфов составляют тысячи и десятки тысяч 10^{-6} ед. СИ. Для эффузивов и туфов кислого состава эти значения на порядок ниже: $0—8800 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ. Вектор остаточной намагниченности также отличается большим непостоянством по величине и направлению.

В отличие от плотности намагниченность вулканических пород с возрастом уменьшается. Магнитная восприимчивость эффузивов часто различна для разных районов страны и даже для различных свит одного района, особенно для более магнитных разностей.

Сопоставляя магнитные свойства вулканогенных пород с магнитными свойствами пород осадочного и метаморфического комплексов, можно отметить следующее. Разновидности основного состава имеют обычно магнитные свойства, близкие к таковым основных интрузий, кислые разности мало отличаются по магнитным свойствам от осадочных пород и значительного числа метаморфических. Основные эффузивы обычно уверенно выделяются среди комплекса осадочных и значительной части метаморфических (не обогащенных магнетитом) пород. Хорошо расчленяются между собой кислые и основные разности эффузивов. Кислые эффузивы среди осадочных и значительной части метаморфических пород выделяются только в особо благоприятных случаях.

Магнитное поле районов развития эффузивов основного состава отличается повышенной интенсивностью и сильноизрезанной ячеистой

структурой, что связано с неоднородностью состава лавовых потоков и изменчивостью вектора остаточного намагничивания. Для туфов, отличающихся меньшими значениями остаточного намагничивания, характер поля более спокоен. Значительное снижение напряженности поля и спокойный его характер наблюдаются и над кислыми эффузивами.

Эффузивные породы имеют широкий диапазон изменения электрического сопротивления (10^4—10^8 Ом·м, по лабораторным определениям). Неизмененные породы обладают обычно высокими сопротивлениями. В природных условиях в связи с большой пористостью, трещиноватостью, рассланцованностью и соответственно более высокими влажностью и минерализацией сопротивление эффузивов на один-два порядка ниже (10^2—10^5 Ом·м). Кайнотипным породам присуща бо́льшая пористость и соответственно более низкие значения электрического сопротивления. Для палеотипных эффузивов наблюдается увеличение удельного сопротивления от кислых разностей к основным. Так, для кварцевых порфиров среднее сопротивление 10^3, для андезитовых порфиритов 10^4, для диабазов (эффузивных) 10^5 Ом·м.

При включении в породу рудных минералов с высокой электронной проводимостью (магнетит 10^{-1} — 10^5, пирротин 10^{-2} — 10^1, пирит 10^{-3} — 10^{-2}, халькопирит 10^{-3} — 10^0 Ом·м) возможны два случая: рудный минерал образует вкрапленность, включения рудных минералов образуют непрерывные связи между собой. В первом случае удельное электрическое сопротивление породы практически не изменяется; содержание рудного минерала должно быть очень высоким (более 80 %), чтобы электрическое сопротивление породы значительно снизилось. Но благодаря наличию проводящих элементов порода приобретает высокую поляризуемость. Так, для вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд поляризуемость достигает десятков процентов. На скарново-магнетитовых месторождениях значения вызванной поляризации составляют 10 % и более. Во втором случае породы приобретают высокую проводимость, часто сопоставимую с проводимостью рудного минерала, образующего прожилки.

Указанные особенности электрических свойств эффузивных пород позволяют выделять их методами электроразведки среди комплексов осадочных пород, а в ряде случаев и успешно расчленять их. Решая задачи картирования и литологического расчленения вулканогенного и осадочно-вулканогенного комплексов, электроразведка содействует решению структурных задач, особенно при наличии маркирующих горизонтов. Высокая обводненность и минерализация трещинных зон делают их благоприятными для применения методов электроразведки. Последняя позволяет картировать рельеф кровли коренных пород, где они не подвергнуты значительному выветриванию и обводнению, так как осадочные породы чехла отличаются обычно более высокой проводимостью (особенно песчано-глинистые толщи). Экранирующее влияние при картировании фундамента электроразведкой могут оказывать плотные известняки и доломиты, залегающие в осадочном чехле.

Скорость распространения продольных упругих колебаний в вулканических породах меняется в пределах 3900—7000 м/с и полностью перекрывает диапазон изменения этой скорости в метаморфических породах.

Поскольку вулканические породы на порядок менее радиоактивны, чем кислые интрузивы, и близки по радиоактивности к основным интрузивам, возможность и целесообразность применения радиометрии для расчленения вулканогенных толщ должны быть установлены опытными работами.

Таким образом, при изучении вулканогенных образований геофизическими методами решаются следующие задачи:

1) выделение и оконтуривание площадей их развития;

2) расчленение пород по вещественному составу;

3) возрастное расчленение (выделение кайнотипных и палеотипных разностей).

Кроме того, методы геофизики (в основном магниторазведка) способствуют выделению жерловых образований древних вулканических аппаратов.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Широкий диапазон изменения физических свойств метаморфических пород обусловлен разным составом и различной степенью преобразования исходных пород. На физические свойства метаморфических пород оказывают существенное влияние также вторичные процессы и структурно-тектонические условия их формирования.

Плотность метаморфических пород меняется в зависимости от степени регионального метаморфизма от 2,4 до 3,4 г/см^3.

В зависимости от минерального состава отдельных представителей указанных групп устанавливаются различные диапазоны изменения плотности. Например, в группе микрокристаллических сланцев кварц-серицитовым сланцам соответствуют пределы изменения плотности 2,50—2,64, а хлоритовым — 2,72—2,80 г/см^3; в группе кристаллических сланцев биотитовым сланцам — 2,62—2,68, роговообманковым — 2,75—2,80 г/см^3. В группе гнейсов двуслюдяным гнейсам соответствуют пределы изменения плотности 2,58—2,62, пироксеновым — 2,80—2,90 г/см^3 и т. д. У амфиболитов, образовавшихся за счет осадочных и вулканогенных пород среднего состава, плотность меняется от 2,80 до 2,88 г/см^3, а у образовавшихся за счет метаморфизма основных интрузий и вулканогенных пород основного состава — от 2,93 до 3,10 г/см^3.

Иногда встречаются и отклонения от наиболее распространенных значений плотности метаморфических пород. Так, например, в районе КМА нижний предел плотности кварц-серицитовых сланцев 2,40 г/см^3, а в Восточно-Уральском синклинории верхний предел плотности 2,88 г/см^3. У хлоритовых сланцев высокая плотность (2,99 г/см^3) встречена на Кольском полуострове. Для амфиболитов Зауралья отмечены пониженные значения плотности (2,72 г/см^3), а в пределах Буреинского массива (Дальний Восток) встречены амфиболиты с плотностью 3,27 г/см^3.

При регрессивном метаморфизме и диафторезе плотность гнейсов и амфиболитов уменьшается. Все это вновь подтверждает положение о том, что необходимо изучать физические свойства пород в конкретном районе исследований.

Намагниченность метаморфических пород определяется в основном содержанием ферромагнитных минералов. Магнитная восприимчивость метаморфических интрузивных пород, у которых содержание ферромагнитных минералов меняется в широких пределах, колеблется от $(63—126)\cdot10^{-6}$ до $(2500—3800)\cdot10^{-6}$ ед. СИ. Для метаморфических пород, образовавшихся из осадочных при отсутствии привноса ферромагнитнитных минералов, магнитная восприимчивость меняется от 0 до $1300\cdot10^{-6}$ ед. СИ. Низкими значениями $\varkappa$ (менее $630\cdot10^{-6}$ ед. СИ) отличаются слюдяные и роговообманковые кристаллические сланцы. Гнейсы, амфиболиты, кварциты, роговики и мигматиты имеют сравни-

тельно близкую по величине магнитную восприимчивость. Средняя $\varkappa$ этих пород для различных районов варьирует от $(0—3800)\cdot10^{-6}$ до $(38000—75000)\cdot10^{-6}$ ед. СИ. Преобладают слабомагнитные разности, однако у амфиболитов встречаются значения $\varkappa$ до нескольких сотен тысяч $\cdot10^{-6}$ ед. СИ. Наиболее магнитны микрокристаллические сланцы (хлоритовые и кварц-хлоритовые), для которых средняя интенсивность намагничивания J_i в некоторых случаях достигает $126\,000\cdot10^{-6}$ ед. СИ и более.

Удельное электрическое сопротивление метаморфических пород зависит главным образом от их пористости и обводненности, а также от степени минерализации поровых вод. Пористость метаморфических пород уменьшается с ростом степени метаморфизма, при этом соответственно возрастает удельное электрическое сопротивление. Метаморфические породы различного состава, находящиеся в одной толще, могут отличаться средними значениями электрического сопротивления почти на порядок (например, филлитовые и ставролит-биотитовые сланцы). При объеме трещин более 10 % и высокой обводненности удельное электрическое сопротивление почти не зависит от сопротивления самой породы; только при небольшой трещиноватости (меньше 5 %) пород электроразведка может применяться для выделения и прослеживания отдельных разновидностей метаморфических пород.

Скорость распространения упругих колебаний в метаморфических породах достаточно дифференцирована, хотя диапазон ее изменений очень широк. В различных провинциях пределы этих изменений могут не совпадать. Так, в Карелии скорость распространения упругих продольных волн в метаморфизованных сланцах 4500—5700, в гнейсах 3000—5300, в амфиболитах 5500—6500 м/с.

Радиоактивность метаморфических пород невелика и в первую очередь определяется литологическим составом исходных пород. В некоторой степени радиоактивность метаморфических пород зависит от фаций метаморфизма. Зоны мигматизации и гранитизации отличаются несколько повышенной радиоактивностью, с увеличением степени ультраметаморфизма радиоактивность падает. Это способствует применению методов радиометрии для изучения степени метаморфизма, а при благоприятных условиях и для расчленения метаморфических толщ.

Различные метаморфические породы (или их комплексы) в зависимости от особенностей их сочетания и условий залегания по-разному отражаются в геофизических полях. Например, пласты серицитовых кварцитов, залегающие среди роговообманковых кристаллических сланцев, выделяются гравитационными минимумами и пониженными значениями граничных скоростей. Пласты углистых сланцев выделяются среди сланцевых и гранито-гнейсовых пород зонами низких значений удельного электрического сопротивления и высокой поляризуемостью. Для железистых кварцитов наиболее характерны линейные зоны положительных гравитационных и магнитных аномалий высокой интенсивности.

При изучении площадей развития метаморфических пород геофизическими методами решаются главным образом следующие задачи:

1) расчленение метаморфических пород по вещественному составу и степени метаморфизма;

2) оконтуривание выделенных разностей;

3) прослеживание по простиранию выделенных комплексов метаморфических пород;

4) изучение пликативной и дизъюнктивной тектоники.

Изучение районов развития метаморфических образований осуществляется обычным путем, т. е. на основании комплексного анализа результатов геофизических съемок, сведений о физических свойствах горных пород и данных о геологическом строении района. Количественная интерпретация геофизических аномалий выполняется с целью определения мощностей выделенных разностей пород, параметров их залегания и вещественного состава. Наиболее широко для этих целей применяют магниторазведку и гравиметрию.

Электроразведка используется главным образом при изучении мощности осадочного покрова, но может служить также для выделения углистых сланцев, трещинных зон, пород с повышенной механической анизотропией, обычно более трещиноватых и обводненных. Электроразведка также позволяет фиксировать зоны контактового метаморфизма, например в случае ороговикования пород, для которых значительно повышается удельное электрическое сопротивление.

Сейсморазведка используется для определения мощности осадочного чехла, изучения рельефа кристаллического фундамента; как вспомогательный метод — для расчленения метаморфического комплекса, особенно кварцево-железокремнистого.

Радиоактивные методы не находят пока широкого применения, но в некоторых благоприятных случаях могут быть использованы для расчленения метаморфических пород и изучения степени метаморфизма.

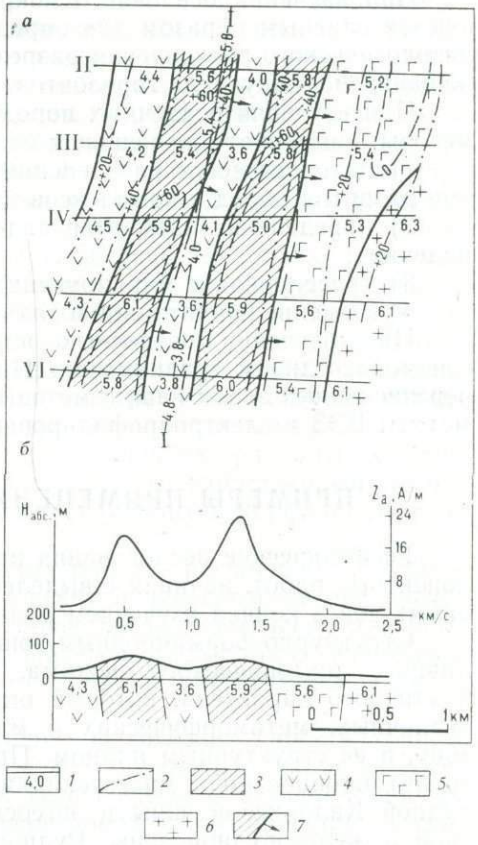


Рис. 5. Комплексная интерпретация геофизических данных по Жигаевскому участку КМА.

а — схема физико-геологического строения кристаллического фундамента, *б* — сейсмо-геологический разрез и кривая Z_a вдоль профиля. *1* — линия профиля и значения граничной скорости $V_г$ в км/с; *2* — изогипсы кровли докембрийского фундамента; *3* — железистые кварциты; *4* — сланцы; *5* — гнейсы; *6* — граниты; *7* — направление падения пластов железистых кварцитов по данным гравиразведки

Для успешного решения перечисленных задач большую роль играет наличие маркирующих горизонтов, выдержанных по простиранию и значительно отличающихся по физическим свойствам от вмещающих пород (например, пласты железистых кварцитов в метаморфических толщах архея и протерозоя, выделяющиеся высокими значениями плотности и магнитности). Выполняя комплексную корреляцию всей совокупности установленных геофизических признаков от профиля к профилю, строят физико-геологические (пластовые) карты (рис. 5), а после геологической привязки пластов (на обнажениях, в горных выработках и скважинах) — геологические карты. Физико-геологические карты, особенно при наличии достаточно выдержанных маркирующих горизонтов, кроме вещест-

венного расчленения фундамента, дают представление о его структуре, отражая в той или иной степени пликативную и дизъюнктивную тектонику.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

При изучении осадочного покрова геофизические методы применяются главным образом для определения мощности осадочного чехла, литологического расчленения разреза, а также для выделения и прослеживания маркирующих горизонтов.

При изучении осадочных пород скального основания геофизические методы применяют для решения следующих задач:

1) литологическое расчленение осадочных толщ и определение границ развития пород и комплексов пород;

2) определение элементов залегания пластов (простирания, углов падения);

3) трассирование маркирующих горизонтов;

4) изучение пликативной и дизъюнктивной тектоники.

При изучении осадочных пород применяются электроразведка, сейсморазведка и гравиметрия. Наибольшее применение при решении перечисленных задач нашли методы электроразведки (преимущественно методы ВЭЗ и электропрофилирования).

ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ РУДНОЙ ГЕОФИЗИКИ

Геофизические исследования применяются на всех стадиях геолого-поисковых работ, начиная с выделения и изучения структурно-формационных зон и кончая изучением рудных полей и месторождений.

Структурно-формационным зонам, принадлежащим к областям различного тектонического режима, соответствуют геофизические поля различного характера, который определяется физическими свойствами осадочных, метаморфических и магматических формаций, слагающих зону, и ее структурным планом. Примером могут служить магнитное и гравитационное поля миогеосинклинальной редкометалльной и золоторудной Калбинской зоны и эвгеосинклинальной медно-полиметаллической и железорудной зоны Рудного Алтая. Отложения первой зоны представлены преимущественно аспидной, флишевой и граувакковой формациями, а интрузивный комплекс — формацией гранитов батолитового типа. В геофизических полях Калбинская зона отражена нормальным или слабоинтенсивным отрицательным магнитным полем и отрицательным слабоинтенсивным гравитационным полем. Отложения структурно-формационной зоны Рудного Алтая представлены кварц-кератофировой, андезит-дацитовой и карбонатно-сланцевой формациями, а интрузивные комплексы — плагиогранит-порфировой, габбро-гранодиорит-гранитной, гранито-батолитовой и андезит-базальтовой формациями. В геофизических полях зоне в основном соответствуют положительное дифференцированное магнитное и положительное гравитационное поля.

Зайсанская геосинклиналь, в пределах которой расположены указанные структурно-формационные зоны, относится к фемическо-сиалическому типу. Еще контрастнее геофизические поля в геосинклиналях фемического типа. Например, для Валерьяновской железорудной зоны (Казахстан) в соответствии с широким развитием магматизма повышенной основности характерны магнитные и гравитационные поля вы-

сокой интенсивности, более контрастные по сравнению с полями соседних зон.

Тагило-Магнитогорский прогиб Уральской геосинклинальной системы прослеживается полосой повышенных значений гравитационного поля и магнитным полем сложной структуры с интенсивными локальными аномалиями. Геофизические поля положительных структур в значительной степени отражают особенности физических свойств пород, слагающих их ядра. Например, палеозойские антиклинальные складки, крылья которых сложены осадочными породами, а ядра представлены докембрийским суперкристаллическим комплексом, выделяются положительными гравитационными полями. Эти породы обычно могут быть выделены электропрофилированием из-за их меньшей влагоемкости по сравнению с породами крыльев складки. В случаях, когда в ядрах поднятий широко развиты граниты (Уральские зоны поднятий), в гравитационном поле наблюдаются глубокие минимумы.

Очень своеобразно проявляются в геофизических полях разломы. В гравитационном и магнитном полях они часто фиксируются линейными зонами повышенного градиента. Обширные зоны дробления могут отражаться зонами минимума в гравитационном поле и на картах изом (кажущегося электрического сопротивления) и зонами повышенной радиоактивности. При внедрении в зону разлома интрузий основного состава наблюдаются характерные цепочки локальных положительных магнитных аномалий. Во многих случаях разломы хорошо выделяются методами электроразведки; пока это единственный метод, позволяющий в какой-то степени изучать глубинную морфологию разломов.

Одна из задач детальных поисковых работ — расчленение геологических формаций по вещественному составу и непосредственное изучение тех или иных пород, с которыми более тесно генетически или пространственно связаны месторождения. На этой стадии также изучаются структуры, но уже второго или третьего порядка, как возможные рудоконтролирующие факторы.

При непосредственном сопоставлении физических свойств горных пород, слагающих разрез, в принципе можно определить, какие их сочетания благоприятны для применения геофизических методов с целью выделения интересующих нас комплексов пород и картирования слагаемых ими структур. Например, очевидно, что массивы основных изверженных пород, залегающие среди пород осадочного и метаморфического комплексов или среди кислых разностей вулканогенных пород, будут выделяться положительными гравитационными и магнитными аномалиями (если не подверглись вторичным изменениям). При неглубоком залегании пород, особенно у эффузивов, магнитное поле будет иметь неспокойный, изрезанный характер. В свою очередь кислые разности изверженных пород среди основных вулканогенных пород будут выделяться гравитационными минимумами, нормальным или отрицательным магнитными полями. Графитизированные сланцы, залегающие среди микрокристаллических сланцев, в геофизических полях выделяются низкими значениями кажущегося электрического сопротивления, высокой поляризуемостью и низкими значениями граничных скоростей упругих волн.

При сложной физико-геологической обстановке, даже при благоприятной дифференциации пород по физическим свойствам, изучение геологического строения рудного района методами геофизики может оказаться весьма затрудненным. В то же время слабодифференцированный по физическим свойствам разрез нередко не является помехой

для решения ряда геологических задач. Такие условия могут определяться благоприятным сочетанием мощностей контактирующих пород и условий их залегания, наличием приконтактовых изменений, зон трещиноватости или рассланцевания.

Зоны пиритизации, ороговикования и других изменений в районах со слабо дифференцированными по физическим свойствам толщами пород часто позволяют использовать методы геофизики в целях геологического картирования и поисков. В рудных районах за счет вторичного изменения пород (*скарнирования, сульфидизации, ороговикования, альбитизации, грейзенизации, окварцевания* и т. д.) появляются дополнительные *возможности для локализации перспективных участков.*

Приведем ряд примеров. Известно, что кварц-касситеритовые и пегматитовые месторождения олова, месторождения шеелитовых скарнов, кварц-молибденитовые жильные месторождения и месторождения вольфрама (скарновые, кварц-вольфрамовые жильные, штокверковые) связаны с гранитными интрузиями, причем последние обычно успешно картируются геофизическими методами. Но после выявления гранитных интрузий, с которыми потенциально могут быть связаны месторождения, перед геофизикой возникают задачи непосредственного картирования кварцевых жил, шеелитоносных скарнов, штокверковых зон и т. д. Прослеживание кварцевых зон осуществляется обычно после выполнения литохимической съемки в зонах геохимических ореолов методами электропрофилирования (не исключено применение и других методов).

Примером использования магниторазведки для локализации участков развития кварцевых жил среди измененных пород могут служить работы на одном из золоторудных месторождений. Магниторазведка здесь применялась для изучения строения толщи слабо дифференцированных *по физическим свойствам эффузивов* ($\varkappa < 6300 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ). Зона измененных порфиритов, рассланцеванных и серицитизированных, *к которой приурочены кварцевые жилы, выделялась минимумами* ΔZ интенсивностью до 200 нТл.

Аналогично при поисках шеелитовых скарнов в связи с наличием в зонах скарнирования магнетита широко применяется магниторазведка (масштаб 1 : 100 000 и крупнее).

При поисках месторождений олова кварц-касситеритовой или сульфидно-касситеритовой формации возможности геофизики далеко не одинаковы. Кварц-касситеритовые руды не выделяются плотностью (2,6—2,7 г/см^3) из вмещающих пород и практически немагнитны, что в обычных условиях исключает применение дешевых и мобильных методов (магнитометрия и гравиметрия). Однако кварц-касситеритовые жилы обладают высоким удельным электрическим сопротивлением (сотни и тысячи Ом·м), поэтому для их поисков с переменным успехом применяют электропрофилирование, чаще метод средних градиентов (масштаб 1 : 5000 и и крупнее).

Сульфидно-касситеритовые руды значительно контрастнее по физическим свойствам. Плотность руд 3,4—4,4 г/см^3, магнитная восприимчивость (38 000—63 000) $\cdot 10^{-6}$ ед. СИ *в зависимости от содержания пирротина.* При значительном содержании сульфидов кажущееся электрическое сопротивление ρ_k руд низкое (*единицы, первые десятки* Ом·м), руды электрохимически активны. Поэтому при поисках сульфидно-касситеритовых жил можно применять различные методы электроразведки. Обычно используют метод естественного электрического поля (ЕП), методы электропрофилирования и методы вызванной поляризации (ВП). При наличии в рудах пирротина применяют магниторазведку; съемки ведутся в масштабах 1 : 10 000 и крупнее.

Примером использования геофизических методов с целью локализации рудоперспективных зон могут служить работы, связанные с поисками штокверковых вольфрам-молибденовых месторождений в Казахстане. Указанные месторождения приурочены к надынтрузивным зонам пермских лейкократовых гранитов, которые имеют отрицательную избыточную плотность ($\Delta\sigma = 0{,}05—0{,}2$ г/см^3) по сравнению с вмещающими породами. Характер гравитационных аномалий позволяет судить о размерах, формах, особенностях залегания контактов гранитных массивов. Особенно перспективны на обнаружение оруденения выступы в кровле массивов, которые фиксируются внутренними, более глубокими минимумами. Количественная интерпретация гравитационных аномалий затруднительна, и для получения надежных данных необходимы наличие опорных геологических сведений и дополнение гравиразведки другими методами геофизики — магниторазведкой и радиометрией.

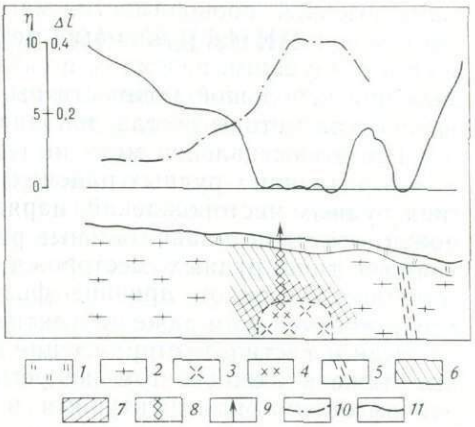


Рис. 6. Схематический разрез месторождения.

1 — современные отложения; 2 — сиениты; 3 — гранодиорит-порфиры, предполагаемые по данным магниторазведки; *4* — гранодиорит-порфиры, вскрытые проверочной скважиной; *5* — зона разлома по данным магниторазведки; *6* — гидротермально измененные породы по данным магниторазведки; *7* — рудная минерализация, предполагаемая; *8* — рудная минерализация, вскрытая проверочной скважиной; *9* — проверочная скважина; *10* — электрополяризуемость η; *11* — напряженность магнитного поля ΔZ А/м

Выделение интрузивов и надынтрузивных зон облегчается благодаря интенсивному проявлению контактового метаморфизма и связанному с ним увеличению магнитной восприимчивости до тысяч и первых десятков тысяч единиц $\cdot 10^{-6}$ ед. СИ. В зонах гидротермального изменения породы частично теряют свои магнитные свойства. Такие зоны характерны для существенно молибденовых руд.

Штокверковые вольфрам-молибденовые месторождения часто сопровождаются пиритизацией, с которой связаны понижение удельного электрического сопротивления, а также возникновение естественных электрических полей, что позволяет использовать методы электроразведки — электропрофилирование, методы ЕП и ВП (рис. 6).

Гидротермальное изменение пород часто сопровождается снижением их магнитных свойств в связи с замещением магнетита гематитом, мартитом или пиритом. Зоны пониженной интенсивности магнитного поля в благоприятной геологической обстановке могут служить косвенным положительным поисковым признаком не только при поисках штокверковых вольфрам-молибденовых руд, но и медно-полиметаллических, в местах развития которых наблюдается интенсивное изменение вмещающих пород гидротермальными процессами.

При поисках месторождений олова, вольфрама, молибдена, висмута геофизические методы применяют главным образом для решения картировочных задач, связанных с изучением структурно-формационных зон, структур рудных полей, а также с выявлением и изучением геологических объектов, с которыми ассоциируют месторождения (изверженные породы, участки метасоматически измененных пород и т. д.). Учитывая тесную связь эндогенных месторождений с зонами

гидротермально измененных пород, можно сказать, что перспективным методом выделения последних является аэрогамма-спектрометрия, сопровождаемая в пределах установленных аномальных зон наземными радиометрическими исследованиями.

Непосредственные поиски рудных тел методами геофизики могут осуществляться только при особых, благоприятных условиях, например, когда в рудных телах присутствуют в значительных количествах минералы высокой проводимости, магнитности или радиоактивности. При этом используются различные методы или комплексы методов геофизики в воздушном, наземном и скважинном вариантах. В открытых районах при небольшой мощности рыхлых отложений (первые метры) геофизические методы всегда дополняются литохимическими съемками.

При сопоставлении методик геофизических исследований, применяемых в различных рудных районах при поисках и оценке того или иного типа рудных месторождений, наряду с существенными общими чертами можно отметить и значительные расхождения. Общей, оптимальной для данного типа рудных месторождений методики нет, что объясняется естественным рядом причин: физико-геологических, орогидрографических, технических и даже субъективных.

Как известно, месторождения одной и той же формации, размещенные даже в одном и том же регионе, могут существенно различаться рудовмещающими структурами и морфологией рудных тел, вмещающими породами, характером околорудных изменений, набором акцессорных минералов, глубиной эрозионного среза рудовмещающих блоков, характером пострудной тектоники. Все это создает свой, индивидуальный физико-геологический облик рудных районов, полей и месторождений.

Например, месторождения кварц-касситеритовой формации Чукотки представлены жилами и штокверками. Вмещающие породы — песчаники, глинистые сланцы, гранитоиды. Но сланцы могут быть филлитизированы, песчано-сланцевые породы ороговикованы и т. д., что создает местные вариации физико-геологического строения месторождений и соответственно отражается на методике геофизических работ. Вариации в методике также связаны с наличием разнообразных модификаций методов геофизики (особенно методов электроразведки). Преимущество применения той или иной из них не всегда очевидно. Большую роль играет и личный опыт исследователя.

Часть II

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Огромная потребность в железе удачно сочетается с его широкой распространенностью в земной коре (четвертое место после кислорода) и, главное, — способностью к образованию многочисленных и весьма разнообразных промышленных концентраций, нередко уникального характера (например, железистые кварциты). Основные промышленные типы железных руд — железистые кварциты, магнетитовые, титаномагнетитовые, гематито-магнетитовые руды (красные железняки), бурые железняки, сидериты, железисто-хромово-никелевые руды.

СССР по разведанным запасам и добыче железных руд занимает первое место в мире, однако все возрастающая потребность в железной руде обусловливает необходимость дальнейшего проведения геологоразведочных работ в целях прироста запасов прежде всего богатых и легкообогатимых руд.

Таким требованиям в наибольшей степени отвечают магнетитовые руды, которые или вообще не требуют обогащения или же обогащаются при помощи такого эффективного метода, как магнитная сепарация. Прирост запасов магнетитовых руд — по сути одна из основных задач геологоразведочных работ.

Указанное обстоятельство и определило выбор объектов анализа: основные промышленные железорудные формации, сложенные магнетитовыми рудами, на долю которых приходится основная часть как балансовых запасов железных руд, так и их общесоюзной добычи (соответственно 77,3 и 83,7 %, табл. 1).

Магнетитовый состав руд рассматриваемых формаций — один из наиболее благоприятных факторов, обусловливающих, как это показано в специальном разделе данной работы, достаточно высокую эффективность геофизических методов поисков и разведки железорудных месторождений.

Существенные различия в генезисе рассматриваемых формаций (метаморфогенные железистые кварциты, магматогенные титаномагнетиты, преимущественно метасоматическое скарново-магнетитовое оруденение), соответственно в характере локализации и масштабах рудонакопления определили в свою очередь различие в состоянии проблемы их прогнозирования и оценки перспектив.

Так, весьма интенсивный размах оруденения при сравнительной простоте геологического строения рудных ареалов позволяет достаточно достоверно оценивать прогнозные ресурсы железистых кварцитов и титаномагнетитов уже по результатам детальных геологических и магнитометрических съемок с применением ограниченного объема горно-буровых работ. Что же касается скарново-магнетитового и магномагнетитового оруденения, то весьма сложный характер его развития и локализации требует и сложного комплекса геологических, геофизических и геохимических исследований для оценки прогнозных ресурсов.

Ниже охарактеризованы основные геологические параметры, рудоконтролирующие факторы и наиболее существенные особенности мето-

дики геолого-геофизических работ по выявлению и оценке перспектив рассматриваемых железорудных формаций и приведены макеты крупномасштабных прогнозных карт соответствующих рудных узлов (полей), т. е. охарактеризованы геологические основы и методика прогнозной оценки перспектив основных железорудных формаций.

Основные затруднения в прогнозной оценке возникают при изучении глубинных перекрытых проявлений скарново-магнетитового и магномагнетитового оруденения, в особенности если проявления такого

Таблица 1

Основные промышленные железорудные формации СССР

Железорудная формация	Промышленный тип руды, не требующей обогащения или обогащаемой по простым схемам	Значимость промышленных типов руд на 1.01.84 г. в % от	
		общесоюзных балансовых запасов	общесоюзной добычи
Железисто-кремнистого ряда	Магнетитовый, силикатно-магнетитовый, гематит-магнетитовый, магнетит-силикатные кварциты	53,7	56,1
Титаномагнетитовая	Титаномагнетиты	8,7	8,6
Скарново-магнетитовая складчатых областей и магномагнетитовая платформенная	Магнетиты	14,9	19,0
Сумма		77,3	83,7

рода не отражаются интенсивными магнитными аномалиями. Необходимо отметить, что подобные ситуации становятся все более характерными по мере углубления фронта геологоразведочных работ. В этих случаях, наряду с совершенствованием собственно геофизических методов разбраковки аномалий на рудные и нерудные, необходимо максимально использовать весь объем геологической информации, учитывая, что комплексная геолого-геофизическая оценка более достоверна; во всяком случае комплексная оценка исключает существенные промахи в прогнозной оценке.

Составление прогнозной карты рекомендуется производить на основе следующего комплекта карт (обязательный минимум): а) схемы регионального тектонического районирования; б) структурно-тектонической карты; в) геологической карты; г) карт магнито- и гравиметрической съемок; д) карты рудоконтролирующих факторов.

При интерпретации геологоразведочной информации все более широкое применение находит моделирование железорудных объектов по комплексу геолого-геофизических данных, в особенности моделирование магнитных полей.

Весьма ответственная роль в оценке перспектив изучаемых объектов принадлежит количественной оценке прогнозных ресурсов. Для начальной стадии такого рода оценки (экспресс-оценка прогнозных ресурсов) рекомендуется использовать разработанную И. И. Пастушенко методику, базирующуюся на наличии прямой зависимости между результирующим мультипликативным показателем степени благоприят-

ности рудоконтролирующих факторов и масштабом оруденения (прогнозными ресурсами P_3). Данная методика проверена А. А. Фроловым не только при прогнозной оценке ресурсов скарново-магнетитового оруденения, но и при оценке вольфрамового оруденения.

ФОРМАЦИИ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОГО РЯДА

Докембрийские метаморфизованные железные руды формаций железисто-кремнистого ряда являются в настоящее время главнейшими в промышленном отношении — они дают более половины (в СССР — 56,1 %, см. табл. 1) мировой добычи железных руд, и роль их возрастает по мере совершенствования технологии обогащения руд данного типа.

Соответственно промышленной значимости докембрийские железные руды изучены весьма обстоятельно. Объем настоящей работы позволяет охарактеризовать рассматриваемые формации только в самом общем виде, уделив при этом главное внимание тем формациям, которые представляют основной промышленный интерес. Это в первую очередь относится к магнетитовым железистым кварцитам.

Общегеологическая характеристика и основные особенности генезиса и геологической позиции промышленных типов формаций железисто-кремнистого ряда приведены в табл. 2.

ФОРМАЦИЯ БАЛТИЙСКОГО ТИПА

Железорудная формация балтийского типа связана с вулканогенно-осадочной железисто-кремнисто-лептит-метабазитовой геологической формацией.

Формация приурочена к комплексу метаморфических пород позднего архея — раннего протерозоя, залегающих на архейском кристаллическом фундаменте. Железные руды формации представлены железистыми кварцитами и изредка связанными с ними метаморфогенными рудами. Возраст формации более 2,6 млрд. лет. В пределах Украинского щита железистые кварциты балтийского типа — мариупольский тип руд, по Я. Н. Белевцеву [3],— входят в состав бугской серии Одесско-Белоцерковской зоны, а также западно-приазовской и центрально-приазовской серий Приазовской металлогенической провинции. На КМА железистые кварциты формации балтийского типа (алгоманский тип руд КМА) выявлены в составе михайловский серии позднего архея в Курско-Бесединской и Знаменско-Малоархангельской зонах.

На Балтийском щите железистые кварциты балтийского типа присутствуют в составе гимольской серии (костомукшский тип руд) и кольской серии (оленегорский тип руд).

На западе Алданского щита железистые кварциты формации балтийского типа (тарыннахский тип руд) выявлены в Чаро-Токкинской зоне в составе верхнеархейских образований борсалинской серии. Приуроченность железистых кварцитов формации балтийского типа к позднему архею — раннему протерозою, формирование вмещающих их толщ на архейском фундаменте древних платформ, близкое структурное положение — все это дает возможность удовлетворительной корреляции метаморфических пород железисто-кремнистой формации, содержащих руды балтийского типа.

Позднеархейский возраст рудоносных толщ формации балтийского типа и формирование их в миоэвгеосинклинальных условиях первой (начальной) фазы развития геосинклиналей обусловливают ограниченные масштабы оруденения по сравнению с раннепротерозойскими же-

Таблица 2

Формации железисто-кремнистого ряда

Генетический тип исходной формации	Тип региональной структуры	Рудовмещающая серия	Геологическая формация	Промышленная формация
Вулканогенно-осадочный	Доорогенные поднятия внутри эвгеосинклинальных прогибов	Кольская (БКЩ), михайловская (КМА), бугская, конкско-верховцевская (УКЩ), борсалинская (АКЩ)	Железисто-кремнисто-лептито-метабазитовая	Балтийского типа
Вулканогенный	Эвгеосинклинальные прогибы	Конкско-верховцевская (УКЩ), михайловская (КМА)	Железисто-кремнисто-метабазитовая	Верховцевского типа
Осадочный	Раннеорогенные миогеосинклинальные прогибы	Оскольская (КМА), центрально-приазовская (УКЩ)	Железисто-кремнисто-сланцево-карбонатная	Белгородского типа
		Оскольская (КМА), криворожская (УКЩ), онежская (БКЩ)		Яковлевского типа
	Синорогенные миогеосинклинали, обрамляющие кратонные и срединные массивы	Курская (КМА), криворожская (УКЩ)	Железисто-кремнисто-сланцевая	Криворожского типа

Примечание. УКЩ, БКЩ, АКЩ — Украинский, Балтийский, Алданский кристаллические щиты, КМА — мегасинклинорий КМА.

лезисто-кремнистыми формациями криворожского типа. Последние формировались в миогеосинклинальных условиях во вторую фазу развития геосинклиналей.

Для разреза формации балтийского типа характерны: переслаивание пластов железистых кварцитов с пластами высокоглиноземистых полевошпатизированных слюдяных, гранато-амфиболо-слюдяных, гранато-амфиболовых и амфиболовых сланцев, кварцитов, кристаллических сланцев, амфиболитов, гранулитов, гнейсов, лептитов, гранитогнейсов, гранит-мигматитов; изменение состава пород от подошвы к кровле от основного до среднего и кислого; приуроченность железистых кварцитов к верхней части разреза. Здесь, по данным В. И. Чернова и Н. И. Голивкина, с железистыми кварцитами ассоциируют средние и кислые вулканиты и слюдяные сланцы; при этом в кровле толщ железистых кварцитов обычно залегают сланцы и кислые вулканиты. Железистые кварциты в разрезах группируются на одном или двух стратиграфических уровнях.

Мощность формации 300—1200 м, рудонасыщенность — 25—40 %. Железные руды представлены преимущественно силикатно (куммингтонит, пироксен, роговая обманка)-магнетитовыми, реже магнетитовыми и магнетит-силикатными разностями, иногда гематит-магнетитовыми легкообогатимыми железистыми кварцитами, изредка магнетит-силикатными сланцами.

Пачки железистых кварцитов имеют мощность 0,5—80 м, иногда до 200 м. Протяженность рудных пачек 0,5—6,0 км, иногда до 15 км, ширина от десятков метров до 3 км, реже больше. Залежи имеют пластовую, линзовидную, извилистую или изогнутую форму. Содержание железа общего в рудах меняется от 20 до 42 %, железа, связанного с магнетитом, — от 10 до 40 %, при почти полном отсутствии железа карбонатного и обычно небольшом содержании сульфидного. Наиболее богатые магнетитом разности железистых кварцитов установлены в нижних частях рудных разрезов (например, на Костомукшском месторождении в Карелии и Тарыннахском месторождении Чаро-Токкинского железорудного района Алданского щита).

Железные руды приурочены к толщам пород, метаморфизованным в эпидот-амфиболитовой и высокотемпературной амфиболитовой (Костомукшское и Тарыннахское месторождения) до гранулитовой (Оленегорское месторождение Кольского полуострова; Курско-Бесединская и Знаменсок-Малоархангельские зоны КМА; Околовское месторождение Белоруссии; Мариупольские месторождения в Приазовье и Одесско-Белоцерковской зоне Украины; Ималыкское месторождение Алданского щита) фаций.

В структурном отношении отдельные залежи железистых кварцитов образуют синклинали, псевдомоноклинали и брахисинклинали, встречающиеся среди кристаллических сланцев, гнейсов, мигматитов и гранитоидов в пределах архейских кратонов и ядер, а также в бортовых частях протерозойских структур.

Железные руды формации легкообогатимы, пригодны для получения суперконцентратов. Формация перспективна на выявление средних, реже крупных месторождений.

ФОРМАЦИЯ ВЕРХОВЦЕВСКОГО ТИПА

Железорудная формация верховцевского типа связана с осадочно-вулканогенной железисто-кремнисто-метабазитовой геологической формацией позднего архея (возраст более 2,6 млрд. лет). Формация развита в составе конкско-верховцевской серии (верховцевский тип, по Я. Н. Белевцеву), михайловской серии (береговской тип, по Н. И. Голивкину), гимольской серии (совдозерский тип, по В. И. Чернову), кольской серии (колмозерский тип, по А. Б. Горяинову), борсалинской серии (эвонокитский тип, по К. И. Кудрявцеву).

Для формации в целом характерна ассоциация железных руд с кристаллическими сланцами основного, ультраосновного и реже среднего и кислого составов. Мощность формации более 3000 м, рудонасыщенность 1—5 %. Железные руды представлены магнетит-силикатными, силикатно-карбонатно-магнетитовыми и карбонатно-магнетитовыми разностями железистых кварцитов.

Железистые кварциты образуют пласты и линзы длиной от первых десятков метров до 8 км и шириной от десятков метров до 2 км и более. Мощность пластов от 0,2 до 50 м, обычно 2—16 м. Пласты мощно-

стью более 50 м встречаются редко и имеют ограниченные размеры по простиранию (первые сотни метров).

Содержание железа общего в железистых кварцитах меняется от 20 до 43 %, железа, связанного с магнетитом — от 6,7 до 19,2 %, железа карбонатного — от 3,5 до 18,7 % при 1—2 % железа сульфидного. Степень метаморфизма железистых кварцитов и вмещающих пород меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой. Железные руды обычно труднообогатимы. С данной формацией связаны мелкие месторождения железистых кварцитов с запасами в миллионы и первые десятки миллионов тонн.

ФОРМАЦИЯ КРИВОРОЖСКОГО ТИПА

Железорудная формация криворожского типа (или «суперлейк») связана с одноименной железисто-кремнисто-сланцевой геологической формацией. Последняя формировалась в миогеосинклинальных условиях и по составу относится к типу терригенно-хемогенно-осадочных. Формация приурочена к комплексам метаморфических пород раннего протерозоя, формировавшихся 2,6—2,2 млрд. лет назад. Мощность формации до 2000 м, рудонасыщенность 30—55 %, иногда 75 %. Оруденение представлено железистыми кварцитами и связанными с ними богатыми железными рудами — гипергенными и метаморфогенными. Пачки железистых кварцитов переслаиваются с слюдяными сланцами, кварцитовидными песчаниками, иногда вулканитами.

На Украинском щите железистые кварциты формации криворожского типа (скелеватский тип руды, по Я. Н. Белевцеву) входят в состав образований криворожской серии, развитой в Криворожско-Кременчугской и Белозерско-Ореховской зонах. На КМА железистые кварциты формации входят в состав образований курской серии и широко развиты в Михайловско-Белгородской, Орловско-Оскольской, Крупецкой, Поченнянско-Рыльской, Корочанско-Большетроицкой, Истобнянско-Новооскольской рудоносных зонах (по данным Н. И. Голивкина и др.).

Характерная особенность строения рудовмещающих толщ железистых кварцитов формации данных серий — изменение состава пород вверх по разрезу. В нижней части разрезов развиты кластогенные и терригенные породы, представленные конгломератами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками, кварцитами, филлитовидными и слюдистыми сланцами, иногда тальковыми сланцами песчанико-сланцевых свит — скелеватской и стойленской. Верхняя часть рудовмещающих толщ сложена пачками переслаивания железистых кварцитов и слюдяных сланцев саксаганской и коробковской свит. Железистые кварциты в составе коробковской свиты курской серии более или менее четко группируются на двух стратиграфических уровнях, где образуют две подсвиты железистых кварцитов, разделенных и перекрытых сланцевыми подсвитами. Мощность свиты более 1200 м; мощность нижней подсвиты железистых кварцитов 5—750 м, верхней — от первых десятков метров до 870 м. В составе подсвит железистых кварцитов установлено до пяти пачек железистых кварцитов, разделенных тонкими прослоями сланцев.

В составе саксаганской свиты в Кременчугском районе железистые кварциты слагают пять подсвит, которые разделены подсвитами сланцев. Мощность свиты до 1300 м. В Криворожском районе в саксаганской свите выделяют семь горизонтов развития железистых кварцитов и семь горизонтов сланцев, закономерно чередующихся.

Рудные пачки в составе формаций сложены полосчатыми (тонко-, средне- и неравномернополосчатыми) железистыми кварцитами с подчиненными пластами сланцев, реже безрудных кварцитов. Железистые кварциты представлены силикатно-магнетитовыми, карбонатно-силикатно-магнетитовыми, магнетитовыми, гематит-магнетитовыми, магнетит-гематитовыми, карбонатно-магнетитовыми и магнетит-силикатными разностями с фациальными переходами между ними, а в зоне гипергенеза — мартит-магнетитовыми, магнетит-мартитовыми и мартитовыми (с дисперсным гематитом) разностями. Характеристики рудных пачек — протяженность от 3 до 100 км, ширина до 30 км, мощность от первых метров до 500 м и более (Криворожская, Кременчугская, Михайловская, Белгородская, Тим-Ястребовская, Погромецкая синклинальные структуры) — обусловливают крупные и уникальные масштабы месторождений. Форма рудных залежей пластовая, линзообразная, реже линзовидная или изометричная. Содержание железа общего в железистых кварцитах меняется от 20 до 36 %, достигая иногда 45 %; железа магнетитового — от 10 до 30 %, иногда до 36 %.

Степень метаморфизма железистых кварцитов и вмещающих толщ меняется от зеленосланцевой фации в Кременчугско-Криворожской и Белозерской зонах до эпидот-амфиболитовой в Орловско-Оскольской и амфиболитовой в Истобнянско-Новооскольской.

Залежи железистых кварцитов образуют синклинальные складки и брахисинклинали типа Чернянской и Погремецкой с глубиной погружения до 2,5 км, а также слагают крылья и замковые части крупных синклинорных структур типа Кременчугской, Криворожской, Михайловской, Белгородской, Тим-Ястребовской и Волотовской с глубиной погружения замков складок до 6 км и брахисинклиналей типа Гуляйпольской.

Кварциты представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми разностями: от низкокачественных трудно- и весьма труднообогатимых (Михайловско-Белгородская рудоносная зона КМА, окисленные кварциты КМА и Кременчугско-Криворожской зоны) до высококачественных средне- и легкообогатимых (неокисленные кварциты Орловско-Оскольской и Истобнянско-Новооскольской рудоносных зон КМА).

С железистыми кварцитами формации связаны богатые гипергенные железные руды коры выветривания (тип КМА) и богатые метаморфогенные железные руды (саксаганский и первомайский типы, по Я. Н. Белевцеву).

Содержание железа в гипергенных рудах КМА — мартитовых, лимонит-мартитовых, сидерит-мартитовых — в среднем по участкам 52—62 %, понижается в бурожелезняковых рудах.

В богатых метаморфогенных железных рудах саксаганского и первомайского типов содержания железа в среднем составляют 57,6 % (Криворожский район), 58 % (Кременчугский район) и 52,4—61,4 % (Конкско-Белозерский железорудный район).

Формация криворожского типа имеет благоприятные перспективы на выявление крупных и уникальных месторождений железистых кварцитов и богатых железных руд.

ФОРМАЦИИ ЯКОВЛЕВСКОГО И БЕЛГОРОДСКОГО ТИПОВ

Данные формации связаны с железисто-кремнисто-сланцево-карбонатной геологической формацией и приурочены к комплексам метаморфических пород протерозоя раннеорогенных наложенных прогибов миогеосинклинальных областей.

Железисто-кремнисто-сланцево-карбонатная формация входит в состав оскольской серии, гданцевской свиты криворожской серии и онежской серии.

Для формации характерно переслаивание пластов железистых кварцитов с пластами углистых, слюдяных, кварц-слюдяных и карбонатно-слюдяных сланцев, алевролитов, алевробиллитов, известняков, доломитов, песчаников и конгломератов. Для вмещающих пород и железистых кварцитов формации в отдельных зонах характерно повышенное содержание марганца по сравнению с образованиями железисто-кремнисто-сланцевой формации криворожского типа.

Железисто-кремнисто-сланцево-карбонатная формация белгородского типа близка к итабиритовой формации Бразилии. В составе формации выделяются две разновидности: кластогенная (яковлевского типа) и хемогенно-терригенная (белгородского типа).

Осадочная железисто-кремнисто-кластогенная формация **яковлевского типа,** по данным Н. А. Плаксенко, развита в составе яковлевской свиты оскольской серии, гданцевской свиты криворожской (ингуло-ингулецкой) серии, онежской серии и приурочена к низам разреза.

Для формации характерны переслаивание линз и прослоев конгломератов и конгломерато-брекчий железистых кварцитов с железистыми песчаниками и сланцами, наличие прослоев хлорит-гематито-магнетитовых, мартит-гематитовых и гематитовых руд и грубослоистых магнетит-силикатных, силикатно-магнетит-карбонатных и силикатно-магнетитовых железистых кварцитов среди слюдяных и углистых сланцев, алевролитов и карбонатных пород. Мощность формации до 500 м. Рудонасыщенность 1—5 %, реже больше.

Пласты железистых кварцитов и руд имеют протяженность от первой сотни метров до 5 км, изредка до 14 км, ширина их от десятка метров до 2,5 км, иногда до 6 км. Мощность 0,2—25 м, иногда до 120 м.

Содержание железа общего в железистых кварцитах меняется преимущественно от 16,58 до 27,85 %, железа магнетитового — от первых процентов до 19 %. Метаморфизм железистых кварцитов и вмещающих пород зеленосланцевой ступени. Кварциты формации мелкозернистые, низкокачественные, промышленного значения не имеют.

Хемогенно-терригенная осадочная железисто-кремнисто-сланцево-карбонатная формация **белгородского типа** приурочена к белгородской свите верхней части разреза оскольской серии.

Для нее характерно переслаивание пластов рудных и малорудных железистых кварцитов с углистыми, углисто-слюдяными, карбонатно-слюдяными, слюдяными сланцами, алевролитами, кристаллическими известняками, доломитами и песчаниками. Мощность формации больше 1000 м, рудонасыщенность достигает 17 %. Рудные тела представлены тонкозернистыми неясно- и разнополосчатыми железистыми кварцитами — магнетитовыми, гематито-магнетитовыми, карбонатно-магнетитовыми и магнетит-карбонатно-силикатными разностями с фациальными переходами между ними. В толще рудных тел содержатся прослои сланцев. Протяженность рудных тел железистых кварцитов по латерали 2—20 км, вкрест латерали 0,5—10 км, мощность толщи до 150 м.

Среднее содержание железа общего в железистых кварцитах формации 22—32 %, железа магнетитового 9—29 %. Метаморфизм железистых кварцитов и вмещающих их толщ зеленосланцевой ступени. Железистые кварциты низкокачественные, труднообогатимые. В структурном отношении залежи железистых кварцитов выполняют мульдообразные прогибы. Пласты железистых кварцитов имеют пологое залегание и слагают складки неглубокого заложения.

С железистыми кварцитами формации связаны мощные (20—100 м) залежи гипергенных богатых железных руд коры выветривания с содержанием железа до 61 %.

Формация белгородского (итабиритового) типа малоперспективна на выявление крупных высококачественных месторождений железистых кварцитов, но с ней связаны крупные месторождения богатых железных руд коры выветривания.

К типу железисто-кремнисто-сланцево-карбонатных формаций рудной формации белгородского (итабиритового) типа относится нижнекембрийская железисто-кремнистая подформация Малохинганского рудного района (Кимканское, Сутарское и Костеньгинское месторождения железистых кварцитов), которая представлена тонкозернистыми магнетитовыми и гематит-магнетитовыми кварцитами низких ступеней зеленосланцевой фации метаморфизма с содержанием железа общего 25—40 %. Мощность рудного горизонта 35—45 м, мощность пластов железистых кварцитов 5—10 м.

Повышенное содержание (до 8 %) марганца, по данным Е. В. Егорова и М. В. Тимофеевой, приходится на слои сланцев и брекчий, подстилающих железорудный пласт. В рудном теле содержание марганца уменьшается до 1 %, в верхнем слое магнетитовых кварцитов понижается до кларковых величин.

В Южно-Хинганской группе месторождений, по данным М. В. Чеботарева, железные руды сложены магнетитовыми и гематитовыми разностями. Марганцевое оруденение представлено слоем кремнисто-родохрозитовых руд мощностью 1—3 м и — при больших мощностях рудного тела — гаусманит-браунитовыми рудами, которые приурочены к подошве рудоносного горизонта и подстилают железорудный пласт.

Значительные масштабы развития промышленных формаций железисто-кремнистого ряда, высокая эффективность применения геофизических методов при оконтуривании и оценке рудных объектов, а также достигнутая степень металлогенической изученности территории СССР — все это позволило достаточно достоверно определить основные районы развития промышленных формаций железисто-кремнистого ряда и для большинства из них оценить на уровне категорий P_3—P_2 прогнозные ресурсы.

Исходной стадией поисковых работ в такого рода провинциях является, как минимум, стадия детальных поисков, при которых основное внимание уделяется определению качества руд (содержанию железа магнетитового), экономическим и горнотехническим параметрам изучаемых объектов.

Оценивая качество железных руд, следует иметь в виду, что размер зерен магнетита увеличивается соответственно повышению степени метаморфизма (гранулитовой стадии метаморфизма соответствуют крупнокристаллические магнетитовые кварциты, а зеленосланцевой — тонкозернистые).

В отношении масштаба оруденения следует иметь в виду, что уникальные и крупные по запасам месторождения железистых кварцитов характерны для нижне- и среднепротерозойских отложений, а средние (изредка крупные) и мелкие месторождения — для верхнепротерозойских и архейских отложений.

Из приведенных в таблице 2 характеристик промышленных формаций железисто-кремнистого ряда основной промышленный интерес представляют формации криворожского и балтийского типов, особенно криворожского типа, перспективного на выявление новых крупных и весьма крупных промышленных месторождений магнетитовых железистых

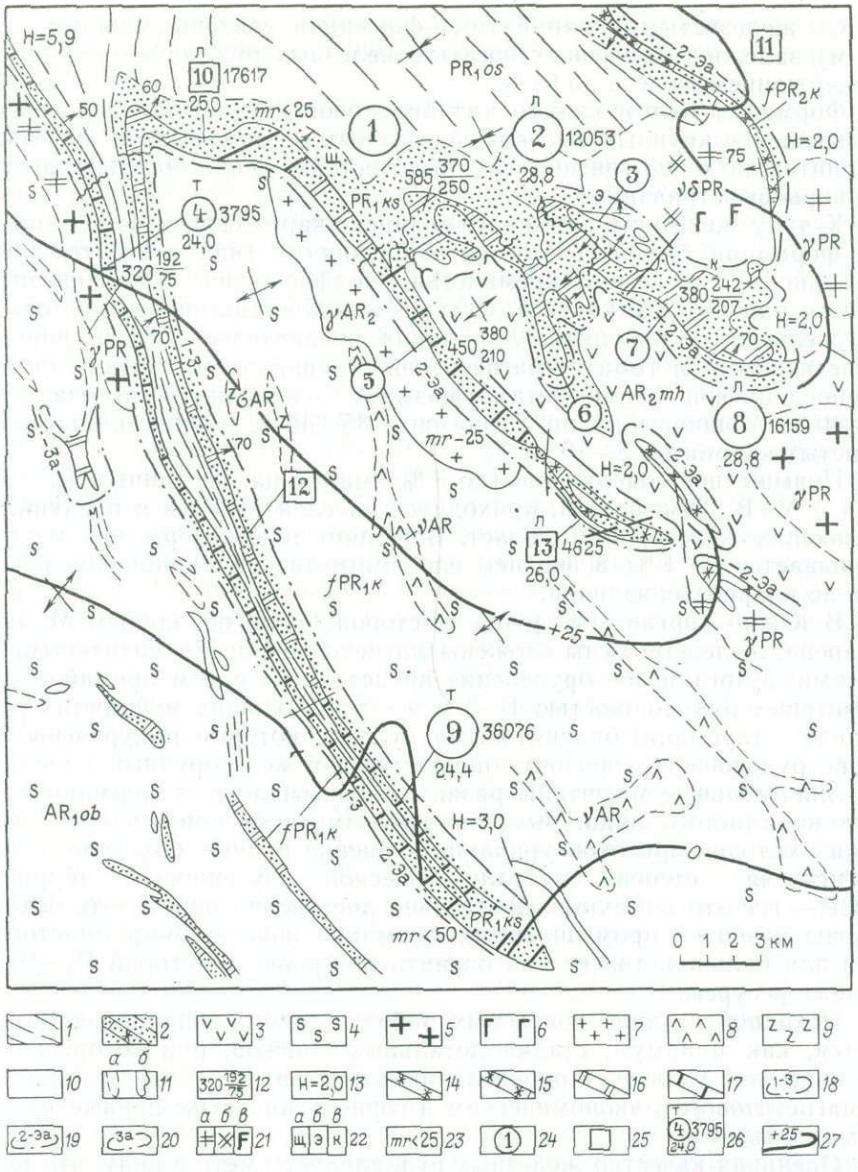


Рис. 7. Макет прогнозной карты железисто-кремнисто-сланцевой формации криворожского типа на железистые кварциты. Старооскольский рудный узел. *По материалам Н. И. Голивкина, Е. И. Дунай, Л. М. Штерновой.*

Супракрустальные образования: *1* — оскольская серия — сланцы, карбонатные и вулканогенные породы, *2* — курская серия: железистые кварциты, сланцы, метапесчаники, реже гравелиты и конгломераты, *3* — михайловская серия: метабазиты (часто гранитизированные), сланцы, кварцевые порфиры, гнейсы, кварциты, изредка железистые кварциты, *4* — архейский комплекс (преимущественно образования обоянской серии): гнейсы, гранитогнейсы, гранитоиды, мигматиты, амфиболиты (обычно гранитизированные); *5—9* — интрузивные образования: *5—6* — посткурские (*5* — кислые, *6* — смешанные, средние и основные), *7—9* — докурские (*7* — кислые, *8* — основные, *9* — ультраосновные); *10* — железисто-кремнисто-сланцевая формация криворожского типа; *11* — контуры железисто-кремнистых формаций (*а* — по данным наземных геофизических съемок, *б* — по геологоразведочным данным); *12—13* — параметры железорудных формаций (*12* — первая цифра — нормальная мощность железорудной формации (м), числитель — суммарная мощность пачек и прослоев железистых кварцитов (м), знаменатель — суммарная мощность пачек и прослоев магнетитовых и силикатно-магнетитовых разностей железистых кварцитов (м), *13* — глубина залегания нижней кромки железистых кварцитов от дневной поверхности, км); *14—17* — минеральные типы железистых кварцитов (*14* — магнетито-карбонатные, магнетито-силикатные, малорудные кварциты: $Fe_{маг}<16\ \%$, $Fe_{общ}<25\ \%$; *15* — силикатно-магнетитовые железистые кварциты: $Fe_{маг}>16\ \%$, $Fe_{общ}>25\ \%$, $Fe_{сил}>2{,}5\ \%$, силикатных минералов $>20\ \%$; *16* — магнетитовые железистые кварциты: $Fe_{маг}>25\ \%$, $Fe_{общ}>25\ \%$, $Fe_{сил}<2{,}5\ \%$, силикатных минералов $<20\ \%$; *17* — гематито-маг-

кварцитов. На рис. 7 приведен макет крупномасштабной (масштаб 1 : 50 000) прогнозной карты рудного узла формации криворожского типа.

ФОРМАЦИЯ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД

Месторождения данной формации пользуются довольно широким распространением как на территории СССР, так и за рубежом. Необходимо отметить, что при весьма значительных запасах руд, измеряемых нередко сотнями миллионов и первыми миллиардами тонн, их роль в добыче сравнительно умеренна вследствие низкого содержания железа.

Комплекс основных и ультраосновных пород, вмещающих месторождения титаномагнетитовых руд, представляет собой габбро-пироксенит-дунитовую формацию, выделенную Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в 1900 г. на Урале и характеризующуюся, по данным Ю. А. Кузнецова, следующими основными особенностями. Интрузии формации обычно образуют такие же пояса, как и гипербазитовые интрузии, что является следствием их приуроченности к крупным глубинным разломам. Размеры отдельных интрузивных тел могут быть весьма значительны — до 150 км длиной при ширине несколько десятков километров. В ряде случаев устанавливается пластовая форма залегания. Формация объединяет породы группы габбро, реже нориты и анортозиты. Породы ультраосновного состава менее распространены, чаще встречаются пироксениты и дуниты.

Наиболее характерным примером формации рассматриваемого типа может служить хорошо известная уральская габбро-пироксенит-дунитовая формация, представляющая собой систему вытянутых в меридиональном направлении массивов, частью разобщенных, частью соединяющихся друг с другом и располагающихся вдоль западной окраины зеленокаменного синклинория Среднего Урала.

Наиболее распространенные породы формации — весьма разнообразные породы группы габбро, а также переходные от габбро к ультраосновным типы пород; широко распространены продукты амфиболизации нормального габбро.

Приуроченные к рассматриваемой формации месторождения титаномагнетитовых руд (рис. 8), как показано рядом исследователей, — производные габброидной магмы, продукт отжима ее флюидов, обогащенных рудными компонентами, в ослабленные зоны интрузивов. Соответственно форма рудных тел определялась прототектоникой интрузива в момент его кристаллизации, т. е. теми трещинами и ослабленными зонами, которые были образованы в момент его кристаллизации и заполнялись остаточными магматическими компонентами. Масштаб месторождений, а также качество руд (сплошные руды или зоны вкрапленников) определялись временем образования ослабленных зон, интенсивностью тектонических подвижек и характером кристаллизации магмы. Для образования жильных тел сплошных руд имеют значение

нетитовые железистые кварциты: $Fe_{маг} > 16$ %, $Fe_{маг} > 50$ % от $Fe_{общ}$ *при* $Fe_{гем}$ *20 %* от $Fe_{общ}$; *18—20* — фации регионального метаморфизма (*18* — зеленосланцевая, *19* — эпидот-амфиболитовая, *20* — амфиболитовая); *21* — интрузии, оказавшие влияние на изменение вещественного состава железистых кварцитов (*а* — кислые, *б* — средние, *в* — основные); *22* — метасоматические изменения (*а* — щелочные амфиболы, *б* — эгиринизация, *в* — карбонатизация); *23* — мощность зоны окисления (мартитизация и др.) железистых кварцитов, м; *24—25* — классификация по запасам до глубины 1200 м (*24* — месторождение, размер знака указывает класс, *25* — участок); *26* — количественная характеристика прогнозных ресурсов (вверху характеристика обогатимости: Л — легкообогатимые, Т — труднообогатимые; справа — запасы в млн. т; внизу — содержание магнетитового железа в %; в центре знака порядковый номер месторождения, участка: 1 — Коробковское, 2 — Лебединское, 3 — Крымское, 4 — Осколецкое, 5 — Салтыковское, 6 — Южно-Лебединское, 7 — Стойло-Лебединское, 8 — Стойленское, 9 — Огибнянское, 10 — Панковский, 11 — Северо-Стойленский, 12 — Северо-Огибнянский, 13 — Александровский); *27* — изогипсы докембрийского фундамента

тектонические трещины, образующиеся на последних стадиях становления массива, в которые отжимался остаточный раствор, обогащенный рудными компонентами и летучими. При формировании габброидных массивов в спокойных условиях (без подвижек) рудные компоненты более или менее равномерно распределены в теле интрузива и создают сидеронитовую структуру габброидов.

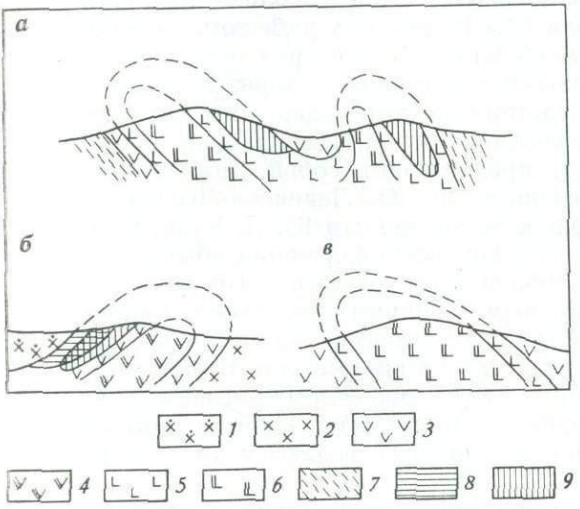


Рис. 8. Схематические геологические разрезы по месторождениям платиноносного пояса. *По К. Д. Тихомирову.*

а — Гусевогорское и Качканарское месторождения; *б* — Волковское месторождение; *в* — Косьвинский камень.
1 — кварцевые диориты, *2* — диориты, *3* — пироксеновые габбро, *4* — оливинсодержащие габбро, *5* — диаллагиты, *6* — оливиновые пироксениты, *7* — вмещающие породы, *8* — медносульфидное оруденение, *9* — титаномагнетитовое оруденение

Таким образом, при оценке перспектив того или иного региона, сложенного породами габбро-пироксенит-дунитовой формации, в первую очередь должны быть учтены особенности ее состава и характер развития в пространстве и времени. Особое внимание следует уделить изучению прототектоники перспективных по составу интрузивов. Тщательно должен быть изучен характер распределения элементов-примесей в магнетите рудных тел и во вмещающих породах для установления генезиса магнетитового оруденения.

Основными геолого-промышленными типами месторождений титаномагнетитовых руд являются:

1) месторождения магнетитовых малотитанистых руд в пироксенитах, оливинитах, перидотитах, горнблендитах и редко в габбро. Основной промышленный тип — месторождения типа Качканарского с *запасами от сотен миллионов тонн до первых миллиардов тонн*;

2) месторождения титаномагнетитовых вкрапленных руд в диабазах и габбро-диабазах. *Основной промышленный тип — месторождения* типа Пудожгорского с запасами, измеряемыми первыми сотнями миллионов тонн;

3) месторождения ильменитовых, ильменит-титаномагнетитовых и титаномагнетитовых сплошных и вкрапленных руд в габбро-амфиболитах и амфиболитах. Промышленными являются месторождения типов Кусинского и Копанского с запасами, измеряемыми от единиц до десятков миллионов тонн.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ МАЛОТИТАНИСТЫХ РУД В ПИРОКСЕНИТАХ, ОЛИВИНИТАХ, ПЕРИДОТИТАХ, ГОРНБЛЕНДИТАХ, РЕЖЕ ГАББРО

Наиболее характерный представитель месторождений этого типа — Качканарское месторождение — приурочено к массиву, сложенно-

му преимущественно пироксенитами и в очень незначительном количестве диаллагитами.

В верхних частях продуктивного массива залегают габбро, диаллагиты, в нижних — оливиновые пироксениты и перидотиты. Значительное распространение на месторождении имеют жилы плагиоклазитов мощностью от нескольких сантиметров до 10 м, менее развиты жильные тела тонкозернистого габбро и пироксенитов. Руды с промышленным содержанием железа залегают в верхней зоне; по периферии, сложенной габбро, отмечаются апатитовая и медносульфидная минерализации. Рудные тела представлены зонами вкрапленных и шлирово-вкрапленных руд, вытянутых согласно с простиранием вмещающих пород. Рудная зона прослежена на 8,5 км при максимальной ширине 3 км. Падение ее северо-восточное под углом 25—35°. Оруденение прослежено до глубины 500 м. Основной рудный минерал — титаномагнетит, содержащий небольшое количество ванадия; в виде редкой вкрапленности присутствует ильменит.

Содержание железа в рудах колеблется от 14 до 34 %, среднее содержание 16,6 %; наиболее распространены руды, в которых железо составляет 15—18 %, пятиокись ванадия — 0,05—0,31 %, двуокись титана — 0,8—2 %. При магнитной сепарации получается ванадийсодержащий титаномагнетитовый концентрат с содержанием железа 56—62 %, содержание двуокиси титана меняется от 1,5 до 4,5 %.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД В ДИАБАЗАХ И ГАББРО-ДИАБАЗАХ

Типичный представитель такого типа месторождений — Пудожгорское месторождение, залегающее в лежачем боку интрузива габбро-диабазов протерозойского возраста, представляющего собой пластообразное тело с углом падения 12—15° (на флангах до 40°) мощностью от 130 до 180 м.

Оруденение представляет зону мощностью от 7 до 23 м. По простиранию зона разведана на 7 км, на глубину — до 330 м. Рудный минерал — титаномагнетит — образует вкрапленность и шлировые обособления в диабазах и габбро-диабазах.

Основная часть залежи сложена рудами, содержащими от 40 до 75 % титаномагнетита, в висячем и лежачем боках залежи руды становятся беднее, содержание титаномагнетита падает до 25 %. Среднее содержание железа в рудах первой и второй разновидностей соответственно 29,7 и 22,4 %. В целом по месторождению среднее содержание железа — 28,7 %.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЛЬМЕНИТОВЫХ, ИЛЬМЕНИТ-ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ И ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД В ГАББРО-АМФИБОЛИТАХ И АМФИБОЛИТАХ

Наиболее характерные представители месторождений этого типа — Копанское и Кусинское.

Копанское месторождение приурочено к центральной части Копанского массива габбро северо-восточного простирания (25—35°) и юго-восточного падения (35—55°). На северо-западе массив контактирует с кварцитами и карбонатными породами, на юго-востоке — с гранитами.

Рудная зона месторождения по простиранию достигает 2800 м при мощности 200—250 м. В зоне прослежены жилообразные тела сплош-

ных и богатых вкрапленных титаномагнетитовых руд, выделена зона бедных вкрапленных руд. Длина рудных тел по простиранию меняется от 750 до 2500 м, по падению от 300 до 550 м при мощности от 0,6 до 5,2 м. В разрезе богатые руды чередуются со слаборудными и безрудными прослоями, залегающими параллельно друг другу с падением на восток под углом 45°. Расстояние между рудными телами меняется от 20 до 70 м. Мощность зоны бедных вкрапленных руд в среднем составляет 37 м.

По соотношению главных рудных компонентов на Копанском месторождении выделяются следующие типы руд: ильменитовые, ильменит-магнетитовые, титаномагнетитовые. В рудах присутствуют примеси пирита и пирротина. Содержание железа в сплошных титаномагнетитовых рудах составляет 47,3 %, двуокиси титана — 12,4 %, пятиокиси фосфора — 0,6 %. В богатых вкрапленных рудах среднее содержание железа 32,7 %, двуокиси титана — 9,8 %, пятиокиси ванадия — 0,5 %. В бедных вкрапленных рудах среднее содержание железа составляет 22,8 %, двуокиси титана — 6,8 %, пятиокиси ванадия — 0,3 %.

Кусинское месторождение расположено в северной части Кусинско-Чернореченского массива основных и ультраосновных пород, простирающегося в северо-восточном направлении на расстояние до 15 км при ширине 0,3—1,4 км. Габброидные породы (нормальные и амфиболизированные габбро, габбро-амфиболиты) приурочены к крупному тектоническому шву между двумя разнородными толщами позднепротерозойских образований. Залегают они согласно с вмещающими породами докембрия, простираясь в северо-восточном направлении (40—50°).

Рудные тела приурочены к центральной части массива, главным образом к участкам бесполевошпатовых пород, где образуют серию параллельных зон с вкрапленным, густовкрапленным и жильным оруденением. По простиранию рудные тела прослежены на 450—2750 м, на глубину — от 10 до 400 м. Максимальная глубина распространения руд установлена в центральной части месторождения с постепенным уменьшением на флангах.

Мощность рудных тел меняется от 0,25 до 8,5 м. Четыре основных рудных тела сохраняют, за исключением пережимов, довольно постоянную мощность (3—4 м). Руды имеют обычно массивную текстуру с участками вкрапленного оруденения.

На месторождении выявлены слепые рудные тела линзообразной формы с преимущественно вкрапленным оруденением. Длина их не превышает 300 м, по падению — 100 м; мощность меняется от 1,8 до 9,5 м.

Основные руды Кусинского месторождения имеют ильменит-титаномагнетитовый состав. Руды ильменитового состава формируют лишь оторочки рудных тел. Основной рудный минерал — магнетит, который составляет около 60—70 % всего объема рудной массы. Среднее содержание железа в сплошных рудах — 49,3 %, во вкрапленных — 21,5 %. Содержание ильменита в массивных рудах достигат 35 %. В рудах присутствуют: гематит, лейкоксен, рутил, пирит, халькопирит. Нерудные минералы представлены хлоритом, роговой обманкой, плагиоклазом, реже отмечается гранат, эпидот, биотит, апатит, кальцит, брейнерит. Гипергенные минералы — мартит, лимонит, халькозин.

При проведении поисково-оценочных работ следует иметь в виду, что с основными и ультраосновными интрузивными породами геосинклинальных областей может быть связано два существенно различных по морфологии (а также по генетическим и другим показателям) типа оруденения: 1) существенно вкрапленный (шлировый) с условной гра-

ницей «руда — не руда», определяемой кондициями, наиболее характерным примером которого является хорошо известное Качканарское месторождение; 2) четко ограниченные пластообразные рудные тела с согласным залеганием в обычно стратифицированных интрузиях (месторождения типа Кусинского и Копанского). Размеры и число рудных тел на месторождениях такого типа могут существенно колебаться. Морфология оруденения в значительной степени осложнена в связи с широким развитием пострудных дизъюнктивных нарушений.

На стадии поисково-оценочных работ весьма эффективны геофизические методы исследований, позволяющие выделять и оконтуривать наиболее перспективные зоны, определять объемы горнорудной массы и устанавливать характер их распространения на глубину. В комплексе исследований ведущими являются магнито- и гравиметрия. В связи с неравномерной вкрапленностью, наличием многочисленных шлировых обособлений магнетита, мощность которых не превосходит нескольких метров и которые отражаются в магнитном поле многочисленными небольшими по площади аномалиями Z_a, исследования проводятся обычно в масштабах 1 : 5 000 — 1 : 1 000 по квадратной (или близкой к ней) сети.

Для определения мощности наносов может быть использован метод вертикального зондирования, при этом горные выработки и скважины рекомендуется располагать с учетом характера магнитного поля.

Материалы магнитной съемки и результаты горно-буровых работ позволяют оконтурить рудное поле, при достаточной детальности магнитной съемки (масштабы 1 : 1000—1 : 500) могут быть оконтурены и основные рудные залежи.

Для основного промышленного типа титаномагнетитового оруденения (качканарский тип) сравнительная простота геологического строения месторождений и доступность для изучения по сути исключают необходимость составления специальных крупномасштабных карт, так как наличие детальных геологической и магнитометрической карт в сочетании с довольно ограниченным объемом горно-буровых работ позволяют достаточно надежно оценивать прогнозные ресурсы высоких категорий и запасы категории C_2.

ПЛАТФОРМЕННАЯ МАГНОМАГНЕТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Магномагнетитовая формация известна лишь в пределах Ангарской железорудной провинции юга Сибирской платформы. В трактовке генезиса магномагнетитового оруденения еще много дискуссионного. Общепризнанной в настоящее время является по сути только парагенетическая связь магномагнетитового оруденения с трапповым магматизмом, весьма широко и разнообразно проявившимся в период активизации Сибирской платформы.

Согласно генетической концепции Г. С. Момджи, обогащение рудоносных растворов железом обусловлено его ассимиляцией из железистых кварцитов фундамента платформы. Рудоподводящими структурами служили глубинные разломы субширотного направления, рудолокализующими — эрозионно-тектонические впадины (грабен-синклинали).

Г. В. Росляков, М. И. Косыгин и другие исследователи источником железа считают трапповую магму. При этом рудовмещающая роль отводится различного рода вулкано-тектоническим структурам.

При оценке перспектив рудных объектов магномагнетитовой формации большое значение имеет уровень эрозионного среза оруденения, исходным критерием которого служит возраст вскрытых эрозией пород.

Интенсивность магномагнетитового оруденения — фактор весьма непостоянный; в настоящее время в качестве основных продуктивных уровней могут быть названы нижне-среднекембрийский, нижне-среднеордовикский и нижнетриасовый.

Основные рудные районы Ангарской железорудной провинции — Ангаро-Илимский, Ангаро-Катский, Ангаро-Чунский, Нижне-Тунгусский и Средне-Ангарский — характеризуются существенно различными особенностями развития магномагнетитового оруденения при сравнительно устойчивом минеральном составе руд. Главные рудные минералы — магнетит и магномагнетит с переменным содержанием магния. При устойчивости принципиальной схемы минералообразования (скарны — хлорит-серпентиновые породы с магнетитом) наблюдаются локальные вариации содержаний магнетита, обусловленные соответствующими вариациями состава пород, подвергшихся метасоматозу.

Структурно-морфологические типы рудных залежей магномагнетитовой формации весьма разнообразны. В соответствии с характером рудолокализующих структур и особенностями замещаемых пород существенно меняется как форма рудных тел, так и их мощность. Типичная морфологическая особенность месторождений магномагнетитовых руд — сочетание крутопадающих и субгоризонтальных рудных залежей. Такая пространственная связь различных структурно-морфологических типов объясняется тем, что гидротермальные рудоносные растворы, поднимаясь по зонам разломов, в благоприятной обстановке могли «растекаться» и в стороны, обусловливая формирование пологозалегающих рудных залежей типа подсилловой на Нерюндинском месторождении.

В качестве основных могут быть названы следующие пять структурно-морфологических типов рудных залежей.

1. Крутонаклонные жило-, линзо- и столбообразные скарново-рудные залежи, приуроченные к разломам или к их взаимопересечениям.
2. Экранированные пологозалегающие линзо- и пластообразные рудные залежи.
3. Скарново-рудные залежи линзо- и жилообразной формы, контролируемые в основном мелкой складчатостью и флексурами.
4. Рудные залежи, приуроченные к грабенообразным структурам.
5. Горизонтально залегающие рудные залежи в слоистых карбонатных породах.

Встречаются также чашеобразные залежи, локализованные в карбонатных и карбонатно-глинистых породах нерюндинской и октябрьской толщ (как правило, в основании).

Первый структурно-морфологический тип наиболее распространен на месторождениях, контролируемых основной субширотной зоной разлома с сетью оперяющих нарушений. Для рудных залежей данного морфологического типа характерны преимущественно линейные структуры (Нерюндинское месторождение). В узлах пересечения разломов скарново-рудная зона может иметь линзо-столбообразную форму и крутое, почти вертикальное падение (Тагарское месторождение). Столбообразная форма рудных структур, выполненных тектоническими брекчиями, послужила одной из причин для диагностики структур этого типа как «трубок взрыва».

Второй структурно-морфологический тип — экранированные пологозалегающие рудные залежи — характерен для ослабленных брекчированных зон на контакте различных по механическим свойствам пород (Кодинская группа месторождений: Пихтовое и частично Нижне-Тагарское, а также подсилловая залежь Нерюндинского месторождения).

Известны также пластообразные залежи кальцит-магнетитовых руд мощностью в первые метры, согласно залегающие среди мраморизованных известняков и кальцифиров (месторождение Зиргули в Маньзинском железорудном районе). Процессы скарнирования на месторождении практически не проявлены. Рудоотложение, очевидно, происходило путем послойного избирательного замещения благоприятных разностей известняков.

Третий структурно-морфологический тип объединяет месторождения, на которых локализация оруденения контролируется ослабленными зонами на участках мелкой складчатости и флексур, осложняющих основные складчатые структуры района. В этих зонах происходило дробление пород вплоть до образования брекчий — основного объекта скарново-рудного замещения. Рудоподводящими каналами служили как дизъюнктивные нарушения, сопровождающие складки, так и зоны интенсивной трещиноватости (трещины отслоения, кливаж и т. д.). Структурный контроль оруденения дополнялся литологическим — избирательным послойным замещением литологически благоприятных разностей известняков.

Четвертый структурно-морфологический тип характерен для крупных грабенообразных рудолокализующих структур, которые были заложены еще в среднепалеозойский этап тектоно-магматической активизации платформы (Рудногорское и Коршуновское месторождения, восточный фланг Нерюндинского месторождения и глубокие горизонты Капаевского). В результате денудационных процессов происходило заполнение грабенов обломочным материалом, в том числе и конгломератобрекчиями. Оруденение локализовалось в метасоматически преобразованных терригенных породах. Морфология рудных тел разнообразная, преобладают линзовидные, реже жилообразные залежи с крутым падением.

Пятый структурно-морфологический тип — горизонтально залегающие рудные залежи в слоистых карбонатных породах (Тагарское, Коршуновское, Рудногорское и другие месторождения). Оруденение характеризуется прожилково-вкрапленным распределением магнетита по первичной слоистости карбонатных пород. На Тагарском месторождении и его спутниках (месторождения Огонь и Пихтовое) значительно проявлен послойный избирательный рудный метасоматоз в карбонатной толще кембрия. Пологие рудные тела промышленного значения, контролируемые зонами послойной трещиноватости, установлены в отложениях нижнего — среднего кембрия ($Є_{1-2}$) и нижнего кембрия ($Є_1$) на Коршуновском месторождении.

Стратиграфо-литологический контроль оруденения. Наиболее благоприятны для скарново-рудного замещения брекчированные карбонатные породы кембрия, терригенно-карбонатные породы ордовика, обломочный материал древних эрозионно-тектонических впадин. Существенное влияние литологического состава на рудоотложение установлено в карбонатных породах нижнего кембрия с пластами галита (Коршуновское месторождение). Неблагоприятны для рудного метасоматоза траппы, терригенно-туфогенные породы перми и аргиллиты карбона, массивные мелкозернистые разности известняков, доломитов и песчано-глинистые породы кембрия, а также мраморизованные известняки. Такие породы практически не подвергаются рудному замещению и потому чаще всего выступают в роли экрана для оруденения или сохраняются в рудах в качестве реликтов. Поскольку месторождения контролируются разломами или ослабленными зонами на участках вторичной складчатости и флексур, то исходные породы обычно брекчированы,

рассланцованы или трещиноваты. В результате этого они становятся проницаемыми для гидротермальных растворов, подвергаются скарнированию и гидросиликатному, а затем рудному метасоматозу.

Особенно интенсивно процессы метасоматоза проявились в брекчиях сложного состава на Тагарском месторождении и в обломочных отложениях дорудных эрозионно-тектонических впадин Рудногорского и Коршуновского месторождений. Именно в силу высокой пористости и проницаемости брекчиевидных пород при разнородном литологическом составе обломков (траппы, песчаники) и цемента брекчий (карбонатный материал) породы были благоприятными для скарново-рудного замещения.

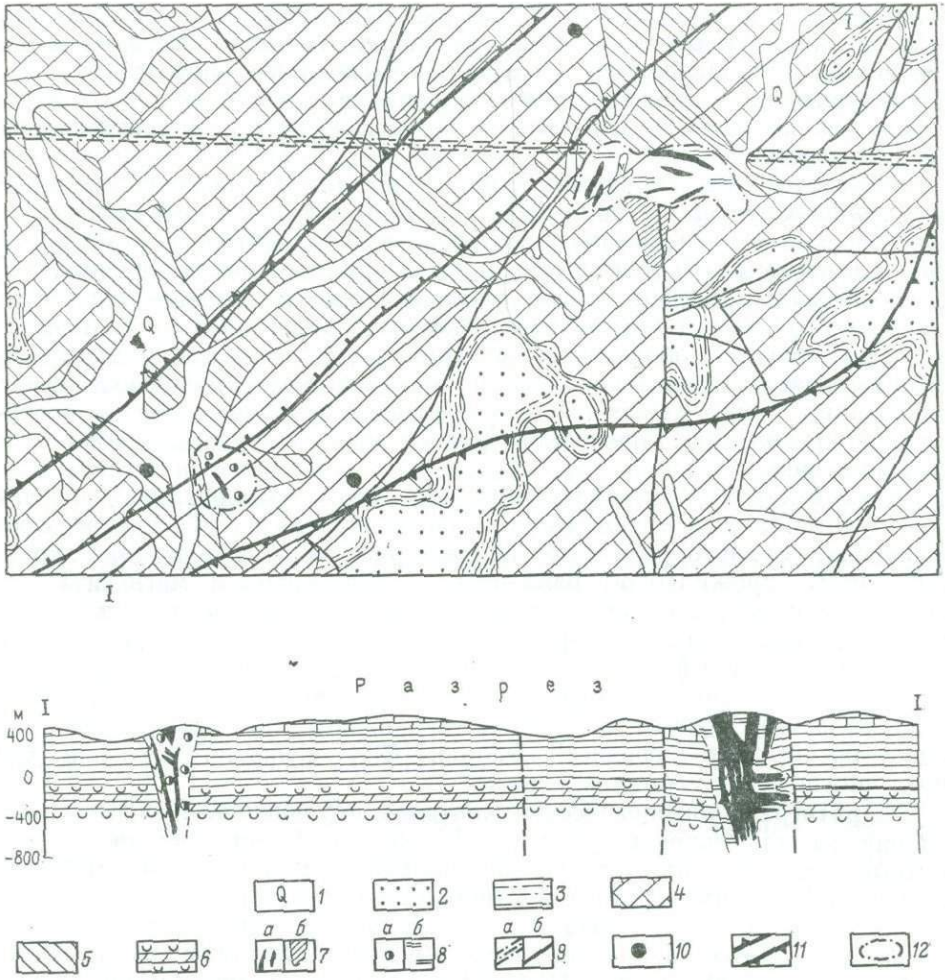


Рис. 9. Макет прогнозной карты. *По материалам В. И. Колесникова, Н. Д. Коваля, Г. Ф. Баймеева.*

1 — четвертичные отложения; *2* — песчаники, аргиллиты, алевролиты; *3* — глинисто-алевролитовые породы, ангидриты, гипсы, песчаники; *4* — известняки, известковистые песчаники, доломиты, доломитизированные известняки, алевролиты, аргиллиты, мергели; *5* — алевролиты с прослоями аргиллитов, мергелей, доломитов, известняков, песчаников; *6* — доломиты с галитом и ангидритом с прослоями известковых полевошпат-кварцевых алевролитов и песчаников, маломощные прослои гипс-ангидритов; *7* — магнетитовые руды (а — выходящие на поверхность, б — скрытые); *8* — скарны (а — гранатовые, б — пироксеновые); *9* — разрывные нарушения (а — разломы, проявленные в фундаменте и с последующим подновлением, б — разломы платформенного этапа развития); *10* — рудопроявления; *11* — контур рудной зоны; *12* — граница скарново-рудных зон

Магматический контроль оруденения. Достаточно определенно констатируется пока только парагенетическая связь магномагнетитового оруденения с трапповым магматизмом, причем положительную роль в локализации оруденения играют силлы траппов, которые служат экраном при образовании пластообразных (подсилловых) залежей.

Минералого-геохимические критерии оценки перспектив. Наличие зон измененных пород — один из ведущих поисковых критериев, а интенсивность и минеральный состав метасоматитов — фактор, имеющий исключительно важное значение для оценки перспектив рудопроявлений. Пространственное соотношение, зональное расположение и состав минеральных ассоциаций, последовательность стадийности их образования для различных месторождений магномагнетитовой формации в общих чертах одинаковы и характеризуют смену скарновых минеральных

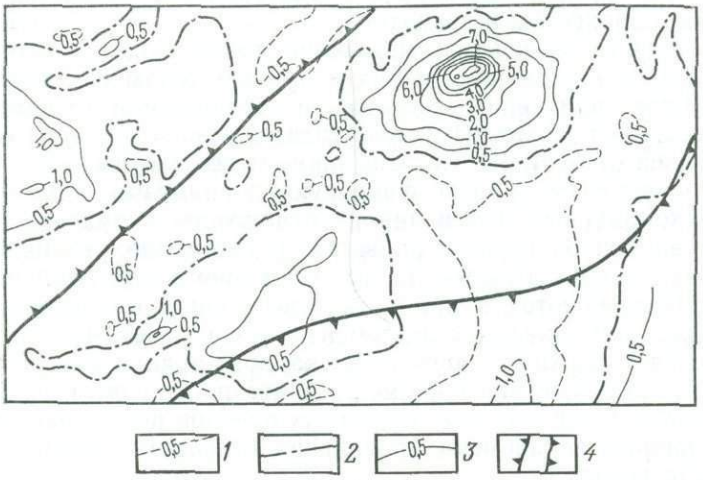


Рис. 10. Карта остаточных гравитационных аномалий рудного узла.
1—3 — изолинии остаточных аномалий силы тяжести в 10^{-5} м/с² (*1* — положительные, *2* — нулевые, *3* — отрицательные); *4* — границы структуры

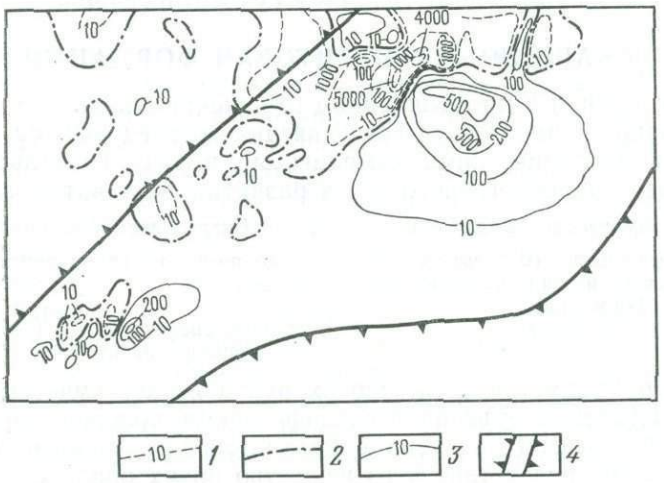


Рис. 11. Карта остаточных магнитных аномалий рудного узла.
1—3 — изолинии остаточных аномалий ΔT, в нТл (*1* — положительные, *2* — нулевые, *3* — отрицательные); *4* — границы структуры

ассоциаций (пироксен, гранат) карбонатно-гидросиликатными (хлорит, серпентин, кальцит) в направлении от вмещающих пород к рудным телам. Непосредственно вмещающие оруденение породы представлены хлоритизированными, серпентинизированными и кальцитизированными апоскарнами. Магнетитовая минерализация в промышленных масштабах накладывается на метасоматиты различного состава. Для парагенетических ассоциаций магнетита в Кодинской группе месторождений характерны пироксен, хлорит, серпентин, кальцит, реже гранат. Магнетит в верхних горизонтах Коршуновского месторождения ассоциирует преимущественно с пироксеном; хлорит, гидрослюды, гранат присутствуют в незначительном количестве. На нижних горизонтах наряду с пироксеном в рудах широко распространены хлорит, кальцит, ангидрит, гипс, галит. Магнетит на Нерюндинском и Капаевском месторождениях находится в ассоциации с гранатом и хлоритом, кальцитом и пироксеном, пироксеном и гранатом.

Закономерное изменение минерального состава метасоматитов в направлении от вмещающих пород к рудным телам обусловливает соответствующее изменение состава и содержаний элементов-спутников оруденения. Основными элементами привноса являются Mn, V, Zn, в меньшей степени Ni, Co, Cu; элементами выноса — Zr, Cr, Ti, Sr, Sc. Другие элементы либо не фиксируются анализом, либо не обнаруживают закономерных изменений по отношению к рудным телам. Содержания элементов группы привноса закономерно увеличиваются от вмещающих пород к рудным телам, в то время как элементы второй группы накапливаются в приконтактовых зонах вмещающих пород. Ряд вертикальной зональности элементов показывает, что Zn и Cu концентрируются в верхних горизонтах скарново-рудных зон; Mn и V — в нижних; Ni и Co занимают промежуточное положение в разрезе. Единая непрерывная зональность первичных ореолов показывает, что существенный разрыв во времени проявления отдельных стадий минерализации отсутствовал.

На рис. 9 приведен макет крупномасштабной прогнозной карты, базирующейся на вышеохарактеризованном комплексе рудоконтролирующих факторов. Рис. 10, 11 характеризуют результативность геофизических методов при крупномасштабном прогнозировании.

СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Весьма важная в промышленном отношении скарново-магнетитовая рудная формация парагенетически связана со следующими фемическими вулкано-плутоническими комплексами пород (базальтоиды и их производные) раннеорогенного этапа развития складчатых систем:

Эффузивная формация	*Интрузивная формация*
Андезитовая (базальт-андезитовая и андезит-дацитовая субформации)	Габбро-диорит-гранодиоритовая
Трахиандезитовая	Габбро-сиенитовая (габбро-монцонит-сиенитовая)

Высокую продуктивность данных вулкано-плутонических комплексов Ю. А. Кузнецов объясняет специфическим положением питающих магматических очагов на границе базальтовой и осадочно-метаморфической оболочек, вследствие чего вещество обеих оболочек может входить в состав генерирующейся магмы; значительной ролью в интрузивном и рудном процессе глубоких разломов, возможно проникающих в мантию; гипабиссальной или приповерхностной обстановкой формиро-

вания большинства интрузивных комплексов, благоприятствующей возникновению концентрированных и телескопированных месторождений.

Весьма примечательным фактом является явное тяготение скарново-магнетитового оруденения рассматриваемой формации к зонам сочленения структур с различным характером развития, что вполне понятно, учитывая длительное развитие зон и насыщенность разрывными нарушениями, обусловившими высокую проницаемость соответствующих участков земной коры и способствовавших тем самым интенсивному прохождению как метасоматического процесса вообще, так и рудопродуцирующего гидротермально-метасоматического, в частности.

Обращает на себя внимание и определенная коррелируемость порядка рудовмещающих структур и масштаба приуроченного к ним скарново-магнетитового оруденения.

К рудовмещающим структурам первого порядка — зонам сочленения складчатых систем — приурочено уникальное скарново-магнетитовое оруденение (Валерьяновская железорудная зона). К структурам второго порядка — внутрисистемным зонам сочленения гетерогенных структур, вулкано-тектоническим депрессиям — приурочены месторождения среднего, реже крупного масштаба (большинство месторождений формации). К локальным наложенным структурам областей поднятий (например, Кулевчинская и Новониколаевская железорудные зоны Зауральского поднятия) приурочено слаборазвитое оруденение с запасами, измеряемыми первыми десятками миллионов тонн.

Масштаб оруденения в определенной степени зависит также и от возраста структуры, вмещающей оруденение. Наблюдается довольно устойчивая тенденция роста масштаба оруденения в структурах ряда байкалиды — каледониды — герциниды от преимущественно мелких месторождений (байкалиды) до средне-крупных (каледониды) и уникальных (герциниды).

Таким образом, основные региональные факторы, определяющие перспективность рудовмещающих структур, — структурно-тектонические параметры, характер развития магматизма и возраст оруденения.

ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ РУД

Судя по имеющимся данным, основная, наиболее ценная в промышленном отношении, часть скарново-магнетитового оруденения приурочена к области циркуляции восходящих рудоносных потоков, расположенной над продуктивной магматической камерой, фиксируемой синрудным интрузивом (скарново-магнетитовое оруденение надапикальной зоны — I группа месторождений, табл. 3, рис. 12). Нередко оруденение этой зоны пространственно совмещено с апофизами синрудного интрузива (месторождения типа I — 2а, б; табл. 3, рис. 13). Для месторождений I группы характерны весьма интенсивная альбитизация, скаполитизация и скарнирование вмещающих пород. Собственно оруденение данного типа представлено как сплошными (массивными) магнетитовыми рудами с содержанием железа более 50 %, на долю которых приходится нередко до половины общего объема горнорудной массы, так и вкрапленными магнетитовыми рудами с содержанием железа 25—45 %. Обычно каждая из рудных залежей имеет метасоматическую, чаще всего скарновую «рубашку».

Месторождения II группы (см. табл. 3) приурочены к зоне бокового контакта синрудного интрузива и соответствуют довольно существенному эрозионному срезу рудно-магматической системы.

Таблица 3

Основные промышленные типы месторождений скарново-магнетитовых руд, ассоциирующих с вулкано-плутоническими комплексами палеозойских складчатых систем

Промышленный тип оруденения	Основной промышленный тип месторождений	
	Крупные стратиформные залежи с устойчивыми морфопараметрами	Группы рудных тел с существенно различными морфопараметрами
I. Скарново-магнетитовое оруденение надапикальной зоны синрудного интрузива		
I—1. Интрузивная фация не вскрыта эрозией	I—1а. Качарский (уникальное оруденение)	I—1б. Ломоносовский (крупные или средние месторождения)
I—2. Эродированы апофизы синрудного интрузива	I—2а. Соколовско-Сарбайский (уникальное оруденение)	I—2б. Таштаголо-Шерегешевский (крупные или средние месторождения)
II. Скарново-магнетитовое оруденение зон бокового контакта синрудного интрузива		
II—1. Оруденение в зоне непосредственного контакта	II—1а. Магнитогорский (крупные месторождения)	II—1б. Песчанский (средние месторождения)
II—2. Оруденение приурочено к внутриинтрузивным останцам вулканогенно-осадочных пород	—	II—2б. Естюнинский (мелкие и средние месторождения)
II—3. Оруденение в удалении от контакта	—	II—3б. Северогороблагодатский (средние и мелкие месторождения)

В зависимости от пространственного положения по отношению к продуктивному интрузиву выделяются следующие два типа оруденения рассматриваемой группы:

1) оруденение в зоне непосредственного контакта с интрузивом (тип II—1, табл. 3);

2) оруденение в удалении от контакта с интрузивом (тип II—3, табл. 3).

Для месторождений второй группы характерен скарновый и гидросиликатный состав ассоциирующих с рудой метасоматитов. Сами магнетитовые руды заметно беднее руд месторождений первой группы. Кроме того, основная масса оруденения первой группы месторождений приурочена к крупным пластообразным стратиформным залежам, месторождения второй группы представлены обычно группами рудных тел различных размеров с весьма сложной морфологией.

Весьма существенны различия и в масштабе месторождений первой и второй групп. Так, если для месторождений первой группы характерен в основном уникальный (запасы более 1 млрд. т) и крупный (запасы от 500 млн. т до 1 млрд. т) размер месторождений, то месторождения второй группы в лучшем случае характеризуются средними размерами (запасы 100—300 млн. т).

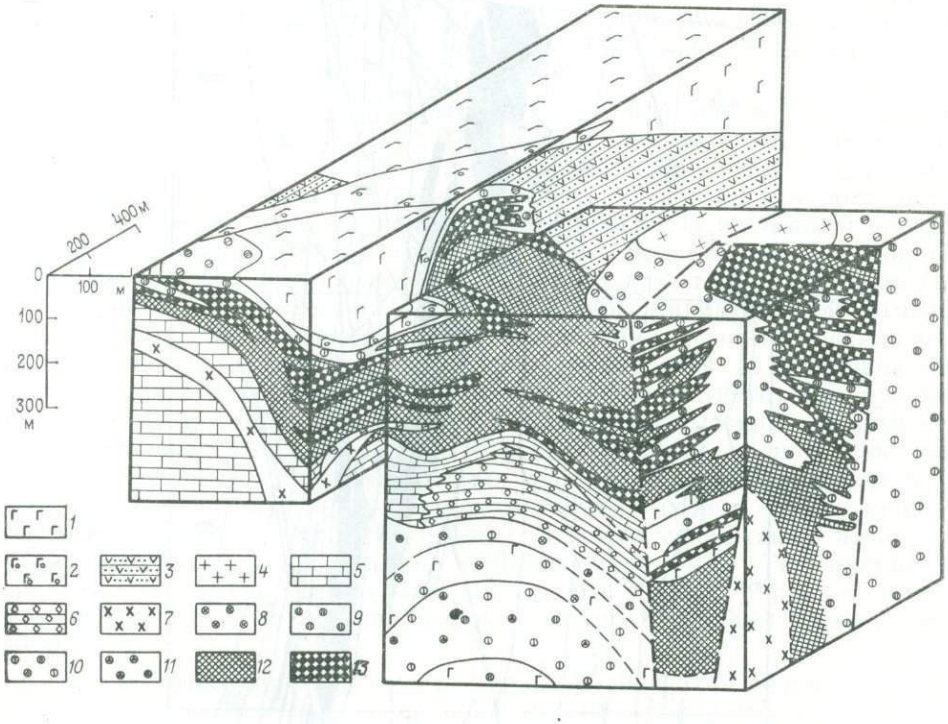


Рис. 12. Блок-диаграмма Центрального участка Качарского месторождения.

1 — порфириты андезитовые и пироксен-андезитовые; *2* — туфы андезитовых порфиритов гематитизированные; *3* — песчаники, конгломераты; *4* — кварцевые порфиры; *5* — известняки с маломощными прослоями песчаников и глинисто-карбонатных пород; *6* — мраморизованные известняки; *7* — гранит-порфиры; *8* — гранатовые скарны; *9* — метасоматиты скаполитовые; *10* — метасоматиты хлорит-скаполит-альбитовые; *11* — метасоматиты альбитовые; *12* — магнетитовая массивная руда; *13* — руда альбит-скаполит-магнетитовая

ГЕНЕЗИС И ЛОКАЛЬНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

В трактовке генезиса скарново-магнетитового оруденения еще много дискуссионного. По-прежнему продолжается полемика между сторонниками представлений о вулканогенно-осадочном, метасоматическом и полигенном образовании данного типа оруденения.

Несомненно прогрессивным в обосновании генезиса скарново-магнетитового оруденения являются практически общее признание его парагенетической связи с синрудным вулкано-плутоническим комплексом, а также все углубляющееся изучение характера пространственного и временного соотношения вулкано-плутонического комплекса и ассоциирующего с ним скарново-магнетитового оруденения.

Определение характера связи скарново-магнетитового оруденения с неэродированным синрудным интрузивом представляет весьма сложную проблему уже только по причине значительных глубин его залегания.

В последние годы получен ряд интересных данных. Так, например, методом моделирования геофизических полей Г. Н. Константиновым установлено, что основанием Кондомской рудовмещающей грабен-синклинали служит кровля скрытого гранитного массива, прослеженного до

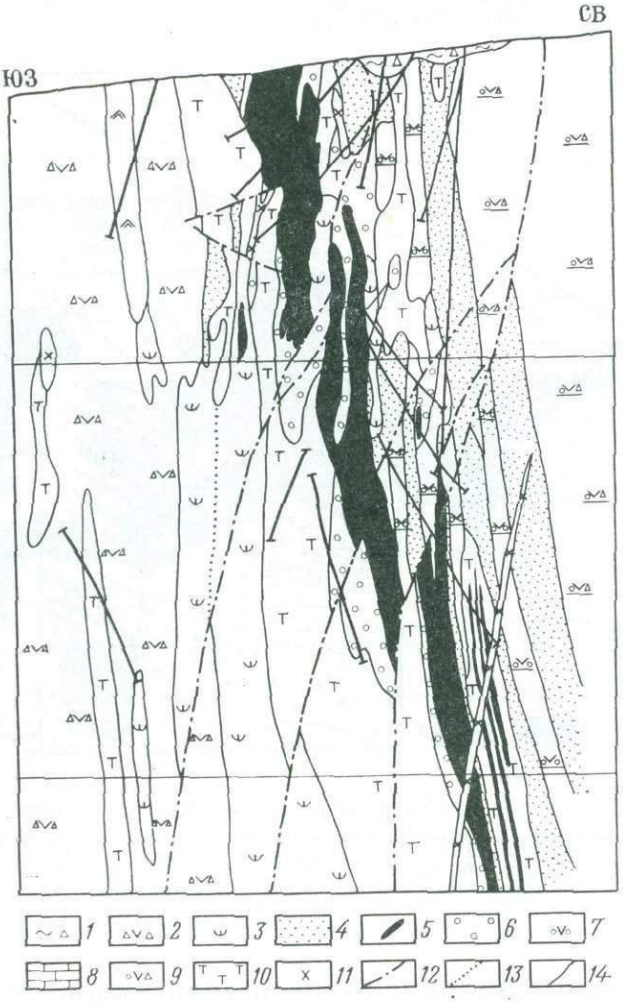


Рис. 13. Разрез по Восточному участку Таштагольского месторождения. *Составила М. И. Селиверстова.*

1 — элювиально-делювиальные отложения; *2* — подрудная свита, лавобрекчии андезитовых порфиритов; *3* — эпидозиты и гидросиликатные метасоматиты по породам подрудной и рудоносной свит; *4—8* — рудоносная подсвита: *4* — слоистые туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, *5* — магнетитовые руды, *6* — скарны, *7* — псефитовые туфы смешанного состава, *8* — известняки; *9* — надрудная подсвита, псефито-агломератовые туфы и туффиты смешанного состава; *10* — сиениты; *11* — микродиориты; *12* — дизъюнктивы; *13* — граница между подрудной и рудоносной свитами; *14* — скважины

глубины 10—12 км. Апофизы гранитного массива основания установлены на дневной поверхности.

Именно такого рода параметры, как форма, размер, наличие апофиз, глубина залегания синрудного интрузива, характер пространственной связи между ними и рудными телами и их положение по отношению к этому интрузиву, являются теми показателями, которые имеют прямое отношение к характеру и масштабу рудообразования.

Большое разнообразие условий становления продуктивных магматических камер обусловливает соответствующее разнообразие характера генерируемого оруденения — от рудных порфиритов до сплошных магнетитовых лав.

Как справедливо отмечают А. М. Дымкин, А. Л. Павлов и др. [27], открытие в Чили магнетитовых лав среди молодых вулканических образований привело к возобновлению дискуссии о возможности ликвации рудно-силикатного расплава. Ранее механизм ликвации такого рода рассматривался Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, П. И. Лебедевым и другими исследователями.

Возвращение к гипотезе образования рудной магмы не случайно; во всяком случае, вывод А. М. Дымкина, А. Л. Павлова и других геологов о том, что «обособление окислов железа в магматическую стадию в качестве самостоятельной фазы — процесс достаточно распространенный», представляется нам вполне обоснованным. И не исключено, что развитие сплошных магнетитовых руд, столь характерное для скарново-магнетитового оруденения метасоматического типа, определяется именно обособлением железа в продуктивной магматической камере. В результате же обычно довольно интенсивного развития сплошных магнетитовых руд (нередко на их долю приходится до половины общих запасов руд месторождения) месторождения магнетитовых руд метасоматического типа характеризуются довольно высоким средним содержанием железа в руде (более 40 %). Отсутствие же или резкоподчиненное развитие сплошных магнетитовых руд, характерное для вулканогенно-осадочного типа скарново-магнетитовых руд, обусловливает соответствующее заметное понижение среднего содержания железа в рудах месторождений этого типа (обычно около 30 %). Так, например, среднее содержание железа в рудах такого типичного представителя месторождений вулканогенно-осадочного типа, как Холзунское, — ниже 30 %.

Вполне очевидна зависимость характера развития скарново-магнетитового оруденения от степени благоприятности рудовмещающей среды, которая определяется главным образом интенсивностью развития в составе вмещающих пород вулканогенно-известковистых образований эксплозивного ряда (табл. 4). При этом наиболее благоприятный вариант — преобладание в составе формаций известковых туффитов, а также переслаивание туффитов и туфов с известняками, мощность которых меняется в некотором оптимальном (100—300 м) диапазоне. Наиболее благоприятному составу рудовмещающего комплекса отвечает при прочих равных условиях максимальное же проявление рудно-метасоматического процесса.

Достаточно определенно установлена также зависимость характера развития скарново-магнетитового оруденения от интенсивности эксплозивных процессов, в первую очередь закрытых, сопровождавших становление и созидательную деятельность продуктивной магматической камеры.

П. Ф. Иванкин [15] считает, что «...эксплозии почти неизбежно сопровождают малоглубинные интрузии рудоносных магм, так как является результатом их дифференциации. Они возникают в заключительный период становления интрузивов, когда в зону малых глубин проникают относительно поздние порции магмы, обогащенной щелочами, летучими и рудными. Подобные магмы, будучи системами, равновесными в остаточном очаге на глубине, перемещаются вверх и ... приобретают свойства самовзрывающихся жидкостей».

Таблица 4

Характеристика среды, вмещающей скарново-магнетитовое оруденение

Степень благоприятности	Основные особенности вулканогенно-осадочного комплекса пород		Характер развития метасоматического процесса
	Особенности петрографического состава	Характер развития и распределения известняков	
Наиболее благоприятная	Туффиты и туфы преимущественно известковистые	Отдельные прослои или толщи оптимальной мощности (100—300 м)	Весьма интенсивный; преимущественно высокотемпературные метасоматиты
Благоприятная	Равномерное чередование туффитов, туфов и известняков. Преобладание туфов и туффитов, подчиненное развитие лав	Отдельные прослои. Переслаивание вулканитов и известняков	
Малоблагоприятная	Слабое развитие (до полного отсутствия) известковых туффитов. Разрез представлен преимущественно лавами или породами осадочного комплекса. Цемент туфов в основном кремнистый	Развиты весьма слабо (до полного отсутствия) или слагают весьма мощную (до 500 м и более) монолитную толщу	Умеренный; метасоматиты преимущественно скарново-гидросиликатного состава

Из локальных структурных рудоконтролирующих факторов следует отметить предпочтительность развития скарново-магнетитового оруденения в антиклинальных структурах, осложненных различного рода структурными аномалиями, благоприятными для циркуляции рудоносных растворов. Наконец, весьма важное значение имеет, естественно, степень эродированности рудомагматической системы.

На рис. 14 приведена принципиальная схема крупномасштабной прогнозной карты, составленная с учетом основного комплекса рудоконтролирующих факторов. Схема характеризует месторождения I типа (см. табл. 3).

Соответственно вышеизложенным представлениям принципиальная сущность крупномасштабного прогнозирования скарново-магнетитового оруденения заключается в следующем.

1. По данным проведенного геологического и геофизического изучения с учетом результатов буровых работ и математического моделирования геофизических полей определяются основные параметры продуктивной рудно-магматической системы, с которой ассоциирует скарново-магнетитовое оруденение. На основе полученных данных и учета характера пространственного соотношения синрудного интрузива и скарново-магнетитового оруденения определяется (см. табл. 3) промышленный тип месторождения.

2. По результатам буровых работ устанавливаются вещественный состав и физические свойства руд и пород месторождения, а также степень благоприятности рудовмещающей среды. С учетом этих данных

производится количественная оценка прогнозных ресурсов категории P_3. Полученные данные сопоставляются с результатами количественной оценки прогнозных ресурсов геофизическими методами; такого рода двойной характер количественной оценки позволяет избежать существенных ошибок.

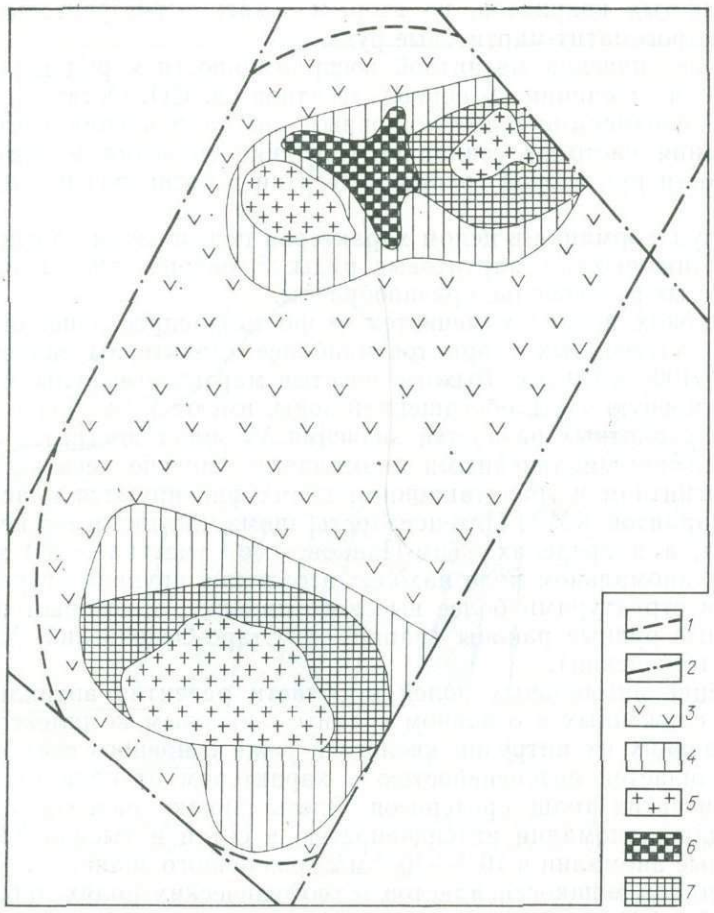


Рис. 14. Принципиальная схема (макет) прогнозной карты. Крутопадающие рудные тела таштаголо-шерегешевского типа с межапофизным характером локализации.

1 — внешний контур промежуточной магматической камеры, продуктивной на скарново-магнетитовое оруденение; *2* — тектонические нарушения, ограничивающие продуктивную магматическую камеру; *3* — вулканогенно-осадочный комплекс, ассоциирующий с продуктивным вулкано-плутоническим комплексом; *4* — участки развития фаций, благоприятных для развития скарново-магнетитового оруденения; *5* — апофизы промежуточной магматической камеры; *6* — проекция на дневную поверхность разведанных рудных тел; *7* — прогнозируемые по благоприятным геолого-геофизическим данным площади развития глубинного скарново-магнетитового оруденения

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ* МЕТОДАМИ ГЕОФИЗИКИ

ФОРМАЦИИ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОГО РЯДА

Физические свойства железных руд данной формации в значительной степени зависят от содержания железа общего и железа магнетито-

* Имеются в виду только месторождения железных руд, приуроченные к формациям скарново- и титаномагнетитовых руд, а также железистых кварцитов.

вого, что и определяет разделение руд формации на две основные промышленные группы: существенно магнетитовые (сильномагнитные) и существенно мартитовые (от слабомагнитных до практически немагнитных).

К первым относятся магнетитовые и гематит-магнетитовые разности железистых кварцитов, ко вторым — магнетит-мартитовые, мартитовые и гидрогематит-мартитовые руды.

Средние значения магнитной восприимчивости $\varkappa$ руд первой группы меняются от единиц до первых десятков ед. СИ. Остаточное намагничивание соизмеримо с индукционным, но направления векторов намагничивания часто не совпадают. Средние значения магнитной восприимчивости руд второй группы в десятки и сотни раз ниже, чем руд первой.

Для руд формации в целом характерна повышенная плотность, наименее плотны рыхлые мартитовые руды. Электрические свойства рассматриваемых руд довольно разнообразны.

В широких пределах меняется скорость распространения упругих волн. Для железистых кварцитов наиболее характерны значения $V_г$ в пределах 5400—6000 м/с. Рыхлые богатые мартитовые руды, часто слагающие основную часть обогащенной зоны, имеют $V_г$ не более 3000 м/с, тогда как у плотных разностей значения $V_г$ могут достигать 5000 м/с.

Протяженными линейными аномалиями (многие десятки километров) в магнитном и гравитационном полях фиксируются пласты железистых кварцитов КМА. Интенсивность аномалий достигает нескольких тысяч нТл, а в пределах Тим-Панковского участка — 200 тыс. нТл. В целом в аномальном поле находит отражение крупная структура, осложненная структурами более высокого порядка, к которым приурочены основные рудные районы (например, Старо-Оскольский, Михайловский и Белгородский).

Строение аномальных полей в области развития антиклинальных структур, сложенных в основном гранито-гнейсовым комплексом архея, и прорывающих их интрузий кислого и реже основного состава значительно отличается интенсивностью и характером от области развития метаморфических толщ протерозоя. Здесь широко развиты близкие к изометричным аномалии интенсивностью в сотни и тысячи нТл и гравитационные аномалии в 10^{-6}—10^{-5} м/с^2 различного знака.

При малой мощности пластов в геофизических полях наблюдается суммарный эффект. В этом случае выделению железорудных пластов может помочь аналитическое продолжение наблюденной аномалии в нижнее полупространство (рис. 15).

Для прогнозной оценки месторождений рекомендуется проводить комплексные гравиметрические и магнитометрические съемки. Совместная интерпретация гравиметрических и магнитных аномалий повышает надежность интерпретации в целом и расширяет круг решаемых задач.

Контакты выделяемых пластов прослеживают от профиля к профилю, строя физико-геологические (пластовые) карты.

Мощные залежи богатых мартитовых руд КМА и Кривого Рога сопровождаются при прочих равных условиях (мощность пласта, фациальный состав неизмененных железистых кварцитов, глубина залегания) значительным снижением интенсивности магнитных аномалий при несущественных изменениях интенсивности гравитационных аномалий. Для богатых железных руд КМА, залегающих на головах железистых кварцитов, в связи с развитием рыхлых разностей мартитовых руд на участках с мощной корой выветривания характерно также снижение скорости сейсмических волн и аномально высокое поглощение их энер-

гии. Так, на Яковлевском месторождении КМА пласту с малой зоной окисления соответствует аномалия магнитного поля до 40 тыс. нТл, тогда как на участке пласта с мощной зоной окисления интенсивность аномалии около 10 тыс. нТл. Здесь же наблюдается резкое аномальное затухание энергии упругих волн, распространяющихся от кровли фундамента.

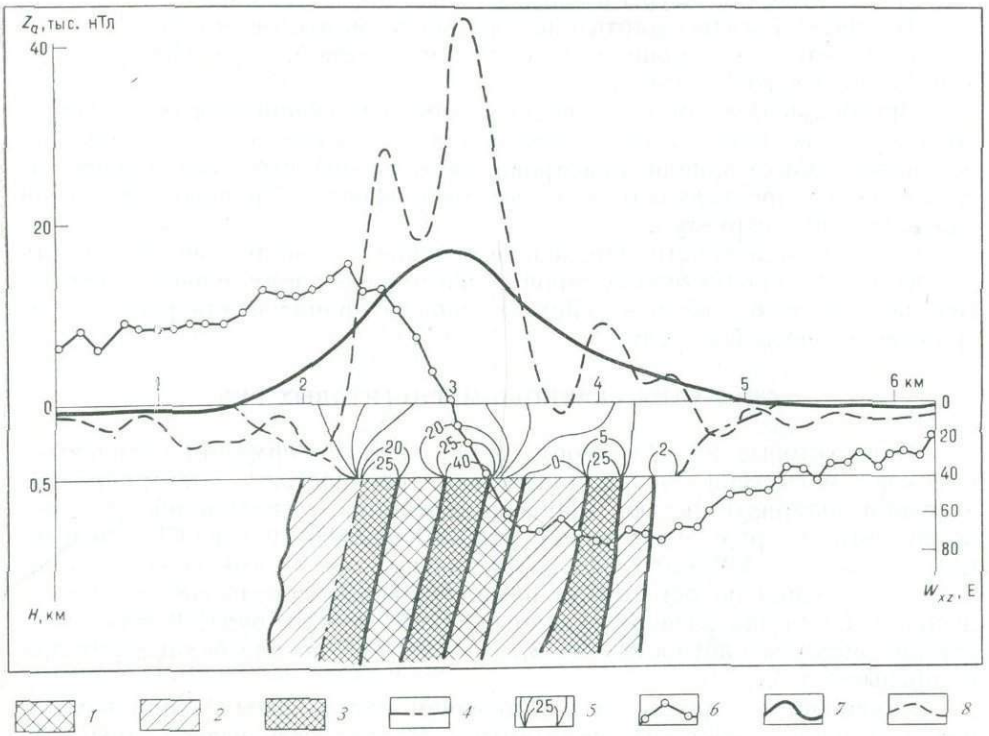


Рис. 15. Пример выделения железистых кварцитов по аналитическому продолжению Z_a с целью оценки содержания магнетита. Харченковский участок Кременчугской аномалии.

1—2 — сланцы с избыточной плотностью: *1* — 0,5, *2* — 0,3—0,4 г/см³; *3* — пласты железистых кварцитов по аналитическому продолжению; *4* — разломы; *5* — изолинии Z_a в вертикальной плоскости; *6* — график горизонтального градиента силы тяжести; *7* — наблюденные значения Z_a, в тыс. нТл; *8* — график Z_a на уровне 100 м от поверхности фундамента

Помимо геофизических поисковых признаков, большое значение имеют тектонические. Все крупные месторождения развиты в пределах так называемых «узлов аномалий», отражающих сложные тектонические структуры третьего порядка, с которыми пространственно сопряжены широкие поля развития железистых кварцитов (Михайловский и Старо-Оскольский участки) или выходы серии мощных пластов сложной складчатой структуры типа Белгородской. Последняя расположена к тому же в прибортовой части Днепровско-Донецкой впадины, мобильность которой в период формирования залежей богатых железных руд района сыграла не последнюю роль.

Промышленный интерес представляют также богатые магнетитовые руды типа амфибол-магнетитовых руд Желтореченского месторождения Кривого Рога. В связи с высокой плотностью (средняя плотность 4,5 г/см³) руд на участках их развития наряду с высокоинтенсивными

магнитными аномалиями наблюдается увеличение интенсивности гравитационных аномалий.

Применение геофизических методов при поисках и оценке месторождений железистых кварцитов и связанных с ними месторождений богатых руд позволяет решать следующие задачи:

1) картирование железистых кварцитов;
2) изучение структуры рудных районов и месторождений;
3) поиски богатых мартитовых и гематит-мартитовых руд;
4) определение мощности осадочного чехла и изучение рельефа кристаллического фундамента.

При больших мощностях чехла рыхлых отложений, когда мощность железорудных пластов составляет доли мощности чехла, достоверно решаются только задачи фиксирования железорудных свит, прослеживания их по простиранию, а также расшифровка крупных элементов слагаемых ими структур.

Степень надежности определения нижней границы синклинальных структур или продуктивных толщ в настоящее время оценить нельзя. Все зависит от близости к действительности принятой для расчета физико-геологической модели.

ФОРМАЦИЯ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ РУД

Магнетитовые руды месторождений данной формации отличаются высокой магнитной восприимчивостью, плотностью, электропроводностью и поляризуемостью. Диапазон колебания магнитной восприимчивости богатых руд этого типа — $1260 \cdot 10^{-3}$—$6300 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ; бедных руд — $250 \cdot 10^{-3}$—$1300 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ. Небольшое число имеющихся достоверных сведений об остаточном намагничивании показывает, что отношение I_r/I_i обычно меньше единицы (кроме бедных руд). Рудам свойственна высокая плотность — от 3,7 до 4,7 г/см^3, но для бедных руд она не превышает 3,7.

Вмещающие породы, за исключением изверженных (главным образом основного состава), немагнитны. Магнитность изверженных пород обычно на порядок ниже магнитности даже бедных руд.

Физические поля над рудными объектами чрезвычайно разнообразны. Различают физические поля осложненные (аномалия от рудной залежи проявляется только как составляющая некоторого суммарного поля) и неосложненные (весь аномальный эффект фактически определяется влиянием рудной залежи). Это различие в характере полей имеет принципиальное значение, особенно при количественной интерпретации аномалий для прогнозной оценки запасов.

На фоне сравнительно спокойных полей, сопутствующих вулканогенно-осадочным толщам, скарново-рудные зоны фиксируются локальными аномалиями различной протяженности и конфигурации. Залежи промышленного значения, находящиеся на глубине первых сотен метров, сопровождаются аномалиями магнитного поля интенсивностью в тысячи и десятки тысяч нТл. Крупные залежи магнетитовых руд, расположенные на глубине многих сетен метров (до 1000 м и более), проявляются в магнитном поле локальными аномалиями небольшого градиента интенсивностью в сотни и первые тысячи нТл.

Главная железорудная полоса Тургая — крупнейшего бассейна скарново-магнетитовых руд — прослеживается на всем протяжении повышенными значениями магнитного и гравитационного полей. Магнитное поле железорудной полосы осложнено лакальными аномалиями различного характера. Эффузивно-осадочные (рудовмещающие) толщи

отражаются вытянутыми, часто близкими к полосовым, аномалиями интенсивностью от —500 до +800 нТл. Кроме того, выделяются ореольные аномалии гранитоидов интенсивностью до 3000 нТл и аномалии, связанные с габброидами, интенсивностью до 6000 нТл и более.

Известные крупные месторождения Главной железорудной полосы Тургая фиксируются аномалиями высокой интенсивности — до 30 тыс. нТл и более. Двум крупным залежам Качарского месторождения соответствуют максимальные напряженности магнитного поля — 17 тыс. нТл (Северная) и 18 тыс. нТл (Южная).

Интенсивность магнитного поля в пределах Соколовско-Сарбайского рудного узла меняется в широких пределах — от первых тысяч до 30 тыс. нТл. Собственно Соколовскому месторождению соответствует протяженная аномалия с шестью эпицентрами. Интенсивность аномалии с юга на север уменьшается от 29 до 9 тыс. нТл. Сарбайскому месторождению (рис. 16) соответствует магнитная аномалия с четырьмя эпицентрами интенсивностью от 7 тыс. до 23 тыс. нТл.

Гравитационное поле Главной железорудной полосы по структуре несколько проще магнитного. Глубинные тектонические разломы, ограничивающие железорудную полосу с востока и запада, отображаются на карте изоаномал гравитационными ступенями. Все известные магнетитовые и магнетит-мартитовые месторождения Главной железорудной полосы сопровождаются в гравитационном поле локальными максимумами силы тяжести. На фоне общего повышения интенсивности гравитационного поля в северной части полосы Качарское и Соколовско-Сарбайское рудные поля отличаются аномалиями, близкими по форме к изометричным, интенсивностью в единицы 10^{-5} м/с^2.

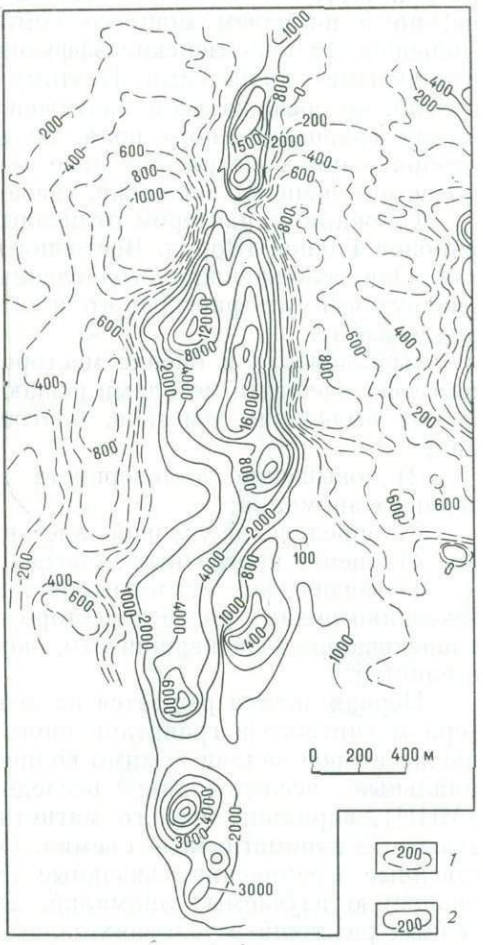


Рис. 16. Магнитный план Сарбайского месторождения.

Значения магнитного поля, в нТл: *1* — отрицательные, *2* — положительные

В геофизических полях особенности структурного плана Уральской складчатой системы, выраженные в чередовании линейно вытянутых прогибов и поднятий, отражены системой полосовых аномалий сложного характера, простирающихся согласно с главными уральскими структурами. Причем прогибам, выполненным мощными толщами эффузивных и интрузивных образований основного состава, в гравитационном поле отвечают зоны максимумов, тогда как поднятиям, в ядрах которых широко развиты интрузии гранитов, соответствуют зоны миниму-

мов. Большой сложностью отличается магнитное поле в пределах Уральской геосинклинальной системы. На фоне многочисленных отрицательных и положительных аномалий небольшой интенсивности (первые сотни нТл) выделяются положительные локальные аномалии различной конфигурации интенсивностью в тысячи и даже десятки тысяч нТл. Пониженная интенсивность магнитного поля определяется не только присутствием пород осадочного генезиса и интрузий кислого состава, но и наличием мощного комплекса эффузивно-осадочных пород. Большинство палеозойских эффузивов потеряло магнитность в связи с вторичными процессами. Поэтому, например Тагило-Магнитогорский прогиб, который на всем протяжении выделяется повышенными значениями гравитационного поля, не имеет такой выдержанной картины отображения в магнитном поле (если отвлечься от выдержанных цепочек интенсивных аномалий, связанных с габброидными поясами).

Сложным характером отличаются магнитные поля и железорудных районов Горной Шории, Восточного и Западного Саяна и Рудного Алтая. Они осложнены многочисленными аномалиями нерудной природы (интрузиями ультраосновного и основного состава и их эффузивными аналогами).

При поисках и оценке месторождений скарново-магнетитового типа геофизическими методами решаются следующие задачи:

1) выделение участков, благоприятных для поисков месторождений;

2) повышение достоверности суждений о природе объектов, вызвавших аномалии;

3) определение условий залегания рудной залежи;

4) оценка прогнозных запасов.

Геофизические исследования способствуют изучению структуры и тектоники рудных полей и месторождений; исследования в скважинах— опоискованию межскважинного, околоскважинного и призабойного пространства.

Первая задача решается на основании совместного анализа характера магнитного и гравитационного полей и данных геологии. Для решения второй задачи помимо количественного анализа выполняют с пециальные исследования: исследования методом подмагничивания (МИП), вариаций земного магнетизма, профилирование ВЭЗ-ВП, повысотные аэромагнитные съемки. Однако все эти методы имеют существенные ограничения, связанные для одних с глубинностью или интенсивностью изучаемых аномалий, для других — с требованием существенных различий в условиях залегания и морфологии рудных и нерудных объектов и т. д. С увеличением сложности физико-геологических условий и глубины опоискования их возможности и достоверность резко снижаются. Существующие методы прогноза природы аномалий требуют дальнейшего совершенствования и определения условий и границ их целесообразного применения. Третья задача решается путем количественной интерпретации геофизических аномалий.

Геофизические методы разведки применяются на всех этапах поисков и оценки месторождений, начиная со среднемасштабных съемок соответствующих структурно-формационных зон и локализации перспективных площадей, вплоть до разведочных работ, когда основные залежи вскрыты разведочными скважинами и определяется полнота опоискования рудного поля. На этом этапе, когда морфология вскрытых залежей определена и изучены физические свойства скарново-рудной зоны и вмещающих пород, используют метод моделирования месторождений. Создается физико-геологическая модель, на основе которой рас-

считывается теоретическое поле для сравнения с фактически наблюденным. В случае значительного расхождения интерпретация разностного поля может помочь выявлению невскрытых залежей (рис. 17).

ФОРМАЦИЯ МАГНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД

Разнообразие физических свойств магномагнетитовых руд отражает изменчивость их состава. Из ферромагнитных минералов наряду с магномагнетитом в рудах формации присутствуют магнетит и в небольших количествах маггемит. Соотношение в содержании этих минералов, главным образом магномагнетита и магнетита, различно. Так, в рудах Коршуновского и Рудногорского месторождений в среднем преобладает магномагнетит, в Берямбинском их содержания близки, а в Тагарском резко преобладает магнетит.

Магнитная восприимчивость магномагнетитовых руд меняется от 0,03 до 0,4 ед. СИ. В то же время магнитная восприимчивость траппов, туфогенных пород и скарнов не превышает 0,01 ед. СИ, чаще она порядка 0,001 ед. СИ. Встречаются и сильномагнитные траппы (дайки повышенной основности). Остаточная намагниченность магномагнетитовых руд высокая — до 2 ед. СИ и более. Поэтому в формировании магнитного поля над рудными телами основную роль играют величина и направление вектора остаточного намагничивания.

Величина вектора остаточного намагничивания у траппов значительно меньше, чем у руд, а направление вектора чрезвычайно изменчиво. Для туфов и скарнов остаточное намагничивание близко к нулю.

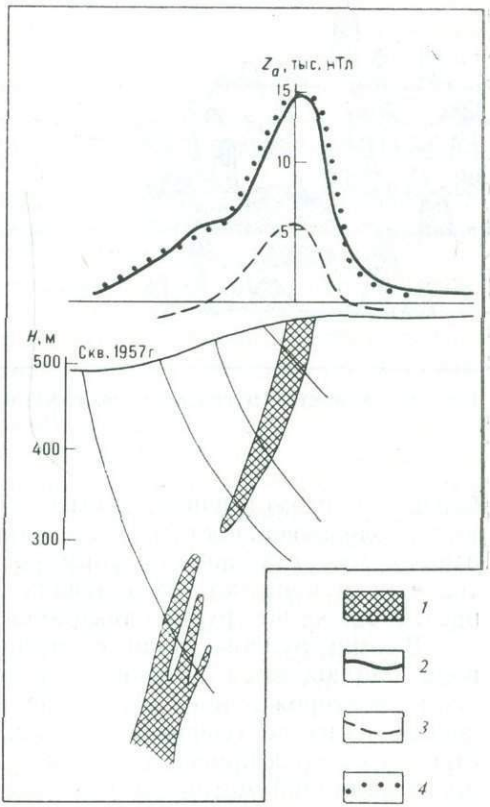


Рис. 17. Результаты интерпретации данных магнитной съемки на месторождении Одиночное (Восточный Саян). *По Б. И. Терехову.*

1 — руда; *2* — наблюденная кривая Z_a; *3* — теоретическая кривая Z_a от рудного тела; *4* — теоретическая кривая Z_a, полученная подбором, с учетом рудного тела на глубине

Плотность руд обычно меняется от 3,3 до 4,0 г/см³. У плотных жильных руд она достигает 4,6 г/см³, в то время как у рядовых руд встречаются плотности 3,0 г/см³ и ниже. Плотность траппов меняется от 2,22 до 2,85 г/см³, средняя плотность 2,54 г/см³.

Поля, создаваемые траппами, являются большой помехой при поисках месторождений, искажая и вуалируя гравимагнитный эффект оруденения (рис. 18).

Удельное электрическое сопротивление руд низкое (единицы и десятки Ом·м), а для траппов оно составляет 1000—3000 Ом·м. Для ту-

фогенно-осадочных пород и скарнов удельное электрическое сопротивление 150—250 Ом·м. Поляризуемость руд значительно выше, чем вмещающих пород; для плотных, жильных руд 25—60 %, для траппов и вмещающих пород не превышает 2,5 %.

Аномалии железорудных месторождений, локализованных среди осадочных пород палеозоя и частично мезозоя, отличаются формой,

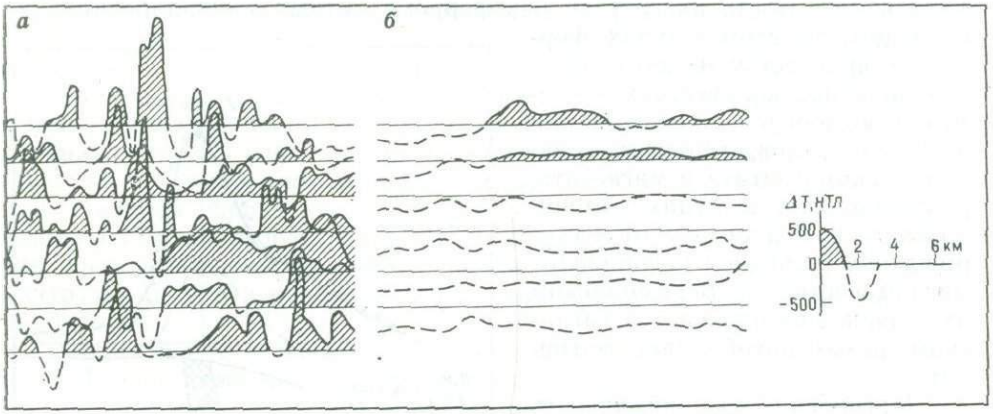


Рис. 18. Характер магнитного поля ΔT над трапповой формацией Сибирской платформы. *По Л. В. Булиной.*

а — лавовая толща; *б* — туфогенная толща

близкой к изометричной, и высокой интенсивностью (для месторождений с близповерхностным залеганием). В структуре магнитных полей отражается стадийность формирования месторождений с последовательным изменением вмещающих пород (Коршуновское месторождение), а также пострудная тектоника.

Внутри рудного поля с отрицательными значениями магнитного поля наблюдаются высокие положительные значения. На Коршуновском месторождении (Ангаро-Илимский район) обратно намагниченные руды по геофизическим данным пространственно большей частью тяготеют к краевым частям рудовмещающей структуры. Интенсивность аномалий магнитного поля достигает 100 тыс. нТл и более. Магнитное поле отличается очень сложным характером, но все же можно отметить некоторую связь с зональностью руд различных, типов. Так, изолинии Z_a в 30—50 тыс. нТл отвечают контурам брекчиевидных и вкрапленных руд, а изолинии Z_a в 75 тыс. нТл и более, как правило, отвечают контурам одиночных жильных рудных тел или выходам богатых метасоматических руд.

Основными задачами, решаемыми геофизикой при поисках и оценке месторождений магномагнетитовых руд, являются:

1) локализация участков, перспективных на поиски месторождений;

2) поиски месторождений и изучение условий залегания и морфологии рудных залежей;

3) оценка прогнозных запасов.

При неглубоком залегании месторождений и отсутствии траппов эти задачи решаются обычно методами магнито- и гравиразведки. При значительных глубинах (500 м и более) и наличии траппового экрана, особенно при пологом залегании под траппами рудных залежей, в комплекс геофизических методов включается также профилирование

ВЭЗ—ВП. Это несколько расширяет возможности суждения о природе аномалий, а также изучения структурных позиций глубокозалегающих месторождений. Отмечено, что железорудные районы и узлы пространственно тяготеют к зонам пониженных значений напряженности полей теллурических токов.

ФОРМАЦИЯ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД

Титаномагнетитовые руды связаны генетически и пространственно с материнскими формациями основных и ультраосновных пород. Магнитные свойства руд рассматриваемых месторождений определяются содержанием магнетита. Особенно высокие значения они приобретают у существенно магнетитовых руд, магнитная восприимчивость которых меняется в диапазоне $(630—3800)\cdot10^{-3}$ ед. СИ.

Для Качканарского месторождения, руды которого локализованы в ультраосновных породах (пироксены, перидотиты и др.), и Волковского месторождения, руды которого связаны с габброидным массивом, средняя магнитная восприимчивость $\varkappa_{ср}$) составляет $(1500—1900)\times10^{-3}$ ед.СИ. Для Пудожгорского месторождения, приуроченного к габбро-диабазам, $\varkappa_{ср}$ составляет $1260\cdot10^{-3}$ ед.СИ. Рудное габбро Елетьозерского массива имеет $\varkappa_{ср}$ $(250—630)\cdot10^{-3}$ ед.СИ. Для оруденелых диабазов $\varkappa_{ср}$ $(250—780)\cdot10^{-3}$, а $\varkappa_{ср}$ безрудных диабазов не превышает $314\cdot10^{-3}$ ед.СИ.

Для обычных пород основного и ультраосновного рядов величины I_r и I_i меняются в широких пределах, но I_r большей частью не превосходит I_i. Остаточное намагничивание габбро таких массивов, как Елетьозерский, Гремяха — Вырмес практически равно индуцированному.

У оруденелых пород часто отмечается резкое превышение значения остаточного намагничивания над индуктивным. Например, оруденелые ультраосновные породы Качканарского массива имеют следующие значения I_r (в единицах СИ): пироксениты — $3100\cdot10^{-3}$, габбро — 670×10^{-3}, перидотиты — $63\cdot10^{-3}$, дуниты — $145\cdot10^{-3}$, горнблендиты — 484×10^{-3}.

Преобладающие направления векторов I_i и I_r обычно не совпадают и часто противоположны. Последнее отражается в магнитном поле отрицательных аномалий. Так, например, над восточной частью Гусевогорского массива (Урал) наблюдаются отрицательные аномалии до 3 тыс. нТл.

Титаномагнетитовые руды отличаются высокой плотностью (более 4,0 г/см^3), низким удельным электрическим сопротивлением и поляризацией по сравнению с вмещающими породами.

Большая петрографическая дифференциация рудоносной части массивов основных и ультраосновных пород, широкие пределы изменения магнитных свойств, неравномерность размещения рудного материала — все это создает сложные нерегулярные поля. При неглубоком залегании массива под наносами магнитное поле, фиксирующее массив, как правило, резко переменное.

Магниторазведка не дает возможности установить непосредственно контуры залежей, но методами осреднения поля, статистического моделирования и разработанной методики количественной интерпретации можно выделить участки с различной обогащенностью рудными минералами и в какой-то мере прогнозировать промышленные залежи.

При поисках и оценке титаномагнетитовых месторождений может быть применен широкий комплекс геофизических методов, позволяющий

получить дополнительную информацию о наличии продуктивных интрузий, их морфологии и структуре, а также о наличии и размещении потенциально рудных зон и участков. Однако основным информативным поисковым и оценочным методом остается магниторазведка.

Обычно на первом этапе применяются магниторазведка и гравиразведка. На втором — детальное изучение и оценка выявленных массивов — применяют магнитометрические работы высокой детальности и точности, *не исключая применения метода вызванной поляризации.* При оценке продуктивности тех или иных участков интрузивных массивов необходимо учитывать не только особенности концентрации рудного минерала (плотность насыщения рудным минералом, примерная форма зележи, ее размер и т. д.), но и морфологию поверхности погребенного интрузива.

ЭТАПНОСТЬ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ ПРИ ПОИСКАХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геофизические съемки масштабов 1 : 50 000—1 : 25 000 выполняются одновременно с геологическими съемками этого масштаба или с некоторым опережением, аэрогеофизические работы проводятся с опережением всегда. *Иногда целесообразно на отдельных перспективных объ*ектах (или даже зонах) выполнять аэромагнитные работы сразу в масштабе 1 : 10 000. Для большинства рудных районов с месторождениями рассмотренных типов магниторазведочные и гравиметрические съемки масштабов 1 : 50 000—1 : 25 000 — основной вид геофизических работ. В зависимости от типа месторождений и условий работы гравиметрические съемки могут на этом этапе выполняться в масштабе 1 : 100 000, за исключением особо перспективных участков.

Опорным методом является магниторазведка в аэрогеофизическом варианте с наземными привязочными работами и комплексными геофизическими измерениями вдоль интерпретационных профилей.

При сложной геолого-геофизической ситуации или глубоком залегании объекта для повышения надежности геологической интерпретации *по опорным профилям, расположенным вкрест простирания аномалий,* выполняют повысотные аэромагнитные съемки, профилирование МИП, ВЭЗ—ВП. При наличии обнажений, горных выработок, скважин производится тщательное изучение физических свойств горных пород и руд. Бурение, выполненное в пределах аномалий, сопровождается скважинной магниторазведкой и каротажем магнитной восприимчивости.

Знание магнитных свойств пород, слагающих верхнюю часть разреза, особенно необходимо при прогнозировании слепого оруденения и может предотвратить выполнение бесперспективных буровых работ, а изучение напряженности магнитного поля ствола скважины ориентирует их дальнейшее направление.

Гравиметрические работы на этом этапе выполняются обычно в масштабе 1 : 100 000 (сечение изоаномал 1,0—0,5 · 10^{-5} м/с^2), а в пределах рудных зон и узлов — 1 : 50 000 (сечение изоаномал 0,5—0,2 × × 10^{-5} м/с^2). Необходимость и возможность гравиметрических работ той или иной точности решается исходя из конкретных условий и анализа результатов гравиметрических съемок, выполненных на интерпретационных профилях, а также путем постановки специальных опытных работ.

В первый период работ, если магниторазведка позволяет получить сравнительно надежные сведения об изучаемом объекте, можно во многих случаях ограничиться гравиметрическими наблюдениями вдоль ин-

терпретационных профилей. Если район работ имеет промышленное значение, выполнение гравиметрических работ масштаба 1 : 100 000, а в пределах аномальных зон масштаба 1 : 50 000 совершенно необходимо как непосредственно для поисковых работ, так и для изучения структуры и тектоники района и рудных полей.

В этом случае в пределах наиболее перспективных аномальных площадей до окончания съемок указанного масштаба на всей площади целесообразен переход к более детальным геофизическим исследованиям и буровым работам. При наличии сложно маскированных рудных тел комплекс применяемых методов может быть расширен.

Необходимо учитывать, что применение комплекса геофизических методов повышает полноту и надежность геологической интерпретации геофизических полей, но в то же время значительно удорожает работы. Информативность методов далеко не равнозначна, поэтому в применяемый комплекс следует включить только те методы, которые расширяют информацию или повышают однозначность суждений.

В районе проведения геофизических съемок масштабов 1 : 50 000—1 : 25 000, особенно при поисках глубокозалегающих месторождений, рекомендуется проводить структурно-параметрическое бурение по опорным профилям. На производство геологических, геофизических и геохимических исследований, связанных с такого рода бурением, составляется проект, в котором обосновываются: положение линий бурения, размещение скважин, глубина бурения, процент выхода керна, программа петрофизических и петрохимических исследований, комплекс скважинных и наземных геофизических исследований.

При наличии перспективных глубокозалегающих (более 500 м) объектов может оказаться целесообразным проведение сейсморазведочных работ методом отраженных волн с целью изучения структуры и тектоники рудного района или поля в пределах первых километров толщи земной коры.

Комплекс полученных в результате детальных исследований геолого-геофизических данных представляет собой базу для прогнозной оценки изучаемого района.

Основными назначениями выполненной прогнозной оценки на данной стадии являются общая оценка перспектив рудного района, выделение перспективных площадей с установлением очередности проведения поисковых работ более крупного масштаба. Геофизические работы масштаба 1 : 10 000 и крупнее осуществляются обычно одновременно с геологическими и по единому проекту. Производство геофизических съемок такого масштаба относится к дорогостоящим работам, поэтому выбор участков работ и обоснование методики должны быть особенно тщательными.

Необходимость геофизических работ этого масштаба обосновывается всем опытом предыдущих работ и особенно результатами работ, полученными на стадии съемок масштабов 1 : 50 000 и 1 : 25 000. Для месторождений сильномагнитных руд, а также руд, генетически и пространственно связанных с высокомагнитными породами, основными методами исследования остаются магнито- и гравиразведка. Съемки этих масштабов, как правило, имеют высокую точность, поэтому предварительно необходимо выяснить возможность обеспечения желаемой точности. Аномальные физические поля, полученные в результате съемок, подвергаются не только качественной, но и количественной интерпретации. Поэтому необходимы тщательные детальные исследования на участках, которым соответствуют экстремумы аномальных кривых, и по возможности выход наблюдений в нормальные поля. В некоторых слу-

чаях съемки масштабов 1 : 25 000 и 1 : 10 000 могут служить и для решения чисто качественных задач. Это бывает, например, когда повышение точности съемок по условиям не может существенно улучшить результаты работ, но сгущение сети профилей и точек наблюдений вдоль профилей может уточнить конфигурацию рудной залежи или пород, вмещающих рудные тела, обеспечив тем самым сокращение буровых работ. В таком случае допустимо сгущение сети наблюдений без увеличения точности съемок.

Буровые работы сопровождаются каротажем, в том числе КМВ и геофизическими исследованиями в скважинах (изучение магнитного поля, электрическая корреляция, радиоволновое просвечивание).

Для изучения мощности рыхлого покрова и погребенного рельефа коренных пород применяется электроразведка. Последняя служит также *для изучения структуры рудного поля и для расчленения комплекса* рудовмещающих пород. В некоторых случаях может быть привлечена сейсморазведка в модификации КМПВ (корреляционный метод преломленных волн).

На стадии съемок масштаба 1 : 10 000 и крупнее наземные и скважинные исследования желательно увязать в единую систему наблюдений, призванную наиболее полно решить задачи поисков (определение пространственного положения и морфологии рудной залежи, оценка ее прогнозных запасов, изучение структуры месторождения).

После изучения интенсивных аномалий (порядка 5 тыс. нТл и более) переходят к изучению малоинтенсивных аномалий, по своему характеру позволяющих предполагать их связь с глубокозалегающими объектами.

При анализе малоинтенсивных аномалий может быть намечен следующий ход исследований. Во-первых, следует убедиться, что аномалия не связана с магнитными породами верхней части разреза и освободиться от влияния неглубокозалегающих магнитоактивных тел. Во-вторых, *следует произвести расчеты, позволяющие судить о глубине залегания* объекта, его избыточной массе и других параметрах, доступных в той или иной мере для вычисления. Одновременно желательно произвести специальные исследования для повышения однозначности суждений о природе объекта.

В результате общего анализа всего геолого-геофизического материала и выполнения количественного анализа с рассмотрением «рудного» и «нерудного» вариантов на наиболее перспективных в промышленном отношении по прогнозной оценке объектах (учитываются размеры прогнозируемых запасов, глубина залегания залежи, компактность, близость к транспортным линиям и производственным объектам) рекомендуется выполнение буровых работ со скважинными геолого-геофизическими и геохимическими исследованиями. Цель этих работ — уточнение природы объекта, его промышленной значимости и определение целесообразности передачи его под поисково-разведочное бурение.

Объемы бурения должны быть строго регламентированы, но не ограничены одиночными скважинами. Заложение последующих скважин корректируется данными предыдущих и выполненной переинтерпретации геолого-геофизического материала. На указанные работы составляется специальная программа, в которой обосновываются: предварительный объем бурения, места заложения скважин, положение первоочередной скважины, глубина бурения, петрофизическое и геохимическое изучение керна, *скважинные геофизические исследования и каротажные* работы.

На этапе поисково-разведочных работ геофизическими методами

решаются такие задачи, как полнота опоискования рудного поля или месторождения, получение предварительных сведений о вещественном составе руд, изучение пространственного положения и взаимосвязи рудных тел.

При изучении месторождений магнетитовых руд особенно важно выполнение скважинной магниторазведки и каротажа магнитной восприимчивости. Это не исключает, однако, выполнения других скважинных исследований — электрической корреляции рудных подсечений и радиоволнового просвечивания.

В тех случаях, когда установлена корреляционная связь между значениями магнитной восприимчивости и содержанием железа для руд данного района, каротаж магнитной восприимчивости позволяет оценить не только наличие и мощность рудных интервалов, но и процентное содержание железа в рудах.

Если руды имеют существенно гематитовый состав или мартитизированы, то для выделения и оценки рудных интервалов применяется комплекс каротажа магнитной восприимчивости и гамма-гамма-каротажа в интегральной или специальной модификации.

Когда в процессе поисково-разведочных или разведочных работ рудная залежь настолько разбурена, что можно судить о ее размерах и морфологии, а также изучены физические свойства пород и руд, необходимо создать геолого-геофизическую модель месторождения и рассчитать аномальный эффект от модели. Сравнение расчетной аномалии с наблюденной позволит определить величину остаточной аномалии. Интерпретация остаточной аномалии может дать сведения о наличии и положении невскрытой залежи.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМИТОВ

ФОРМАЦИОННЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Единственным промышленным минералом хрома является хромшпинелид, называемый в практике горного дела хромитом. Накопление хрома в земной коре связано с эндогенными процессами, развивающимися в подкоровых, мантийных глубинах Земли. Хромшпинелид — постоянный акцессорный минерал ультрабазитов и некоторых базитов; промышленные концентрации он образует лишь в двух петрографических формациях этих пород, производных мантии Земли: гарцбургит-ортопироксенит-норитовой, формирующейся в участках земной коры континентального типа и дунит-гарцбургитовой, формирующейся в участках земной коры океанического типа. Условия образования и закономерности размещения хромитовых месторождений тесно связаны с процессами формирования базит-ультрабазитов, фациальной разновидностью которых они являются.

Хромитовые месторождения, ассоциирующие с указанными петрографическими формациями, существенно различаются по глобальным закономерностям размещения в земной коре, условиям образования, характеру связи с вмещающими породами, морфологии и параметрам залежей и составу руд, определяющему их промышленную ценность. Непромышленные концентрации хромшпинелидов известны также в породах клинопироксенит-верлит-дунитовой формации (платино-титаноносной) складчатых областей, щелочно-ультраосновной (редкометально-фосфоро-железорудной) и трапповой (платино-медно-никелевой) формаций платформ. Будучи устойчивым к гипергенным процессам, хромит сохраняется и может концентрироваться в коре выветривания, пе-

реотлагаться, что определяет возможность образования экзогенных хромитовых месторождений, производных от первично хромитоносных формаций.

Это позволяет выделить четыре промышленные рудные хромитовые формации, отвечающие указанным рудоносным формациям (табл. 5): 1) гарцбургит-ортопироксенит-норитовую (стратиформных базальтоидов); 2) дунит-гарцбургитовую (альпинотипных ультрабазитов); 3) кор выветривания; 4) хромитовых россыпей. Промышленные хромитовые месторождения относятся соответственно к следующим генетическим типам: 1) собственно магматическому; 2) позднемагматическому автореакционному; 3) остаточному; 4) обломочному и обломочно-осадочному (механические осадки). В геологической истории наблюдается, таким образом, смена эндогенных концентраций хрома экзогенными.

Ведущую роль в мировых запасах и добыче, а также ресурсах хромитовых руд играют эндогенные месторождения (см. табл. 5). Соотношение между ними в последние годы изменилось в пользу стратиформных вследствие объективных причин, обусловливающих относительную простоту поисков таких месторождений по сравнению с альпинотипными. При этом среди отечественных ведущую роль играют альпинотипные объекты, а среди зарубежных — стратиформные.

Состав хромитовых руд определяется главным образом составом хромшпинелида и его содержанием в руде. Состав природных хромшпинелидов широко варьирует, но промышленный интерес представляют лишь их маложелезистые разности — собственно хромит, алюмохромит, хромпикотит (по классификации Н. В. Павлова) с широким изоморфизмом хрома и алюминия—от богатых хромом (65 % Cr_2O_3, 8 % Al_2O_3) до бедных высокоглиноземистых разностей (31 % Cr_2O_3, 36 % Al_2O_3). К промышленным относятся преимущественно сплошные и густовкрапленные руды с высоким содержанием хромшпинелида, применяемые в сыром виде, а также более бедные разности руд, используемые для извлечения концентратов.

По принципу применения в отраслях промышленности, предъявляющих к рудам различные требования, выделяются три промышленных типа хромитовых руд: 1) металлургический — высокохромистые руды, используемые также в других отраслях промышленности, потребляющих хромиты; 2) химический — среднехромистые руды повышенной глиноземистости и железистости, могут применяться и в огнеупорной промышленности; 3) огнеупорный — высокоглиноземистые низкохромистые руды, в других отраслях промышленности не могут быть использованы. В промышленно развитых странах металлургическая, огнеупорная и химическая отрасли промышленности потребляют соответственно 60—70, 15—20 и 10—15 % хромитов.

Требования к промышленным типам хромитовых руд изменяются в соответствии с состоянием рынка и успехами обогащения и технологии переработки руд. Так, нехватка на мировом рынке в течение последних 15 лет металлургических сортов хромитов стимулировала разработку технологических процессов, позволяющих использовать в металлургии среднехромистые сорта руд повышенной железистости. Наблюдаются тенденции вовлечения в производство бедных руд, требующих обогащения (в настоящее время их доля составляет 15—20 %), и снижения концентрации хромшпинелида в них.

Состав хромитовых руд связан с формационной принадлежностью вмещающих их пород. К массивам дунит-гарцбургитовой формации приурочены месторождения высокомагнезиальных хромитов с переменными содержаниями хрома и алюминия и стабильным очень низким со-

держанием окисного железа (хромит—алюмохромит—хромпикотит). Массивы гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации вмещают месторождения магнезиально-железистых хромитов с переменным, чаще средним, содержанием окиси хрома и повышенным содержанием глинозема и окисного железа (субферрихромит — ферриалюмохромит). Разный состав руд указанных формаций определяет их различную промышленную ценность. Дунит-гарцбургитовая формация является главным источником высокохромистых металлургических руд и единственным источником высокоглиноземистых огнеупорных руд. Базальтоидная формация содержит преимущественно среднехромистые химические сорта руд повышенной железистости; лишь наиболее богатые хромом руды месторождений этой формации отвечают требованиям металлургической промышленности.

Масштабы хромитовых месторождений варьируют от мелких, запасы которых исчисляются десятками тысяч тонн, до уникальных — с запасами более 100 млн. т. В количественном отношении резко преобладают мелкие и средние месторождения, в то время как основные запасы сконцентрированы в весьма крупных и уникальных. Мировые ресурсы хромитовых руд распределены крайне неравномерно. Это характерно и для стратиформных, и для альпинотипных месторождений. Так, 96 % запасов хромитовых руд капиталистических и развивающихся стран сосредоточены в двух крупнейших месторождениях — Бушвельд (ЮАР) и Великая Дайка (Зимбабве), содержащих соответственно 2000 и 550 млн. т хромитов. Из прочих стран наибольшими запасами хромитов располагают Турция (36 млн. т), Финляндия и Индия (по 30 млн. т), Бразилия (10 млн. т), Филиппины (по 7 млн. т); запасы остальных стран 1—5 млн. т.

Неравномерность географического размещения запасов хромитовых руд свойственна и СССР, имеющему значительные запасы и являющемуся крупнейшим производителем и потребителем хромитов. Разведанные запасы хромитов сосредоточены в двух массивах — Кемпирсайском (Актюбинская область) и Сарановском (Пермская область), из которых в первом сконцентрированы 96,5 % запасов (металлургические сорта), а во втором — 3,5 % (химические сорта). При высокой обеспеченности запасами отечественная сырьевая база хромитов характеризуется диспропорцией между запасами промышленных типов руд и структурой их потребления: располагая преимущественно металлургическими рудами, отечественная промышленность потребляет около 20 % их в качестве огнеупоров, при остром недостатке металлургических руд на мировом рынке. Наблюдается также ограниченность запасов, доступных для открытой отработки.

В настоящее время, когда задачи развития сырьевой базы хромитов требуют поисков новых источников сырья, а также переоценки традиционных хромитоносных объектов на основе усовершенствованных за последние годы поисково-оценочных критериев, для повышения геологической и экономической эффективности геологоразведочных работ особое значение приобретают прогнозирование и оценка хромитового оруденения. В настоящей работе вопросы прогнозирования и оценки рассмотрены для двух главных, эндогенных хромитовых формаций, которые помимо разведанных запасов содержат и все прогнозные ресурсы отечественных хромитоносных объектов. Формации экзогенных хромитовых месторождений, как не имеющие большого промышленного значения, специально не рассматриваются. Однако в связи с тем, что интерес к ним в последние годы усилился из-за нехватки сырья на ми-

Промышленная хромитовая формация	Позиция и структура рудных полей	Рудоносные породы	Морфология рудных тел, условия их залегания	Параметры рудных тел
Гарцбургит-ортопироксенит-норитовая	Рудоносные зоны и горизонты в нижних частях стратиформных комплексов (базальная и критическая зоны массивов)	Дуниты Гарцбургиты Бронзититы Анортозиты	Пласты выдержанной мощности с горизонтальным или слабонаклонным залеганием	Мощность — преимущественно первые дециметры (до 12 м), протяженность обычно по всей площади массива
Дунит-гарцбургитовая	Линейные зоны жил и штокверков в средних — верхних частях пластинообразных тел ультрабазитов	Дуниты	Сложные жилообразные тела: жилы, столбы, линзы, реже гнезда, приуроченные к нескольким рудолокализующим системам; высокая изменчивость морфоструктурных параметров	Мощность преимущественно несколько метров (до 150 м); ширина десятки — до нескольких сотен метров; длина десятки — сотни метров (до 3 км)
Кор выветривания	Зоны выветривания коренных месторождений Зоны выветривания базит-ультрабазитов	Латериты	Пласты, карманы	Мощность дециметры—метры (до 15 м), ширина и протяженность до сотен метров, площадь до 100 км²
Россыпей	Области ближнего сноса коренных месторождений Области дальнего сноса, нередко за пределами материнских массивов	Делювиальные, элювиальные Аллювиальные, прибрежно-морские	Пласты, карманы, ленты	Мощность дециметры — несколько метров (до 12 м), ширина десятки—сотни метров, площадь континентальных россыпей до $n \cdot 10$ км², длина прибрежно-морских до $n \cdot 10$ км

* В зонах выветривания базит-ультрабазитов развиты комплексные хромитсодержащие сили цирконовые руды с попутным хромитом.

Таблица 5

промышленных хромитовых месторождений

Генетический тип оруденения	Состав рудного хромшпинелида	Промышленный тип руд	Примеры месторождений	Запасы, %		
				мировые	капиталистических и развивающихся стран	СССР
Магматический (камерная кристаллизация)	Высокохромистый	Металлургический	Великая Дайка (Зимбабве), Кампо-Формозо (Бразилия)	85,9	96,6	3,47
	Среднехромистый повышенных глиноземистости и железистости	Химический	Бушвельд (ЮАР), Сарановское (СССР)			
			Фискенессет (о. Гренландия)			
Постмагматический автореакционный (замещение и выполнение полостей)	Высокохромистый	Металлургический	Южно-Кемпирсайские (СССР), Палаван (Филиппины), Селюкве (Зимбабве), Каледония (Куба)	12,8	1,9	96,5
	Высокоглиноземистый	Огнеупорный	Мэзинлок (Филиппины), Северо-Кемпирсайские (СССР), Гиллермина (Куба)			
Остаточный	Унаследованы от коренных месторождений и базит-ультрабазитов*		Кампо-Формозо (Бразилия), Северо- и Южно-Кемпирсайские (СССР)	Менее 0,1		
			Штаты Калифорния, Орегон (США), Филиппины, Прионежье (СССР)			
Обломочный			Сарановское (СССР), Великая Дайка (Зимбабве)	1,3	1,5	0,03
Обломочно-осадочный			О. Тасмания, Лукояновское (СССР)			

катно-никелевые руды и бокситы; россыпи дальнего сноса могут содержать комплексные титан-

ровом рынке, приведем основные сведения для этой группы формаций, в литературе почти не освещенных.

Хромитовые месторождения кор выветривания формируются в условиях латеритного гипергенеза. Среди них выделяются: 1) продукты гипергенеза хромитовых руд — хромитовые сапролиты, рыхлые и порошковые руды (Кемпирсай, СССР; Кампо-Формозо, Бразилия); 2) комплексные хромитосодержащие латериты — силикатно-никелевые, бокситовые, содержащие от десятых долей до нескольких процентов Cr_2O_3 (штаты Калифорния, Орегон—США; Филиппины и др.). Источником прибрежно-морских хромитовых россыпей в силу специфики *региональной геотектонической позиции служит преимущественно дунит*-гарцбургитовая формация, в то время как континентальные россыпи образуются за счет обеих эндогенных формаций. Единственный пример делювиальных хромитовых россыпей — валунчатые россыпи Сарановского месторождения (СССР).

Среди россыпей дальнего сноса аллювиальные представлены обычно собственно хромитовыми, а прибрежно-морские — также и комплексными титан-циркониевыми с попутным хромитом. Аллювиальные россыпи развиваются обычно на латеритной коре выветривания. К смешанным элювиально-аллювиальным хромитовым россыпям относятся россыпи Великой Дайки с запасами 55 млн. т. Промышленные аллювиальные россыпи известны в Японии (о. Хоккайдо), Австралии (о. Тасмания), Албании, Югославии, Индонезии. Промышленно интересны россыпи *с содержаниями хромита более* 0,1 т/м^2. *Прогнозирование и оценка* экзогенных хромитовых месторождений ведутся так же, как и других месторождений того же генетического класса, с учетом специфики материнских первично хромитоносных формаций.

ФОРМАЦИИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ГАРЦБУРГИТ-ОРТОПИРОКСЕНИТ-НОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Региональные закономерности размещения

Массивы рассматриваемой формации приурочены к участкам земной *коры континентального типа. Они образуются в двух принципиально* различных типах структурных провинций: 1) на платформах; 2) в складчатых областях обрамления платформ: а) в складчатых областях со слабо переработанными структурами фундамента, б) в срединных массивах; в) в островных дугах. Формирование их связано с активизацией *континентальных плит, при которой из подкоровых областей транспортировался* базальтоидный расплав, кристаллизовавшийся в мезоабиссальных — абиссальных условиях. Платформенный режим способствовал глубокой дифференциации расплава, продукты кристаллизации которого слагают чрезвычайно выдержанные стратиформные комплексы, включающие и пласты хромитов, сингенетичных вмещающим породам. Дифференцированные базальтоидные интрузивы локализуются в кристаллическом фундаменте (комплексе основания) указанных геотектонических элементов *или в их чехле, сложенном осадочными* (преимущественно терригенными) и вулканогенно-осадочными породами.

Провинции платформ (архейско-протерозойских протоплатформ) содержат почти все известные промышленные месторождения и большинство хромитоносных базальтоидных интрузивов этого типа. Восстановить *закономерности размещения их сложно в связи с последую-*

щими неоднократными передвижениями плит и структурно-метаморфическими преобразованиями.

Размещение стратиформных массивов, сохранивших первичное залегание в щитах платформ Гондваны — Южно-Африканском, Либерийском, Восточно-Бразильском и др., — позволяет предположить приуроченность их к линейному внутрикратонному поясу (это следует из реконструкции Гондваны на время, предшествующее ее расколу, по А. Дю Тойту). По-видимому, базальтоидные расплавы внедрялись по ослабленным зонам, приуроченным к сводам региональных внутрикратонных поднятий. Вероятная связь с глубинными разломами может усматриваться лишь для линейных массивов типа Великой Дайки. В современном же структурном плане такие разломы не диагностируются. Массивы Гондваны формировались в конце раннего протерозоя, их возраст около 2 млрд. лет. В жестких породах фундамента массивы представлены линейными дайкообразными телами и сложены породами нижних частей стратиформных комплексов, выполняющих троги, — Великая Дайка; в породах древнего осадочного чехла массивы имеют форму лополитов и представлены полными разрезами — Бушвельд (рис. 19).

В щитах платформ Лавразии — Канадском, Фенноскандинавском (Финляндия) и др. — возраст стратиформных массивов более древний — свыше 3,2 млрд. лет. Эти массивы характеризуются неоднократной тектоно-магматической активизацией, залегают, как правило, согласно с вмещающими метаморфическими породами, представлены нередко фрагментарными разрезами и размещены вблизи границ древнего катархейского и архейского комплексов фундамента платформ, т. е. аналогично массивам Гондваны. Примером таких массивов является Фискенессет в раннедокембрийском гнейсовом фундаменте Гренландии.

В провинциях складчатых областей обрамления платформ стратиформные базальтоидные массивы представлены относительно небольшими телами (с линейными размерами до 10 км, мощностью до нескольких километров), согласными с вмещающими осадочными или вулканогенно-осадочными породами. Возраст известных хромитоносных массивов этого типа — поздний протерозой — кайнозой. Формирование их связано с ранними стадиями активизации окраин древних кратонов или более молодых складчатых систем в их обрамлении. В обрамляющих платформу складчатых областях массивы расположены на слабо переработанном фундаменте платформ. Единственный известный пример таких провинций — миогеосинклинальная зона Урала, где расположен хромитоносный Сарановско-Вишерский пояс ультрабазитов. В срединных массивах известна единственная Златогорская интрузия с проявлениями хромитов в Кокчетавском докембрийском срединном массиве. К провинциям складчатых систем относятся миоценовые хромитоносные массивы шельтингского комплекса на о. Сахалин, формирование которых связывается с консолидацией Хоккайдо-Сахалинской островной дуги. В окраинах платформ вмещающими для массивов служат шельфовые осадки и вулканиты окраинных морей, в срединных массивах и островных дугах — эвгеосинклинальные образования.

Общая структурная закономерность проявления базальтоидного магматизма, продуцирующего хромитоносные интрузивы, — относительно малая мощность континентальной коры (примитивных платформ или окраин фанерозойских континентальных плит). Это определяет сохранность условий для выплавки хромитоносных базальтоидных расплавов на протяжении всей геологической истории и тенденцию их развития преимущественно в архее — раннем протерозое.

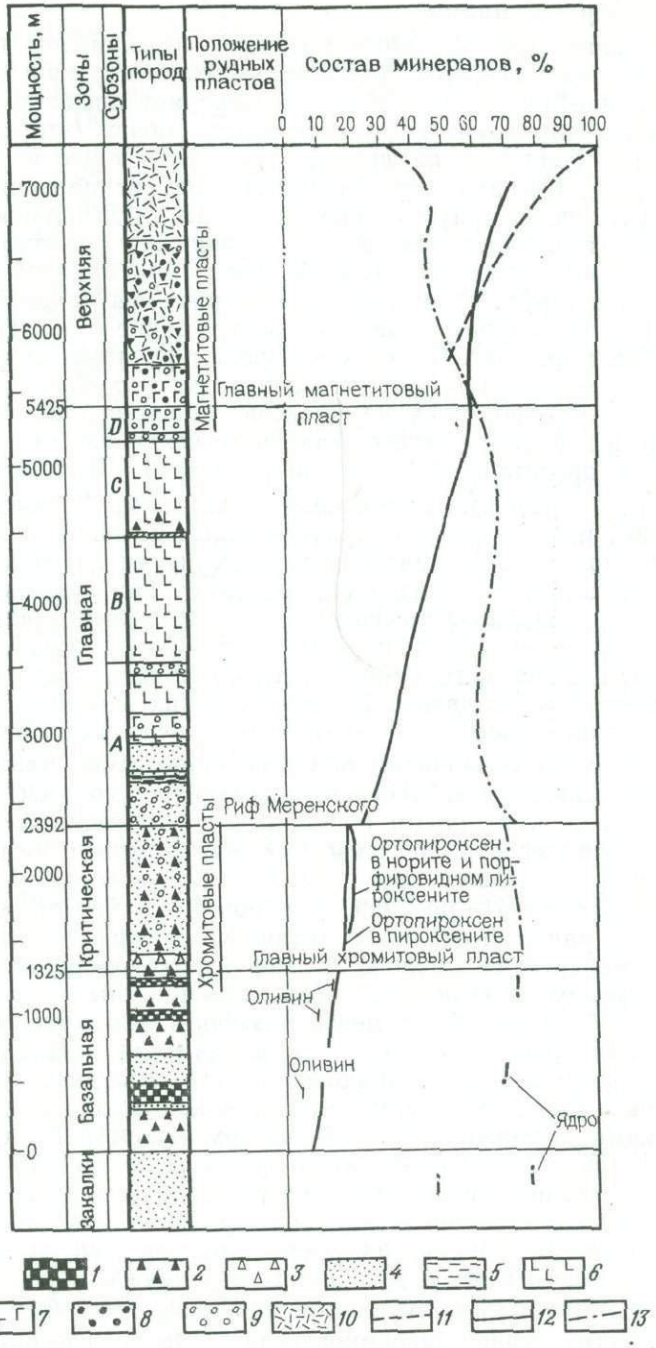


Рис. 19. Обобщенный разрез Бушвельдского комплекса в восточном Трансваале. *По Дж. Уиллемзу.*

1 — **перидотит**; *2* — *пироксенит*; *3* — *полевошпатовый пироксенит*; *4* — *норит*; *5* — *игольчатый норит*; *6* — **габбронорит**; *7* — габбро; *8* — троктолит; *9* — анортозит; *10* — ферродиорит (нерасчленяемые в масштабе колонки горизонты сложного состава показаны несколькими соответствующими знаками); графики изменения содержаний: *11* — фаялита в оливине, *12* — ферросилита в ортопироксене, *13* — анортита в плагиоклазе

Основные черты геологического строения

Стратиформные базальтоидные массивы имеют форму лополитов или троговых интрузивов, достигающих гигантских размеров. Так, площадь Бушвельдского лополита, состоящего из пяти блюдцеобразных тел, — 65 тыс. км², мощность — 7,5 км. Троговый интрузив Великой Дайки прослежен на 500 км при ширине 5—15 км. Оценивая по гравиметрическим данным глубину Великой Дайки в 15 км, О. Вейсс предлагает для нее название Великий Абиссолит, более корректно отражающее форму этой уникальной интрузии.

Стратиформные массивы сложены разнообразными ультраосновными и основными, реже — средними породами (дуниты, гарцбургиты, пироксениты, полевошпатовые гипербазиты, анортозиты, нориты, габбро, иногда — ферродиориты и гранофиры). Характерна вертикальная зональность с уменьшением основности пород к кровле. Зональность обычно осложнена расслоенностью разных масштабов и ритмичностью. Стратиформные комплексы полого падают к центру лополитов. В эндоконтакте развита зона закалки первичных базальтоидов, в экзоконтакте — зона термометаморфизма. По данным Г. Хесса, Б. Уорста и других исследователей, в полном разрезе массивов, кроме краевой зоны закалки, выделяются следующие зоны (от подошвы к кровле): 1) дунитов — перидотитов — пироксенитов (базальная); 2) пироксенитов — норитов (критическая); 3 норитов — габброанортозитов (главная); 4) габбродиоритов (верхняя) — (см. рис. 19). Критическая и верхняя зоны наиболее контрастны по набору пород.

Зоны расчленяются обычно на несколько горизонтов мощностью десятки — первые сотни метров, каждый из которых, в свою очередь, может состоять из многих слоев различной мощности. Состав пород закономерно изменяется: к кровле интрузива возрастают кремнекислотность и железистость, а с появлением плагиоклаза — и содержания щелочей. Те же тенденции характерны для силикатов и акцессорного хромшпинелида. Так, по разрезу Бушвельдского интрузива от дунитов к ферродиоритам железистость оливина увеличивается от 10 до 100 %, основность плагиоклаза уменьшается от 85 до 35 %.

Хромитовое оруденение

Хромитовые руды приурочены к наиболее основным дифференциатам базальтоидов — ультрабазитам, их полевошпатсодержащим разностям — анортозитам, редко норитам — и расположены в нижних (базальная или критическая) зонах массивов. Мощность рудоносных зон достигает многих сотен метров. В рудоносной зоне выделяются рудные горизонты, состоящие из пластов хромитов. Последние залегают чаще на контакте разных пород, образующих ритмы типа дунит — хромитит — бронзитит, бронзитит — хромитит — анортозит — норит и др., или среди гарцбургитов, пироксенитов, анортозитов. Характерны малая мощность хромитовых пластов (несколько дециметров, реже — метров), значительная протяженность и нередко большое количество. В Великой Дайке установлен 31 пласт хромититов, Бушвельде — 27, Сарановском массиве — 29. Максимальная мощность пластов Стиллуотера 3,6 м, Бушвельда 2 м, Фискенессета 1 м, Великой Дайки 0,35 м. Исключение составляет Сарановское месторождение, в котором мощность рудных пластов достигает 12 м. Протяженность хромитовых пластов часто составляет десятки километров, что в 10^5 раз превышает их мощность. Поэтому мощные пласты могут содержать уникальные запасы. Так, пласт

Стилпоорт Бушвельда мощностью 1,37—1,46 м и протяженностью 77 км содержит, по данным Ю. Камерона и Дж. Десборо, по самым осторожным оценкам, 500 млн. т хромитов, являясь крупнейшим месторождением мира.

Состав хромшпинелидов варьирует от преобладающих среднехромистых повышенной железистости до высокохромистых. Типичные со-

Таблица 6

Состав рудных хромшпинелидов гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации, %

Компоненты	Вмещающие породы						
	Полевошпатовые гарцбургиты			Пироксенитовая серия	Энстатитовые дуниты	Анортозиты	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	1,30	0,34	0,23	0,12	0,88	0,76	0,82
TiO_2	0,62	1,60	0,91	0,44	0,55	0,44	0,52
Al_2O_3	12,94	13,0	14,4	15,74	16,29	24,02	15,4
Cr_2O_3	57,00	49,2	36,6	47,12	45,68	34,48	44,6
Fe_2O_3	1,67	3,1	16,0	—	5,98	6,48	6,1
FeO	17,63	25,3	24,0	25,15*	17,69	25,23	24,7
MnO	0,19	0,31	0,19	—	0,21	0,28	0,40
MgO	9,48	6,5	7,2	11,13	12,09	6,20	6,5
CaO	0,21	0,3	0,01	0,53	0,00	0,00	—
V_2O_5	0,23	1,1	0,17	0,62	0,18	0,27	0,18
NiO	0,12	—	—	—	0,15	—	0,10
Сумма	101,39	100,75	99,71	100,85	99,71	98,16	99,32
Cr_2O_3/FeO	2,63	1,81	0,95	1,66	1,98	1,11	1,30
f	50,8	68,4	64,9	55,6	52,7	69,3	67,9

Примечание. Образцы: 1 — Великая Дайка, Зимбабве, пласт 2, по Р. Бичену; 2, 3 — Стиллуотер, США, зоны G и B, по Т. Тейеру; 4 — Бушвельд, ЮАР, пласт Стилпоорт, по Дж. Виллемсу; 5 — Сарановское месторождение, Средний Урал, по Н. В. Павлову, И. И. Григорьевой-Чупрыниной; 6 — Фискенессет, о. Гренландия, по М. Гислеру; 7 — Кеми, Финляндия, по О. Вааси-оки, f — железистость.

* — *суммарное железо в пересчете на закись.*

ставы рудных хромшпинелидов большинства разрабатываемых стратиформных месторождений мира приведены в табл. 6. По данным Т. Тейера, Э. Джексона, Б. Уорста, Т. Ирвина, О. К. Иванова и других исследователей, состав рудных хромшпинелидов определяется: 1) типом вмещающих пород, 2) стратиграфическим положением рудных пластов, 3) густотой вкрапленности хромшпинелида. С увеличением основности рудовмещающих пород, густоты вкрапленности хромшпинелида, при более низком расположении руд в стратиграфическом разрезе интрузива повышается качество руд: возрастает содержание хрома и отношение Cr_2O_3 к FeO. Руды некоторых месторождений платиноносны, с резкой палладиево-платиновой специализацией и преобладанием платины над палладием. Обогащенные платиноидами хромитовые пласты с содержанием суммы платиноидов несколько граммов на тонну разрабатываются попутно или специально на платиноиды. Поздне- и постмагматические процессы качество руд чаще принципиально не изменяют. Однако высокотемпературный Mg-Fe-Ca-метасоматоз вызывает заметное увеличение железистости руд.

Условия формирования

Хромитоносную формацию стратиформных базальтоидов большинство исследователей (Г. Хесс, Т. Тейер и др.) считают продуктом камерной кристаллизации базальтоидной магмы в условиях платформенного режима и мезоабиссальных — абиссальных глубин (*непопулярная альтернативная гипотеза относит стратиформные комплексы к продуктам ультраметаморфизма*). Судя по составу зон закалки, исходные расплавы близки к толеитовым базальтам, генерирующимся, по данным Д. Грина и А. Рингвуда, на глубинах 20—60 км при температуре 1100—1300 °С. Выдержанность черт стратиформных комплексов на значительные расстояния по латерали свидетельствует об однородности исходных расплавов в магматической камере, а характер изменения состава пород и минералов в вертикальном разрезе отражает их кристаллизацию в условиях падения температуры, изменения состава расплава (накопления кремния, роста железистости) и роста парциального давления кислорода. Последний параметр, согласно экспериментам А. Муэна, Е. Осборна и П. Рёдера, является важным фактором, регулирующим образование хромшпинелидов. Смена парагенезисов отвечает боуэновской схеме кристаллизации известково-щелочной серии базальтовых расплавов и хорошо согласуется с экспериментальными данными. Температура хромитообразования (T) варьирует в пределах 1300—1000 °С. Фугитивность кислорода (fO_2) оценивается экспериментально и расчетным путем в 10^{-19}—10^{-15} Па.

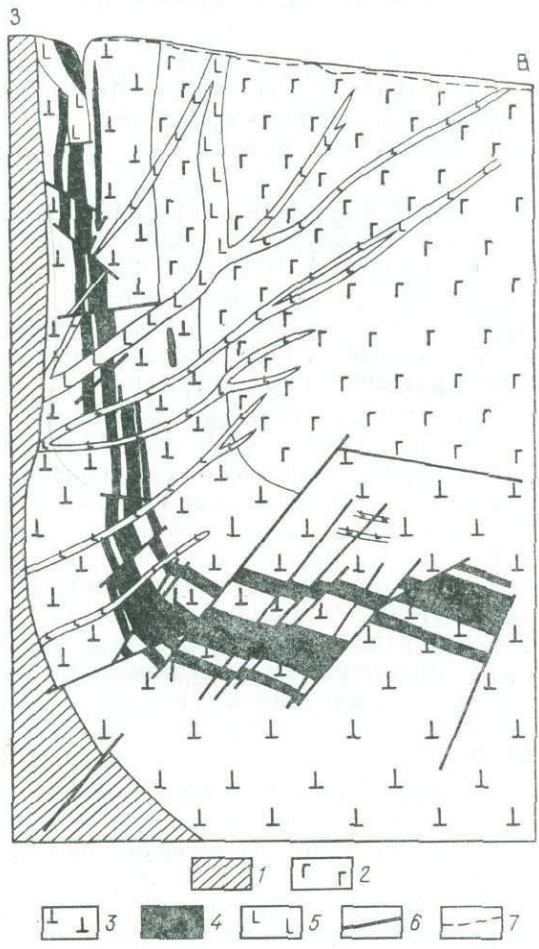


Рис. 20. Разрез Главного Сарановского хромитового месторождения. *По материалам Сарановской ГРП.*

1 — кристаллические сланцы; *2* — габбронориты; *3* — перидотиты; *4* — хромитовые руды; *5* — габбродиабазы, порфириты; *6* — тектонические нарушения; *7* — граница рыхлых отложений

Величины T падают, а fO_2 — растут вверх по разрезу стратиформных комплексов, в меньшей степени — к периферии по латерали пластов.

С тектоно-магматической активизацией связаны изменения первичных условий залегания и морфологии стратиформных массивов и ме-

таморфизм пород и руд, достигающий амфиболитовой — гранулитовой фаций. Стратиформные комплексы приобретают несвойственные им черты — крутое залегание, складчатые формы, блоковое строение (рис. 20).

ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Глобальные и региональные закономерности размещения

Массивы ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации являются частью офиолитовых серий, объединяющих ультрабазиты, базиты, недифференцированные вулканиты типа толеитовых базальтов и преимущественно кремнистые осадки (офиолитовая триада Штейнмана).

Геотектонические и петрологические проблемы генезиса дунит-гарцбургитовой формации, остро дискутируемые в течение последних 20 лет (Г. Хесс, Н. Боуэн, Т. Тейер, Ю. М. Шейнманн, А. Рингвуд, Д. Грин, Н. Д. Соболев, А. В. Пейве, Н. В. Павлов, С. В. Москалева и др.), благодаря достижениям теоретической и прикладной геологии, связанным прежде всего с развитием тектоники литосферных плит и геологического картирования, получили существенное развитие, хотя и в настоящее время разрешены не полностью.

По современным представлениям, основанным на исследованиях Р. Дитца, Г. Хесса, Ф. Вайна, А. В. Пейве, Р. Колмана и др., офиолитовые серии — характерная субслоистая ассоциация базитов и ультрабазитов, в полном разрезе которых выделяются следующие типы пород или комплексы (снизу вверх): 1) ультрабазитовый, состоящий из гарцбургитов и (или) лерцолитов и подчиненных дунитов и пироксенитов (дунит-гарцбургитовая формация), обычно обладающих структурами тектонитов; 2) габброидный, содержащий кроме габброидов также ультрабазиты — дуниты, верлиты, пироксениты и иногда плагиограниты, с характерными кумулятивными текстурами и структурами; 3) базальтов — кератофиров — комплекс параллельных даек основного состава; 4) основных вулканитов, сложенный обычно подушечными лавами.

С офиолитовыми сериями ассоциируют перекрывающие их пелагические (карбонатно-)-глинисто-кремнистые осадки и натровые кислые породы (интрузивные и эффузивные). Данные серии представляются полигенными, поскольку между отдельными комплексами, формирующими их, отсутствуют прямые связи (за исключением двух верхних). Комплексы базитов рассматриваются как продукты парциальных выплавок мантии, а ультрабазитовый — как более древний мантийный рестит.

Офиолитовые серии формируются в участках земной коры океанического типа — срединно-океанических и периокеанических рифтах на поверхности мантии Земли, где они могут находиться в ненарушенном залегании в указанной выше последовательности и иметь мощность до 16 км. В континентальной коре офиолиты локализуются в глобальных поясах, слагая тектонические покровы, образованные при горизонтальных перемещениях пластин океанической коры в зонах взаимодействия литосферных плит, и в дальнейшем вовлекаются в орогенные процессы, участвуя в них как пассивные тела наравне с вмещающими породами. Площадь офиолитовых комплексов на континентах достигает 30 тыс. км^2 (Семаил, Оман). Области проявления офиолитов на континентах отражают последовательную эволюцию рифтовых зон

океанов, прошедших стадии срединно-океанических хребтов, островных дуг и складчатых областей.

Офиолиты формируются на всем протяжении геологической истории — от архея до четвертичного периода. Современные области развития офиолитов на континентах отвечают молодым островным дугам и складчатым областям разного возраста, в том числе древним. Допалеозойские офиолиты в силу многократных преобразований в современных структурах представлены фрагментарными поясами в щитах платформ (Южно-Африканский, Индийский, Украинский и др.) и складчатых областях. Фанерозойские офиолиты локализованы в нескольких глобальных поясах, трассирующихся через континентальные плиты или по их окраинам и аналогичных современной глобальной системе рифтов: в Аппалачском и Урало-Монгольском (PZ), Карибско-Альпийско-Гималайском (MZ), Циркум-Тихоокеанском (KZ). Наиболее молодые палеогеновые офиолиты наблюдаются в молодых островных дугах Тихого океана. Масштаб проявления офиолитов находится в связи с возрастом их стабилизации на континентальных окраинах и интенсивностью орогенных процессов.

Региональные закономерности размещения массивов дунит-гарцбургитовой формации определяются структурой складчатых областей, в которых ультрабазиты участвуют как компоненты пассивных офиолитовых серий, почему они и называются альпинотипными. В фанерозойских складчатых областях они локализуются обычно в линейных зонах по границе складчатой области с платформой и вблизи границ структур II порядка, вытянутых на десятки — сотни, реже — тысячи километров. Наиболее протяженны перикратонные пояса, в которых по геофизическим данным предполагаются почти непрерывные цепи ультрабазитов.

Во фронтальной части офиолитовых поясов массивы ультрабазитов размещены на слабометаморфизованных платформенных осадках, часто залегают полого и приурочены к наиболее опущенным частям структур или крыльям поднятий. Во внутренних частях складчатых поясов ультрабазиты развиты близ границ позитивных и негативных структур высоких порядков, образуя линейные или полукольцевые зоны, в которых массивы приобретают наклонное или крутое падение, что создает видимость их связи с зонами глубинных разломов. В докембрийских складчатых областях массивы ультрабазитов обрамляют гранитогнейсовые купола, залегая в основании супракрустальных зеленокаменных серий.

Хромитовое оруденение присутствует во всех возрастных группах ультрабазитов, включая ультрабазиты современных срединно-океанических хребтов. Более низкая хромитоносность древних ультрабазитов по сравнению с фанерозойскими объясняется пострудным метаморфизмом.

Основные черты геологического строения и условия формирования

Массивы ультрабазитов сложены перидотитами и эпигенетичными по отношению к ним жилообразными телами дунитов, несущих хромитовое оруденение, и подчиненных пироксенитов. Дунитовые и хромитовые тела конформны и дискордантны структуре перидотитов, фиксирующей пластинообразную форму массивов.

Данные полевой геологии, экспериментальной и теоретической петрологии позволяют в рамках магматического этапа формирования ультрабазитов выделить две стадии: 1) магматическую — образования ини-

циальных перидотитов, 2) регрессивную автореакционную постмагматическую — образования дунитов с сопутствующим им хромитовым оруденением и комплементарных пироксенитов. Перидотиты являются высокотемпературными образованиями умеренных глубин и восстановительных условий. Температура их солидуса оценивается в 1100—1300 °С. Смена позднего кремнекислого парагенезиса перидотитов (пироксен+хромшпинелид) более основным парагенезисом дунитов и руд (оливин+хромшпинелид) отражает инверсию основности — кремнекислотности.

Породы второй стадии рассматриваются как продукты регрессивного автореакционного замещения перидотитов под влиянием постмагматических флюидов, в соответствии с представлениями Д. С. Коржинского, А. А. Маракушева и других исследователей о восходящих потоках трансмагматических флюидов. Восстановительный характер флюидов (преобладание H_2, CH_4) препятствует хромитообразованию на ранних стадиях вследствие резко оксифильного характера хрома, способствуя накоплению рудного вещества. Хромитообразование возможно при окислении восстановленных флюидов, для чего необходим спад давления и температуры, который вызовет переход надкритического флюида в расплав — раствор и разгрузку его в благоприятных структурах. Процесс описывается реакциями: 1) пироксен$_1$→оливин$_2$+шпинель$_2$+SiO_2; 2) SiO_2+оливин$_1$→пироксен$_2$. Это соответствует схеме кислотно-основной эволюции постмагматических растворов Д. С. Коржинского с последовательно сменяющимися стадиями: 1) ранней щелочной — базификации, осаждения оснований (магния — в зонах оливинизации, хрома и алюминия — в рудных телах); 2) кислотной — дебазификации, выщелачивания оснований (пироксенизации).

Образование хромитовых руд отвечает заключительному этапу ранней щелочной стадии. По совокупности данных хромитовые руды формируются при сочетании процессов замещения и выполнения путем одноприемной и эвтектоидной кристаллизации и ликвации, а дуниты и пироксениты — путем твердофазового замещения. Наблюдается рост fO_2 (в Па) от $10^{-21,5}$ в конечную стадию кристаллизации перидотитов до $10^{-20,5}$ при формировании дунитов и $10^{-18,2}$ — хромитовых руд (расчетные цифры по методу Т. Ирвина). Глубина формирования шпинельсодержащих ультрабазитов, по экспериментальным данным Д. Грина, А. Рингвуда, Б. Майзена и других исследователей, — 7—40 км. Исходя из положения астеносферы в океанических рифтах и максимальной мощности ультрабазитов офиолитовых комплексов, указанные выше глубины следует ограничить снизу 25—30 км.

Процесс становления дунит-гарцбургитовой формации отвечает периоду спрединга, когда последовательно формируются инициальные перидотиты, а затем по системе тектонически ослабленных зон, обусловленных растяжением, — хромитоносные дуниты.

Хромитовое оруденение

Главный промышленный тип хромитового оруденения офиолитовых комплексов — постмагматическое автореакционное оруденение дунит-гарцбургитовой формации. Петрографический и структурный факторы его локализации определяются приуроченностью к линейным зонам повышенной трещиноватости перидотитов, где формируются жилообразные хромитовые тела как сопутствующее оруденение эпигенетических дунитов. Рудным полем является весь массив или часть его. В преде-

лах рудных полей выделяются рудные узлы или рудоносные зоны, состоящие из отдельных рудных залежей или их групп. Простирание рудоносных зон хромитов обычно субпараллельно плоскостной текстуре перидотитов, хотя возможны и другие соотношения.

Оруденение концентрируется в линейных зонах повышенной трещиноватости верхних горизонтов ультрабазитовых массивов, причем рудолокализующие системы трещин диагональны и субсогласны плоскостным текстурам перидотитов, а рудные столбы, сформированные на пересечении разноориентированных трещин, преимущественно пологие. В континентальной коре позиция рудолокализующих трещин и рудоносных зон трансформируется, сохраняя первичные соотношения с плоскостными текстурами перидотитов. Характерны сложная жилообразная форма рудных тел (жилы, столбы, линзы, реже гнезда) и высокая изменчивость морфоструктурных параметров.

Размеры рудных тел варьируют от мелких до очень крупных, протяженность которых превышает 2000 м, ширина достигает первых сотен метров, мощность — 150 м. Обычно же мощность рудных тел несколько метров, реже десятки метров; мощность рудоносных зон — первые сотни метров, протяженность их может быть региональной в пределах массива. Масштаб месторождений — от преобладающих мелких и средних до уникальных, содержащих более 200 млн. т руды. Густота вкрапленности хромшпинелида варьирует от убогой до сплошной, а размер зерен при этом — от мелких до крупных и гигантских. Развиты полосчатые и блоковые макроструктуры.

По содержанию хромшпинелида руды делятся на два естественных типа — богатые и бедные, граница между которыми отвечает примерно 50 % хромшпинелида, а модальные содержания — соответственно 80 и 10 %. По содержанию Cr_2O_3 указанная граница варьирует в зависимости от состава хромшпинелида. Рудный хромшпинелид относится к двум дискретным типам — высоко- и низкохромистому (высокоглиноземистому) [30, 47] с модальными содержаниями окиси хрома 55—60 % и 32—37 % (табл. 7). А. Г. Бетехтиным, Г. А. Соколовым, Н. В. Павловым, Т. Тейером и другими исследователями установлена смена высокохромистых руд высокоглиноземистыми вверху по разрезу массива. В высокохромистых рудах с увеличением густоты вкрапленности хромшпинелид обогащается хромом и магнием.

Офиолитовые комплексы могут содержать также два других типа хромитового оруденения: 1) шлиро-линзообразные тела магматических руд в форелленштейнах, перекрывающих ультрабазиты; 2) шлиро-гнездо-жилообразные тела метасоматических руд в породах пироксенит-дунит-перидотитовых комплексов, переходных между дунит-гарцбургитами и габброидами. Оруденение локализуется в зонах мощностью до нескольких сотен метров, состав руд в форелленштейнах среднехромистый — высокоглиноземистый повышенной железистости, в ультрабазитах — высоко-низкохромистый (хромит-хроммагнетит). Следует отметить сходство хромитового оруденения форелленштейнов с оруденением сарановского подтипа стратиформных месторождений.

Уникальные месторождения рассматриваемой формации находятся в Кемпирсайском массиве. По данным Н. В. Павлова, М. Ф. Шульгина и других исследователей, оруденение локализуется в крупных дунитовых обособлениях среди перидотитов глубоких горизонтов массива (Главное, или Южно-Кемпирсайское рудное поле) и в мелких дунитовых телах более высоких стратиграфических горизонтов. Главное рудное поле сложено высокохромистыми рудами, остальные — высокогли-

Таблица 7

Состав рудных хромшпинелидов альпинотипных ультрабазитовых массивов, %

Компоненты	Вмещающие породы									
	Дуниты дунит-гарцбургитовой формации						Форелленштейны	Пироксонит-дунит-перидотитовый комплекс		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	0,23	1,47	0,74	—	0,32	0,52	—	—	2,57	2,09
TiO_2	0,29	0,52	—	—	0,13	0,63	0,30	—	0,50	1,23
Al_2O_3	8,50	32,82	6,0	33,1	13,77	30,37	33,03	2,2	15,41	12,43
Cr_2O_3	62,33	32,67	64,8	31,3	56,89	35,60	34,99	58,7	30,53	22,19
Fe_2O_3	2,89	4,20	3,6	4,75	1,27	3,65	1,77	7,2	18,28	26,45
FeO	10,14	11,60	9,5	10,85	13,44	13,04	16,08	24,8	23,68	29,92
MnO	0,16	0,13	—	—	0,17	0,15	0,15	—	0,27	0,29
MgO	15,60	16,62	15,1	17,0	14,42	16,14	13,68	7,1	8,75	5,02
CaO	—	0,10	—	—	0,12	0,28	—	—	0,10	Не обн.
V_2O_5	0,11	0,07	—	—	—	—	0,03	—	0,16	0,22
NiO	0,12	0,08	—	—	—	—	0,11	—	—	—
Сумма	100,37	100,28	99,7	100,0	100,21	100,38	100,00	100,00	100,25	99,87
Cr_2O_3/FeO	4,9	2,1	5,1	2,07	3,90	2,2	1,98	1,87	0,76	0,41
f	32,7	40,0	26,7	32,9	35,9	36,0	40,7	71,8	77,6	89,5

Примечание. Образцы 1—2 — СССР, Кемпирсайский массив, Южный Урал (1 — месторождение Алмаз-Жемчужина, Главное рудное поле, 2 — проявление Ивановское, Тагашасайское рудное поле, по Н. В. Павлову и др.); 3—4 — Филиппины, комплекс Замбалес (3 — месторождение Палаван, по Т. Тейеру, 4 — месторождение Мэзинлок, по В. Столлу); 5—6 — Куба (5 — массив Маяри-Баракоа, месторождение Каледония, по Т. Тейеру, 6 — массив Камагуэй, месторождение Гиллермина, по Р. Стивенсу); 7—10 — СССР (7 — Кемпирсайский массив, Степнинское рудное поле, проявление 17, по Н. В. Павлову и др.; 8—10 — Красногорский массив, Чукотка, по Т. А. Смирновой).

ноземистыми. Общее число известных в Кемпирсайском массиве месторождений и проявлений более 160, из них около 40 промышленных месторождений. Все разведанные запасы сосредоточены в Главном рудном поле (рис. 21), причем 98,5 % их заключены в нескольких месторождениях, а два самых крупных концентрируют соответственно около 50 и 30 % запасов. Размеры наиболее крупных месторождений достигают 3000×630×150 м. Крупные тела имеют типичную форму жил-столбов с соотношениями параметров от 1 : 8 : 85 до 1 : 4,6 : 34 (Миллионное, Алмаз-Жемчужина — рис. 22, XX лет КазССР). Наряду с ними известны линзообразные тела с соотношениями параметров 1 : 7 : 9 (Спорное и др.).

В Рай-Изском массиве хромиты размещены в центральных частях маломощных дунитовых тел или в локальных зонах более крупных тел, в пределах рудоносной зоны в 2—3 км от кровли массива. Рудные тела представлены преимущественно маломощными крутопадающими жилами с пологим склонением, образованными тремя главными рудолокализующими системами.

Наиболее крупное месторождение высокоглиноземистых хромитовых руд — Мэзинлок офиолитового комплекса Замбалес (о. Люсон, *Филиппины) локализовано, по данным Р. Столла, М. Бриннера,* в дунитах в 100—200 м ниже контакта их с перекрывающими габбро-норитами. *Среди нескольких тел этого месторождения выделяется по размерам* тело Кото — его параметры 600×300×80 м.

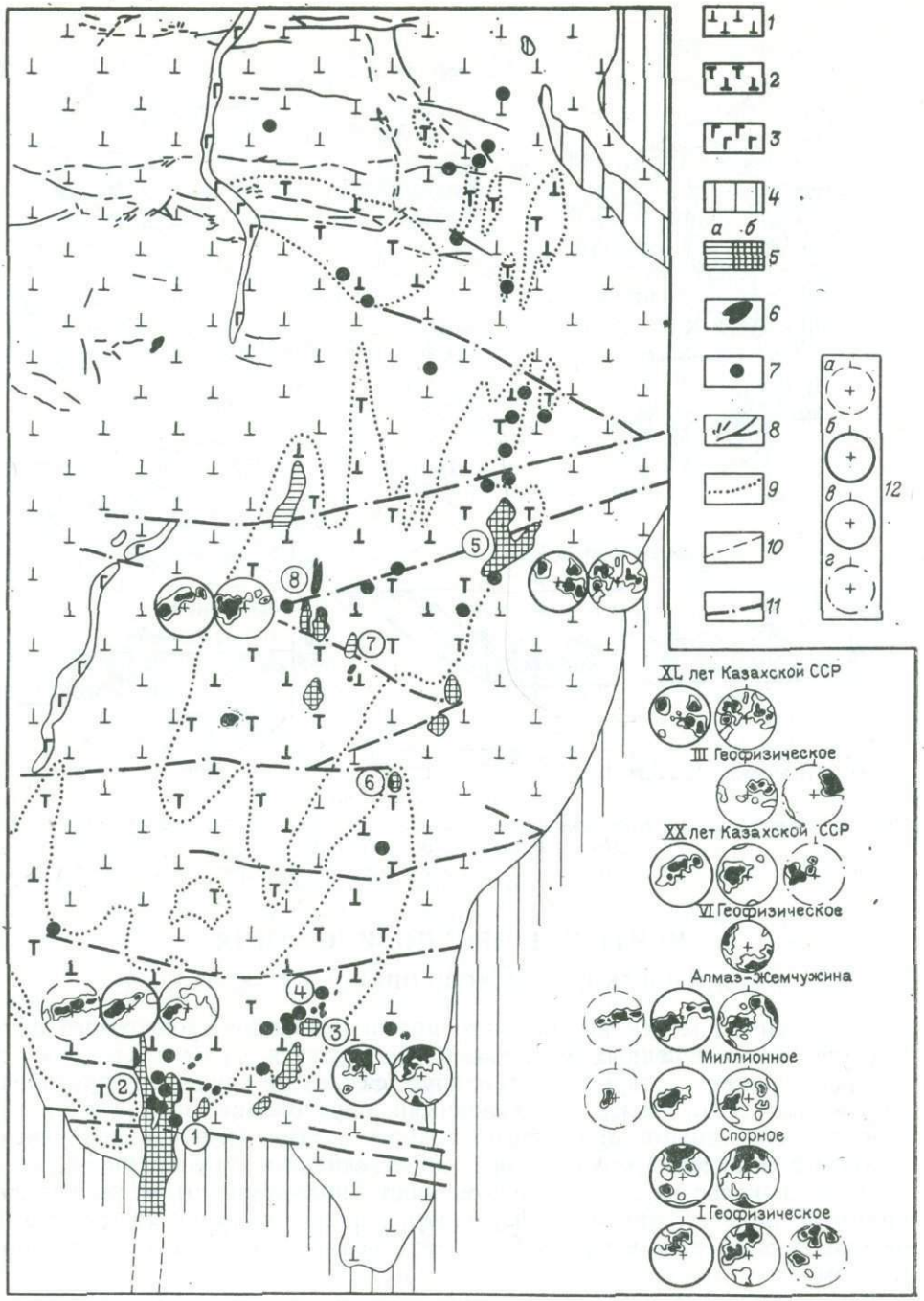


Рис. 21. Геологическая карта Южно-Кемпирсайского рудного поля *(по М. Ф. Шульгину, Е. П. Степанову, Г. П. Самсонову)* со структурными данными *(по Т. А. Смирновой, Е. В. Доронкину, Н. Е. Никольской)*.

1 — гарцбургиты с резко подчиненными дунитами; *2* — дуниты с подчиненными гарцбургитами; *3* — габбро-амфиболиты; *4* — вмещающие породы; *5—6* — хромитовые месторождения крупные и уникальные: *5* — скрытые (*а* — бедные руды, *б* — богатые), *6* — обнаженные; *7* — рядовые месторождения и проявления; *8* — дайки габбродиабазов; *9* — границы петрографических разностей ультрабазитов; *10* — контуры рудных тел, предполагаемые по геолого-геофизическим данным; *11* — тектонические нарушения; *12* — структурные диаграммы (на карте помещены сводные диаграммы рудных узлов, за ее пределами — месторождений): *а* — контактов дунитовых тел, *б* — хромитовых прожилков в дунитах, *в* — контактов рудных тел, *г* — рудной полосчатости. Хромитовые месторождения: 1 — Алмаз-Жемчужина, 2 — Миллионное, 3 — Спорное, 4 — I Геофизическое, 5 — XL лет КазССР, 6 — VI Геофизическое, 7 — III Геофизическое, 8 — XX лет КазССР

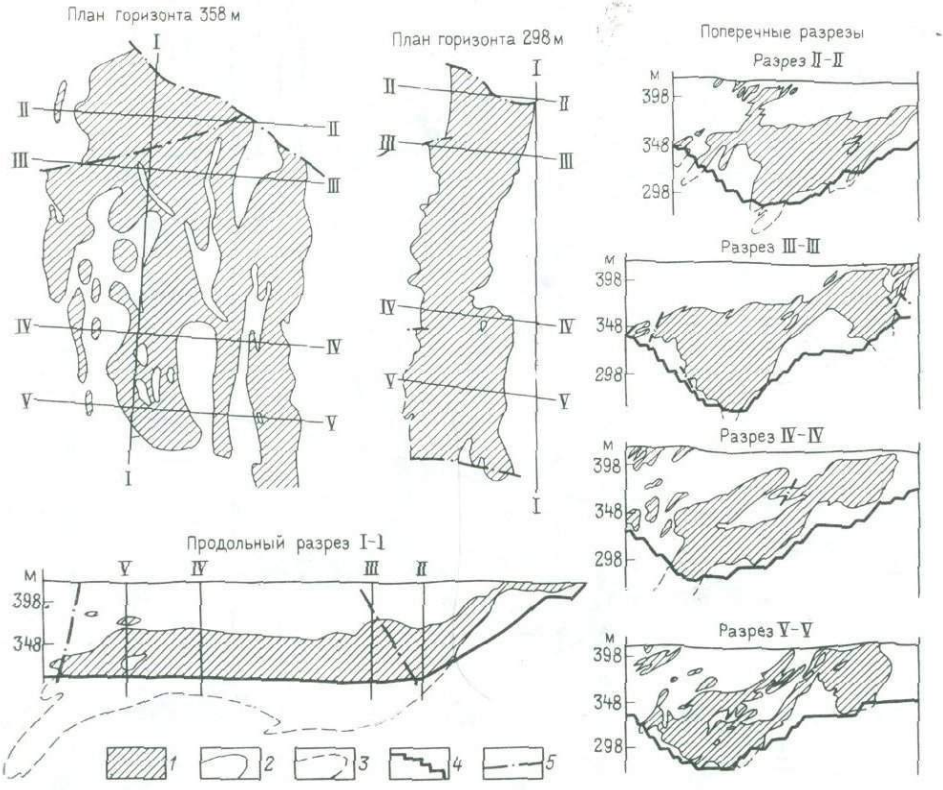


Рис. 22. Морфология месторождения Алма-Жемчужина в отработанных контурах. *По материалам Донского ГОКа.*

1 — хромитовые руды; границы рудных тел: 2 — в отработанных контурах, 3 — в неотработанных; 4 — контуры карьеров; 5 — разломы

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

Геологические основы научного прогнозирования хромитового оруденения промышленных масштабов базируются на закономерностях его размещения, которые контролируются двумя группами факторов, определяющихся, во-первых, условиями образования оруденения, во-вторых, пострудными процессами, которые могут изменить первичные условия локализации оруденения и обусловливают его сохранность (количества и качества). Эти закономерности позволили выделить четыре промышленные хромитовые формации, характеризующиеся связью с определенными геотектоническими процессами и геологическими формациями.

Региональные критерии прогнозирования хромитоносности базируются на теоретических предпосылках возникновения промышленного хромитового оруденения в потенциально хромитоносных формациях, занимающих определенную геотектоническую позицию.

Формационный критерий определяется связью хромитового оруденения с эндогенными магматическими формациями базит-ультрабазитов: гарцбургит-ортопироксенит-норитовой и дунит-гарцбургитовой и экзогенными формациями кор выветривания и россыпей, образованных преимущественно за счет первичных рудоносных формаций.

Геотектонические критерии проявления эндогенных хромитоносных формаций базит-ультрабазитов определяются связью их с глобальными проницаемыми зонами — разломами, рифтами — соответственно континентальных и океанических плит.

Гарцбургит-ортопироксенит-норитовая формация проявлена в зонах разломов маломощных континентальных плит — преимущественно архейско-протерозойских протоплатформ и локализована на границе фундамента и чехла платформ (массивы не прослеживаются по всей длине внутрикратонных разломов, а приурочены к их наиболее ослабленным участкам — сочленению разноориентированных разломов, сводам региональных поднятий). Во втором типе структурных провинций— фанерозойском складчатом обрамлении платформ — связь с региональными разломами не усматривается.

Дунит-гарцбургитовая формация образуется в рифтовых зонах океанов, где она слагает основание субслоистых офиолитовых серий и трассируется, по-видимому, по всей длине рифтов, а в континентальной коре проявлена аллохтонами на шельфе континентальных окраин, перекрытыми пелагическими осадками.

Следует подчеркнуть вызванное последующей геотектонической эволюцией возможное отличие современных структур размещения потенциально хромитоносных объектов от тех, в которых они образовывались. Это прежде всего относится к ультрабазитам офиолитовых комплексов, которые размещены в последовательно эволюционирующих структурах — от современных молодых (окраинно-океанических) островных дуг до древних складчатых областей фундамента платформ, где они залегают в основании супракрустальных зеленокаменных серий. В свою очередь, эволюция древних платформ, где формируются стратиформные базальтоиды, и наращивание их фундамента за счет чехла искажают первичную позицию массивов, которые оказываются расположенными внутри фундамента платформ близ границы древнего катархейского и архейского комплексов.

Геотектоническая эволюция в конечном счете приводит к размещению хромитоносных массивов и первой, и второй формаций, слагающих первоначально глобальные пояса, в постумных структурах высоких порядков и фрагментарности их проявления (конкретно это рассмотрено при описании формаций).

По этой же причине возможно совмещение в одних и тех же структурно-формационных зонах различных рудоносных формаций, образованных в принципиально отличных геотектонических позициях. Так, в фундаменте платформ могут быть размещены доорогенная дунит-гарцбургитовая формация и посторогенная гарцбургит-ортопироксенит-норитовая (например, в Южно-Африканском щите, где раннеархейские супракрустальные породы с метаморфизованными офиолитами Селюкве интрудированы раннепротерозойским стратиформным комплексом Великой Дайки). Обоснованное прогнозирование хромитоносности требует палеотектонических реконструкций для выявления ситуаций, в которых могли проявиться потенциально хромитоносные формации.

Локальные критерии поисков и оценки хромитового оруденения определяются конкретными петрографическими, структурными, петро-геохимическими, минералогическими и геоморфологическими признаками, позволяющими прямо или косвенно определить место локализации оруденения, оценить его состав и, в благоприятной ситуации, — количество. Прямые признаки хромитового оруденения — коренные и элювиально-делювиальные проявления, следы бывших горных выработок. Находки

хромшпинелидов в шлихах не указывают на наличие оруденения, поэтому шлиховой метод для поисков хромитов неприменим. Остальные критерии являются косвенными и, кроме геоморфологического, носят частный характер для каждой из рудных формаций, в связи с чем целесообразно рассмотреть их отдельно.

Структурно-петрографические критерии определяются локализацией промышленного хромитового оруденения в определенных рудоносных петрографических фациях, занимающих закономерную позицию в рудоносных массивах.

Для гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации петрографический критерий заключен в приуроченности оруденения к дунит-анортозитовым разностям пород магматической стадии, а структурный — в размещении рудоносных петрографических фаций с пластами хромититов в нижних горизонтах стратиформных массивов. По петрографическому и структурному критериям возможно прогнозировать вероятное присутствие хромитовых пластов в определенных частях разреза стратиформных комплексов, а также вероятный состав оруденения и его изменчивость (исходя из корреляции с петрографическим типом пород, положением оруденения в вертикальном разрезе рудоносной толщи). Петрохимический и минералогический критерии проявлены в высокомагнезиальном и низкокальциевом составе рудоносных пород, содержащих ортопироксен. Богатые кальцием породы с клинопироксеном не несут хромитового оруденения и обычно не содержат даже акцессорного хромшпинелида. Исходя из указанных критериев, задача прогнозирования местоположения и состава оруденения в стратиформных гарцбургит-ортопироксенит-норитовых массивах не представляет особой сложности.

Для дунит-гарцбургитовой формации петрографический критерий определяется приуроченностью оруденения к дунитам постмагматической стадии, а структурный критерий — его локализацией в верхних частях массивов (на глубине до 2—4 км от их кровли) в линейных рудоносных зонах повышенной трещиноватости, где формируются жилообразные хромитовые тела как сопутствующее оруденение дунитов. Минералогические и петро-геохимические критерии локализации руд проявлены околорудными зонами дунитов, отличающихся по составу от дунитов, удаленных от рудных тел. В околорудных дунитах к контакту с хромитовыми залежами отмечаются уменьшение железистости, содержаний марганца и кобальта, рост никеленосности; изменения достигают трехкратных относительно фоновых разностей дунитов. Это связано с изменением состава оливина. Те же тенденции, а также рост содержания хрома за счет алюминия проявлены в акцессорном хромшпинелиде. Геохимический сдвиг возрастает с изменением соотношения мощностей дунитов и руд в пользу последних и густоты вкрапленности хромшпинелида. Мощность околорудных дунитов, однако, очень мала — несколько дециметров, реже — метров, даже около крупных рудных тел, что ограничивает или затрудняет возможности использования этого признака в поисковых целях. Высокомагнезиальный состав околорудных дунитов наследуется пострудными гидротермальными и гипергенными процессами: при ранней лизардитизации за счет них возникают бруситовые серпентиниты, а в гипергенных условиях за счет брусита — пироаурит, придающий породе светлую (фисташковую, яблочно-зеленую) окраску. Осветленные оторочки рудных тел традиционно используются как вторичный поисковый признак. Более широкие ореолы сопряженного изменения сидерофильных элементов, контрастно распределенных между породой и рудой, и некоторых халькофильных (Cu, Zn, Pb) так-

же неприменимы в поисковых целях вследствие малого сдвига содержаний.

Рудные тела могут сопровождаться сульфидной минерализацией, развитой обычно не в непосредственном контакте с ними, а на некотором удалении (метры — десятки метров). Сульфиды представлены главным образом пентландитом и пирротином, реже — пиритом, халькопиритом и некоторыми другими минералами, которые замещаются ковеллином, халькозином и самородной медью, при резком преобладании последней. Содержание их достигает 150 г/т. Образование сульфидов связано с перераспределением вещества при оливинизации гарцбургитов.

Минералого-петрографические критерии позволяют также оценить состав рудного хромшпинелида потенциально возможного оруденения и прогнозировать его изменение. Перспективная оценка качества предполагаемых руд возможна по составу акцессорных хромшпинелидов, а также железистости, отношению хрома к алюминию и содержанию кальция в породах. Состав и промышленный тип оруденения могут прогнозироваться и по величине эрозионного среза массива. В верхних горизонтах, до глубины первые сотни метров от кровли массива, обычно размещаются высокоглиноземистые руды, ниже — высокохромистые. Дополнительным критерием такой оценки может служить дайковый комплекс офиолитовых габбродиабазов, порфиритов, долеритов. Он развит в верхних горизонтах массивов, где присутствуют высокоглиноземистые руды (дайки габбродиабазов в Кемпирсайском массиве, долеритовые дайки массива Мэзинлок на Филиппинах). В более глубоких горизонтах с высокохромистыми рудами дайковый комплекс обычно отсутствует.

Геоморфологическим критерием возможного наличия хромитовой залежи нередко являются отрицательные формы рельефа над ними, обусловленные большей хрупкостью хромита по сравнению с вмещающими породами.

Критерии сохранности оруденения определяются характером и масштабом развития пострудных тектонических и метаморфогенно-метасоматических процессов. Постинтрузивный низкотемпературный метасоматоз ультрабазитов проявлен преобладающей серпентинизацией лизардитового типа (лизардит-магнетитовый парагенезис в стратиформных массивах и безмагнетитовый — в альпинотипных), которая не вызывает изменения качества руд, но искажает магнитные свойства пород.

Изменение состава руд при прогрессивном региональном или локальном метаморфизме в условиях высокого fO_2 характеризуется единой тенденцией перераспределения компонентов между хромшпинелидом и силикатами — замещением хромшпинелида магнетитом или переходными к нему разностями ферришпинелидов и перераспределением в силикаты части хрома, алюминия и магния. Силикатами (хлоритом) может быть замещен и хромшпинелид. Качество руд ухудшается до возможной потери промышленной ценности. Возникающие при этом парагенезисы руд аналогичны парагенезисам пород в соответствующих зонах метаморфизма. В условиях низкого fO_2 хромит не метаморфизуется. Массивам древних эвгеосинклиналей и платформ, претерпевшим неоднократную тектоно-магматическую активизацию, свойственна в целом наиболее низкая сохранность оруденения. Однако и в таких областях может сохраниться промышленное оруденение. Примером являются разрабатываемые месторождения группы Селюкве Южно-Африканского щита в нацело оталькованных и карбонатизированных ультрабазитах AR_1. Площади метаморфогенно измененных ультрабази-

тов не могут исключаться из числа перспективных до тех пор, пока не установлена степень преобразования заключенного в них оруденения.

Пострудные тектонические процессы могут привести к изменению и усложнению формы и условий залегания рудных тел. Внедрение дайковой серии вызывает разубоживание руд и замещение их приконтактовыми и жильными метасоматитами. Роль пострудной тектоники в локализации альпинотипных хромитовых месторождений, как показывает практика, в большинстве случаев необоснованно преувеличивается. Сложный ступенчатый характер контактов рудных залежей и резкая изменчивость условий залегания на коротких расстояниях как по простиранию, так и особенно по падению и склонению являются первичными. Вместе с тем на отдельных месторождениях или их участках пострудная тектоника может быть развита достаточно интенсивно.

Гипергенные процессы могут быть проявлены в образовании хромитовых сапролитов, рыхлых и порошковатых руд в условиях латеритного выветривания, а также в разубоживании руд в зоне развития инфильтрационных процессов. В целом постинтрузивный этап чаще ограничен зеленосланцевым метаморфизмом руд и пострудной тектоникой.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

Основой применения геофизических методов, позволяющих решать широкий круг задач при прогнозировании, поисках и оценке хромитового оруденения, является аномальный характер физических полей, создаваемых породами хромитоносных объектов, а в их пределах — рудовмещающими породами и хромитовыми рудами, обусловленный как первичными физическими свойствами, так и спецификой развития наложенных процессов.

Зарекомендовавшие себя применительно к хромитам методы гравиметрии разработаны В. И. Сегаловичем [37] и другими исследователями, ядерно-геофизические — В. Ф. Караниколо и И. И. Фельдманом, акустический — Л. С. Прицкером; сейсмический метод разрабатывается Л. А. Певзнером и В. Н. Циммером.

Прямой критерий наличия хромитовых руд — положительные гравитационные аномалии (Δg) интенсивностью $0{,}1—2\times10^{-5}$ м/с^2, функционально связанные с параметрами хромитовых залежей (табл. 8). Они сопровождаются обычно отрицательными магнитными аномалиями ΔZ и повышенными скоростями упругих волн (V_p), в отличие от «безрудных» аномалий, сопровождающихся отрицательными аномалиями ΔZ и V_p. Косвенно по гравиметрическим данным выявляются: рудные поля и рудоносные участки — положительными аномалиями Δg; погребенные потенциально хромитоносные массивы, их морфология и структура — стратиформные — по локальным положительным аномалиям; альпинотипные — по высокому градиенту Δg и локальным аномалиям, положительным или отрицательным.

Магнитные аномалии могут быть использованы в качестве прямого поискового признака только при неглубоком (до 10 м) залегании рудных тел; обычно наблюдаются отрицательные аномалии на стабильном фоне интенсивностью $(50—150)\cdot10^{-4}$ А/м, очень редко — положительные на знакопеременном фоне. Косвенным признаком могут служить локальные околорудные зоны повышенной намагниченности, в 3—5 раз превосходящие мощность ожидаемой рудной залежи, характеризующиеся одновременно локальными отрицательными аномалиями Δg и низкими значениями V_p. Косвенно по магнитным данным

выявляются, кроме того, рудные поля и узлы по повышенным на (300—800)·10^{-4} А/м средним значением поля, а также структуры массивов.

По предварительным данным, прямыми признаками хромитоносности являются аномалии сейсмических полей: понижение на 1000—2000 м/с значений V_p, повышенное в 2—5 раз затухание волн в замкнутых локальных объемах, соизмеримых с объемами хромитовых залежей. Косвенные сейсмические признаки хромитоносности следующие: нарушение формы отражающих границ (кажущееся воздымание), связанное со снижением скорости проходящих отраженных волн; понижение значения V_p и увеличение затухания в объемах, близких предполагаемым объемам околорудноизмененных пород (эффективность этого признака повышается в сочетании с гравиразведкой). Сейсморазведка позволяет также отбраковывать положительные гравитационные аномалии нерудной природы (вызванные неровностями рельефа коренных пород, кровли и подошвы ультрабазитов, плотностными неоднородностями пород).

Хромитовые тела создают акустические аномалии, в 2—4 раза превышающие фон серпентинизированных ультрабазитов. Межскважинное прозвучивание (МП) позволяет однозначно локализовать хромитовые залежи в заскважинном пространстве, определять их морфологию, коррелировать рудные подсечения.

Хромитовые руды выявляются по комплексу параметров, получаемых ядерно-геофизическими методами каротажа — ЯГМК (НГК—С, ГГК—С, ГГК—П, НК—Н), что позволяет определить положение рудных залежей, оценить их состав и параметры в разрезах скважин с точностью, необходимой для подсчета запасов.

При первостепенном значении гравиметрического метода для прогнозирования и поисков хромитового оруденения выявление гравиметрических аномалий рудной природы — задача весьма сложная, вследствие как преимущественно слабого характера аномалий, так и одновременного влияния многих гравитирующих факторов, от полноты и точности учета которых зависит эффективность применения гравиразведки.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ И СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Сформулированные поисково-оценочные критерии определяют методы и приемы прогнозирования хромитового оруденения, набор и содержание которых зависят от целей прогнозирования, обусловленных стадийностью работ и состоянием изученности территории, а также геологической специфики рудоносной формации.

Рекомендуется следующий комплекс методов: 1) геотектонический анализ, проводимый с целью выявления благоприятных региональных структур развития рудоносных магматических формаций; 2) формационный анализ базит-ультрабазитов, позволяющий устанавливать среди них потенциально хромитоносные; 3) специализированное структурно-петрографическое картирование, с помощью которого возможно выделение рудоносных фаций, рудоконтролирующих и рудолокализующих структур; 4) комплекс геофизических методов, включающий в качестве основных высокоточную гравиметрию, сейсмометрию с параметрическим и заверочным бурением, магнитометрию, а при детальных работах также скважинные ядерно-геофизические методы каротажа и межскважинное акустическое прозвучивание, позволяющие в совокупности выявлять или уточнять морфологию массивов базит-ультрабазитов, условия их залегания, выделять и оценивать рудоносные зоны, рудные по-

Таблица 8

Соотношения между параметрами хромитовых залежей и гравитационных аномалий, вызываемых ими, на примере одного из массивов (по В. И. Сегаловичу)

Тип руды (объемная масса, т/м³)	Параметры залежей				Глубина залегания, м	Параметры гравитационных аномалий*		
	средние размеры, м							
	длина	ширина	мощность	запасы, млн. т**		интенсивность,** Δg, $1 \cdot 10^{-5}$ м/с²	средние размеры, м	горизонтальный градиент силы тяжести вкрест простирания рудной залежи V_{xz}, Е
Богатые (3,6)	150	50	10	0,1—0,5 / 0,3	0—50	0,3—0,5 / 0,4	200×100	80—120
	200	50	20	0,5—1 / 0,75		0,8—1 / 0,9	300×150	100—250
	200	100	40	1—5 / 3		1,2—1,6 / 1,4	350×250	150—500
	200	50	20	0,5—1 / 0,75	50—300	0,2—0,4 / 0,3	300×75	2—10
	200	100	40	1—5 / 3		0,3—0,60 / 0,45	400×200	5—20
	500	200	50	5—30 / 17,5		0,5—0,75 / 0,62	700×400	10—40
	200	100	40	1—5 / 3	300—600	0,15—0,25 / 0,20	300×200	—
	500	200	50	5—30 / 17,5		0,2—0,6 / 0,40	1000×600	2—5
	1000	300	70	30—100 / 65		0,4—0,8 / 0,6	1800×1200	5—10
	500	100	40	5—30 / 17,5	600—1500	0,1—0,25 / 0,17	2000×1500	—
	1000	300	70	30—100 / 65		0,15—0,5 / 0,32	3000×2000	—
	2000	300	100	100—300 / 200		0,4—0,8 / 0,6	5000×3000	—
Бедные (2,74)	300	100	30	1—5 / 3	0—50	0,2—0,4 / 0,3	300×200	—
	500	300	40	5—30 / 17,5		0,3—0,6 / 0,4	500×400	—
	500	300	40	5—30 / 17,5	50—300	0,15—0,25 / 0,20	600×500	—
	1000	600	40	30—100 / 65		0,2—0,3 / 0,25	2000×1000	—
	2000	600	80	100—300 / 200		0,3—5 / 0,4	4000×3000	—

* От уровня 1/3 максимальных значений.
** В числителе — предельные значения, в знаменателе — средние.

ля и участки, отдельные рудные тела или группы сближенных тел, околорудноизмененные породы; 5) минералого-петрографические и петрогеохимические методы с парагенетическим анализом, применяемые для формационного и фациального расчленения базит-ультрабазитов, изучения состава хромитовых руд; 6) опробование хромитовых руд; 7) горно-буровые работы.

Формационная принадлежность потенциально хромитоносных массивов надежно устанавливается по комплексу геотектонических, геологических и минералого-петрографических признаков, указанных при характеристике рудных формаций. Прогнозирование хромитового оруденения, как и любого другого, сводится к решению трех задач: прогнозированию места локализации оруденения, состава и промышленного типа руд, их количества.

Рассмотрим последовательно пути решения поставленных задач, указав специфику методики прогнозирования для каждой из двух рассматриваемых формаций. Задача прогнозирования места локализации хромитового оруденения достаточно просто решается для формации стратиформных базальтоидов, в которых рудоносные зоны, а внутри них рудоносные горизонты и рудные пласты занимают строго определенное положение в вертикальном разрезе и поэтому легко прогнозируются даже при наличии единичных пересечений (по поверхности или буровыми скважинами), за исключением случаев интенсивного развития пострудной тектоники.

Иначе обстоит дело с прогнозированием места размещения оруденения в массивах альпинотипных ультрабазитов, где оруденение характеризуется чрезвычайно сложными условиями локализации и высокой изменчивостью, вследствие чего прогнозирование и поиски его представляют собой очень сложную задачу, особенно на ранних стадиях геологоразведочного процесса.

В условиях петрографической неоднородности ультрабазитов, отсутствия прямой связи между масштабами развития дунитов и оруденения, нередко малой мощности дунитовых тел, равной или даже значительно меньшей мощности приуроченных к ним рудных тел, их геохимической близости, не позволяющей применять геохимические методы поисков, а также незакономерного размещения оруденения и высокой изменчивости морфоструктурных параметров задача поисков оруденения сводится, по существу, к первоочередному выявлению структурных факторов локализации оруденения — в пределах как массивов, так и рудоносных зон и отдельных дунитовых тел.

Особенности геологического строения массивов двух указанных рудоносных формаций обусловливают и разный подход к применению геофизических методов при прогнозировании хромитоносности. Для формации стратиформных базальтоидов вследствие малой мощности хромитовых пластов и их обычно субгоризонтального залегания прямые поисковые возможности наземных геофизических методов очень ограничены. Для тех из них, которые подверглись тектоно-метаморфической активизации и приобрели наклонное или крутое залегание, при крупномасштабных работах прямым поисковым критерием могут быть магнитные аномалии (отрицательные или положительные — в зависимости от характера и степени метаморфогенных преобразований), позволяющие выявить хромитоносные зоны и отдельные рудные пласты и определить условия их залегания. Напротив, для формации альпинотипных ультрабазитов геофизические методы позволяют решать широкий круг задач как путем локализации рудоносных площадей с разной степенью детальности, так и за счет освещения глубоких горизонтов.

Геологической основой работ поисковой стадии служит геологическое картирование, которое по указанным причинам сводится для стратиформных базальтоидных массивов к корреляции вертикальных разрезов, а для альпинотипных массивов — к изучению внутреннего структурного плана и определению структурных факторов локализации оруденения. Следует подчеркнуть, что задача выделения рудоносных дунитовых фаций в пределах массивов альпинотипных ультрабазитов осложняется присутствием других фаций дунитов или существенно оливиновых пород, образованных при метаморфогенно-метасоматических процессах прогрессивных наложенных стадий. Это дуниты пироксенит-дунит-перидотитовых ассоциаций, апогарцбургитовые (или аполерцолитовые) амфибол- и тальк-оливиновые, аподунитовые и апоперидотитовые антигорит-оливиновые, десерпентинизированные оливиновые и пироксен-оливиновые породы, которые могут быть диагностированы по реликтово-псевдоморфным структурам, типоморфным особенностям минералов. Ошибочная диагностика перечисленных пород (существенно оливиновых) как дунитов и отнесение их к потенциально хромитоносным могут вызвать неоправданные денежные затраты.

При проведении структурных исследований на площади альпинотипных ультрабазитовых массивов необходимо учитывать, что в жильных дунитовых телах развита обычно одна, как правило, конформная система хромитовых жил, в то время как в дунитовых телах сложной формы, образованных по разноориентированным системам ослабленных зон, обычно распространены хромитовые жилы нескольких систем. Особое внимание следует уделять участкам усложнения структурных планов, где возможно возникновение более крупных рудных тел столбообразной формы. Необходимо также иметь в виду, что ориентировка рудной полосчатости конформна контактам рудных тел, и использовать эту особенность как ведущую структурную черту хромитовых месторождений при поисках и прослеживании оруденения. Элементы залегания рудных столбов могут быть установлены при анализе структурных данных по положению полюса структурного пояса, локализующего разноориентированные хромитовые жилы.

Геофизические методы при прогнозировании и поисках хромитового оруденения комплексируются следующим образом.

1. При региональных исследованиях — грави-, магнито-, сейсмометрия (ГСЗ, МОВ, МРВ), применяемые для определения морфологии и структуры массивов, обнаружения погребенных массивов.

2. При поисках — грави-, магнито-, сейсмометрия (МОВ, МРВ), позволяющие детализировать структуры массивов, выявленные рудные поля и крупные месторождения по прямым и косвенным признакам, картировать участки метаморфогенных изменений, ксеногенных пород, крупные тектонические нарушения; сейсмометрия методом МРВ и скважинное сейсмическое профилирование используются для выявления внутренних плотностных неоднородностей, сейсморазведка методом КМПВ — для определения мощности рыхлых отложений с целью внесения поправок в гравитационное поле и установления гравитационных аномалий рудной природы; грави-, сейсмо- (МРВ), магниторазведка применяются для выявления хромитовых месторождений (отдельных крупных тел или группы сближенных), условий их залегания, параметров, морфологии и оценки прогнозных запасов; ядерно-геофизические методы каротажа и магнитный каротаж в скважинах — для обнаружения рудных тел в скважинах, определения их позиции, плотности и состава руд, использования этих данных при подсчете запасов; цели акустического прозвучивания — выявление рудных тел в заскважинном про-

странстве, установление их морфологии, корреляция рудных подсечений; эти данные также учитываются при подсчете запасов.

3. При разведке месторождений — ЯГМК и МП; применение их позволяет на этой стадии работ использовать бескерновое бурение с дополнительной разбуркой рудных интервалов, что дает значительный экономический эффект.

Следует подчеркнуть, что рекомендованный комплекс геофизических методов эффективен только при рациональном их комплексировании и неформальном применении. Сложность геологического строения хромитоносных объектов и широкая изменчивость физических свойств слагающих их пород и руд требуют учета специфики конкретной геологической ситуации на каждом объекте и творческого подхода к выбору наиболее информативных методов, их комплексированию, комплексной интерпретации результатов наблюдений, обоснованному выбору геофизических критериев хромитоносности. Того же требуют соображения экономической эффективности, так как применение геофизических методов, особенно при детальных работах, значительно удорожает их.

Таким образом, рудоносные площади локализуются по совокупности результатов геологического картирования и геофизических работ. Места заложения горных выработок и буровых скважин для прослеживания выявленного или предполагаемого оруденения следует устанавливать, руководствуясь конкретными данными о простирании, падении, склонении рудных тел, а также с учетом параметров, характеризующих залегание рудных тел по совокупности геофизических данных.

Для решения второй задачи — прогнозирования состава и промышленного типа хромитовых руд необходимо: 1) определить валовое содержание полезных компонентов, нормированных компонентов и вредных примесей; 2) выявить химический состав рудного хромшпинелида по групповым пробам и типам руд; 3) на основании полученных данных установить промышленный тип оруденения. Прогнозную оценку необходимо вести по каждому выделенному типу руд с учетом возможности оконтуривания их в естественном залегании. Раздельному учету подлежат: руды разных промышленных типов — содержащие хромшпинелид разного состава, а среди них — удовлетворяющие требованиям промышленности в сыром виде и нуждающиеся в предварительном обогащении. В тех случаях, когда в естественном залегании наблюдается чередование руд разной густоты вкрапленности (богатых и бедных) и безрудных пород, а мощности участков руд разного качества меньше принятой минимально промышленной мощности рудного тела (на месторождениях Кемпирсайского массива 2 м), для разделения богатых, бедных руд и безрудных пород могут быть применены методы предварительного обогащения — сортировки в емкостях и покусковой сепарации с последующим глубоким обогащением лишь части полученных продуктов. Участки, подлежащие предварительному обогащению, следует оконтуривать, запасы в них необходимо подсчитывать отдельно — все это будет способствовать повышению экономических показателей объекта.

До получения результатов анализов хромитовых руд, а также при отсутствии прямых признаков оруденения возможна перспективная оценка его состава, базирующаяся на известной корреляции составов рудного хромшпинелида и акцессориев рудовмещающих пород. Следует учитывать возможное изменение состава руд, зависящее от положения их в разрезе рудоносной зоны, рудного тела, густоты вкрапленности хромшпинелида, а также характера и масштаба пострудных метамор-

фогенно-метасоматических процессов. Последние могут привести к изменению состава руд и в определенных ситуациях утрате ими промышленной ценности. Наиболее распространенное преобразование рудного хромшпинелида и силикатного цемента руд — хлоритизация — вызывает увеличение количества алюминия в валовом составе руды, что может привести к ошибочному отнесению таких разностей к высокоглиноземистым. Чтобы избежать подобной ошибки, необходимо микроскопическое изучение руд в прозрачных шлифах. Участки измененных ультрабазитов (даже высокометаморфическими процессами) не могут исключаться из числа перспективных до тех пор, пока не установлены степень и характер изменения локализованного в них оруденения.

Количественное прогнозирование хромитового оруденения может быть выполнено различными методами, применяемыми на разных стадиях геологоразведочных работ и, естественно, отличающимися по степени достоверности. Используются следующие методы: 1) аналогий, особенно при ограниченной геологической и геофизической информации, на ранних стадиях работ; 2) оценки по геофизическим признакам, прямым или косвенным (см. табл. 8); 3) приближенного подсчета по ограниченным данным о локализации оруденения; 4) достоверного подсчета оконтуренного оруденения.

На стадии региональных исследований (масштабы 1 : 200 000—1 : 50 000) — геологических и геофизических съемок, прогнозно-металлогенического изучения — на основании благоприятных формационных, петрографических и структурных предпосылок, наличия, как правило, прямых признаков оруденения и геофизических аномалий, возможно выявление новых промышленных месторождений, потенциальные ресурсы которых оцениваются как прогнозные ресурсы категории P_3. Оценка производится путем сравнения с объектами того же формационного типа.

На стадии общих поисков, проводимых на хромитоносных объектах в масштабах 1 : 25 000—1 : 10 000, прогнозируются обычно рудные поля, а при детальных поисках, которые целесообразно вести в масштабах 1 : 10 000—1 : 2000, — рудоносные зоны, рудные узлы и отдельные крупные рудные тела. Прогнозирование осуществляется на основании специализированной геологической и площадных геофизических (более крупного масштаба) съемок. На этой стадии работ оцениваются прогнозные ресурсы категории P_2, которые относятся к положительно оцененным проявлениям и геофизическим аномалиям, рудная природа которых подтверждена горными или буровыми работами. Ресурсы категории P_2 оцениваются преимущественно для рудных участков, зон или групп сближенных рудных тел, реже — для отдельных крупных тел, охарактеризованных размерами и условиями залегания, данными о химическом составе руд и рудных хромшпинелидов, промышленных типах руд.

По результатам поисково-оценочных работ на новых или разведанных месторождениях определяются прогнозные ресурсы категории P_1, основанные на конкретных данных о локализации единичных или группы сближенных рудных тел, их параметрах, составе руд, результатах количественной оценки геофизических аномалий и, как правило, технологических исследований.

Прогнозирование количества оруденения на глубоких горизонтах ведется с учетом комплекса данных о поверхности, изучении структур рудных полей и отдельных рудных тел, интерпретации геофизических аномалий. Для стратиформных объектов при этом главную роль играют данные об условиях залегания и глубине массива, так как рудонос-

ные зоны в них имеют, как правило, региональное развитие. Для альпинотипных объектов наряду с данными о морфоструктурных особенностях оруденения чрезвычайно важны (а в некоторых случаях являются единственными) результаты интерпретации геофизических аномалий. Как показывает многолетний опыт работ на кемпирсайских месторождениях, рекомендованный комплекс методов позволяет надежно оценивать хромитоносность крупных объектов до глубины 1000 м.

Составление прогнозных карт предусматривает решение таких вопросов: 1) выявления наиболее информативных геолого-геофизических критериев, обеспечивающих определение количественных и качественных показателей оруденения, их классификации и ранжирования; 2) выделения площадей разной степени перспективности на основе установленных поисково-оценочных критериев; 3) выдачи рекомендаций по направлению дальнейших работ.

Составление прогнозной карты базируется на следующих первичных материалах: карте геолого-геофизической изученности; геологической карте того же масштаба (или более крупного); карте полезных ископаемых (или металлогенической) того же масштаба; геофизических картах — гравитационного и магнитного полей — более крупного масштаба, чем прогнозная; сейсмических профилях, отражающих строение перспективных участков в заданном интервале глубин; карте мощности рыхлых отложений; геолого-геофизических разрезах с результатами качественной и количественной интерпретации комплекса методов; результатах геофизических наблюдений в скважинах методами ЯГМК и МАП.

Легенда прогнозной карты состоит из двух частей: критериев прогнозирования и собственно результатов прогноза. Прогнозная карта строится на упрощенной геологической основе или как накладка на геологическую карту. Контуры геофизических аномальных зон ранжируются по параметрам ожидаемых объектов. По совокупности геолого-геофизических данных на прогнозной карте выделяются прогнозируемые площади разной степени перспективности, указываются виды рекомендуемых геологоразведочных работ для проверки прогноза, очередность их выполнения.

Прогнозная карта сопровождается объяснительной запиской, содержащей: основные сведения о геологическом строении и геофизических полях объекта, необходимые для целей прогнозирования; обобщенные сведения о хромитоносности, типизированные по промышленно-генетическим типа руд, петрографическом и структурном контроле, составе, текстурно-структурных признаках, характере вторичных изменений; примененные поисково-оценочные критерии хромитоносности с их количественной ранжировкой; перечень прогнозируемых площадей с обоснованием прогноза (места локализации, количества и качества хромитовых руд); рекомендуемые виды геологоразведочных работ и очередность их выполнения.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ

Ведущая роль среди месторождений меди принадлежит месторождениям следующих рудноформационных типов: медноколчеданного, медно-порфирового, медистых песчаников и сланцев, медно-никелевого, из которого медь добывается попутно с никелем и другими полезными компонентами. Медные месторождения других типов не имеют существенного промышленного значения и не рассматриваются в настоящей работе.

МЕДНОКОЛЧЕДАННЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП

Месторождения медноколчеданных руд входят в семейство колчеданных рудноформационных типов, будучи представленными, в зависимости от геологических обстановок нахождения, залежами преимущественно серно-колчеданно-медных и медно-цинково-колчеданных руд при подчиненном значении медно-цинково-свинцовых колчеданно-полиметаллических.

Промышленная значимость медноколчеданных месторождений определяется тем, что в них сосредоточено около 8 % мировых запасов меди и около 22 % запасов этого металла в СССР. Благодаря компактности, относительно небольшим (по сравнению с другими типами) размерам рудных тел и более высокому содержанию меди, чем в рудах месторождений других типов собственно меднорудных формаций, и несмотря на относительно небольшие запасы каждого отдельно взятого месторождения, они весьма выгодны для эксплуатации, и их значение как в мировой, так и отечественной добыче сохранится еще много лет.

Залежи медноколчеданных руд имеют в подавляющем большинстве случаев отчетливые геологические границы, сравнительно редко сопровождаясь ореолами вкрапленных руд промышленного значения, контуры которых устанавливаются по данным опробования. Еще более редки месторождения, главную промышленную ценность которых составляют прожилково-вкрапленные и штокверковые руды.

Главными полезными компонентами руд, кроме меди, являются цинк и сера (пиритная), соотношения которых изменяются в значительных пределах, составляя в среднем 1 : 2 : 20—25 в сплошных рудах и 1 : 1 : 5—10 во вкрапленных. Комплексная ценность руд определяется также постоянным присутствием In, Fe, Se и ряда других редких и рассеянных элементов.

Форма рудных тел в большинстве случаев пластовая или линзовидная, в целом согласная с напластованием вмещающих пород. Размеры варьируют в широких пределах — от нескольких сотен метров до нескольких километров по простиранию при мощности от нескольких до ста метров и протяженности по падению до 700 м, реже до 1 км, иногда и более.

Геологическая позиция колчеданных месторождений определяется их приуроченностью к вулканогенным и вулканогенно-осадочным отложениям раннегеосинклинальной стадии развития подвижных поясов. Благодаря групповому расположению рудных тел — концентрации нескольких залежей в одном месторождении, нескольких месторождений в рудном поле, рудных полей — в рудном районе, районов — в единой структурно-формационной или металлогенической зоне — выделяются крупные медноколчеданные провинции (Уральская и Кавказская в СССР, Иберийская в Западной Европе, провинции Японии и др.). Кроме того, медноколчеданные месторождения и отдельные рудные залежи играют существенную роль в суммарном балансе запасов цветных металлов некоторых колчеданоносных провинций с ведущей свинцово-цинковой металлогенической специализацией (Рудный Алтай, флишоидная провинция Большого Кавказа и др.).

Залежи колчеданных руд возникали на всем протяжении истории формирования Земли — от архея до современности — и всегда при отчетливо выраженной связи с раннегеосинклинальным базальтоидным магматизмом как в фанерозойских подвижных поясах, так и в вулканогенных трогах на древних щитах. Разновозрастные (во всяком случае фанерозойские) колчеданные залежи, сформированные в одном и том

же палеотектоническом режиме, характеризуются постоянством ведущих свойств. При этом тесная генетическая связь колчеданного оруденения с раннегеосинклинальным базальтоидным вулканизмом, обоснованная А. Н. Заварицким, В. И. Смирновым, С. Н. Ивановым, Г. Н. Щербой и другими исследователями, определяет комплекс их ведущих геологических особенностей, на которых основываются геологические принципы прогнозирования месторождений колчеданной формации.

ПРОДУКТИВНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Вулканогенные формации меденосных колчеданоносных провинций принадлежат обычно к щелочноземельному ряду. Среди них выделяются три серии, различающиеся по соотношению Na_2O и K_2O: натровая (содержания K_2O в базальтах $\leqslant 0{,}5$ %, в липаритах 0,6—1 %); калинатровая (соответственно 0,6—1 и 1—2 %); натрокалиевая (1—2 и 2 %), каждая из которых характерна только для провинций, занимающих вполне определенные палеотектонические позиции. Их геохимическая специализация существенно определяется составом и глубиной залегания ложа геосинклиналей, а также типом земной коры, на которой развивалась рудоносная геоструктура.

Собственно медноколчеданные месторождения закономерно приурочены к геосинклинальным прогибам, формировавшимся на коре океанического типа (или во всяком случае существенно базальтового состава). Они генетически и пространственно ассоциируют с вулканитами натровой серии, которые в связи с наращиванием континентальной коры на завершающих стадиях эволюции продуктивного вулканизма обогащались калием, образуя разности, переходные к калинатровой серии.

Широкое распространение вулканитов калинатровой серии характерно для геоструктур, заложенных на коре смешанного типа; в этих условиях происходит совмещение оруденения медного и свинцово-цинкового профиля. Наконец, широкое развитие натрокалиевых вулканических серий присуще геосинклинальным структурам, возникшим на коре континентального типа, в связи с чем оруденение приобретает свинцово-цинковый профиль при подчиненном значении медноколчеданных руд.

Полный ряд раннегеосинклинальных вулканогенных образований, наиболее детально изученный на примере Урала Д. С. Штейнбергом, М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцовым, Е. П. Ширае м и др., включает следующие формации: 1) базальтовую однородную; 2) базальт-андезитобазальтовую; 3) контрастную липарит-базальтовую; 4) непрерывную базальт-андезит-дацит-липаритовую. Продуктивны на колчеданные руды две последние; к однородной базальтовой формации оруденение приурочено только в некоторых типах структур (палеорифтах); с базальт-андезитобазальтовой формацией промышленное колчеданное оруденение не связано.

Породы однородной формации — афировые лавовые фации с прослоями гиалокластитов и кремнистых осадков — представляют собой в основном продукты глубоководных трещинных излияний. По химическому составу они близки океаническим толеитам, отличаясь от них несколько повышенным содержанием суммы щелочей и более низким содержанием магния и кальция при повышенной окисленности железа.

Базальт-андезитобазальтовая формация отлична от однородной по режиму развития и фациям. Наибольшие ее объемы формировались в

островных условиях. Характерен центральный тип вулканизма с весьма высоким коэффициентом эксплозивности (до 75 %, иногда более). Господствующее распространение имеют различные пирокластические породы — от глыбовых брекчий до тонкообломочных образований — с разнообразным набором ювенильных и резургентных обломков. Лавовые фации, многочисленные некки и субвулканические тела обладают ярко выраженным порфировым сложением. По химическому составу породы формации соответствуют базальт-андезитобазальтам умеренной и повышенной глиноземистости.

В объеме липарит-базальтовой контрастной формации содержится от 3 до 15 % липаритов. Базальты, представленные преимущественно афировыми разностями, образуют мощные толщи, фациальный облик которых меняется во времени и по латерали. Главная масса пород сформирована трещинными излияниями в субмаринных условиях. На завершающих стадиях возникли щитовые вулканы, вулканогенные поднятия и гряды, фиксированные широким развитием шлаков, аглютинатов и появлением порфировых разностей. По химическому составу базальты относятся к умеренно или повышенно глиноземистым базальтам и андезитобазальтам с малой вариастабильностью породообразующих окислов. Кислые члены формации (липариты и липаритодациты) формируют изолированные вулканы центрального типа, поля лавовых потоков и эксплозивных выбросов, многочисленные некки, куполы и субвулканические тела. Они сложены афировыми лавовыми фациями, автобрекчиями и игнимбритовидными образованиями. Химические составы кислых пород характеризуются относительно низкими содержаниями кремнезема и отсутствием ярко выраженных корреляционных связей между основными породообразующими окислами.

Непрерывные формации отличаются большим непостоянством соотношений отдельных составляющих. Полные ряды (базальты — андезиты — дациты — липариты) наблюдаются относительно редко; чаще разрез начинается с андезитодацитов, а главный объем вулканитов представлен породами ряда дацитов — липаритов. Формации в целом свойственны очень высокий коэффициент эксплозивности (до 70 %, иногда более) и широкое развитие вулканизма центрального типа, обусловившее большую пестроту фаций пирокластов с ювенильными и резургентными обломками, а также обилием субвулканических тел, некков, трубок взрыва и т. п. Химизм пород формации определяется ясно проявленными корреляционными связями породообразующих окислов при некоторой неустойчивости составов одноименных пород, развитых в различных структурно-формационных зонах и провинциях, что связывается со сложными процессами взаимодействия мантийных расплавов с коровым материалом.

ТИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

При общности многих типоморфных черт месторождения медноколчеданных руд различных металлогенических провинций существенно отличаются по соотношениям главных рудообразующих элементов, минеральному составу руд, условиям локализации оруденения и масштабу рудных залежей. Поэтому типизация колчеданоносных провинций имеет самое существенное значение для прогнозирования и обоснования эффективного направления поисковых работ. Учитывая посвященные этому вопросу исследования [4, 39], приходим к выводу о том, что в основу такой типизации целесообразно в качестве главных признаков принять палеотектоническую и геотектоническую позиции провинций.

Для медноколчеданных руд с этой точки зрения выделяются два типа провинций, названных по наиболее характерным их представителям — кипрский и уральский. Кроме того, промышленные залежи медноколчеданных руд известны в металлогенических провинциях с колчеданно-полиметаллическим профилем оруденения — малокавказский, алтайский, филизчайский типы [17].

Колчеданоносные провинции кипрского типа представляют собой внутри- или окраинно-континентальные палеорифтовые зоны, проникающие до коры океанического типа [39]. Господствующую роль здесь играют вулканиты однородной базальтовой формации натровой серии при подчиненном развитии пород контрастной формации. Колчеданные месторождения представлены залежами серно- и медноколчеданных руд, состоящими главным образом из пирита или пирротина и халькопирита при подчиненном значении сфалерита. Примерное соотношение содержаний Pb, Zn и Cu 0,1 : 1 : 5. Месторождения этого типа известны на Кипре, в Турции, Канаде (о. Ньюфаундленд), СССР (Мугоджары, Карелия).

Колчеданоносные провинции уральского типа относятся к окраинно-континентальным структурам палеоостроводужных систем, развившихся на океанической коре, местами включавшей блоки континентальной коры (первичные эвгеосинклинали, по Г. А. Твалчрелидзе). Продуктивны вулканиты контрастной и непрерывной формаций натровой серии. Среди месторождений господствуют цинково-медные со средними отношениями Pb, Zn и Cu 1 : 50 : 25. Классическими примерами этого типа провинций являются Урал, Передовой хребет Большого Кавказа, Норвегия, Швеция, Финляндия, районы озер Верхнее и Черчилл Канадского щита.

Характерную группу представляют провинции малокавказского типа, по палеотектонической позиции они принадлежат к островодужным окраинно-континентальным системам, заложенным на мозаичной коре, сформированной в предшествующие геосинклинальные этапы (вторичные эвгеосинклинали, по Г. А. Твалчрелидзе). Продуктивные вулканогенные образования относятся к непрерывным формациям натровой и калинатровой серий. Данным провинциям присущ широкий набор минеральных типов оруденения — медноколчеданных, цинково-медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, барит-полиметаллических при ведущем промышленном значении меди. Кроме Малого Кавказа, этот тип провинций включает Средне-Горскую зону Балкан.

Колчеданоносные провинции алтайского типа также относятся к окраинно-континентальным. Они расположены главным образом на границах уже сформированных складчатых поясов и геоантиклинальных прогибов и заложены на коре континентального типа, сформированной в результате процессов предшествующего тектоно-магматического цикла (вторичные эвгеосинклинали на срединных массивах, по Г. А. Твалчрелидзе). Здесь преобладают контрастные вулканогенные формации с ведущей ролью кислых пород калинатровой серии при существенном количестве осадочных пород в их разрезе. Ведущий тип минерализации — колчедано-полиметаллический и барит-полиметаллический с соотношениями Pb, Zn, Cu и Ba 1 : 2 : 0,2 : 25 или Pb, Zn и Cu 1 : 3 : 1. В качестве примера таких провинций, кроме Рудного Алтая, можно привести «Область зеленых туфов» Японии.

Для филизчайского типа провинций (с существенно терригенным или терригенно-карбонатным выполнением) характерно широкое развитие как колчеданно-полиметаллических, так и медноколчеданных месторождений (сланцевые эвгеосинклинали, по Г. А. Твалчрелидзе).

Господствующую часть разреза слагают углисто-глинистые, песчано-глинистые и карбонатно-глинистые породы большой мощности. Вулканизм редуцирован и представлен однородной базальтовой формацией, а также дайками и силлами пород непрерывной формации натровой серии и позднегеосинклинальными дайками габброидов. К этому типу провинций относятся сланцевые геосинклинали Большого Кавказа, Северного Прибайкалья, район Карлота-Гуанчинанго на Кубе, палеозойско-мезозойские зоны Японии, Реногерцинская зона Западной Европы.

Медноколчеданные месторождения известны также в провинциях типа Маунт-Айза (окраинно-континентальные и внутриконтинентальные зоны умеренного прогибания, не вскрывающие океанической коры в перикратонных прогибах и авлакогенах), хотя в целом этим провинциям свойственен свинцово-цинковый тип металлогении.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Закономерности размещения медноколчеданных месторождений внутри провинций определяются в первую очередь их приуроченностью к определенным структурно-формационным зонам, в пределах которых локализованы продуктивные вулканогенные формации.

Наиболее полно особенности положения и строения этих зон изучены для южноуральского типа провинций на примере Урала. Здесь выделены три главных цикла проявлений базальтоидного вулканизма натровой серии: среднеордовикско-венлокский, позднесилурийско-среднедевонский, позднесилурийско-франский. Каждому из перечисленных циклов соответствует эвгеосинклинальная зона автономного развития (Тагило-Медногорская, Западно-Магнитогорская, Восточно-Магнитогорская), представлявшая собой сложнопостроенную систему палеоостровной дуги. При этом установлены отмирание и последовательное причленение к континенту островных дуг, обращенных в сторону морского бассейна (в данном случае с запада на восток), как это характерно для островодужных окраинно-континентальных систем.

На ранних стадиях эволюции эти частные эвгеосинклинали представляли собой рифтовидные прогибы, подчиненные долгоживущим разломам глубокого заложения. На средних и завершающих стадиях на месте этих прогибов возникли структурно-формационные зоны с разными режимами развития, последовательно сменяющие друг друга в направлении от континента к океану: тыльная зона ранней стабилизации (моноформационная, выполненная однородными базальтами); внутренняя зона (полиформационная), содержащая проявления вулканизма всех четырех вулканогенных формаций, характерных для данного типа провинций; барьерная зона (биформационная, с вулканитами однородной базальтовой и базальт-андезит-базальтовой формаций); фронтальный прогиб, отделивший эвгеосинклиналь от основания, невовлеченного в тектономагматические процессы данного этапа. Эта последовательность зон, независимо от времени их становления, с большими или меньшими усложнениями проявлена во всех достаточно полно изученных колчеданоносных эвгеосинклиналях как уральского, так и малокавказского типов [17].

Соответственно с распространением продуктивных вулканогенных формаций в составе названных зон колчеданное оруденение сосредоточено в основном во внутренних зонах островных дуг, где наиболее полно представлены вулканиты обеих продуктивных формаций. В тыльных зонах оно проявлено лишь в отдельных блоках, в которых был локально развит продуктивный вулканизм.

В рифтовых прогибах залежи колчеданных руд также приурочены преимущественно к блокам, для которых характерны вулканиты контрастной формации.

Рассмотренная закономерность является важнейшей для мелко- и среднемасштабного прогнозирования, позволяя локализовать поисковые работы на относительно небольших площадях, так как площадь распространения продуктивных вулканогенных формаций в целом ограниченна. Так, на Урале на ее долю приходится всего лишь 0,01 % от изученной площади этой провинции. При этом площадь развития продуктивных формаций с установленной промышленной продуктивностью составляет 27 %, с признаками промышленной продуктивности — 17 %, с невыясненной продуктивностью — 56 %. Сказанное обусловливает ведущее значение формационного анализа для прогнозирования медноколчеданных месторождений, который является основой выделения продуктивных структурно-формационных зон, а в их пределах — продуктивных формаций, площади распространения которых соответствуют потенциально-рудоносным районам.

ТИПЫ РУДНЫХ РАЙОНОВ

Типы рудных районов определяются в первую очередь характером разреза рудовмещающих толщ. Для Урала — классической провинции медноколчеданных месторождений — выделяются три главных типа рудных районов [4] — домбаровский, учалинско-сибайский и верхнеуральский.

Рудные районы домбаровского типа *приурочены к палеорифтовым* зонам с преобладающим развитием основных базальтов однородной формации при ничтожно малой роли (доли процента) кислых составляющих. Разрезы имеют следующий вид (снизу вверх): 1) базальты однородной формации, представляющие собой продукты субмаринных излияний — подушечные лавы, долериты, гиалокластиты, с прослоями кремнистых пород (мощность более 1 км); 2) переходная к контрастной формации толща, характеризующаяся пестротой фаций, включающая стекловатые мелкошаровые и капельные лавы, гиалокластиты, плагиопорфировые базальты, долериты, кремнистые породы, особенно широко распространенные в верхах разреза; нередко в этой толще присутствуют экструзивные купола липаритодацитов и дацитов, сопровождаемые незначительным объемом пирокластического материала (мощность толщи около 500 м); 3) базальтоиды контрастной формации — долериты и базальты различного фациального облика мощностью 1,5 км и более; в низах разреза залегают долериты и базальты массивного и крупношарового строения, в верхах преимущественно мелкошаровые базальты, гиалокластиты, мелкозернистые долериты, афировые и порфировые базальты с прослоями кристаллокластических туфов; породы формации в значительной части захоронены образованиями базальт-андезит-базальтовой непродуктивной формации; особенности фаций продуктивных вулканитов в целом свидетельствуют о субмаринном режиме их становления.

Залежи колчеданных руд приурочены к переходной толще, расположенной на границе базальтов однородной и контрастной формаций. Характер локализации в ее пределах рудных тел, как правило имеющих пластовую форму, в определенной степени зависит от наличия и формы проявления кислых составляющих продуктивного разреза. Намечаются следующие варианты: а) при отсутствии кислых пород рудные тела приурочены к границам отдельных лавовых потоков, отмечен-

ных прослоями кремнистых пород и илов, превращенных в плотные бесструктурные хлоритолиты; б) при наличии уплощенных маломощных куполов кислых составляющих залежи обнаруживают тенденцию к концентрации в подошвенных и прикровельных частях их разреза; в) при развитии более мощных куполов липаритодацитов рудные залежи размещены на склонах куполов (именно в этой позиции находятся месторождения, наиболее значительные по масштабам из числа известных в разрезах рассматриваемого типа).

Рудные районы учалинско-сибайского типа расположены во внутренних и внешних зонах палеоостровных дуг. Вулканиты контрастной формации залегают здесь на недифференцированных базальтах. Кислые составляющие присутствуют в небольшом количестве (от нескольких процентов до 30 % объема формации), концентрируясь внутри разреза базальтоидов. Разрез кислых вулканитов, как установлено при сопоставлении данных по Сибайскому, Акъяр-Бурибайскому и Учалинскому рудным районам Южного Урала, в каждом случае характеризуется специфическими особенностями. Общей чертой является участие в его строении лавовых и пирокластических фаций, отвечающих отдельным фазам вулканической деятельности, формирующих толщи мощностью до первых сотен метров, сложенные лавовыми куполами и продуктами их разрушения, чередующимися с потоками лав и слоями пирокластов. Границы вулканитов, принадлежащих к различным фазам извержений, нередко отмечены горизонтами перемытых пород (вулканомикты, переслаивающиеся с пелитоморфными туффитами и кремнистыми породами). В некоторых случаях к ним приурочены отдельные потоки базальтоидов. Наиболее ярко выражены явления размыва в верхах разреза кислых вулканитов, на границе их с перекрывающими толщами базальтоидов. Мощность пачек слоистых пород, представленных вулканомиктами, часто имеющими ритмичное строение, кремнями, пирокластами с фьяммевидными обломками стекол, достигает здесь 100 м, иногда и более.

По количественному соотношению кислых и основных пород, с которыми пространственно и во времени ассоциируют рудные залежи, выделяются два подтипа разрезов: в первом кислые породы играют весьма незначительную роль, слагая маломощные (от первых десятков до сотни метров) пласты с отдельными раздувами мощностью до 300 м (учалинский подтип); во втором кислые породы образуют крупные купола со стержневыми частями мощностью 1 км и более (сибайский подтип). Рудные залежи расположены в основном в прикровельной части кислых эффузивов, на границе с перекрывающими базальтоидами и отчасти в пределах разделяющей их слоистой толщи, где они часто представлены обломочными фациями, сформированными в результате размыва массивных руд.

Рудные районы верхнеуральского типа, продуктивность которых связана с вулканизмом непрерывной формации, отличаются значительно большим объемом кислых составляющих и разнообразием их фаций, что обусловлено неодинаковым числом фаз извержений при ярко выраженном центральном типе вулканизма.

Выделяются следующие подтипы разрезов, определяющие специфику размещения рудных залежей в районах рассматриваемой группы: в одном — в основании разреза формации наблюдаются базальты и андезитобазальты, выше которых в пределах депрессионных структур различного типа (межгрядовые, кальдерообразные и др.) залегают умереннокислые и кислые вулканиты, представленные продуктами извержений одной, двух или трех фаз (Подольский, Гайский и другие райо-

ны Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали); в другом — к основанию разреза тяготеют умеренно-кислые и кислые составляющие формации, перекрывающие базальтоиды контрастного типа, как бы наращивая их разрез (Верхнеуральский, Ащебутакский и другие районы Восточно-Магнитогорской эвгеосинклинали).

Залежи колчеданных руд локализованы в пределах кислой толщи, будучи приуроченными к пачкам слоистых пород, разделяющих продукты извержения различных фаз, а также к кровле и подошве кислых пород.

Анализ размещения залежей медноколчеданных руд в разрезах вулканитов как Урала, так и других провинций показывает, что рудообразование теснейшим образом связано с развитием продуктивного вулканизма, являясь его характерной составной частью. Интервалы разрезов, в которых концентрируется оруденение, в целом отвечают потенциально рудоносным уровням, представляющим собой один из важнейших критериев прогнозирования и поисков. Уровни локализации оруденения во всех случаях приурочены к перерывам вулканической активности, отмеченным локальными накоплениями вулканогенно-осадочных пород и сменой фаций вулканитов. Существенное значение при этом имеют наличие или отсутствие кислых составляющих и их объем, определяющие ведущие типы разрезов продуктивных формаций. При наличии в них кислых составляющих, особенно там, где они играют значительную роль, наблюдается многократная повторяемость рудообразования и вулканических извержений, что и обусловливает этажное размещение рудных залежей на нескольких уровнях.

Наиболее широкое площадочное развитие свойственно верхнему уровню, совпадающему с прикровельными частями разреза кислых составляющих формации. Он вмещает многочисленные колчеданные залежи почти во всех известных рудных районах.

Промышленная значимость промежуточных уровней, расположенных внутри кислого разреза, так же как и нижнего, тяготеющего к подошве кислых вулканитов, неодинакова в различных рудовмещающих структурах и зависит от специфики развития каждой из них. В целом определенная автономность становления отдельных палеовулканических структур обусловливает отсутствие единых уровней локализации оруденения (кроме верхнего) в пределах одного и того же района и необходимость индивидуального подхода к прогнозированию и опоискованию в пределах каждой из них.

СТРУКТУРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗМЕЩЕНИЕ МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Общими чертами локализации колчеданных залежей в первичных рудовмещающих структурах являются следующие:

а) приуроченность к отложениям, выполняющим депрессионные палеоструктуры поверхности базальтоидов, подстилающих рудовмещающую толщу; в районах домбаровского типа, характерных для рифтогенных структур, это депрессии, тяготеющие либо к прибортовым частям трогов, либо к отрицательным формам рельефа лавовых плато, выполненные охарактеризованными ранее слоистыми толщами с участием гиалокластитов и осадочных пород; в районах других типов, вмещающих основной объем промышленных медноколчеданных руд, депрессионные структуры поверхности базальтоидов контролируют размещение кислых составляющих продуктивных формаций, которые являются рудовмещающими;

б) приуроченность рудных залежей при наличии кислых составляющих продуктивных формаций к слагаемым ими палеовулканическим структурам, созданным в результате извержений центрального типа, происходивших в несколько фаз и сопровождавшихся длительным ростом куполов с сопутствующими им разновозрастными просадками; при этом фазы, а иногда и составляющие их импульсы разделены кратковременными затишьями вулканической деятельности, отмеченными накоплением в отрицательных формах созданного к этому времени рельефа продуктов разрушения и переотложения вулканического материала;

в) отложение рудного вещества преимущественно в замкнутых депрессионных структурах, неоднократно возникавших в процессе развития кислого вулканизма; в данном случае рудовмещающие депрессии размещены на разных уровнях разреза кислых вулканитов, будучи приуроченными к просадкам на склонах куполов или располагаясь между куполами. Важнейший фактор при этом — положение разломов — магмовыводящих, определяющих пути поступления продуктов кислого вулканизма, и рудоподводящих, являющихся питающими каналами при поступлении рудных растворов.

Расшифровка структуры рудных полей и месторождений на стадии крупномасштабного прогнозирования включает следующий круг вопросов: выявление палеоструктур, вмещающих продукты кислого вулканизма с центральным типом извержений; установление числа фаз вулканитов кислого состава; анализ строения и условий залегания продуктов вулканизма каждой фазы с выделением экструзивных куполов и депрессий различного типа, основанном на изучении фаций; построение палеорельефа на периоды начала кислого вулканизма и завершения его отдельных фаз с выявлением потенциально рудоносных уровней; определение положения синвулканических разрывов различного возраста.

Авторами в совместных с Е. П. Шираем, О. В. Мининой, В. С. Требухиным и А. Г. Волчковым работах по Южному Уралу, где первичные рудовмещающие структуры обладают высокой степенью сохранности, в качестве главных типов депрессионных структур, которые могут рассматриваться как потенциальные рудные поля, выделяются такие: 1) крупные (несколько километров — до 15 км) депрессии, выполненные продуктами кислого вулканизма, сформированными в результате многофазных извержений центрального типа; 2) совокупность сближенных депрессионных структур небольших размеров (0,5—2 км), преимущественно возникших в результате просадок в ходе развития многофазного центрального вулканизма, закономерно сочетающихся с базальтоидными вулканическими центрами и совместно с ними формирующих крупные структуры, по размерам сопоставимые с первыми.

Структурная позиция потенциальных рудных полей первого типа определяется рядом факторов, среди которых ведущая роль принадлежит приуроченности к замыканиям базальтоидных гряд при сопряженности с магмовыводящими расколами. Таково, в частности, положение Гайской палеодепрессии, разместившейся на южном замыкании базальтоидной палеогряды, в узле сопряжения глубинного длительно развивавшегося Калиновского разлома с Гайским, более молодым по времени заложения. При этом депрессии, вмещающие продуктивные кислые вулканиты, в ряде случаев (западные части Макан-Гайской зоны) подстилаются толщами осадочных пород, отделяющих продуктивные вулканиты от более древних вулканогенных образований, представленных однородной базальтоидной формацией.

К рудовмещающим структурам второго типа относятся различные по механизму образования депрессии, размещенные закономерно по отношению к центрам базальтоидного вулканизма. Они контролируются кольцевыми, полукольцевыми и радиальными расколами. Так, совокупность выполненных кислыми вулканитами рудоносных депрессий в Верхнеуральском районе обрамляет в виде незамкнутого на юге полукольца Межозерное базальтоидное поднятие. При этом важно подчеркнуть, что рассматриваемые структуры характеризовались различной глубиной и возникали на разных стадиях вулканической деятельности, в связи с чем одни из них вмещают полные разрезы кислых толщ, а другие — лишь те или иные их части.

Внутреннее строение толщ кислых вулканитов в структурах обоих названных типов чрезвычайно разнообразно, что определяется следующими факторами: числом фаз извержений, каждой из которых обычно свойственно сочетание куполов, лавовых и пирокластических фаций, а также завершающих вулканокластических и вулканогенно-осадочных накоплений; формами, размерами и строением куполов и степенью их разрушения — плоскими слаборазрушенными или двояковыпуклыми, длительно выдерживавшимися с обширными шлейфами разрушения или без них; спецификой размещения куполов различных генераций, которые могут быть сближенными или разобщенными по вертикали и латерали; характером палеорельефа в период завершения вулканизма отдельных фаз, который может быть либо относительно выровненным, либо в различной степени расчлененным с пологими или глубоко врезанными локальными структурами высоких порядков. Размещение рудных залежей или их совокупностей, соотвествующих потенциальным месторождениям, в значительной мере определяется соотношением куполов и сопряженных с ними рудовмещающих отрицательных форм палеорельефа.

В качестве иллюстрации строения рудных полей и размещения в них отдельных месторождений рассмотрим Гайское и Верхнеуральское поля, принадлежащие соответственно к первому и второму структурным типам.

Гайское рудное поле приурочено к крупной палеодепрессии, расположенной на южном замыкании базальтоидной палеогряды и выполненной кислыми вулканитами непрерывной формации. Становление последних протекало в четыре фазы, в течение которых формировались соответственно андезитодациты, липаритодациты, дациты и липариты. Липаритодациты слагают крупный удлиненный в меридиональном направлении купол, на северном фланге которого размещена глубокая депрессия, выполненная продуктами его разрушения и несколькими поколениями плоских куполов, образованных породами того же состава с пирокластическими шлейфами и редкими прослоями туффитов. Многочисленные рудные залежи, отдельные из которых достигают значительных размеров, расположены этажно, тяготея к подошве и кровле липаритодацитовой толщи (нижний и средний уровни локализации оруденения).

В привершинных частях главного купола, в целом не содержащего оруденения, имеются неглубокие и небольшие по размерам депрессии, выполненные слоистыми продуктами его перемыва. К ним приурочены рудные залежи, сопоставимые по положению в разрезе с рудными залежами среднего уровня северной части рудного поля. Все перечисленные образования перекрыты продуктами извержений следующей дацитовой фазы, становление которых сопровождалось развитием глубокой просадки в северной части поля; это привело к тому, что более ранние

отложения (в том числе рудные залежи) приобрели крутое падение. Третий, наиболее высокий уровень локализации оруденения связан с локальной прикратерной просадкой, возникшей при становлении липаритовой фазы вулканизма после накопления дацитовой толщи. Этот уровень прослеживается на значительной площади в пределах Тубинско-Гайской металлогенической зоны, контролируя положение ряда рудопроявлений и месторождений, в том числе Подольского в северной части зоны.

Верхнеуральское рудное поле представлено совокупностью относительно небольших, выполненных кислыми вулканитами депрессионных структур, закономерно сочетающихся с крупным пологим базальтоидным поднятием, входящим в состав протяженной вулканогенной гряды. Депрессионные структуры, многие из которых вмещают промышленные залежи медноколчеданных руд, в виде открытого к югу полукольца обрамляют поднятие и расположены внутри его контуров, где размещение их контролируется радиальными и дуговыми разломами. Серия палеореконструкций показала, что до начала кислого вулканизма палеорельеф базальтоидного поднятия был осложнен депрессиями двух поколений — ранними, протяженными и неглубокими впадинами с пологими бортами, прослеживающимися по оси поднятия, и более поздними, небольшими по размерам, но более глубокими, развившимися на склонах поднятия. Кислые вулканиты первой фазы извержений выполняют как упомянутые депрессии, испытавшие дополнительные усложнения в связи с кальдерообразными просадками, так и новые, образованные синхронно с извержениями отдельных фаз. Вулканиты представлены экструзивными куполами с шлейфами лавовых потоков, туфолав, пирокластов, игнимбритовидных пород и вулканомиктовых отложений, накапливавшихся преимущественно в депрессиях рельефа, сформированного к концу первой фазы. К этим отложениям приурочены многочисленные залежи колчеданных руд месторождений Узельгинского, Молодежного, Чебачьего, Озерного. Следовательно, палеоповерхность вулканитов первой фазы может рассматриваться как рудолокализующий уровень, заслуживающий тщательного опоискования.

Во вторую фазу в депрессионных структурах, возникших в предыдущий этап, происходило становление лавовых куполов и накопление разнообразных пирокластов. При этом перекомпенсация отдельных структур привела к развитию вулканитов в виде плаща, перекрывшего обширные части базальтового поднятия. Кроме того, вулканиты выполняли отдельные депрессионные структуры, заложенные в этот период.

В верхах разреза вулканитов второй фазы на удалении от куполов в многочисленных мелких локальных впадинах наблюдаются пестрые слоистые пачки, состоящие из игнимбритоподобных туфов, туфогравелитов, туфопесчаников и кремней. К этим пачкам приурочены многочисленные более мелкие по размерам рудные залежи, фиксирующие верхний уровень локализации оруденения. Системы этих залежей контролируются разломами, отчетливо прослеживающимися по геохимическим аномалиям сквозного характера.

Рассмотренные рудовмещающие и рудоконтролирующие структуры в ряде районов интенсивно преобразованы в связи с наложенными дислокациями предорогенного и орогенного этапов (рудные районы Среднего Урала, северного замыкания Магнитогорского мегасинклинория и др.). Рудовмещающие толщи, так же как и согласные с ними тела колчеданных руд, имеют здесь крутое, часто моноклинальное залегание как нормальное, так и опрокинутое при углах падения 60—80°.

Несмотря на интенсивную дислоцированность при детальном изучении и здесь удалось выявить ряд элементов первичных рудоконтролирующих форм, свидетельствующих о сходстве последних с рассмотренными ранее слабодеформированными структурами южноуральских районов. Как и там, оруденение приурочено к вулканитам продуктивных контрастной и непрерывной формаций, а рудные залежи локализованы в пределах толщ кислых вулканитов, в тех частях их разрезов, которые содержат прослои вулканомиктов. Обычно они залегают в верхних (реже в нижних) частях разреза кислых толщ, непосредственно в области контакта с породами перекрывающей андезит-базальтовой формации. Во всех случаях залежи колчеданных руд тяготеют к пирокластическим фациям, содержащим прослои вулканомиктовых и собственно осадочных отложений мощностью от 1 до 25 м. При этом вулканомиктовые пачки приурочены к раздувам по мощности кислых толщ, которые фиксируют, очевидно, палеодепрессионные структуры ранее сформированной поверхности базальтоидов, подстилающих кислые вулканиты.

Однотипность положения колчеданных залежей Среднего Урала в разрезах вулканогенных формаций, наличие нескольких уровней локализации рудных тел, контроль колчеданных руд палеодепрессионными структурами, ассоциация с вулканомиктовыми породами, содержащими рудокласты, — все эти факты свидетельствуют о доскладчатом возрасте оруденения, его генетической связи с продуктивным вулканизмом и о первичной его локализации в палеоструктурах, подобных детально изученным на Южном Урале.

Все сказанное доказывает, что при крупномасштабном прогнозировании (объектами которого являются рудные поля, месторождения и отдельные рудные тела) ведущее значение имеют литолого-фациальные исследования и палеореконструкции, позволяющие проанализировать в совокупности с геофизическими и геохимическими данными особенности размещения оруденения на различных уровнях и наметить новые потенциально перспективные участки для постановки детальных поисковых работ. Большое внимание при этом должно быть уделено деформационным структарам, развивавшимся как в ходе продуктивного вулканизма, так и на более поздних этапах эволюции региона.

МОРФОЛОГИЯ ЗАЛЕЖЕЙ КОЛЧЕДАННЫХ РУД

Первичная морфология залежей колчеданных руд в значительной мере определяется формой депрессионной структуры, в которой происходило рудоотложение. Наиболее широко распространены пластовые или плосколинзовидные тела, протяженность которых варьирует от десятков до нескольких сотен метров при мощности от 1 до 250 м. Выклинивания их обычно постепенны, но в тех случаях, когда рудолокализующие депрессии ограничены уступами или крутыми склонами липаритовых куполов либо выступов базальтоидов основания, залежи прекращаются на полной мощности. Крайним выражением подобных соотношений является сундучная форма мощной центральной части залежи Учалинского месторождения, приуроченной к узкой депрессии, глубоко врезанной в липаритодацитовый купол. Продолжением рудного тела за пределы этой депрессии являются маломощные рудные пласты, переслаивающиеся с вулканогенно-осадочными породами.

Поверхность залежи со стороны висячего бока обычно четкая, слабо волнистая. Лежачий бок большинства залежей осложнен языковидными отщеплениями, отходящими по сопряженным с пластовым телом гидротермально-осадочных руд зонам прожилково-вкрапленных непро-

мышленных руд. Протяженность таких «языков» обычно несколько метров. Частным случаем залежей рассматриваемого типа являются «бескорневые» рудные тела, сформированные на некотором удалении от выводных каналов за счет перетекания рудообразующих рассолов от места выхода источника в депрессии морского дна. При этом массивные гидротермально-осадочные и вкрапленные гидротермально-метасоматические руды могут быть пространственно разобщенными.

Второй морфологический тип представляют комбинированные залежи, имеющие форму уплощенных, раскрытых вверх воронок, узкая часть которых прослеживается на несколько десятков метров, а также Т и Г-образные тела. Субсогласные части таких тел, контролируемые депрессионными структурами, принадлежат к производным гидротермально-осадочного процесса, а крутые апофизы со стороны лежачего бока обладают всеми признаками гидротермально-метасоматического рудоотложения в подводящих каналах. При этом встречаются случаи, когда локализация руд происходит только в подводящих каналах без развития пологих составляющих, однако рудные тела этого типа, как правило, не имеют существенного практического значения.

Уже отмечалось, что во многих месторождениях колчеданные залежи расположены этажно. При этом сближенные залежи, размещенные на разных горизонтах одного и того же уровня (например, в слоистых пачках, завершающих продуктивный вулканизм), нередко тесно связаны друг с другом: отстоя на незначительное расстояние, одна кулисно перекрывает другую, поэтому при подсчете запасов они иногда рассматриваются как единое рудное тело. Примером особо тесной связи пластовых тел друг с другом является рудная залежь Ново-Сибайского месторождения, где пластовые тела, выявленные на различных горизонтах слоистой толщи, объединены единым рудоподводящим каналом, формируя своеобразную «связку». Наибольшая сближенность рудных залежей в пределах как одного, так и различных уровней характерна для условий рудоотложения в длительно и унаследовано развивавшихся депрессиях. При разобщенности последних по латерали заключенные в них залежи изолированы и отстоят друг от друга иногда на значительные расстояния как по латерали, так и по вертикали.

В областях интенсивных послерудных дислокаций первичная морфология рудных залежей подвергается существенным изменениям. В соответствии с характером складчатости рудовмещающих толщ они приобретают крутое падение, в ряде случаев опрокинутое. Многие залежи при этом распадаются на отдельные будины, обычно достаточно сближенные для того, чтобы можно было установить принадлежность их к первично единому рудному телу. Известны случаи смятия залежей в складки различного масштаба — от микроплойчатости, свойственной маломощным рудным прослоям во вмещающих их вулканомиктовых отложениях, до относительно крупных флексурных изгибов, подобных известной в литературе «английской петле» протяженной и мощной залежи Дегтярского месторождения. Важно отметить, что в связи с резко различными физическими свойствами колчеданных руд и вмещающих их более пластичных пород иногда нарушается первичное строго согласное со слоистостью положение отдельных будин и тел небольших размеров.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Принадлежность большинства колчеданных залежей к гидротермально-осадочным образованиям обусловливает неприменимость к это-

му классу эндогенных месторождений принципов выделения этапов и стадий минералообразования, разработанных А. Г. Бетехтиным, Н. В. Петровской и другими исследователями применительно к рудным телам собственно гидротермального происхождения. Авторы, учитывая разработки Е. Т. Шаталова, считают, что этап рудообразования в данном случае включает формирование колчеданных залежей в рамках становления данной вулканогенной формации. В качестве продуктов отдельных стадий минерализации рассматриваются залежи колчеданных руд, сформированные в связи со становлением одной из фаз продуктивного вулканизма, характеризующего этап рудообразования. Деление стадий на подстадии опирается на наличие в колчеданных залежах, в их гидротермально-осадочных частях, разновременных ритмов либо ритмослоев, описываемых далее. Элементы такого рода ритмов отождествляются с импульсами рудоотложения, которые могут включать минералы разновременного выпадения.

В большинстве колчеданоносных провинций выделяется несколько этапов развития продуктивного вулканизма и соответственно — синвулканического рудообразования (например, на Урале ордовик-силурийский, позднесилурийско-нижнедевонский, эйфель-живетский). В пределах рудных районов и рудных полей, напротив, обычно проявлена лишь одна продуктивная вулканогенная формация и соответствующий ей один этап рудообразования, хотя известны отдельные примеры пространственной сближенности двух разновременных периодов вулканизма и оруденения (например, Учалинско-Верхнеуральский район на Южном Урале с оруденением, сопутствующим среднедевонским контрастной эйфельской и непрерывной живетской вулканогенным формациям).

Характерная особенность строения залежей колчеданных руд — зональное распределение различных типов руд, которое рассматривалось многими исследователями, — В. П. Логиновым, В. И. Смирновым, Н. Е. Ереминым, Д. В. Рундквистом и Н. И. Нежинским, Н. В. Скрипченко, А. И. Кривцовым и В. Б. Шишаковым и др. При этом выявлен ряд общих закономерностей, из которых главные заключаются в том, что большинству рудных тел присуща однотипная контрастная зональность по мощности с закономерным обогащением от лежачего бока к висячему медью и цинком. Поскольку колчеданные залежи согласны с напластованием вмещающих пород, вектор зональности, как это подчеркнуто В. И. Смирновым и Д. В. Рундквистом, перпендикулярен слоистости. При этом крутопадающие рудные тела рассматриваются как изменившие первичное залегание.

Вещественный состав медноколчеданных руд определяется постоянным сообществом в качестве главных рудообразующих минералов пирита, халькопирита и сфалерита с незначительным количеством галенита, блеклых руд, борнита и широкого спектра минералов-примесей. Нерудные составляющие представлены кварцем, серицитом, карбонатами.

Внутреннее строение колчеданных залежей характеризуется грубой полосчатостью, связанной с наличием прослоев серицитовых сланцев и подчеркиваемой ритмично-слоистым размещением текстурно-минералогических типов руд. В типовом случае каждый ритм образован тремя составляющими, нижней из которых свойствен существенно пиритовый состав, средней — более высокие содержания халькопирита и прикровельной — повышенная концентрация сфалерита. В целом для залежей обычно повышение содержаний халькопирита и сфалерита в ритмах по направлению к висячему боку.

Физические и химические свойства рудообразующих минералов идентичны в соответствующих элементах различных ритмов в преде-

лах одной залежи, в то время как между одноименными минералами, участвующими в строении разных элементов одного и того же ритма, имеются существенные отличия. На примере Гайского месторождения М. Б. Бородаевской, А. Д. Ракчеевым, В. С. Требухиным, Ю. В. Никешиным установлено, что пирит существенно пиритовых частей всех ритмов, представленный тонкозернистыми агрегатами с повсеместно присутствующими реликтами метаколлоидных и фрамбоидальных структур, марказита и мельниковита, обладает повышенным содержанием мышьяка и марганца, характеризуется *p*-типом термоэдс, имеет низкие значения показателей преломления и отражения и аномальную дисперсию коэффициента экстинции. Он постоянно ассоциирует с незначительным количеством халькопирита, соотношения с которым определяются отсутствием коррозионных границ. Пирит, участвующий в составе халькопирит-пиритовых элементов ритмов, по характеру термоэдс относится к *n*-типу, обеднен мышьяком, обогащен серебром и особенно медью, отличен от первого по значению показателей отражения, преломления и дисперсии коэффициента экстинции. Халькопирит, как и в первом случае, не имеет с пиритом коррозионных границ и присутствует в заметно больших количествах. Отличаются пириты рассматриваемых составляющих ритмов и по значению $\sigma^{34}S$, определенному Н. М. Заири ($+0{,}1 \div 0{,}9$ ‰ в первом и $+2{,}05 \div 2{,}5$ ‰ во втором случае). Температуры образования руд, определенные методом изотопной термометрии, составляют 200—220 °С для пирита первой разновидности и 270 ± 10 °С — для второй.

Обработка данных рядового опробования руд, слагающих залежи, еще более отчетливо, чем минералогические данные, подтверждает ритмичное их строение с общим обогащением медью и цинком при движении от лежачего к висячему боку и от центральных частей, прилежащих к рудоподводящему каналу, к флангам залежей, что особенно детально рассмотрено на примере уральских месторождений. Таким образом, процесс рудоотложения в пределах каждой стадии имел прерывисто-пульсационный характер, что и обусловило формирование нескольких последовательных ритмов осаждения рудного вещества.

Колчеданные залежи, образованные на разных стадиях длительно развивавшегося рудного процесса, во многом сходны между собою. Ритмично-полосчатое их строение предопределено чередованием ритмов, сложенных одними и теми же минеральными ассоциациями. Близки также физические и химические свойства минералов, слагающих одноименные ассоциации в различных рудных телах, что отражает сходные условия отложения рудного вещества на разных стадиях рудного процесса.

Наряду с этим характерно закономерное изменение количества халькопирита и сфалерита в рудах каждой последующей подстадии и стадии. Это положение, связанное, по-видимому, отчасти с естественной эволюцией рудообразующих растворов, а отчасти с экстракцией цинка и меди из ранее сформированных рудных тел, омываемых растворами поздних стадий минералообразования, обусловливает в ряде случаев отчетливо проявленную вертикальную зональность рудных полей. Она заключена в том, что залежи, расположенные на различных уровнях продуктивного разреза, в большинстве случаев различаются по содержанию полезных компонентов.

Общая закономерность выражается в относительной обогащенности халькопиритом и пиритом (соответственно медью и цинком) руд залежей более высоких уровней при соответственном уменьшении

в них роли собственно пиритовых руд. Характерный набор ритмов в рудных телах разных уровней вверх по разрезу рудовмещающих вулканитов отличается все более высокими содержаниями халькопирита в кварц-халькопирит-пиритовой и сфалерита в сфалерит-пиритовой составляющих ритмов, вплоть до резкого преобладания этих минералов над пиритом. В рудах нижних залежей халькопирит обычно составляет первые проценты в халькопирит-пиритовых составляющих ритмов, а в верхних рудных телах, завершающих рудообразование, количество его достигает в отдельных случаях 20 % и более. В среднем руды верхних уровней богаче нижних медью в 2,5—5 раз, а цинком — в 5—7 раз.

Значение вертикальной зональности для многих рудных полей не исчерпывается изменением содержания полезных компонентов. В ряде случаев оно выражается также в различии объемов рудной массы, расположенных на различных уровнях разреза рудовмещающих толщ. Наиболее крупные рудные тела, хотя и с относительно невысокими содержаниями меди и цинка, в большинстве месторождений приурочены к нижним уровням разреза, где они локализованы в относительно крупных палеодепрессионых структурах, развитых на поверхности ложа кислых вулканитов или на границе между продуктами кислых извержений первой и второй фаз. Вверх по разрезу (вероятно из-за меньших размеров структур, связаных с вулканическими просадками, и тенденции к общей нивелировке палеорельефа) размеры рудовмещающих депрессий сокращаются и как следствие — создаются условия для формирования многочисленных, но небольших по размерам рудных тел. Ярким примером в этом отношении являются многочисленные мелкие тела богатых руд верхнего уровня рудного поля им. XIX партсъезда, резко контрастирующие с крупными бедными рудными телами Узельгинского месторождения (нижний уровень). Однако рассмотренные соотношения не универсальны, и в ряде случаев крупные залежи известны и на верхних уровнях (Учалинское, Подольское месторождения).

Латеральная зональность рудных полей остается еще относительно малоизученной. В целом, как и в пределах отдельных рудных залежей, она определяется тенденцией к размещению рудных тел, обогащенных медью и особенно цинком, на флангах рудной системы, в удалении от выводных каналов. Характерный пример — система рудных тел на западном фланге Гайского поля, где расположенная над рудоподводящим каналом залежь имеет существенно пиритовый состав руд и низкие содержания Cu и Zn, в то время как на южном и северном флангах развиты богатые рудные тела. Для рудных тел верхнего уровня в Верхнеуральском рудном районе, по данным М. И. Швайковского, намечается концентрическая зональность, с центром, приуроченным к центральной части Межозерного рудного поля, в то время как для руд нижнего уровня такой зональности не устанавливается, что позволяет предполагать наличие иного расположения рудоподводящих каналов в этот период.

Значение указанных закономерностей при прогнозировании рудных полей заключено в том, что при встрече богатых, но мелких рудопроявлений в верхних горизонтах рудовмещающих толщ можно предполагать открытие более крупных залежей в их нижних горизонтах. Кроме того, если удается выявить зональность какого-либо встреченного на этой стадии работ рудного тела, то направление вектора его зонального строения может помочь определить, имеем ли мы дело с нормальным или опрокинутым залеганием рудовмещающих толщ, так

как обратная обычной ориентировка вектора зональности может рассматриваться как указание на возможное общее опрокинутое залегание в пределах рассматриваемой части площади.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Существенное значение для прогнозирования рудных полей имеет зональность гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород, в ряде случаев позволяющая наметить положение рудоподводящих каналов.

В слабодислоцированных рудных полях зональность симметрична относительно крутопадающих секущих составляющих залежей, т. е. рудоподводящего канала, и асимметрична относительно согласных рудных тел.

Зоны метасоматитов, фиксирующие рудоподводящие каналы, вверх по разрезу постепенно расширяются и ветвятся, ориентировка их становится субгоризонтальной, они выходят на фланги согласных колчеданных залежей и имеют, таким образом, в поперечном сечении форму усеченных конусов, обращенных вершиной книзу.

Канальные части метасоматитов сложены серицит-кварцевыми и кварц-серицитовыми породами, к периферии сменяющимися кварц-серицит-хлоритовыми и кварц-карбонат-серицит-хлоритовыми, к которым добавляются альбит и эпидот. Во всех ассоциациях участвуют пирит и лейкоксен. В самых нижних сечениях зоны преобразований породы характеризуются ассоциацией кварц-эпидот-карбонат-актинолит-хлорит при отсутствии титаномагнетита и пирита.

Над согласными залежами широко развиты процессы эпидотизации и гематитизации. Серицит и пирит распространены лишь непосредственно у контактов висячего бока рудных тел и то далеко не везде.

Существенное усложнение гидротермально-метасоматической зональности отмечается в условиях интенсивной дислоцированности рудных залежей и вмещающих их толщ. На примере рудных полей Среднего Урала показано, что в условиях запрокинутого залегания вулканогенных толщ и интенсивного их рассланцевания со стороны первичного положения лежачего бока рудных тел метасоматиты оконтуриваются как воронкообразное тело, ориентированное почти по нормали к напластованию. Боковые ограничения его имеют зубчатые очертания, определяемые перегруппировкой вещества по сланцеватости. Колчеданные залежи расположены над расширенной частью зоны метасоматитов, однако они смещены относительно оси первичного рудоподводящего канала по восстанию пород и размещены на выклинках сланцевых зон. Полосчатое распределение различных фаций метасоматитов по сланцеватости, согласной с напластованием, при общем контроле секущими слоистость подводящими каналами хорошо объясняется перегруппировкой вещества, устанавливаемой для рудных компонентов. При всей сложности строения метасоматической зональности в рассматриваемых случаях, сохраняется асимметричное положение метасоматитов относительно кровли рудных тел: надрудные толщи при той же интенсивности рассланцевания не несут серицитсодержащих ассоциаций, отвечая по набору минералов фации зеленых сланцев, и нередко содержат тонкодисперсный гематит.

В целом независимо от степени дислоцированности месторождений надрудные части разреза маркируются зонами проявления гематитиза-

ции различной интенсивности, а подрудные — развитием метасоматитов серицитолитовой формации.

Установленные закономерности имеют существенное значение при оценке рудных полей и определении дальнейшего направления поисков в их пределах. Так, поля широкого площадного распространения кварц-серицитовых метасоматитов, отвечающих зонам подводящих каналов, свидетельствуют о значительной эродированности изучаемой площади и, следовательно, о ее малой перспективности (особенно на глубину) на обнаружение промышленных руд.

В то же время прослеживание таких зон по простиранию может привести к обнаружению сохранившихся участков сочленения канала с рудоносным уровнем, где сконцентрированы промышленные руды. В условиях интенсивно дислоцированных толщ перспективны те участки развития пород серицитолитовой формации, где они ориентированы согласно с напластованием вмещающих пород и либо выклиниваются (по простиранию, падению или восстанию), либо граничат со стороны висячего бока с зеленокаменными, иногда гематитизированными породами.

СОДЕРЖАНИЕ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Общая последовательность работ по прогнозированию колчеданного оруденения должна сводиться к постепенному сужению перспективных площадей в следующем ряду: колчеданоносная провинция — продуктивная структурно-формационная зона — поисковый (потенциально рудный) район — рудное поле — месторождение.

Выделение продуктивных колчеданоносных зон производится на структурно-формационных картах масштабов 1 : 1 000 000—1 : 500 000 с использованием грави-, магнитометрических, глубинно-сейсмических исследований (напомним, что в качестве перспективных выделяются структурно-формационные зоны, в которых проявлены продуктивные на колчеданное оруденение вулканогенные формации).

Выделяются рудные районы на основе структурно-формационных карт масштабов 1 : 200 000—1 : 100 000, дополненных картами изученности и поисковых признаков. Структурно-формационная основа карт в качестве обязательной должна отражать следующую информацию: 1) формационную принадлежность раннегеосинклинальных вулканитов с выделением контрастной и непрерывной продуктивных вулканогенных формаций; 2) литолого-фациальное расчленение вулканитов этих формаций с выделением основных и кислых их составляющих, а в пределах каждой из них — ведущих фациальных разновидностей; 3) главнейшие элементы палеовулканических структур, созданных продуктивным вулканизмом — вулканогенных гряд, поднятий, палеодепрессионных структур; 4) главные разломы, определявшие размещение продуктивных вулканитов, влиявшие на распределение фаций вулканогенных пород и нередко игравшие роль рудоподводящих элементов структур; 5) проявления гидротермально-метасоматических преобразований и сульфидной вкрапленности, связанных с формированием колчеданных руд.

Дальнейшее изучение рудных районов, ставящее целью выделение рудных полей, должно осуществляться на основе составления прогнозных карт масштабов 1 : 50 000—1 : 25 000.

Фациально-формационная основа прогнозных карт этого масштаба должна отражать: 1) литолого-фациальное расчленение вулканитов продуктивных формаций, в первую очередь рудовмещающих их состав-

ляющих (в большинстве — вулканитов кислого состава) с выделением жерловых, прижерловых, удаленных фаций для главных составляющих этих формаций; 2) палеорельеф поверхности, на которой накапливались кислые составляющие продуктивных формаций (базальтоидные гряды, входящие в их состав отдельные поднятия, щитовые вулканы и их группы, депрессионные структуры, вулканические плато и т. п.); 3) палеовулканические и вулкано-тектонические структуры, сложенные кислыми вулканитами — вулканогенные гряды и биклинали, их группы, палеодепрессионные структуры различных возрастов и типов; 4) уровни локализации оруденения с указанием предполагаемых глубин их залегания; 5) принадлежность отдельных составляющих продуктивных формаций к над- и подрудным частям разреза; 6) разломы, контролировавшие размещение дорудных и рудовмещающих вулканитов; 7) метаморфические и гидротермально-метасоматические преобразования вулканитов продуктивных формаций с выделением комплекса изменений, сопровождающих колчеданное оруденение, а также продуктов преобразования этих метасоматитов под воздействием более поздних интрузий; 8) устанавливаемые на основании прослеживания зон метасоматитов и «сквозных» геохимических аномалий разломы, которые могут рассматриваться как рудоподводящие элементы структуры; 9) характер послерудных дислокационных структур.

Составление подобных объемных карт требует проведения специализированых литолого-фациальных исследований, сопровождаемых палеореконструкциями и рядом вспомогательных построений (карт рельефа основания кислых толщ, изомощностей вулканитов на различные периоды их становления, изомощностей надрудных толщ и др.). Основные данные для этих построений получают при детальном изучении керна буровых скважин, сочетающемся с максимально полным использованием всех имеющихся геофизических данных, позволяющих расшифровать глубинное (до 5 км) строение рудного района. Это особенно важно на современном этапе изучения рудных районов, учитывая, что во многих из них поисковые работы ведутся в интервале глубин 500—1500 м. Подчеркнем большое значение сейсмического профилирования, данные которого распространяются на площадь с учетом гравиметрических карт-срезов. При более детальных прогнозных работах большое значение приобретают комплексные аномали, полученные методами электроразведки (МПП, ВП, ЕП и др.), а при неглубоком залегании рудных тел — локальные гравиметрические аномали. Особую роль для оценки отдельных структур играют методы большого заряда из скважин. Геохимические исследования должны быть использованы для прослеживания рудоподводящих каналов и рудолокализующих уровней в разрезах продуктивных формаций. Комплексные геохимические аномалии после строгой разбраковки оконтуриваются на крупномасштабных картах, причем совпадение их с соответствующими геофизическими аномалиями при благоприятной геологической обстановке помогает выявлению потенциальных рудных полей.

Карта поисковых критериев и признаков составляется в виде самостоятельного листа или может совмещаться с фациально-формационной основой. На ней следует предусмотреть выделение всех ведущих факторов, определяющих прогнозную оценку площади (благоприятные вулканогенные формации, фации, палеовулканические и вулкано-тектонические структуры, уровни оруденения и т. д.), а также проявлений минерализации с их группировкой по составу, относительному масштабу, характеру освоения (разведуемые, разведанные, эксплуатируемые, отработанные); должны быть нанесены геофизические аномалии, уста-

новленные в результате применения различных методов и предположительно связанные с рудными телами и зонами метасоматитов, и геохимические аномалии.

На карте прогнозов, выполняемой на генерализованной структурно-формационной основе, обязательно должна быть показана степень изученности территории и выделены площади по степени перспективности и видам требуемых работ.

На карте, характеризующей степень изученности, должны быть отражены: 1) площади, покрытые геологическими съемками различных масштабов с указанием года их проведения; 2) глубина и плотность сети разбуривания — картировочными скважинами по той или иной сети; скважинами различной глубины: 50—150 м с одиночными скважинами глубиной 300—700 м; глубиной 300 м с различной плотностью сети с единичными скважинами до 700 м; глубиной до 700 м с единичными более глубокими скважинами; 3) участки предварительных и разведочных работ.

При обосновании перспективности прогнозируемых площадей последние целесообразно разделить на следующие категории: перспективные по комплексу признаков; с невыясненной перспективностью; малоперспективные и бесперспективные. Перспективные площади должны быть подразделены по прогнозируемым масштабам оруденения в соответствии с разработанной шкалой выделения крупных, средних и мелких месторождений; следует указать глубины залегания верхней кромки прогнозируемых залежей.

Перспективные площади важно подразделять также с точки зрения необходимых для их освоения видов геолого-поисковых работ, учитывая требуемую глубину вскрытия. Детальность рекомендуемых видов геологоразведочных работ определяется геологическими факторами (глубина залегания рудоконтролирующих литолого-стратиграфических уровней, вертикальный размах оруденения, специфика структурных условий локализации), геолого-экономическими и горно-промышленными условиями. Главными видами работ являются комплексные детальные поиски, включающие глубинные, осуществляемые вскрытием перспективных уровней разреза в пределах благоприятных структур скважинами глубиной от 300 до 1000 м. Весьма важную роль при этом играет применение электроразведочных методов (МЗТ и др.).

Для перевода площадей с невыясненной перспективностью в перспективные либо в бесперспективные в зависимости от состояния изученности необходимы либо их доизучение в масштабе 1 : 50 000 с опоискованием в том же масштабе, либо проходка структурно-поисковых профилей или одиночных структурных скважин. На малоперспективных площадях указанные виды работ не проектируются.

Итоговая карта, составленная с учетом степени изученности, должна быть объективным документом, содержащим информацию для многолетнего перспективного планирования. Подобные карты, систематически пополняемые по мере завершения тех или иных работ,— необходимый документ для каждого рудного района. Они дают концентрированную информацию о состоянии изученности района и о задачах дальнейших работ, помогающую оперативному и перспективному планированию.

Количественная оценка прогнозных ресурсов на рекомендуемых площадях в настоящее время основывается преимущественно на методах геологических аналогий, так как математические методы их оценки находятся для колчеданных месторождений в стадии разработки.

МЕДНО-ПОРФИРОВЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП

Месторождения медно-порфирового типа, являющиеся членом медно-молибденовой формации, выделяемой В. Т. Покаловым, играют ведущую роль в мировых запасах меди, а также в запасах капиталистических и развивающихся стран. Крупные размеры рудных тел, относительно равномерное распределение металла при неглубоком залегании обусловливают доступность многих из них для открытой разработки, определяя высокую промышленную ценность месторождений этого типа, несмотря на невысокие средние содержания полезных компонентов (медь от 0,4 до 0,8 %, молибден от следов до 0,4 %, повышенные содержания золота и серебра).

Геологические условия нахождения, закономерности размещения, связь с магматизмом, минеральный состав руд и ряд других особенностей медно-порфировых месторождений детально рассмотрены во многих работах советских и зарубежных исследователей. К ним относятся в первую очередь работы И. Г. Павловой, В. Т. Покалова, В. С. Попова, В. А. Перваго, А. И. Кривцова, Г. А. Твалчрелидзе, Р. Силлитоу и др.

Геологическая позиция месторождений определяется их приуроченностью к вулканогенным поясам различного возраста — мезо-кайнозойскому Тихоокеанскому, в пределах которого расположены крупнейшие месторождения Южной и Северной Америки, Средиземноморскому палеогеновому, палеозойским Казахско-Монгольскому и Восточно-Американскому. При этом ведущими признаками месторождений медно-порфирового типа являются ассоциация оруденения с порфировыми интрузиями и наличие относительно последних достаточно отчетливой рудно-метасоматической зональности. Вместе с тем состав порфировых интрузий, метасоматитов и их геохимические особенности оказываются различными на месторождениях, находящихся в разной геотектонической позиции. Поэтому при прогнозировании и поисках месторождений медно-порфирового типа ведущее значение имеет пространственная и временна́я связь оруденения с определенными интрузивными формациями, входящими в состав вулкано-плутонических ассоциаций, ассоциация его с порфировыми штоками или дайками, развитие на месторождениях рудно-метасоматической зональности того или иного типа, а на ряде объектов — гипергенной зональности.

Рудоносные андезитоидные вулкано-плутонические пояса, как следует из разработок Г. М. Власова, В. Ф. Белого и других исследователей, по существу представляют собой перигеосинклинальные структуры, сопряженные с первичными геосинклиналями и формирующиеся в орогенном режиме, сопровождающемся активизацией гетерогенного субстрата. В зависимости от состава последнего выделяются районы следующих типов: эпикратонные, отвечающие активизированным срединным массивам либо окраинам кратонов; эпимногеосинклинальные, являющиеся отрезками вулкано-плутонических поясов, сформированных на многеосинклинальном основании; эпиэвгеосинклинальные, представляющие собой части поясов, заложенные на эвгеосинклинальном цоколе. В приведенном ряду районов устанавливается изменение петрологического профиля рудоносных интрузивных образований (от калиевого через калинатровый к натровому) и геохимических характеристик руд (от существенно молибденовых к медно-молибденовым и молибденово-медным). Рудоносные базальтоидные вулкано-плутонические пояса соответствуют барьерным зонам островодужных геоструктур, сформированным в завершающие стадии развития раннегеосин-

клинального базальтоидного магматизма натровой серии. Существенно медные месторождения таких вулкано-плутонических поясов нередко содержат значительные количества благородных металлов [18].

Среди вулканогенных составляющих вулкано-плутонических ассоциаций выделяются следующие андезитоидные формации, предшествующие внедрению продуктивных плутоногенных образований: андезит-дацит-липаритовые и андезит-липарито-дацитовые известково-щелочные и нормальной щелочности, натровые базальт-андезит-базальтовые (в эпиэвгеосинклинальных районах). Продуктивные плутоногенные образования принадлежат преимущественно к диорит-гранодиоритовым комплексам. В районах эпикратонного типа это в основном диорит-гранодиорит-гранитные комплексы; в эпимиогеосинклинальных районах — диорит-монцонит-кварцевомонцонитовые; в эпиэвгеосинклинальных — диорит-гранодиорит-кварцевогранодиоритовые; в эвгеосинклинальных районах — габбро-диорит-кварцеводиоритовые, иногда плагиогранитные.

Очередность работ по прогнозированию и поискам месторождений медно-порфирового типа определяется необходимостью последовательного решения таких задач: 1) выделение металлогенических провинций с медно-порфировым оруденением; 2) установление позиции потенциальных рудных (поисковых) районов; 3) определение положения перспективных участков; 4) выявление позиции сульфидной минерализации; 5) оценка масштабов рудной минерализации с последующей постановкой (при благоприятных результатах) предварительной и детальной разведки.

Выделение провинций основывается на приуроченности медно-порфировых месторождений к определенным вулкано-плутоническим ассоциациям, формирующимся, как было указано, в различных геологических обстановках. При этом используются результаты фациально-формационного анализа и палеотектонических построений, а также данные о глубинном строении вулкано-плутонических поясов.

Потенциальные рудные районы отвечают ареалам развития плутоногенных составляющих вулкано-плутонических ассоциаций, продуктивных на медно-порфировое оруденение. Соответствующие интрузивные массивы контролируются длительно существовавшими поднятиями основания вулкано-плутонических поясов и характеризуются цепочечным расположением вдоль блоков ранней консолидации. Линейность в размещении рудоносных плутонов обычно рассматривается как отражение их приуроченности к разломам глубокого заложения. Комплекс геологических, фациально-формационных и геофизических данных обеспечивает выявление прогнозных факторов, конкретное выражение которых определяется типом рудного района. Существенное значение при этом имеют результаты рекогносцировочных геохимических поисков по потокам рассеяния (метод донных осадков) и шлиховых минералого-геохимических поисков, выполняемых с использованием редкой сети отбора проб.

Перспективные участки определяются наличием медно-порфировых систем по комплексу геологических признаков, получающих то или иное отражение в геохимических и геофизических характеристиках соответствующих площадей.

С учетом работ Р. Силлитоу и ряда других исследователей отметим, что основными составляющими медно-порфировых систем являются следующие пространственно-сопряженные объекты [18]: 1) штоки, штокообразные и неправильные по форме тела, серии тесно сближенных, иногда соприкасающихся даек порфировых пород, завершающие становление интрузивных комплексов продуктивных вулкано-плу-

тонических ассоциаций; 2) трубчатые тела и валунчатые дайки, сложенные брекчиями интрузивных пород, включая порфировые разности; 3) поля прожилково-штокверкового окварцевания с сульфидной вкрапленностью или (в зонах гипергенеза) с медной зеленью и гидроокислами железа; 4) штокообразные и крупные жилоподобные тела монокварцитов; 5) комплекс гидротермально-метасоматически измененных пород — каолинизированных, березитизированных, серицитизированных, аргиллизированных, пропилитизированных — при зональном их размещении; 6) поля рассеянной пиритизации; 7) проявления молибденовой, медной, медно-мышьяковой, медно-свинцово-цинковой, свинцово-цинковой с серебром, магнетитовой и гематитовой минерализации.

Конкретное качественное и количественное выражение этих признаков зависит от типов рудных районов и уровня эрозионного среза медно-порфировых систем. Наиболее ярко эта зависимость отражена в составе и распределении зон гидротермально-метасоматических изменений и рудной минерализации. Распределение последней в наиболее общем виде подчинено следующей зональности: внутренние зоны метасоматитов содержат молибденит и пирит, иногда в ассоциации с халькопиритом, борнитом и магнетитом (на некоторых месторождениях известны шеелит и касситерит); промежуточные зоны характеризуются халькопирит-пиритовой минерализацией при наличии магнетита, а иногда и молибденита; в зонах аргиллизации на некоторых месторождениях развита люцонит-энаргитовая (с пиритом) минерализация, маркирующая мышьяковую часть рудной зональности; к ореолам пропилитизации приурочена вкрапленность пирита, нередко интенсивная, причем у внутренних границ зоны пропилитизации может быть проявлена свинцово-цинковая с серебром вкрапленная и жильная минерализация. В целом рассмотренная зональность отвечает смене компонентов от внутренних зон к внешним в такой последовательности: (W—Sn)—Mo—(Mo, Cu)—Cu—(Cu—Zn—Pb); отдельные составляющие этого ряда (особенно начальные и конечные) по-разному выражены на объектах, принадлежащих к рудным районам различного типа.

Выявление поисковых критериев и признаков обеспечивается комплексом работ. Геологические исследования заключаются в специализированном картировании потенциально перспективных площадей и при благоприятных условиях позволяют обнаружить большинство признаков медно-порфировых систем.

Геофизические методы включают грави- и магнитометрическую (аэро- и наземный варианты) съемки, электроразведку и аэрогаммаспектрометрическую съемку.

Гравиметрические съемки, кроме расшифровки ряда характеристик геологического строения района и определения положения потенциально рудоносных массивов, позволяют выделить главные составляющие последних, чему способствуют также данные аэромагнитометрии. Результативность обоих методов во многом зависит от изученности физических свойств горных пород, слагающих исследуемые площади.

Наземная магнитометрия в сочетании с другими методами может дать ценную информацию как о деталях строения перспективного массива, так и о возможном расположении зон гидротермально-метасоматических изменений. Площади развития подобных зон, особенно серицитизации и аргиллизации, могут маркироваться пониженными значениями магнитного поля. Внешние зоны — пропилитизации — иногда выделяются по повышенным значениям магнитного поля. В то же время широкое развитие магнетита в зоне промышленных руд некоторых мес-

торождений определяет возможность наличия повышенного магнитного поля и в центральных частях месторождений.

Из электроразведочных методов наиболее эффективен метод вызванной поляризации (ВП), применяющийся в различных модификациях. Этим методом достаточно надежно выявляются участки пиритизации, интенсивность которой, как отмечалось, наиболее высока в зонах пропилитизации. Картируемые методом ВП аномалии не могут быть разбракованы по содержанию в них меди без проведения буровых работ. В практике ведения поисков установлено, что содержащим халькопирит зонам отвечают умеренные значения аномалий, расположенных во внутренних частях высокоаномальных участков, фиксирующих площади *интенсивной пиритизации*.

Метод естественного поля (ЕП) используется ограниченно. Отрицательные аномалии ЕП соответствуют хорошо развитым зонам гипергенных преобразований, характерных только для определенных климатических и ландшафтных условий.

Геохимические методы позволяют не только определить положение потенциально перспективных площадей, но и конкретизировать их размещение. Опробование отложений дренажной сети и почв на медь, молибден, цинк, свинец (иногда на серебро и золото) обеспечивает надежную информацию о местонахождении эродированных в различной степени медно-порфировых систем.

Изучение газово-жидких включений, выполненное на некоторых объектах, показало возможность использования этого метода при прогнозировании и поисках. *Зоны гидротермально-метасоматических* преобразований отличаются друг от друга и от неизмененных пород по насыщенности газово-жидкими включениями, их составу и температурам гомогенизации и декрепитации, чем и обусловлено поисковое значение термобарометрии.

Шлиховой минералого-геохимический метод, предложенный В. Ф. Гуреевым, основан на изучении выделяемых из шлихов пиритов и псевдоморфоз лимонита по пириту, обладающих различными кристаллографическими формами в разных зонах месторождений. Площадь шлиховых ореолов, естественно, зависит от степени эродированности месторождения, рельефа, климатических факторов и может составлять от нескольких до сотен квадратных километров. Определение набора и концентраций элементов-примесей в пиритах дает дополнительную информацию о характере рудной минерализации, в связи с чем рассматриваемый метод может быть в ряде случаев более эффективным, чем поиски по вторичным геохимическим ореолам. Важно отметить, что по результатам, полученным пока на единичных объектах, набор элементов-примесей в пиритах из разных частей рудно-метасоматических систем отражает рудную и геохимическую зональности, следовательно, по данным шлихового минералого-геохимического метода можно не только судить о вероятной позиции месторождения, но и оценивать уровень эродированности прогнозируемых и искомых объектов.

Вероятность обнаружения медно-порфировых систем и месторождений особенно в условиях плохой обнаженности в значительной степени зависит от плотности наблюдений при геологических, геофизических и геохимических исследованиях. Это имеет решающее значение при выборе масштабов поисков, проводимых на потенциально перспективных площадях, выявляемых по результатам прогнозных работ масштабов 1 : 500 000—1 : 200 000.

В целом перспективные участки, выделяемые для проведения детальных поисков, определяются как площади пространственного совме-

щения большинства поисковых критериев и признаков, в первую очередь — благоприятной геологической обстановки, аномалий ВП, вторичных геохимических ореолов и данных шлихового минералого-геохимического опробования.

Выявление позиции сульфидной минерализации частично осуществляется в процессе уже рассмотренных исследований, но полностью обеспечивается при вскрытии скважинами и горными выработками соответствующих частей медно-порфировых систем.

Для успешного ведения оценочных работ существенное значение имеет расшифровка морфологии минерализованных зон. По морфологическим особенностям месторождения медно-порфирового типа разделяются на две группы.

Первая из этих групп объединяет месторождения, рудные тела которых конформны порфировым интрузиям. Минерализованные зоны «облекают» эти интрузивные образования, располагаясь в эндо- и экзоконтактовых зонах и на флангах, в апикальных частях, а также над ними, иногда на некотором удалении от интрузий. На месторождениях этой группы, связанных с поясами даек, рудные тела, как правило, имеют удлиненную форму; отмечается их расщепление по восстанию и падению. На объектах, приуроченных к штокам, формы рудных тел близки к классическим для месторождений данного типа (опрокинутые плоские чаши, «колпаки», усеченные и полые конусы, прерывистые кольца, серповидные тела).

Ко второй группе относятся месторождения с отчетливо выраженной дисконформностью рудных тел относительно вмещающих штоков порфировых пород. Формы минерализованных зон таких объектов в наиболее простом случае воронкообразные или близкие к опрокинутым конусам, образующие которых наклонены к центральным частям штоков под встречными углами к их контактам. В ряде случаев минерализованные зоны представлены группами воронкообразных тел, сливающихся в верхней части месторождений и формирующих на нижних горизонтах несколько вертикальных либо слабонаклонных трубообразных тел, проникающих далеко во внутренние части штоков.

Определению параметров и пространственной ориентировки минерализованных зон способствует применение детализационных электроразведочных методов (ВП в различных модификациях) в подземном и скважинных вариантах.

ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ

Стратифицированные месторождения, представленные меденосными песчаниками и сланцами, составляют около 30 % запасов и 20—30 % добычи меди в капиталистических и развивающихся странах. Они известны в отложениях различного возраста — от раннего протерозоя до неогена включительно — и приурочены к пестроцветным терригенно-карбонатным формациям [23], закономерно появлявшимся после отложения базальных красноцветных толщ, которые маркируют значительные перерывы в осадконакоплении. В некоторых провинциях (Центральная и Восточная Европа) под рудоносными толщами развиты эвапориты с ангидритами и каменными солями.

Геотектоническая позиция районов, в которых распространены месторождения медистых песчаников, определяется приуроченностью к завершающим стадиям орогенного этапа эволюции геосинклиналей и протогеосинклиналей в краевых и внутренних частях платформ и протоплатформ. Рудные поля локализованы обычно на склонах конседи-

ментационных поднятий, разделяющих или осложняющих строение орогенных прогибов (Джезказган, Удокан и др.). Вмещающие оруденение породы представлены пестроцветными прибрежно-морскими, лагунными и дельтовыми фациями, гравелитами, песчаниками, конгломератами, алевролитами с прослоями известняков.

Месторождения медистых сланцев развиты преимущественно на платформах, однако в последнее время на примере месторождений ГДР и ПНР Ю. В. Богдановым показано, что они тяготеют к эпигерцинскому прогибу, выполненному обломочными породами и отделенному от находящейся севернее платформы предцехштейновым прогибом. Месторождения здесь расположены на обоих склонах горста, разделявшего Судетский и Предсудетский прогибы. Оруденение приурочено к пестроцветным прибрежно-морским отложениям — полимиктовым и олигомиктовым песчаникам, алевролитам, мергелям и известнякам. Палеофациальные обстановки накопления продуктивных отложений стратифицированных месторождений меди отвечают внутриконтинентальным морям, заливам, лагунам, дельтам и руслам в условиях мелководья. Отложения с промышленными содержаниями металла сосредоточены в линзах пестро- и сероцветных пород, залегающих в красноцветных формациях. При этом мощность рудоносных пестроцветных пород для медистых песчаников достигает сотен метров (650 м на Джезказгане, до 300 м на Удокане), а для медистых сланцев измеряется лишь первыми десятками метров, при более значительной площади их развития.

Рудовмещающие породы характеризуются ритмичным строением. По данным Ю. В. Богданова и В. П. Феоктистова, нижние части ритмов сложены сероцветными песчаниками, а верхние — красноцветными алевро-песчаниками и алевролитами при широких вариациях количественных соотношений указанных составляющих (красноцветные породы почти полностью отсутствуют на месторождениях Польши, Замбии и Заира, а в Джезказгане составляют до 50 % рудовмещающего разреза).

Для многих месторождений медистых песчаников характерно многоярусное расположение рудных тел при закономерном их смещении по мере движения снизу вверх в сторону палеоподнятий.

Форма рудных тел пластовая и линзообразная, причем промышленные руды постепенно, но обычно на небольшом расстоянии, сменяются слабоминерализованными породами.

Минеральный состав руд определяется наличием халькозина, борнита и халькопирита в качестве главных медьсодержащих минералов. Попутными компонентами на ряде месторождений являются свинец и цинк, содержащиеся в галените и сфалерите; в качестве элементов-примесей встречаются серебро и некоторые рассеянные элементы, а в рудах Замбии и Заира в промышленных количествах присутствуют кобальт и уран.

К собственно медным месторождениям относятся Болео и Коро-Коро в Южной и Центральной Америке, Удокан, месторождения Приуралья и др. Комплексные месторождения (свинцово-цинково-медные), такие как Джезказган, Мансфельд и др., характеризуются приуроченностью меди к нижним песчано-алевролитовым частям ритмов рудовмещающей толщи, а свинца и цинка — к верхним, обогащенным карбонатами составляющим.

К третьему минеральному типу формации медистых песчаников принадлежат уран-кобальтовые руды, к четвертому — кобальт-медные (Замбия, Заир).

Важная особенность многих месторождений — рудная зональность, отчетливо проявленная как по падению и простиранию рудных тел, так и по их мощности. В плане зональность имеет концентрический или линейный характер. В первом случае в направлении от центра к периферии происходит смена халькозиновых руд борнитовыми, халькопиритовыми и пиритовыми. При линейной зональности в направлении от границ палеоморского бассейна зоны сменяют друг друга в перечисленном выше, а иногда в обратном порядке.

В вертикальном сечении, при движении снизу вверх также отмечается либо прямая (халькозин—борнит—халькопирит—пирит, месторождение Джезказган), либо обратная (месторождение Удокан) зональность.

Генезис месторождений медистых песчаников и сланцев до сих пор является предметом дискуссии между сторонниками сингенетичного (осадочного) и эпигенетического (гидротермального) их происхождения. В настоящее время большинство исследователей пришло к заключению о первично осадочном происхождении рудной минерализации, которая в дальнейшем, под влиянием процессов диагенеза, эпигенеза и действием горячих минерализованных растворов испытала перераспределение и концентрацию с образованием руд прожилкового типа. При этом выделяются две группы месторождений: 1) осадочные (седиментационно-диагенетические), включающие медистые сланцы (мелководно-морские) и медистые песчаники; среди последних различаются Джезказганский (лагунно-дельтовый) и приуральский (озерно-аллювиальный) типы; 2) метаморфизованные осадочные, среди которых известны регионально- и контактово-метаморфизованные типы.

Представления о первично седиментационном происхождении медистых песчаников и сланцев сочетаются с предположением о том, что источником рудного вещества служат минеральные образования, входящие в состав продуктов разрушения континентов и поступающие вместе с обломочным материалом в бассейны осадконакопления. В дальнейшем, при процессах дна-, ката- и метагенеза, под воздействием водных потоков происходят перераспределение седиментационных концентраций меди и осаждение ее в виде сульфидов на восстановительных барьерах. Иное представление развито А. М. Лурье и И. Ф. Габлиной, которые предполагают, что источником меди являлись красноцветные отложения рудовмещающих толщ, в которых содержится 0,04—0,03 % меди и 5,3 % общего железа.

Изложенные данные о палеотектонических позициях стратиформных месторождений меди и главнейших особенностях их строения определяют геолого-генетические основы их прогнозирования и поисков.

К перспективным площадям относятся территории развития потенциально рудоносных формаций, выделяемых по результатам палеофациального анализа. Для выявления позиции рудовмещающих пачек решающее значение имеют литолого-стратиграфическое расчленение разреза формаций и геохимическое опробование слагающих их пород. Прямые поисковые задачи решаются методами геохимии и электроразведки в наземных и скважинных вариантах. При этом отчетливо выделяются три существенно отличных типа геологических обстановок ведения поисковых работ: в первом — рудовмещающие толщи интенсивно дислоцированы, в связи с чем современный эрозионный срез обеспечивает доступность информации о строении их разреза и его фациальной неоднородности; во втором они слагают отрицательные структуры с умеренными углами падения слоев — доступна информация о строении толщ в разрезе, а фациальная неоднородность может быть выявлена

лишь бурением; в третьем — рудовмещающие толщи залегают субгоризонтально, перекрыты более молодыми образованиями и могут обнажаться в локальных блоках; вся информация, необходимая для детального прогнозирования и ведения поисковых работ, обеспечивается в этом случае бурением скважин.

СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К наиболее важным рудноформационным типам свинцово-цинковых месторождений относятся следующие: 1) метаморфизованные колчеданно-полиметаллические в метаморфических толщах; 2) колчедан-

Таблица 9

Генетические типы рудных формаций свинцово-цинковых месторождений

Главные способы отложений и последующего преобразования рудного вещества	Рудноформационные типы месторождений*				
	2	3	4	5	6
Гидротермально-осадочный	+	+	+	+	—
Гидротермально-метасоматический	+	+	+	—	—
Гидротермальный — выполнение свободных полостей	—	—	—	+	+
Диагенетический	+	+	+	+	—
Катагенетический	+	+	+	+	—
Метагенетический	+	+	+	—	—
Метаморфический:					
зеленосланцевой фации	+	+	+	—	—
амфиболитовой фации	+	+	—	—	—
гранулитовой фации	—	—	—	—	—

* Номера рудноформационных типов месторождений соответствуют указанным в тексте. Месторождения данного типа характерны (+) и не характерны (—) при указанном способе отложения и преобразования рудного вещества.

но-полиметаллические в вулканогенно-осадочных отложениях; 3) колчеданно-полиметаллические в терригенных и карбонатно-терригенных отложениях; 4) метасоматические свинцово-цинковые в известняках, часто связанные со скарнами; 5) стратиформные прожилково-вкрапленные в известково-доломитовых отложениях; 6) свинцово-цинковые жильные.

Соотношение формационных и генетических типов свинцово-цинковых месторождений отражено в табл. 9, из рассмотрения которой можно сделать следующие выводы: 1) каждой рудной формации присущи специфические черты генезиса; 2) руды месторождений даже в пределах одной формации, как это подчеркнул В. И. Смирнов, часто имеют разное происхождение и являются полигенными. Например, руды колчеданно-полиметаллических месторождений могут быть как осадочными, так и метасоматическими; процессы выполнения свободных полостей для них нетипичны. Аналогичные черты обнаруживают и метасоматические залежи в известняках. Руды стратиформных месторождений в известково-доломитовых отложениях могут быть осадочными или выполнять свободные полости. Для жильных месторождений характерно выполнение свободного пространства.

До последних лет свинцово-цинковые руды рассматривались многими исследователями как образования гидротермального генезиса, относящиеся к трем классам: высоко-, средне- и низкотемпературному.

Однако при этом температуры образования минеральных ассоциаций, слагающих руды, определялись на основании общих соображений, без необходимых точных данных. Проведенные Н. А. Гибшер, А. И. Донцом, Ю. С. Париловым, Г. С. Рипом, Е. М Лазько, Ю. В. Ляховым, А. В. Пизнюром и др. в последние годы термобарогеохимические исследования, существенно изменили существовавшие ранее представления о температуре формирования продуктивных ассоциаций свинцово-

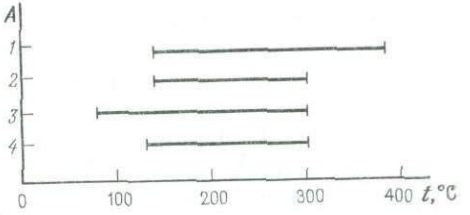


Рис. 23. Температуры образования свинцово-цинковых руд месторождений различных формационных типов (*A*):

1 — колчеданно-полиметаллических; *2* — метасоматических в известняках, часто связанных со скарнами, *3* — стратиформных прожилково-вкрапленных в известково-доломитовых отложениях, *4* — жильных

цинковых месторождений. По этим данным, подавляющая часть свинцово-цинковых руд месторождений всех формационных типов, расположенных в пределах СССР, возникала в интервале температур 300—150 °С. Исключение составляют некоторые колчеданно-полиметаллические месторождения, в частности Тишинское и Корбалихинское на Алтае, Озерное и Холоднинское в Прибайкалье и Забайкалье, Жайремское в Центральном Казахстане. Становление свинцово-цинковых руд этих месторождений началось при температурах 370—340 °С и закончилось при 280—200 °С. Такие месторождения можно называть переходными — высоко-среднетемпературными. Другое исключение — руды некоторых стратиформных месторождений, локализованных в известково-доломитовых отложениях. Часть месторождений этой формации также относится к среднетемпературным — Таборное в Прибайкалье (300—240 °С), Сардана в Якутии (260—220 °С), месторождения Северного Алжира (250—150 °С). Однако продуктивные ассоциации некоторых месторождений этой формации, например, таких, как Шалкия в Каратау, месторождения района Миссисипи—Миссури в США, Пайн-Пойнт в Канаде, формировались в диапазоне температур 150—70 °С и могут быть отнесены к низкотемпературной группе месторождений.

При сравнении температурных интервалов образования свинцово-цинковых руд месторождений различных формационных типов видно (рис. 23), что более простые в генетическом отношении формационные типы (метасоматические залежи в известняках и месторождения жильного типа) отличаются сравнительно ограниченными температурными интервалами (280—150 °С); формационные типы более сложного происхождения характеризуются более широким температурным интервалом образования, причем формирование колчеданно-полиметаллических месторождений начинается при температурах 370—380 °С и заканчивается при температуре 150 °С, а стратиформных в известково-доломитовых отложениях — соответственно при 300 и ниже 100 °С.

Отложение руд свинцово-цинковых месторождений может происходить различными способами: многие рудные тела представлены продуктами осаждения на дне морских бассейнов; не меньшее значение при образовании руд имеют процессы метасоматического замещения вмещающих пород и выполнения свободных полостей. По характеру последующих преобразований первоначально отложенного рудного вещества руды свинца и цинка могут быть диа-, ката-, метагенетическими и, наконец, метаморфизованными в зеленосланцевой (месторожде-

ние Салливан в Канаде) и амфиболитовой (Холоднинское месторождение в Прибайкалье) фациях. Свинцово-цинковые руды, метаморфизованные в гранулитовой и эклогитовой фациях, практически не встречаются. Единственным исключением, возможно, является месторождение Брокен-Хилл (Австралия), часть рудных тел которого локализована в породах гранулитовой фации метаморфизма.

Руды колчеданно-полиметаллических месторождений устойчиво сохраняются при процессах метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций и лишь в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций, по-видимому, подвергаются растворению; месторождения залегающие в карбонатных толщах, вероятно, более чувствительны к явлениям метаморфизма и не сохраняются уже в условиях амфиболитовой и, возможно, даже зеленосланцевой фаций.

По данным А. И. Тугаринова, Д. И. Горжевского и Г. В. Ручкина, свинцово-цинковые месторождения впервые возникли в истории Земли в среднепротерозойскую эпоху: в этот период формировались преимущественно месторождения колчеданно-полиметаллических формаций. В позднепротерозойское время их сменили месторождения стратиформной формации в известково-доломитовых отложениях. В палеозойскую и мезо-кайнозойскую эры происходило становление месторождений всех рудных формаций, в том числе скарновых свинцово-цинковых месторождений, впервые возникших в это время. Их формирование обусловлено в значительной степени воздействием гранитоидных интрузий на образованные в более раннее время стратиформные свинцово-цинковые руды, локализованные в известково-доломитовых толщах.

По масштабам свинцово-цинковые месторождения можно разделить на четыре группы: мелкие, средние, крупные и уникальные с запасами суммы свинца и цинка соответственно менее 1, от 1 до 2,5, от 2,5 до 10 и более 10 млн. т.

По степени богатства выделяются: бедные руды с суммарным содержанием свинца, цинка, а часто и меди менее 5 %; рядовые руды с содержанием этих компонентов в пределах 5—8 % и богатые руды, содержащие более 8 % свинца, цинка и меди (в сумме).

Кроме основных, в свинцово-цинковых рудах отмечаются многие попутные компоненты: серебро, золото, кадмий, висмут, барит, олово, селен, теллур, германий, индий, иногда таллий, никель и кобальт. Количество попутных компонентов, часто представляющих существенный практический интерес, иногда достигает 10 %, редко более, а их стоимость нередко составляет 20—40 % и даже более от суммарной стоимости всех компонентов руд.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ

Руды подобных месторождений после образования подверглись вместе с вмещающими породами интенсивному метаморфизму. Главным образом, к этому типу относятся месторождения, залегающие среди пород докембрийского возраста, а также и более молодые месторождения, приуроченные к региональным зонам смятия. В настоящее время из месторождений этой формации в капиталистических и развивающихся странах добывается 30—35 % свинца и цинка.

Общей чертой месторождений является их размещение в древних щитах и кристаллических массивах, в пределах протерозойских и ар-

хейских вулканических поясов, сложенных метаморфизованными первично осадочными и вулканическими породами. По геотектонической позиции, составу вмещающих пород и руд Г. В. Ручкин выделяет среди месторождений этой формации три группы или подформации. К первой группе относятся колчеданные медно-цинковые месторождения вулканических поясов протогеосинклинальных систем. Месторождения локализуются в раннедокембрийских комплексах и характеризуются повышенными содержаниями цинка (до 10 %) и меди (до 4 %) и низкими содержаниями свинца.

Вулканогенные породы вулканических поясов принадлежат к непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой и недифференцированной базальтовой формациям. Судя по их химическому составу, они являются, вероятно, производными толеитовых магм. Рудовмещающие породы представлены вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями (туфы среднего и кислого состава, углистые сланцы, карбонатно-кремнистые породы). Колчеданные месторождения концентрируются вблизи вулканических центров, выполненных метаморфизованными агломератовыми туфами и брекчиями среднекислого и кислого состава. Примеры месторождений этой подформации: Кид-Крик, Маттагами, Флин-Флон и другие в Канаде, Юнайтед Верде в США, Булиден и Лангсель в Швеции, Виханти в Финляндии.

Ко второй группе Г. В. Ручкин относит колчеданные месторождения вторичных геосинклиналей, выполненных породами лептитового комплекса раннепротерозойского возраста. Это существенно свинцово-цинковые месторождения с соотношениями средних содержаний свинца и цинка 1 : 2 и высокими содержаниями серебра в рудах. В строении рудовмещающих толщ ведущая роль принадлежит вулканитам кислого состава с преобладанием калия над натрием, глиноземистым сланцам и аркозовым песчаникам, а также железисто-марганцево-кремнистым осадкам, известнякам и доломитам. Осадочные породы, вероятно, представляют собой продукты разрушения выступов сиалического фундамента, а вулканические — продукты его плавления. В качестве примеров месторождений этой подформации следует привести месторождения Центральной Швеции (Фалун, Оммеберг, Саксбергет и др.) и Южной Австралии (Брокен-Хилл, Роквелл и др.).

К третьей подформации принадлежат месторождения терригенных эвгеосинклиналей, выполненных верхнерифейскими вулканогенно-осадочными отложениями; в этих месторождениях преобладает цинк и варьируют содержания свинца и меди. По мнению Г. В. Ручкина, терригенные эвгеосинклинали обрамляют древние платформы или глыбы дорифейской консолидации и развиваются на коре переходного типа на границе континентальных и океанических структур. Характерная особенность этих структур — крайне неравномерное распределение вулканогенных пород, количество которых изменяется от 10 до 60 %. Эти породы относятся к недифференцированной базальтовой, контрастной липарит-базальтовой и последовательной базальт-андезит-дацит-липаритовой формациям и представлены породами как натровой, так и в меньшей степени кали-натровой и даже калиевой серий. Отмечаются два типа рудовмещающих разрезов: черносланцевый, карбонатно-терригенный с резко подчиненным количеством вулканитов и вулканогенно-осадочный. К первому из них тяготеют свинцово-цинковые месторождения Сибири (Холоднинское и Линейное), локализующиеся в пределах узких палеодепрессий, ограниченных длительно развивавшимися глубинными разломами, ко второму — медно-цинковые месторождения Африкано-Аравийского континента (Приска в ЮАР, Нупра, Джебел-

Саид, Гехаб в Саудовской Аравии), приуроченные, вероятно, к зонам активных магмовыводящих разломов.

Минеральные типы месторождений формации метаморфизованных колчеданно-полиметаллических месторождений разнообразны. Наибольшее значение имеют халькопирит-сфалеритовые, галенит-сфалеритовые и халькопирит-галенит-сфалеритовые руды. Сульфиды железа — пирит и пирротин, как правило, преобладают над суммарным содержанием сфалерита и галенита, реже играют подчиненную роль; в рудах часто отмечаются промышленные концентрации серебра, кадмия, а иногда и других попутных компонентов.

Рудные тела представлены большей частью согласными пластообразными или линзовидными залежами: секущие тела встречаются редко. Руды часто имеют полосчатую и плойчатую текстуры и залегают среди пород, испытавших метаморфизм низкой и средней ступеней. Среди пород гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма месторождения наблюдаются исключительно редко, что свидетельствует, вероятно, о возможности полного выноса сульфидов в условиях глубокого метаморфизма. Околорудные изменения вмещающих пород выражены серицитизацией, карбонатизацией, альбитизацией и хлоритизацией, однако обычно они затушеваны более поздними процессами регионального метаморфизма.

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

К этой формации относятся многие месторождения СССР, в частности месторождения Рудного Алтая (Лениногорское, Зыряновское, Тишинское и др.); Юго-Западного Гиссара (Хандизинское); Западного Забайкалья (Озерное); Тувы (Кызыл-Таштыг); Салаирского кряжа (Салаирское рудное поле); Малого Кавказа (Маднеули) и др.

За рубежом к этой формации принадлежат месторождения провинции Нью-Брансуик в Канаде (Батерст-Ньюкасл и др.), месторождения Серро-де-Паско в Перу, Боудвин в Бирме, Горни Место и Горни Бенешов в Чехословакии, Рио-Тинто и Азналькольяр в Испании, Куроко в Японии и др.

В капиталистических и развивающихся странах из месторождений этого типа добывается 15 % цинка и 7 % свинца; в СССР — роль подобных месторождений в добыче свинца и цинка превышает 30 %.

Большинство месторождений имеют палеозойский возраст, реже мезо-кайнозойский. Они связаны главным образом с контрастной базальт-липаритовой вулканогенной формацией, иногда с последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формацией и ее интрузивными аналогами — телами субвулканических и гипабиссальных порфиров, обогащенных летучими компонентами.

В тектоническом отношении месторождения данной рудной формации, как правило, приурочены к вулканогенным структурам типа вторичных геосинклиналей или эвгеоантиклиналей, наложенных на древние срединные массивы или геоантиклинальные поднятия с мощной гранитной корой. Процесс формирования вторичной геосинклинали, вероятно, сопровождался плавлением гранитной коры и формированием огромных масс кислых вулканитов липаритовой или базальт-липаритовой вулканогенных формаций.

Становление месторождений происходило в ранние этапы тектономагматического цикла при блоково-складчатых дислокациях в связи с движениями по глубинным разломам, раскалывающим древние средин-

ные массивы или геоантиклинали; при этом в ранние этапы (геосинклинальную стадию) возникла бóльшая часть месторождений, ассоциирующих с базальт-липаритовой контрастной вулканогенной формацией, а в позднеорогенные этапы в некоторых рудных провинциях осуществлялась регенерация ранее сформированных месторождений.

В размещении месторождений этой рудной формации важную роль играют фации вулканитов. Бóльшая часть месторождений локализует-

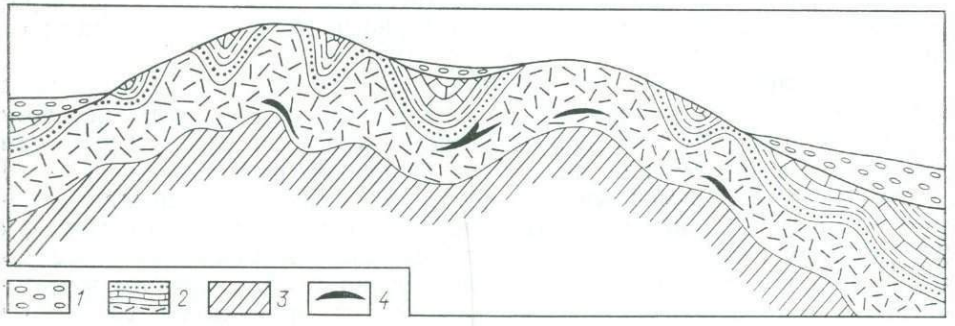


Рис. 24. Идеализированный разрез вулканогенной геоантиклинальной (эвгеоантиклинальной) зоны.

1 — терригенные отложения верхнего структурного этажа эвгеоантиклинали; *2* — вулканогенно-осадочные образования нижнего структурного этажа эвгеоантиклинали; *3* — породы чехла срединного массива; *4* — рудные залежи

ся в вулканогенно-осадочных образованиях промежуточной зоны фаций, накапливавшихся в период затухания активного вулканизма. Реже месторождения приурочены, по данным Г. Ф. Яковлева и др., к вулканитам жерловых и прижерловых зон фаций. По генезису, как это установлено на Рудном Алтае Д. И. Горжевским, Г. Ф. Яковлевым и др., руды месторождений разделяются на гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические и регенерированные. Последняя группа месторождений обычно возникает при воздействии более молодых интрузий, под влиянием которых происходят переотложение руд более древних месторождений, перераспределение сульфидной минерализации, рассеянной в горных породах, а также осуществляются процессы извлечения свинца, цинка и меди из решеток породообразующих минералов в связи с явлениями их альбитизации, хлоритизации и серицитизации. Таким образом, месторождения этой рудной формации имеют сложное происхождение, длительное время формирования и могут рассматриваться как полигенные и полихронные.

Происхождение месторождений данного типа находит отражение в морфологии и условиях залегания руд. Рудные тела гидротермально-осадочного происхождения представлены пласто- и линзообразными залежами, согласными со слоистостью. Такова, например, часть рудных тел Озерного месторождения в Забайкалье и Лениногорского на Алтае. В размещении руд гидротермально-метасоматического происхождения ведущую роль играли как согласные со складчатостью элементы рудовмещающих структур (зоны межпластового срыва, отслоения и дробления на крыльях складок, пласты пород, благоприятных для метасоматического отложения рудного вещества — рис. 24), так и секущие складчатые структуры трещины, зоны рассланцевания и брекчирования. Согласные рудные тела имеют вид утолщенных, часто сравнительно полого залегающих линз; форма рудных тел в зонах рассланцевания и брекчирования, секущих складки, лентовидная и жилооб-

разная. В ряде месторождений рудным телам присущи комбинированные морфологические черты — в верхней части они представлены утолщенными, нередко изогнутыми линзами, а в нижней — лентовидными и жилообразными телами (Лениногорское, Зыряновское и другие месторождения).

Для локализации месторождений этой рудной формации важное значение имеет стратиграфический контроль; колчеданно-полиметаллические руды размещаются преимущественно в интервалах стратиграфических разрезов, для которых характерно частое переслаивание различных по составу лав, туфов и осадочных пород.

Структурные предпосылки поисков месторождений данного типа заключаются в приуроченности месторождений к палеовулканическим структурам [46, 47], флексурным изгибам складок, а также к участкам сопряжения и пересечения разноориентированных разломов.

Околорудные изменения на месторождениях гидротермально-осадочного происхождения развиты сравнительно слабо и лишь в лежачем боку рудных тел. На объектах гидротермально-метасоматического генезиса они проявлены широко и интенсивно и представлены железомагнезиально-кальциевыми метасоматитами и продуктами кислотного выщелачивания. На примере изучения полиметаллических месторождений Рудного Алтая В. Б. Чекваидзе установлено, что мощность измененных пород в надрудных зонах обычно составляет десятки и сотни метров. Наблюдается зональное строение околорудных метасоматитов: в нижней части колонки преобладают серицит-кварцевые, а в верхней — хлорит-карбонатные.

Руды колчеданно-полиметаллической формации содержат переменные количества четырех ведущих рудных минералов — пирита, сфалерита, галенита и халькопирита. Пирит всегда играет важную роль в составе руд и нередко преобладает над суммарным содержанием сфалерита и галенита. Количество сфалерита, как правило, значительно больше, чем галенита и халькопирита; соотношения галенита и халькопирита переменные. Закономерные вариации количественных соотношений этих минералов в рудах позволили Д. И. Горжевскому выделить среди месторождений описываемой формации четыре группы: 1) собственно полиметаллические или барит-полиметаллические (галенит-сфалерит-баритовые или галенит-сфалеритовые; 2) переходные (халькопирит-галенит-сфалеритовые); 3) колчеданно-полиметаллические (галенит-халькопирит-сфалеритовые); 4) медноколчеданные (галенит-сфалерит-халькопиритовые). Соотношения средних содержаний свинца, цинка и меди в этих группах составляют соответственно $1:2:0{,}2\div0{,}5$; $1:7:1$; $1:6:3$ и $1:3:6$. Из рассмотрения этих соотношений видно, что содержание меди (относительно свинца) постоянно увеличивается от первой группы к четвертой, а максимальное преобладание цинка над свинцом свойственно месторождениям третьей и второй групп.

Текстуры руд очень разнообразны, преобладают колломорфная, массивная, полосчатая, брекчиевая, пятнистая и прожилково-вкрапленная.

Руды колчедано-полиметаллических месторождений, локализованных в вулканогенно-осадочных отложениях, содержат многочисленные попутные компоненты, что существенно увеличивает их экономическую ценность. Главное значение имеют серебро, золото, кадмий, селен теллур и др.

Перечисленные группы месторождений характеризуются не только различными количественными вариациями минералов, они, как это показано на примере Рудного Алтая Д. И. Горжевским, В. Б. Чекваидзе,

И. З. Исакович, отличаются друг от друга также и рядом геологических особенностей, что позволяет рассматривать их как рудные подформации.

Для рудных тел характерна зональность по мощности, падению и простиранию. Зональность по мощности выражена не всегда. Однако часто она обусловлена преобладанием в лежачем боку рудных тел халькопирит-пиритовых руд, в центральной части — галенит-сфалеритовых, а в висячем боку галенит-сфалерит-баритовых. Иногда в рудных телах, как это отмечено В. И. Смирновым и Н. И. Ереминым, наблюдается и скрытая минералого-геохимическая зональность, предопределенная главным образом содержанием кобальта, никеля и других элементов в пирите. Зональность рудных тел по падению проявлена в том, что верхние части рудных тел часто сложены кварц-баритовыми минеральными агрегатами, содержащими прожилково-вкрапленные скопления галенита и сфалерита. Ниже эти образования сменяются массивными, реже прожилково-вкрапленными галенит-сфалеритовыми рудами, которые еще ниже переходят в руды халькопирит-сфалеритового состава, с подчиненной ролью галенита. Зональность рудных тел по простиранию обусловлена чередованием участков с различными перечисленными типами руд. Все эти виды зональности являются элементами объемной фигуры зонального строения рудных тел. С генетической точки зрения зональность охарактеризованной формации колчеданно-полиметаллических месторождений сочетает элементы стадийной и фациальной зональности в понимании В. И. Смирнова.

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

К этой рудной формации относятся многие месторождения СССР, Канады, США, Кубы, Австралии, Ирана, ФРГ и др. В настоящее время из этих месторождений в капиталистических и развивающихся странах добывается 10—16 % свинца и цинка.

Месторождения данной формации локализуются в трогах геосинклиналей и впадинах, наложенных на складчатое основание, а также в авлакогенах на платформенных структурах. Рудовмещающие толщи представлены углистыми глинисто-карбонатными, глинисто-песчаными и глинисто-карбонатно-кремнистыми породами. Магматические породы иногда присутствуют, однако играют малосущественную роль в разрезах рудовмещающих толщ. Это потоки и покровы нормальных и щелочных базальтов, реже продукты кристаллизации кислой и субщелочной магмы типа трахилипаритов.

Для пород, вмещающих колчеданно-полиметаллические руды месторождений этой формации, часто характерно наличие сидерит-пиритовых и пиритовых конкреций и рассеянной вкрапленности фрамбоидального пирита, а также повышенное количество органического вещества.

В палеотектоническом отношении рудовмещающие комплексы обычно приурочены к замкнутым, часто сравнительно глубоководным котловинам, отдаленным от обрамляющих их сводовых поднятий региональными разломами. Поднятия сложены песчаными отложениями, а в котловинах накапливались углисто-карбонатно-глинистые породы и седиментные залежи пирита.

По форме рудных тел, минеральному составу руд и текстурам месторождения этой формации близки месторождениям формации колчеданно-полиметаллических месторождений, залегающих в вулканогенно-осадочных породах. Здесь рудные тела также имеют пласто- или

линзообразную форму и залегают согласно с вмещающими породами. Главным минералом руд также является пирит, однако местами в больших количествах отмечается пирротин, не характерный для месторождений, локализованных в вулканогенно-осадочных породах.

Околорудные изменения неинтенсивны и, как правило, не выходят за пределы рудных тел. Проявлены они в виде хлоритизации и серицитизации, а в карбонатных породах — в виде анкеритизации и сидеритизации.

Среди месторождений этой формации можно выделить три группы, различающиеся по геотектонической позиции [17]. Первая группа, куда могут быть отнесены месторождения Кавказа (Филизчай и Катех), ФРГ, Кубы (Карлота) и др., локализуется в трогах терригенных геосинклиналей, где среди рудовмещающих отложений господствуют углистые, карбонатно-глинистые и песчано-глинистые.

Вторая группа отличается от первой размещением месторождений в авлакогенах, приуроченных к перикратонным прогибам древних платформ. В качестве примеров месторождений этой группы можно упомянуть месторождения Маунт-Айза, Мак-Артур, Хилтон и другие в Австралии, а также Салливан, Нос-Стар и другие в Канаде. Рудовмещающим отложениям присуща большая степень карбонатности. Они представлены чаще породами углисто-битуминозно-доломит-глинистой формации.

Месторождения третьей группы, включающей некоторые месторождения Центрального Казахстана (Жайрем, Ушкатын, Бестобе и другие), которые, может быть, следовало бы выделить в самостоятельную рудную формацию, локализуются во впадинах, выполненных осадочными отложениями и заложенных на складчатом основании. Господствующее значение здесь имеет углисто-глинисто-карбонатно-кремнистая формация.

Между рудовмещающими породами этих трех групп месторождений наблюдаются постепенные переходы от песчано-глинистых отложений флишоидного типа к углисто-глинисто-карбонатным и углисто-глинисто-кремнисто-карбонатным.

Главные полезные компоненты руд месторождений этой формации — свинец и цинк, иногда медь и барит. Среди попутных компонентов имеют значение серебро и кадмий. Соотношения свинца и цинка обычно варьируют от 1 : 1 до 1 : 2,5. В тех случаях, когда на месторождениях присутствуют медные руды, они образуют другую минеральную ассоциацию — халькопирит-пирротиновую,— которая либо является более поздней, наложенной на колчеданно-полиметаллические руды (месторождение Филизчай), либо расположена пространственно обособленно от свинцово-цинкового оруденения (Маунт-Айза).

Вопросы происхождения месторождений данной рудной формации недостаточно изучены и дискуссионны. Некоторые месторождения, например Раммельсберг и Мегген, большинством исследователей рассматриваются как вулканогенно-осадочные [17], другие, такие как Филизчай и Жайрем,— как полигенные, образование которых обусловлено наложением гидротермально-метасоматических руд на более ранние гидротермально-осадочные.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЗАЛЕЖИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУД В ИЗВЕСТНЯКАХ (ЧАСТО СВЯЗАННЫЕ СО СКАРНАМИ)

К этой формации относятся многочисленные месторождения СССР, расположенные на Тянь-Шане (Алтын-Топкан, Кургашин-Кан, Кан-

сай), в Сихотэ-Алине (Тетюхе, Николаевское и др.), Восточном Забайкалье (Савинское V, Кадаинское, Благодатское и др.), Центральном Казахстане (Қызыл-Эспе, Карагайлы и др.). К этой же формации принадлежат месторождения Трепча в Югославии, Баньска-Штявница в Чехословакии, Рубиалес в Испании. Широко распространены месторождения этой формации в США (Тинтик, Гилмен, Пиоч, Бингем и др.) и в Мексике (Сан-Франциско, Реформа). Однако большая часть

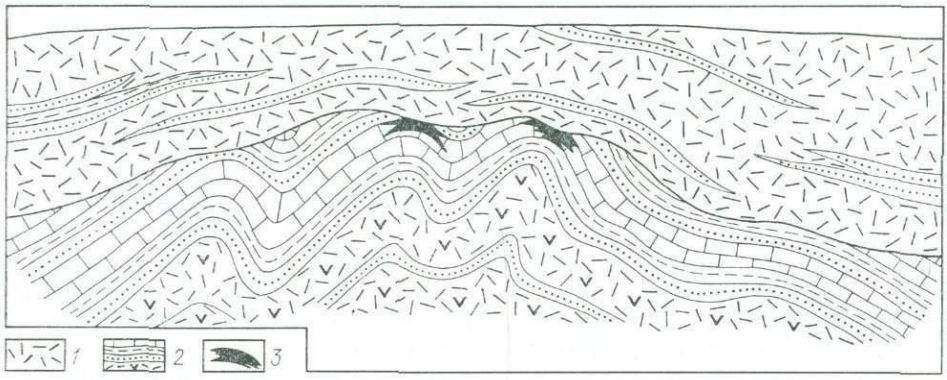


Рис. 25. Идеализированный разрез вулканогенно-терригенно-карбонатной геоантиклинальной зоны.

1 — вулканогенные породы верхнего структурного этажа; *2* — терригенно-карбонатные и вулканогенные образования нижнего структурного этажа; *3* — рудные залежи

этих месторождений является сравнительно некрупными. В настоящее время из руд месторождений данной формации в капиталистических и развивающихся странах добывается 3,5 % свинца и 5 % цинка.

Месторождения рассматриваемой рудной формации размещены главным образом в геоантиклиналях и вулканогенных поясах, унаследованных от существовавших ранее геоантиклинальных поднятий. В связи с этим структуры имеют двухъярусное строение. В нижнем господствуют геоантиклинальные формации — терригенная и карбонатно-рифогенная, а в верхнем — липаритовая либо молассовая (рис. 25). Геологическая обстановка, благоприятная для локализации месторождений описываемой формации, характеризуется, с одной стороны, наличием карбонатных пород (главным образом известняков), нередко переслаивающихся с терригенными и кремнистыми отложениями, а с другой,— развитием интрузий габбро-диоритового и гранитоидного состава (дифференциатов базальтовой магмы). Месторождения расположены либо вблизи тел интрузивов и в этом случае ассоциируют со скарнами, либо на удалении от них. В последнем случае руды залегают среди гидротермально измененных карбонатных пород, почти не содержащих скарновых минералов.

В отличие от колчеданно-полиметаллических месторождений формирование месторождений этой рудной формации осуществлялось в средние и поздние этапы тектоно-магматического цикла. Главными элементами рудовмещающей структуры служили глубинные разломы и их составные элементы, представленные зонами брекчирования, трещиноватости и межпластовых срывов. Важное значение в локализации оруденения имели и геологические экраны.

По форме и условиям залегания выделяются две группы рудных тел: 1) пластообразные залежи, обычно приуроченные к контакту кар-

бонатных пород с глинисто-кремнистыми или другими алюмосиликатными породами, которые часто играют роль геологических экранов; 2) тела трубообразной и сложной формы, тяготеющие к участкам пересечения разрывов в известняках. Нередки рудные тела комбинированной формы, сочетающие элементы перечисленных структурных групп.

Рудные тела часто ассоциируют с гранатовыми (гроссуляр-андрадитовыми) и пироксеновыми (диопсид-геденбергитовыми) скарнами. Руды, как правило, наложены на скарны (главным образом на пироксеновые). В других случаях руды связаны с березитами, проявленными в карбонатных породах в виде кварц-анкеритовых метасоматитов.

Текстуры руд разнообразны — массивные, реже полосчатые, вкрапленные, пятнисто-брекчиевидные. К числу главных рудных минералов всегда относятся сфалерит и галенит; пирит присутствует постоянно, но в переменных количествах; нередко в значительных количествах встречаются арсенопирит, марказит, сульфоантимониды свинца (буланжерит, джемсонит, геокронит), редко пирротин и халькопирит. Соотношение свинца и цинка в рудах, как правило, близко 1 : 1; содержание меди обычно незначительно и редко достигает 0,5 %. К главным нерудным минералам принадлежат пироксен, гранат, волластонит, аксинит, эпидот, доломит, анкерит, кальцит и кварц.

По данным В. И. Смирнова, на многих месторождениях наблюдается горизонтальная рудная зональность. Часто она развита в тех случаях, когда в пределах рудного узла локализуются не только свинцово-цинковые месторождения, но и рудопроявления других полезных ископаемых.

В обобщенном виде эта зональность выражена в том, что в центральной части рудного узла расположены штоки гранитоидных пород, с которыми пространственно ассоциируют рудопроявления касситерит-кварцевой формации; ближе к периферии находятся тела, сложенные образованиями касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций; еще дальше размещены свинцово-цинковые руды, которые, в свою очередь, сменяются флюорит-кварцевыми или карбонат-кварцевыми жилами.

СТРАТИФОРМНЫЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ИЗВЕСТКОВО-ДОЛОМИТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Эта рудная формация обеспечивает добычу 37 % цинка и 23 % свинца, извлекающихся из месторождений в капиталистических и развивающихся странах. К ней относится ряд важных рудных районов США (месторождения Мидконтинента), крупные месторождения Канады (Пайн-Пойнт), Польши (район Верхняя Силезия), Испании (Реосин), Ирана (Ангуран и Озбак-Кух) и многочисленные, но небольшого масштаба месторождения Франции, Алжира, Туниса, Марокко, Австрии, Югославии, Италии и Болгарии. В Советском Союзе месторождения этой формации распространены в Тянь-Шане, Каратау (Миргалимсай, Ачисай, Шалкия и др.) и в районах южного и северного обрамления Ферганской котловины (Уч-Кулач, Сумсар), а также в Восточной Сибири (Сардана, Уруй и др.).

Месторождения данной формации тесно ассоциируют с карбонатными (главным образом доломитовыми) отложениями и отличаются от метасоматических залежей в известняках также отсутствием связи с магматическими породами и скарнами, иными околорудными измене-

ниями, другим минеральным составом и текстурами руд, иной геотектонической позицией.

Характеризуемый тип месторождений, как правило, локализуется в активизированных чехлах древних и эпигерцинских платформ, а также в зонах тектоно-магматической активизации, осложняющих складчатые области. Магматические породы, за исключением наблюдающихся в некоторых случаях кислых эффузивов и редких диабазовых даек, вблизи месторождений отсутствуют.

Месторождения рассматриваемой формации, по-видимому, имеют сложное полигенное и полихронное происхождение. Первичное накопление рудного вещества, вероятно, осуществлялось осадочным или инфильтрационным путем в ранние этапы формирования структурно-металлогенических зон. В дальнейшем в связи с процессами тектоно-магматической активизации в зонах разломов под воздействием термальных вод происходило переотложение и перераспределение ранее образованных минералов свинца и цинка. В результате возникло два структурно-морфологических типа рудных тел. Первый представлен пластообразными залежами, возникшими в результате диагенеза и катагенеза осадков, насыщенных рудным веществом; второй, играющий подчиненную роль,— секущими линзо- и жилообразными телами, сформировавшимися в разломах в результате переотложения первоначальных скоплений рудного вещества под воздействием термальных растворов.

Оба типа рудных тел часто совместно присутствуют на большинстве месторождений этой формации. Проявления первого типа приурочены, по данным Е. С. Зорина, к пластам доломитов, известковистых доломитов и доломитизированных известняков, относящихся к лагунно-морской доломит-известняковой литофации. В рудных телах сульфиды свинца и цинка часто образуют богатые руды в прослоях, насыщенных органическими остатками. Проявления второго типа размещаются в зонах развития островной и лагунно-морской доломит-известняковой литофаций.

Специфические околорудные изменения месторождений описываемой формации имеют важное поисковое значение: они выражены эпигенетической доломитизацией известняков, баритизацией и окварцеванием.

Минеральный состав руд обычно простой: к главным рудным минералам относятся галенит и сфалерит; к нерудным — кальцит, доломит, часто барит и кварц. Широко распространенными, но второстепенными являются пирит и марказит, а в отдельных случаях также халькопирит, теннантит и борнит. По количественным соотношениям галенита и сфалерита выделяются два типа месторождений: в одном преобладают галенитовые руды, в другом — сфалеритовые. Как показали Т. Н. Шадлун и М. Г. Добровольская, для первого типа обычна прожилково-вкрапленная текстура, во втором часто встречаются массивные и колломорфные текстуры. Соотношения средних содержаний свинца и цинка в рудах месторождений первого типа (3÷4) : 1, в рудах месторождений второго типа от 1 : 3 до 1 : 15. Барит особенно характерен для существенно галенитовых месторождений, где его среднее содержание составляет около 10 %. В отдельных рудных телах содержание барита еще более высокое, и он извлекается из руд в качестве попутного компонента. Кроме того, из руд месторождений этой рудной формации дополнительно могут добываться серебро, германий и таллий.

Месторождения рассматриваемой рудной формации распространены в США (Кер-д'Ален), Мексике (Фреснильо), Перу (Сантандер, Хуанзала), Испании (Линарес, Ла-Каролина), Чехословакии, Болгарии, ГДР, Румынии и в других странах. В СССР месторождения этой формации известны на Северном Кавказе (Садон, Згид, Архон и др.), в Срединном Тянь-Шане (Кан-и-Мансур, Тары-Экан, Замбарак) и Сихотэ-Алине (Смирновское, Ахобинское и др.).

Месторождения размещаются в складчатых системах и активизированных срединных массивах в песчано-сланцевых толщах и гранитоидах. Особенностью, отличающей месторождения этой формации от других, является то, что они локализуются в породах, неблагоприятных для развития процессов метасоматоза. В связи с этим в формировании рудных тел, обычно представляющих собой кварцевые, кварц-карбонатные, кварц-баритовые и кварц-флюоритовые жилы с сульфидами, главную роль играют процессы выполнения свободных полостей. В соответствии с этим в рудах преобладают массивные, брекчиевидные, крустификационные и другие близкие текстуры.

Рудные тела представлены отдельными жилами, сложно построенными жильными зонами, иногда штокверками; оруденение в телах распределено неравномерно, часто в виде рудных столбов и гнезд.

Количественные соотношения рудных и нерудных минералов варьируют в широких пределах, в связи с чем отмечаются различные минеральные типы руд: галенит-сфалеритовый, пирит-галенит-сфалеритовый, халькопирит-галенит-сфалеритовый и др. Нередко встречаются комплексные олово-свинцово-цинковые и серебро-свинцово-цинковые руды.

На месторождениях этой формации часто наблюдается вертикальная зональность: в верхних частях рудных тел господствуют барит, карбонат и флюорит, в более глубоких — сфалерит и галенит.

Околорудные изменения — окварцевание, серицитизация, хлоритизация и реже каолинизация — проявлены в зальбандах рудных тел и выражены неинтенсивно. Важнейшее значение для поисков месторождений данной формации имеют структурные элементы. Размеры и положение рудных столбов зависят от характера рудоконтролирующих разломов и трещин.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ

Фактические данные о геологических предпосылках поисков (поисковых критериях, по В. М. Крейтеру) были изложены при характеристике формационных типов свинцово-цинковых месторождений. В настоящем разделе рассмотрены обобщенные данные по этому вопросу. Ведущими геологическими предпосылками прогнозирования и поисков свинцово-цинковых месторождений разных рудноформационных типов являются: геотектонические, формационные, фациальные, стратиграфические, литологические и структурные. Однако в связи с тем, что различные формации свинцово-цинковых месторождений возникают в разных геологических обстановках, значение тех или иных геологических предпосылок для отдельных формационных типов месторождений отличается весьма существенно.

В геотектоническом отношении месторождения разных формаций приурочены к платформенным и геосинклинальным системам, а также к структурам тектоно-магматической активизации. Формация метамор-

физованных месторождений колчеданно-полиметаллических руд в метаморфических толщах тяготеет к щитам и кристаллическим массивам древних платформ и значительно реже к крупным глубинным разломам, выраженным зонами смятия и интенсивного метаморфизма. В качестве примера подобной зоны можно привести Иртышскую зону смятия на Алтае. Примерами колчеданно-полиметаллических провинций в метаморфических толщах являются зеленокаменные пояса Канады, Западной и Южной Австралии, Енисейского кряжа в Красноярском крае, Олокитской зоны в Северном Прибайкалье и др., как это показали В. И. Казанский и Г. В. Ручкин.

Фанерозойские месторождения колчеданно-полиметаллической формации в вулканогенно-осадочных отложениях локализуются преимущественно в пределах вторичных эвгеосинклиналей, наложенных на срединные массивы с мощной гранитной корой.

По степени перестройки древних структур и переработки гранитной коры вторичные геосинклинали могут быть разделены на три группы, каждой из которых соответствуют определенные минеральные типы или подформации колчеданно-полиметаллических руд (табл. 10).

Колчеданно-полиметаллические месторождения в терригенных и карбонатно-терригенных отложениях локализуются в авлакогенах платформ и трогах терригенных эвгеосинклиналей. В качестве провинций первого типа можно упомянуть авлакогены Северной Австралии, к которым приурочены месторождения Маунт-Айза, Мак-Артур, Хилтон и др., а также Северо-Западной Канады, в пределах которых размещены месторождения Салливан, Нос-Стар и др. Примерами зон второго типа являются «антикавказские» троговые структуры, осложняющие строение южного склона Главного Кавказского хребта и вмещающие месторождения Филизчайского рудного узла. Особую геотектоническую позицию занимают месторождения атасуйского типа, которые формируются в пределах впадин, наложенных на вулканоплутонические пояса. В одной из таких впадин в Центральном Казахстане находятся месторождения Жайрем, Ушкатын, Бестобе и др.

Месторождения формации метасоматических залежей в известняках, иногда связанные со скарнами, также имеют достаточно четкую геотектоническую позицию; они локализуются в пределах нижнего — геосинклинального — структурного этажа геоантиклиналей вулканогенно-карбонатного и терригенно-карбонатного типов. В этой же геотектонической обстановке обычно формируются свинцово-цинковые месторождения жильного типа. В отличие от метасоматических залежей в известняках жильные месторождения обычно расположены не в нижнем, а в верхнем — орогенном — структурном этаже упомянутых геоантиклинальных структур (Сихотэ-Алинь, Тянь-Шань, Восточное Забайкалье).

Свинцово-цинковые месторождения стратиформного типа, залегающие в известково-доломитовых породах, образуются, как это показано В. В. Поповым, либо в активизированных чехлах древних платформ (месторождения Мидконтинента в США и Пайн-Пойнт в Канаде; Сардана, Перевальное, Уруй и другие в Восточно-Приалданской зоне Якутии), либо в активизированных чехлах массивов ранней консолидации (месторождения хр. Каратау, Уч-Кулач, Сумсар и др.).

В тесной связи с геотектоническими условиями локализации свинцово-цинковых месторождений находятся формации магматических и осадочных пород, ассоциирующие с рудами. Однако этот вопрос изучен еще недостаточно. По современным данным метаморфизованные колчеданно-полиметаллические месторождения, залегающие главным обра-

Таблица 10

Геологические особенности переработанных срединных массивов

Характеристика	Степень геосинклинальной переработки массивов		
	слабая	средняя	интенсивная
Ориентировочная длительность этапа геосинклинальной переработки фундамента, млн. лет	30	60	50
Характерные максимальные мощности отложений геосинклинального этажа, м	2500	4000	8000
Число структурных ярусов в геосинклинальном этаже	1	1	3
Главнейшие магматические формации этапов:			
геосинклинального	Гранит-гранодиоритовая	Базальт-андезит-липаритовая	Габбро-диорит-плагиогранитная; базальт-липаритовая, дацит-андезитовая
орогенного	Гранодиорит-порфировая	Габбро-гранодиорит-гранитная	Габбро-гранодиорит-гранитная; малых интрузий порфиров—порфиритов; гранитная
Морфология конседиментационных складчатых структур	Брахискладки, коробчатые складки отраженного, приразломного, магматогенного и других типов	Германотипные складки	Брахискладки, килевидные и линейные складки отраженного, приразломного и других типов
Типы разрывных нарушений геосинклинального этапа	Зоны брекчирования		Зоны рассланцевания и смятия
Главнейшие рудовмещающие формации	Липаритовая	Базальт-андезит-липаритовая; вулканомиктово-карбонатная	Базальт-липаритовая; аспидная
Серия пород	Калиевая		Калинатровая
Средний состав щелочей в вулканитах рудовмещающих формаций, %	K_2O 4,11; Na_2O 1,8 (при SiO_2 74)	K_2O 3,9; Na_2O 3,2 (при SiO_2 69)	K_2O 2,9; Na_2O 3,0 (при SiO_2 73)
Примерные соотношения Pb, Zn и Cu в рудах месторождений	1 : 2,5 : 0,3	1 : 6 : 0,1	1 : 3 : 1
Число этапов формирования руд (возраст)	1 (C_1)	1 (C_1)	2 (D_{2-3}; C_2—P_1)
Сопутствующие рудные формации	Кварцево-жильная	Скарново-полиметаллическая	Скарново-полиметаллическая; пропилитово-полиметаллическая; кварцево-жильная
Примеры металлогенических зон	Юго-Западно-Гиссарская (Южный Тянь-Шань)	Удино-Витимская (Западное Забайкалье)	Рудно-Алтайская

зом в метаморфических породах докембрия, ассоциируют с непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой и недифференцированной базальтовой формациями — производными щелочноземельных магм, принадлежащих к натровой и отчасти калинатровой сериям пород.

Фанерозойские колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенно-осадочных отложениях ассоциируют с вулканогенными породами контрастной базальт-липаритовой (редко последовательной — базальт-андезит-дацит-липаритовой) формации калинатрового состава. При этом роль кислых пород и соотношения калия и натрия в составе щелочей уменьшаются параллельно со степенью переработки срединных массивов, на которых формируются вторичные эвгеосинклинальные прогибы. *При слабой переработке срединных массивов в составе базальт*-липаритовой формации присутствует очень мало основных пород, и формацию можно называть липаритовой, а соотношение содержания калия и натрия в липаритах >2 : 1. Такая обстановка, по данным Д. И. Горжевского, П. Р. Иванкина и Е. И. Филатова, наблюдается в пределах Юго-Западного Гиссара. При интенсивной переработке срединных массивов, как это установлено на примере Рудного Алтая, количество базальтов в составе вулканогенной базальт-липаритовой формации может достигать 20 %, а соотношение калия и натрия примерно 1 : 1 (см. табл. 10).

Для колчеданно-полиметаллических месторождений в терригенных и карбонатно-терригенных отложениях связь с вулканогенными породами хотя и устанавливается, но является более отдаленной по сравнению с таковой для описанных ранее формаций. Вулканогенные породы играют резко подчиненную роль в строении разрезов и представлены потоками и покровами нормальных базальтов, а также дайками и штоками трахилипаритов (южный склон Большого Кавказского хребта, Атасуйский район Центрального Казахстана).

Метасоматические залежи свинцово-цинковых руд в известняках тесно связаны с малыми интрузиями основного, среднего и кислого состава — дифференциатами основной магмы. Однако в редких случаях они ассоциируют с массивами гранитов палингенного происхождения; в этом случае образуются комплексные свинцово-цинково-редкометалльные руды. Такие месторождения описаны в пределах Кличкинского *рудного поля в Восточном Забайкалье.*

Жильные свинцово-цинковые месторождения обычно ассоциируют с дайками пород различного состава — от диабазов и лампрофиров до липаритов.

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в известково-доломитовых отложениях какой-либо связи с магматическими образованиями не обнаруживают.

По мере уменьшения роли магматических формаций в строении рудовмещающих толщ увеличивается значение осадочных формаций. Последние играют важную роль во всех рудных формациях свинцово-цинковых месторождений за исключением, возможно, двух первых. Колчеданно-полиметаллические месторождения в терригенных и терригенно-карбонатных отложениях размещаются в одних случаях среди морских углистых терригенных формаций флишоидного типа, в других, при увеличении количества кремнистых и карбонатных пород,— в морских углисто-глинисто-кремнисто-карбонатных образованиях также флишоидного типа.

Метасоматические залежи, связанные со скарнами, обычно локализуются в пределах морских известняковых формаций, а стратиформные свинцово-цинковые, по мнению Е. С. Зорина,— в известково-доломито-

вых формациях, относящихся, в частности, к лагунно-морской доломит-известняковой литофации.

В качестве поисковых критериев могут быть использованы и фациальные, которые также пока изучены недостаточно. Касаясь вулканогенных формаций, можно отметить важную роль палеовулканических структур: так, большая часть колчеданно-полиметаллических месторождений, залегающих в вулканогенно-осадочных отложениях, размещена среди вулканитов группы промежуточных фаций. Этим они отличаются от медноколчеданных месторождений, для которых характерна локализация в прижерловых фациях. Колчеданно-полиметаллические месторождения, залегающие среди терригенных и терригенно-карбонатных пород, вероятно, приурочены к удаленным фациям вулканизма: об этом свидетельствуют более отдаленные связи руд с вулканогенными породами и их локализация в глинисто-кремнистых породах, которые, возможно, представляют собой удаленные фации вулканитов. Вместе с тем оба типа месторождений часто обнаруживают тесную пространственную и возрастную связь с порфировыми интрузиями, которые, по-видимому, завершают процессы раннегеосинклинального вулканизма. Эта связь с так называемым «флюид-порфировым» комплексом хорошо изучена на Рудном Алтае Г. Ф. Яковлевым и Е. Б. Яковлевой.

Месторождения формации метасоматических залежей в известняках, связанные со скарнами, часто ассоциируют с интрузивными породами гипабиссальной фации.

Стратиграфические поисковые критерии играют существенную роль для стратифицированных месторождений. Они обусловлены приуроченностью месторождений к определенным горизонтам стратиграфического разреза. Этот критерий уже давно известен на Рудном Алтае по работам Н. Г. Бубличенко, Д. И. Горжевского, Г. Ф. Яковлева и Н. Н. Биндемана, где промышленные руды распределены в пределах шести стратиграфических горизонтов эйфельско-франских отложений. По строению эти горизонты отличаются от разделяющих их безрудных толщ тем, что в их разрезе отмечается частое чередование сравнительно маломощных пачек вулканогенных и осадочных пород различного литологического состава, в то время как разделяющие их безрудные отложения представлены сравнительно однородными и однообразными пачками. Аналогичное строение разрезов рудовмещающих отложений установлено и для ряда других колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых рудных районов.

В пределах отдельных месторождений часто известно несколько рудных тел — пластообразных залежей, приуроченных к разным стратиграфическим уровням рудовмещающей толщи.

По данным Э. И. Кутырева, согласные месторождения свинцово-цинковых и медных руд занимают определенное положение в структуре формационных комплексов. В вулканогенно-осадочных и осадочных ритмах, слагающих нижние части комплексов, свинцово-цинковые месторождения встречаются крайне редко. Наиболее важные в промышленном отношении месторождения расположены в пределах второго (Филизчай, Миргалимсай и другие месторождения) и реже третьего ритмов. Согласно данным того же автора, пластовые месторождения меди, свинца и цинка тяготеют к ритмам, имеющим мощность 1,5—2,5 км, и особенно к участкам резкого изменения мощностей — как уменьшения (до 0,5 км), так и увеличения (до 3,5 км).

Важную роль при прогнозе и поисках играют структурные предпосылки. По характеру они весьма разнообразны. Многие колчеданно-полиметаллические месторождения, залегающие в вулканогенно-осадоч-

ных отложениях, размещены на крыльях антиклинориев. Так, многие исследователи отмечали, что на Рудном Алтае полиметаллические месторождения локализуются в пределах периферических зон антиклинориев в условиях замедленных прогибаний, а медно-полиметаллические — ближе к синклинориям в обстановке умеренных и интенсивных прогибаний (табл. 11). Что касается колчеданно-полиметаллических месторождений, приуроченных к терригенным и карбонатно-терригенным отложениям, то они, по мнению Г. В. Ручкина и Н. С. Скрипченко, образуются, как правило, в центральных частях прогибов, в области сравнительно интенсивных погружений.

Важное рудоконтролирующее значение имеют поперечные структуры, представленные серией разломов, перпендикулярно или под углом пересекающих основные складчатые элементы рудоносных провинций. В опущенных межразломных блоках часто формируются грабены, поперечные по отношению к простиранию основных структурных элементов региона и выполненные осадочными или вулканогенно-осадочными отложениями. Места сопряжений основных и «поперечных» структур и являются часто участками локализации крупных месторождений. В качестве примеров можно привести Белокано-Закатальский поперечный блок на южном склоне Главного Кавказского хребта и, как это установлено Г. Ф. Яковлевым, зону широтного регионального разлома, вмещающего девонские отложения и контролирующего положение Лениногорского рудного поля на Рудном Алтае.

К числу структурных предпосылок поисков многих типов свинцово-цинковых месторождений следует отнести и флексурные изгибы пликативных структур. Их образование, вероятно, обусловлено формой и структурными ограничениями блоков древних пород. Рудоконтролирующее значение этих флексурных изгибов отчетливо проявлено на Алтае, где, по данным Д. И. Горжевского и Г. Ф. Яковлева, многие рудные поля находятся в участках изменения простираний рудовмещающих свит от северо-западных к широтным или меридиональным.

Для месторождений всех рудных формаций большую роль играют локальные разломы, их сопряжения и пересечения, которые образуют рудолокализующие элементы структур.

Изложенные геологические предпосылки прогноза и поисков свинцово-цинковых месторождений в той или иной степени применимы для всех рудных формаций. Однако значение отдельных предпосылок для месторождений разных рудных формаций существенно различно. Так, при прогнозировании и поисках метаморфизованных колчеданно-полиметаллических месторождений в метаморфических толщах необходимо «снять» метаморфизм для того, чтобы выявить дометаморфические эквиваленты метаморфических пород. Изучение метаморфизма и картирование пород различных фаций метаморфизма способствуют оценке степени метаморфических преобразований сульфидных руд, расположенных в зонах, испытавших метаморфизм различных степеней, а также выделению метаморфических зон, малоперспективных для существования свинцово-цинковых месторождений (области развития гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма).

Как это показано Г. Ф. Яковлевым и др., при прогнозе и поисках колчеданно-полиметаллических месторождений в вулканогенно-осадочных отложениях широко используется детальный палеовулканологический анализ, при применении которого решаются следующие задачи:

1) изучение рудоносных вулканических формаций (липаритовой, контрастной базальт-липаритовой и последовательной базальт-андезит-

Таблица 11

Формационные особенности различных типов структур Юго-Западного Алтая

Характеристика структур	Остаточные геоантиклинальные поднятия			Геосинклинальные прогибы	
	Центральные части	*Периферические части*		Краевые части	Осевые части
Тектонический режим в течение эмсского — эйфельского, живетского и франского веков	Слабое погружение, чередовавшееся с воздыманием	Замедленное погружение (до 1500 м)	Умеренное погружение (1500—3000 м)	Интенсивное прогибание (3000—5000 м)	(>5000 м)
Мощность вулканогенно-осадочных отложений эмсского—франского ярусов, м	0—500	500—1500	1500—3000	3000—5000	>5000
Формации и подформации	Базальт-липаритовая формация, контрастная базальт-липаритовая подформация			Известковисто-терригенная формация, базальт-андезит-дацит-липаритовая подформация	Известковисто-терригенная формация
Состав вулканических продуктов	Липаритовый	Базальт-липаритовый		Базальт-андезит-дацит-липаритовый	—
Доля вулканического материала в составе вулканогенно-осадочных формаций, %	50—65		40	Не опр.	—

Важнейшие группы фаций вулканитов	Околожерловая и промежуточная			Удаленная и промежуточная	Телепирокластическая
Состав осадочных членов формаций	Песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки (местами рифовые)			Алевролиты и песчаники, часто известковистые	
Степень распространения полиметаллических месторождений	Отсутствуют	Широко распространены		Мало распространены	Единичные мелкие месторождения
Основные типы полиметаллических месторождений	„	Барит-полиметаллические и собственно полиметаллические	Переходные, колчеданно-полиметаллические, медноколчеданные	Колчеданно-полиметаллические, медноколчеданные	Свинцово-цинковые телетермальные
Примеры структур	Центральные блоки Алейского массива	Краевые блоки Алейского массива, Лениногорский и Снегирихинский поперечные прогибы на Синюшинской геоантиклинали, Ревнюшинское *поднятие*		Быструшинский и Белоубинско-Маймырский геосинклинальные прогибы	

дацит-липаритовой), определение границ их распространения, выделение вулканогенных комплексов, формировавшихся в определенные стадии геосинклинального этапа и в конкретных вулкано-тектонических зонах, выяснение геологических, петрографических и петрохимических особенностей этих комплексов;

2) исследование и картирование фаций рудовмещающих вулканогенных и вулканомиктовых пород — лавовых, пирокластических и экструзивных, суб-, гиповулканических, туффитовых и др.— зон их распространения в разрезе геосинклинальных образований и по латерали;

3) выявление вулканических и вулкано-тектонических структур, их тектонической позиции и истории формирования с использованием палеовулканических и палеотектонических реконструкций;

4) установление закономерностей локализации рудных полей и месторождений в пределах структурно-формационно-фациальных зон, выявление их связи с вулканогенными комплексами, фациями, типом рудоносных вулкано-тектонических структур и их элементами, определяющими размещение рудных тел.

Структурные исследования при прогнозировании и поисках колчеданно-полиметаллических месторождений в вулканогенно-осадочных отложениях также имеют определенную специфику. Здесь важное значение приобретает выделение таких участков стратиграфического разреза, где наблюдается частое переслаивание вулканогенных и осадочных пород с разными физико-механическими и химическими свойствами. В задачи этих исследований также входит выявление участков флексурообразных изгибов складчатых и разрывных структур в плане и продольной вертикальной проекции, мест сопряжений и пересечений разломов и зон сочленения разломов с оперяющими их трещинами.

Для прогнозирования и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений в терригенных и карбонатно-терригенных отложениях важную роль играют литолого-фациальный и тектонический анализы. Их совместное использование позволяет устанавливать конседиментационные впадины, выполненные глубоководными глинистыми осадками, и обрамляющие их поднятия, сложенные песчаными, нередко грубозернистыми осадками. Эти структуры часто разделены разломами, по которым поступали гидротермальные растворы, отлагавшие сульфиды во впадинах.

Метасоматические залежи свинцово-цинковых руд в известняках, часто связанные со скарнами, также имеют некоторые особенности прогнозирования и поисков. В связи с тем, что месторождения локализуются в контактовых зонах гранитоидов, диоритов, монцонитов и других интрузивных пород, тщательному картированию и изучению должны быть подвергнуты эти зоны и особенно участки контактов интрузивных пород с известняками. Детально необходимо изучать скарновые залежи, локализованные в этих контактах, особенно пироксеновые (диопсид-геденбергитовые) скарны, где наиболее часто развиты свинцово-цинковые руды. Удаленные от интрузивов месторождения этой рудной формации, как правило, не содержат скарновые минералы; они образуются либо на контактах известняков с пластами терригенных или кремнисто-глинистых пород, либо в самих известняках в участках сопряжения и пересечения разноориентированных разломов.

Специфические особенности прогнозирования и поисков свинцово-цинковых месторождений в известково-доломитовых отложениях заключаются в превалирующей роли литолого-фациального анализа карбонатных отложений и выделения среди них лагунно-морской доломит-известняковой литофации, расположенной, как это установлено Е. С. Зо-

риным в Каратау, в области перехода морских известняково-мергелистой и алевролит-мергелисто-известняковой литофаций в лагунную существенно доломитовую и лагунно-морскую известняково-доломитовую литофации. Важное значение имеют также и структурные исследования, цель которых — определение степени проявления разрывной тектоники и выявление рудоконтролирующих разломов.

При прогнозировании и поисках свинцово-цинковых месторождений жильного типа предпочтение отдается структурным предпосылкам и, в частности, выявлению разломов и трещин и выяснению их роли в локализации рудных тел. Часто благоприятной предпосылкой является наличие сопутствующих дайковых пород различного состава.

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ И ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

Некоторые из ранее охарактеризованных геологических предпосылок прогноза и поисков можно использовать как поисково-оценочные критерии; например, приуроченность многих свинцово-цинковых месторождений к участкам частого переслаивания пород разного состава и происхождения, а также локализацию руд в зонах фациального изменения одновозрастных пород можно рассматривать и как оценочные критерии. Так, на Рудном Алтае статистические исследования Д. И. Горжевского и Г. Ф. Яковлева, а также Н. Н. Биндемана показали, что практически все крупные месторождения расположены в горизонтах, где наблюдается частое переслаивание осадочных пород с лавами и туфами кислого состава при весьма низком содержании вулканогенных пород среднего и основного состава; при этом мощность отдельных пластов в рудовмещающей пачке значительно меньше, чем мощность пластов пород в над- и подрудных толщах. В иных условиях на Рудном Алтае локализуются лишь мелкие месторождения и рудопроявления.

Для колчеданно-полиметаллических месторождений в вулканогенно-осадочных толщах многими исследователями подмечено, что перспективность рудных районов и масштабы месторождения коррелируются со степенью дифференциации вулканитов. Как отмечает Э. И. Кутырев, для месторождений, локализующихся в терригенных толщах, где отсутствуют вулканогенные породы, указателем состава руд месторождений являются вулканиты, развитые в основании ритма; наличие в вулканогенных молассах основания ритма базальтов указывает на медно-цинковый состав руд в месторождениях вышележащего терригенного комплекса, липаритов — на свинцово-баритовый, трахибазальтов — на свинцово-цинковый типы оруденения.

Структурные факторы также могут быть использованы в качестве оценочных критериев. Так, Е. М. Некрасовым на примере жильных месторождений Садонского рудного района разработаны критерии оценки месторождений разных структурных типов.

Важное поисковое и оценочное значение имеют минералогические критерии и, в частности, околорудно измененные породы. Для формации карбонат-хлоритовых метасоматитов, сопровождающих некоторые колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенно-осадочных толщах на Рудном Алтае, как это подчеркивает Е. Б. Чекваидзе, важным критерием являются метасоматиты осаждения; сравнительная одновременность образования этих метасоматитов и руд и идентичные физико-химические и структурные условия их формирования обусловливают отсутствие безрудных зон данного типа изменений и наличие рудных

тел, расположенных на удалении до 150 м. По минеральному составу карбонат-хлоритовых метасоматитов можно ориентировочно судить об уровне эрозионного среза рудных зон. Индикаторами верхних уровней служат скопления серицита, нижних — существенно хлоритовые массы, промежуточных уровней — смешанные карбонат-серицит-хлоритовые агрегаты.

Породы формации кварц-серицитовых метасоматитов, сопровождающих бóльшую часть колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, некоторые месторождения Малого Кавказа и других провинций, могут быть как рудоносными, так и безрудными. Здесь наиболее продуктивны уровни выщелачивания, а в пределах этих уровней — зоны максимального проявления кварц-серицитового замещения. Значительную поисковую ценность представляют также метасоматиты осаждения, развитые на уровнях верхних выклиниваний рудоносных структур. Они состоят из трех зон: хлоритовой, карбонат-хлоритовой и кварц-альбитовой и свидетельствуют о залегании на глубине (от 10 до 300 м в зависимости от состава метасоматитов) скрытой зоны выщелачивания, в которой могут находиться промышленные колчеданно-полиметаллические руды.

Для прогноза рудоносности В. Б. Чекваидзе предложил использовать ореолы калия, вытесненного из состава серицита метасоматитов выщелачивания при наложении на них соединений меди, свинца и цинка. Упомянутые ореолы фиксируются в направлении воздымания структур и распространяются выше сульфидных залежей на 200—250 м. Процесс переотложения калия выражается в появлении среди светлых слюд примеси мусковита, резко отличающегося по составу от фенгита замещаемых пород. Степень накопления мусковита в метасоматитах, а также размеры ореолов и уровень концентрации в них калия могут указывать, по данным В. Б. Чекваидзе, на объем залегающих ниже сульфидных тел.

Установление закономерно повторяющихся сообществ околорудно-измененных пород и руд — рудно-метасоматических ассоциаций — позволяет в условиях Рудного Алтая прогнозировать и ожидаемый тип оруденения. Так, при наличии в центральных зонах выщелачивания кварцитов, ассоциирующих с убого проявленными синрудными хлоритолитами, следует предполагать преимущественно свинцово-цинковый состав прогнозируемых рудных тел; развитие в аналогичной позиции пород серицит-кварцевого состава при резко повышенных количествах синрудных хлоритов или альбитовых скоплений — индикатор медно-полиметаллического состава руд.

Состав и структура хлоритов, по мнению Э. И. Алышевой, могут быть использованы для определения глубины залегания прогнозируемых рудных тел. Это обусловлено тем, что увеличение железистости хлоритов на месторождениях Рудного Алтая и Малого Кавказа происходит по мере удаления от рудного тела; диоктаэдрические хлориты господствуют вблизи рудных тел, а триоктаэдрические — на удалении от них. Особенностью метасоматитов, вмещающих крупные скопления колчеданно-полиметаллических руд, по данным Э. И. Алышевой, является совмещение разнообразных по структуре и составу слоистых силикатов, а также широкое распространение слюд модификации $2M_1$; непромышленным рудопроявлениям свойственны бедность минеральных видов слоистых силикатов, преимущественное развитие гидратированных слюд модификации 1M и некоторых разновидностей железистых хлоритов.

Согласно другим исследователям (Т. Накамура, В. Л. Русинов), в колчеданно-полиметаллических месторождениях Японии по мере при-

ближения к рудным телам наблюдается смена политипов серицита: $1M \rightarrow$смесь $1M$ и $1M_1 \rightarrow 2M_1$ (иногда с $2M_2$).

Для месторождений формации метасоматических залежей в карбонатных породах, часто связанных со скарнами, околорудные изменения, имеющие поисковое значение, представлены гранат-пироксеновыми скарнами, а в условиях отдаленного расположения от интрузивных пород — березитами, проявленными в карбонатных породах в виде кварц-анкеритовых метасоматитов.

Околорудные изменения формации свинцово-цинковых месторождений, локализованных в известково-доломитовых отложениях, также могут рассматриваться как важные поисковые признаки. Эти изменения выражены эпигенетической доломитизацией известняков, баритизацией и окварцеванием. Наибольший практический интерес представляют процессы эпигенетической доломитизации. Так, в пределах Юдомо-Майской провинции на месторождении Сардана протяженность тел метасоматических доломитов достигает нескольких километров, а мощность — 160 м; основная масса руд локализуется в участках максимального развития метасоматических доломитов.

При прогнозе свинцово-цинковых месторождений, в особенности скрытого типа, применяются минералогические критерии, основанные на широком распространении на флангах месторождений и в перекрывающих его толщах прожилков нерудных минералов, сложенных кварцем, кальцитом, баритом, флюоритом, пренитом, альбитом, эпидотом и др. Мощность прожилков обычно несколько миллиметров; они неравномерно распределены в пространстве, образуя максимальные скопления вблизи рудных тел. Изучение размещения прожилков, сложенных карбонатами, на Корбалихинском колчеданно-полиметаллическом месторождении Рудного Алтая, проведенное И. З. Исакович, показало, что по направлению к рудной зоне в карбонатах увеличивается содержание железа и марганца, возрастает количество и содержание примесей свинца, бария и стронция и снижается интенсивность термолюминесцентного свечения.

Аналогичная работа проведена А. И. Донцом и И. З. Исакович на стратиформном свинцово-цинковом месторождении Сардана, залегающем в вендских известково-доломитовых отложениях Майско-Кыллахской зоны в Якутии. Здесь рудные тела также окружены ореолом мелких прожилков, которые прослеживаются на расстоянии до 100 м от рудного тела. По минеральному составу выделяются антраксолит-кальцит-доломитовые прожилки, которые формируют зону, непосредственно прилегающую к рудным телам, и кварцевые прожилки, образующие более удаленную зону. По мере приближения к рудным телам количество антраксолита в карбонатных прожилках постепенно увеличивается, и вблизи руд в прожилках и вмещающих их эпигенетических доломитах появляется вкрапленность галенита в виде метакристаллов и мелких гнезд. Зоны мраморизации и прожилковой вкрапленной минерализации распространены на внешней периферии рудных тел и также служат поисковым признаком.

Важное поисково-оценочное значение имеет рудная зональность. Главными параметрами рудной зональности свинцово-цинковых месторождений и рудных тел являются, как установлено В. И. Смирновым, направление и контрастность. В зависимости от направления выделяются следующие типы зональности: 1) по мощности рудных тел; 2) по их падению; 3) по простиранию; 4) комбинированная (включающая нередко все три типа зональности).

Наиболее важную роль в качестве поисково-оценочного критерия играет зональность колчеданно-полиметаллических месторождений и рудных тел, локализованных в вулканогенно-осадочных породах, а также месторождений жильного типа. Зональность других рудноформационных типов свинцово-цинковых месторождений изучена значительно хуже.

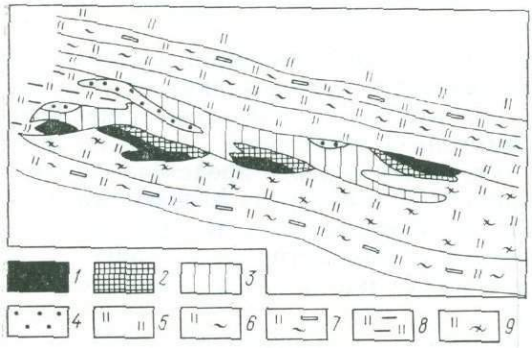


Рис. 26. Рудная зональность на Белоусовском месторождении (Рудный Алтай).

Руды: *1* — медноколчеданные, *2* — медно-цинковые, *3* — полиметаллические, *4* — барит-полиметаллические; метасоматиты: *5* — кварциты, *6* — кварц-серицитовые, *7* — кварц-серицит-карбонатные, *8* — кварц-альбитовые, *9* — кварц-хлорит-тальковые

Для колчеданно-полиметаллических месторождений, хорошо изученных на примере месторождений Рудного Алтая, характерна комбинированная рудная зональность с наиболее четко выраженной зональностью по мощности рудных тел. Эта зональность, отмеченная на многих месторождениях, обусловлена преобладанием в лежащем боку рудных тел медноколчеданных руд (халькопирит-пиритовая минеральная ассоциация), в средней части — колчеданно-полиметаллических (халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовая), а в висячем боку — собственно полиметаллических и барит-полиметаллических (галенит-сфалерит-баритовая ассоциация — рис. 26). Такие же минеральные типы руд в том же порядке располагаются и по восстанию рудных тел, а иногда сменяют друг друга по простиранию. В некоторых случаях с подобным строением рудных тел связана скрытая минерало-геохимическая зональность, обусловленная распределением примесей в рудообразующих сульфидах. Так, для Белоусовского месторождения А. А. Гармашом и другими исследователями установлено, что от медноколчеданных руд к барит-полиметаллическим понижаются концентрации висмута, селена и теллура и повышаются содержания кадмия, таллия и серебра.

Наряду с минерало-геохимической зональностью на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая нередко можно наблюдать и структурную зональность. Последняя проявляется в преобладании на верхних горизонтах месторождений пластообразных залежей, согласных с вмещающими породами, а на глубоких горизонтах — крутопадающих рудных тел, пересекающих пласты вмещающих пород. Отмеченное обстоятельство, как установлено Д. И. Горжевским, Г. А. Голевой и И. З. Исакович, хорошо согласуется с динамикой современных гидротермальных систем в изверженных и вулканогенно-осадочных породах, которая заключается в том, что восходящее движение термальных растворов по глубинным разломам часто сменяется в приповерхностной зоне пластово-трещинным (Паужетская гидротермальная система на Камчатке).

Еще один параметр зональности колчеданно-полиметаллических месторождений — текстурные особенности руд: для верхних горизонтов некоторых месторождений Рудного Алтая (Золотушинское, Орловское, Зареченское и др.) характерны колломорфные текстуры и текстуры выполнения свободных полостей. Здесь же накапливаются массы барита и выделяются породы типа опалолитов, сформированные, вероятно, при

смешении гидротермальных растворов с вадозными водами. На других месторождениях Алтая (Тишинское, Новоберезовское и др.) перечисленные образования практически отсутствуют, и для руд типичны зернистые структуры и текстуры метасоматического генезиса.

По генетической природе зональность руд колчеданно-полиметаллических месторождений является комбинированной стадийно-фациальной. Однако, с точки зрения автора, главное значение здесь имеет фациальный тип зональности. Стадийная зональность обусловлена наличием стадий минерализации: пиритовой, галенит-халькопирит-сфалеритовой и галенит-сфалерит-баритовой. Тесная пространственная связь продуктов этих стадий, по-видимому, свидетельствует о незначительных временных перерывах в проявлении данных стадий. Существование фациальной зональности подтверждается следующими данными: отсутствием четких секущих взаимоотношений между минеральными ассоциациями руд, тесной связью состава минеральных ассоциаций руд с литологическим составом вмещающих пород, зависимостью состава минералов в рудах от степени трещиноватости вмещающих пород.

На ряде колчеданно-полиметаллических месторождений В. Б. Чекваидзе отмечает зависимость состава продуктивных минеральных ассоциаций от типа и состава вмещающих их околорудноизмененных пород. Так, пиритовые, халькопирит-пиритовые и халькопирит-сфалерит-пиритовые руды обычно приурочены к метасоматитам хлоритового, тальк-хлоритового и карбонат-хлоритового состава: галенит-сфалеритовые разновидности руд локализуются преимущественно в зонах серицит-кварцевых, карбонат-кварцевых и альбит-кварцевых метасоматитов. В пределах месторождений, где околорудные изменения пользуются незначительным развитием (Среднее, Зареченское и другие на Алтае), полиметаллические минеральные ассоциации тяготеют преимущественно к туфам кислых пород и кремнистым аргиллитам, а барит-полиметаллические — к известнякам и известковистым аргиллитам. Подмечено, что баритовая минерализация особенно широко распространена в приповерхностных частях месторождений, в зонах разломов и повышенной трещиноватости вмещающих пород (Зареченское и другие месторождения).

Рудная зональность хорошо изучена и на свинцово-цинковых месторождениях жильного типа. По данным М. М. Константинова, жильные свинцово-цинковые месторождения Северного Кавказа, формировавшиеся на глубине 100—500 м (Зднадаг, Фаснал, Кадат и др.), характеризуются преобладанием непродуктивной кварц-пиритовой минеральной ассоциации, брекчиевыми крустификационными и гребенчатыми текстурами руд и большим количеством пирита и марказита. Вертикальная протяженность рудных тел не превышает 500 м. Им свойственно резкое падение содержаний свинца и цинка с глубиной. На жильных свинцово-цинковых месторождениях этого же района, становление которых происходило на глубине 1000—1500 м (Садон, Згид, Архон, Холст), преобладают галенит-сфалерит-пиритовая минеральная ассоциация, массивные и полосчатые текстуры руд; в составе сульфидов преимущественным распространением пользуются сфалерит и пирротин. Вертикальный интервал рудоотложения, прослеженный на некоторых месторождениях, изменяется здесь от 600 до 1500 м. Вертикальная зональность характеризуется устойчивыми содержаниями свинца и цинка и постепенной сменой свинцовых руд цинковыми.

Принято думать, что на свинцово-цинковых месторождениях с глубиной уменьшается содержание свинца, и поэтому на глубоких горизонтах по сравнению с верхними уменьшается отношение свинца к цинку.

В действительности дело обстоит сложнее: как видно из табл. 12, для месторождения Садон в целом падение содержаний цинка с глубиной больше, чем свинца, а в отдельных рудных зонах даже отмечается, что с глубиной на фоне систематического падения содержаний цинка содержание свинца увеличивается (Южная и Вторая зоны). Большинству свинцово-цинковых месторождений, вероятно, присуща неповторяющаяся

Таблица 12

Изменения средних содержаний свинца и цинка с глубиной в рудах месторождения Садон (по данным Э. Л. Кобленца)

Рудная зона	Общая протяженность рудных зон, м	Изменение содержания металлов на 100 м понижения, %	
		свинца	цинка
Южная	650	+0,18	—0,86
Центральная	900	—0,25	—0,62
Новая	700	—0,30	—0,39
Вторая	700	+0,33	—1,32
Ходская	600	—0,53	—0,84
Среднее по рудным зонам		—0,35	—0,43

зональность, однако для некоторых колчеданно-полиметаллических, а возможно и жильных месторождений, как это отмечает А. С. Лапухов, часто характерна ритмически повторяющаяся зональность, обусловленная трех-четырехкратным повторением зональных колонок.

Среди рудноформационных типов свинцово-цинковых месторождений можно выделить две группы: с резко и слабо выраженной контрастной зональностью. В первом случае вертикальная протяженность промышленного свинцово-цинкового оруденения обычно не превышает нескольких сотен метров, во втором она значительно больше и может достигать нескольких километров. Контрастность вертикальной зональности свинцово-цинковых месторождений предопределена главным образом глубиной и структурной обстановкой формирования месторождений, а также наличием или отсутствием литологических и геохимических барьеров. По данным Д. И. Горжевского, Г. А. Голевой и И. З. Исакович, она хорошо выявляется при сравнительном изучении минерально-текстурных особенностей руд, а также при анализе отношений содержаний элементов в рудах на разных горизонтах (Pb/Zn, Cu/Pb, Bi/Pb, Bi/Sb и др.).

Одной из форм рудной зональности свинцово-цинковых месторождений нередко является распространение на верхних горизонтах жильных тел, сложенных баритом, которые на глубине переходят в свинцово-цинковые руды (рис. 27).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

Геохимические поисково-оценочные критерии, основанные на изучении первичных эндогенных ореолов свинцово-цинковых месторождений, имеют важное практическое значение.

Как известно, методической основой крупномасштабного геохимического метода прогноза эндогенных рудных месторождений вообще и

свинцово-цинковых в частности является установление особенностей состава и строения аномальных геохимических полей и эндогенных геохимических ореолов. Л. Н. Овчинниковым, С. В. Григоряном, Э. Н. Барановым, А. А. Головиным и другими исследователями установлено закономерное расположение промышленного оруденения в зональной структуре геохимического поля. Форма, внутреннее строение и условия размещения геохимических аномалий отражают геолого-структурные особенности вмещающих их блоков земной коры.

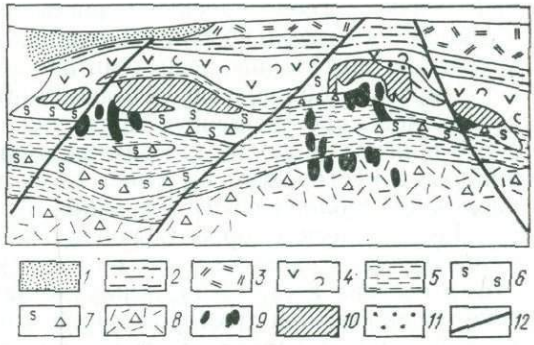


Рис. 27. Рудная зональность на Риддер-Сокольном месторождении (Рудный Алтай).

1 — четвертичные отложения; *2* — аргиллиты, песчаники; *3* — альбитофиры; *4* — туфы и лавы среднего и основного состава; *5* — алевропелиты; *6* — микрокварциты; *7* — вулканогенно-осадочные брекчии; *8* — туфы и лавы кислого состава; руды: *9* — медно-цинковые, *10* — полиметаллические, *11* — барит-полиметаллические; *12* — разломы

Ореолы свинцово-цинковых месторождений различных рудных формаций имеют близкий элементный состав; к типоморфным элементам-индикаторам относятся: Pb, Zn, Cu, Ag, Ba, As, Co, Hg, Mo. Наиболее широкие ореолы, как правило, формируют основные рудообразующие элементы: Pb, Zn, Cu, а также Ag, Ba, Hg, тогда как ореолы других элементов характеризуются меньшими размерами. В результате этого в строении ореолов выделяется внутренняя зона наиболее полного комплексного состава, в пределах которой находятся рудные тела, и внешняя зона обедненного элементного состава, сформированная обычно основными рудообразующими элементами. Зональное строение геохимических свинцово-цинковых рудных полей, выражающееся в закономерном изменении их состава, обусловленном сменой ассоциаций элементов и соотношений их концентраций, в принципе соответствует единой зональности геохимических ореолов гидротермальных месторождений вообще.

Главные задачи крупномасштабного геохимического прогнозирования, по мнению Л. Н. Овчинникова и С. В. Григоряна, таковы: выделение рудоносных геохимических аномалий, их интерпретация и оценка. Особенности эндогенных геохимических ореолов позволили разработать геохимические критерии определения формационного типа оруденения, оценки его геохимического уровня, отбраковки зон рассеянной минерализации и подойти к прогнозу глубины залегания скрытого оруденения и его возможных масштабов. При интерпретации геохимических аномалий решающее значение имеют соотношения количеств элементов-индикаторов в аномалии. Наиболее общим их проявлением служат ряды элементов, ранжированные по величинам их нормированных продуктивностей. Геохимический уровень аномалий по отношению к рудным телам определяется по характерным ассоциациям элементов и соотношениям их концентраций, которые выражаются в так называемых коэффициентах зональности — аддитивных или мультипликативных. Для каждой рудной формации свинцово-цинковых руд установлены типичные надрудные и подрудные ассоциации элементов-индикаторов и соответствующие величины коэффициентов зональности: при прогнозе глубины залегания скрытого оруденения учитывается градиент зональности, в частности, градиент коэффициента зональности.

Аномалиям, обусловленным не рудными телами, а рассеянной минерализацией, присущи прерывистое строение, отсутствие отчетливо выраженной центральной зоны, низкая интенсивность и обедненность элементного состава (преобладают главные рудообразующие элементы, а остальные в аномальных концентрациях отсутствуют или формируют весьма локальные поля).

Геохимическое прогнозирование должно осуществляться в теснейшей увязке с геологическими данными; в благоприятных случаях оно позволяет в несколько раз уменьшить размеры и число перспективных площадей, выделенных в результате геологического прогноза.

Наряду с общностью методического подхода к выявлению геохимических поисково-оценочных критериев конкретная методика геохимического прогнозирования для разных рудноформационных типов свинцово-цинковых месторождений имеет существенные отличия, обусловленные различием геологических и физико-химических условий их образования.

Геохимические ореолы колчеданно-полиметаллическх месторождений в вулканогенно-осадочных отложениях, обладая общими особенностями состава и строения, обнаруживают определенную зависимость от генетического типа месторождений. Ореолы гидротермально-осадочных месторождений характеризуются пластообразной формой, осложненной отходящими в подрудную толщу столбами, фиксирующими рудоподводящие каналы, а также значительным площадным распространением в плоскости рудовмещающего литолого-стратиграфического горизонта. В надрудной толще ореолы отсутствуют или проявлены локально.

Ореолы месторождений, в которых существенную роль играют колчеданно-полиметаллические руды гидротермально-метасоматического происхождения, широко развиты как в подрудной, так и в надрудной толщах; в последней они формируются в основном по зонам повышенной проницаемости, а в вышележащие породы проникают на расстояние до 1 км. Они имеют изометричную или лентовидную форму и блоково-каркасное внутреннее строение.

Ореолы колчеданно-полиметаллических месторождений, залегающих в терригенных и карбонатно-терригенных отложениях, как установлено Л. Н. Овчинниковым и С. В. Григоряном при изучении месторождения Филизчай, интенсивно проявлены в подрудной толще и слабо — в надрудной при общем согласном характере распространения.

Зональное строение ореолов колчеданно-полиметаллических месторождений определяется сочетанием поперечной и продольной по отношению к рудным телам зональности и выражается следующим распределением элементов (в обобщенном виде от тыловых к фронтальным зонам): W—Mo—Sn—Co—As_1—Bi—Cu_1—Zn, Ca—Pb—Ag—Cu_2, As_2—Ba—Hg. Ряд элементов, ранжированных по величинам их нормированных продуктивностей, для колчеданно-полиметаллических месторождений таков: Zn>Pb>Cu>Mo>Ag>As>Co>Ba.

Ореолы метасоматических залежей в известняках, иногда связанных со скарнами, характеризуются морфологическим разнообразием. Среди них выделяются крутопадающие линейновытянутые ореолы, согласные с рудными телами (месторождения Алтын-Топкан, Кансай), пологозалегающие пластообразные ореолы, также согласные с рудными телами (месторождение Тутлы), и столбообразные ореолы, дискордантные по отношению к пологозалегающим рудным телам (Николаевское месторождение в Сихотэ-Алине). Вертикальная протяженность ореолов превышает 800 м; в них хорошо выражен следующий обобщенный зональный ряд элементов-индикаторов (снизу вверх): W—Mo—Sn_1—Co—Ni—Bi—Cu—Zn—Cd—Pb—Sn_2—Ag—

Sb—As—Ba. На некоторых месторождениях тот же вид имеет и продольная зональность. Ряд элементов, ранжированных по величинам их нормированных продуктивностей, выглядит следующим образом: Ba>Zn>Pb>As>Ag>Cu.

На стратиформных месторождениях, локализованных среди известково-доломитовых отложений, геохимические ореолы тесно связаны с рудоносным горизонтом и выходят за его пределы по мощности лишь на несколько десятков метров. Вдоль рудоносного горизонта они прослеживаются на расстояние 1 км и более от рудных тел. Морфология ореолов в целом повторяет морфологию рудоносных горизонтов. В строении ореолов слабо проявлена, как это установили Л. Н. Овчинников и С. В. Григорян, поперечная зональность и более отчетливо — неконтрастная продольная осевая зональность: Ni—Co—Pb—Zn—Mo—Ba—Cd—Ag—Cu или Ni—Co—Zn—Pb—Ag—Cu—Ba. Ряд элементов, ранжированных по величинам их нормативных продуктивностей, для этой формации свинцово-цинковых месторождений может быть представлен так: Ag>Pb>Cu>As>Ba>Co>Zn.

Ореолам свинцово-цинковых месторождений жильного типа свойственны линейные формы, вытянутые вдоль рудовмещающих нарушений, и симметричное поперечное расположение относительно рудных тел, занимающих центральное положение в ореоле. Ширина ореолов обычного типа не превышает 30 м, а по восстанию они прослеживаются до 150 м. Однако ореолы иода, ртути и бора прослеживаются над рудными телами на расстояние до 300 м. Обобщенный ряд зональности (снизу вверх) таков: W—Sn—Mo—As_1—Co—Ni—Bi—Cu—Zn—Pb—Ag—As_2—Ba—Hg—Sb—J. Ранжированный ряд: Pb>Ba>Zn>Ag>Cu>As>Co.

Существенны также масштабы геохимических ореолов для свинцово-цинковых месторождений различных рудноформационных типов. Особо важное значение имеет вертикальная протяженность ореолов над рудными телами. Она определяет глубинность геохимического прогнозирования скрытого оруденения. Для колчеданно-полиметаллических месторождений гидротермально-метасоматического генезиса и метасоматических залежей в известняках вертикальная протяженность ореолов достигает 1 км, а для колчеданно-полиметаллических гидротермально-осадочного происхождения, а также стратиформных свинцово-цинковых в известково-доломитовых отложениях при пологом залегании рудных тел она будет составлять лишь несколько десятков метров.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

Эффективность геофизических поисково-оценочных критериев для свинцово-цинковых месторождений обусловлена степенью контрастности физических свойств руд и околорудноизмененных пород, с одной стороны, и вмещающих пород — с другой, геологическими условиями залегания рудных тел, их размерами, минеральным составом и текстурами руд, морфоструктурным типом рудных полей, уровнем помех геологической и физической природы и другими параметрами.

Сравнение физических свойств руд, околорудноизмененных и вмещающих пород месторождений различных рудноформационных типов показывает, что во многих случаях, как установлено П. С. Ревякиным и Э. А. Ревякиной, свинцово-цинковые руды достаточно контрастны по отношению к гидротермалитам и особенно по отношению к вмещающим слабоизмененным породам по плотности, магнитной восприимчивости (для пирротин- и магнетитсодержащих руд), поляризуемости и удельному электрическому сопротивлению. Объем участков аномального из-

менения физических свойств для свинцово-цинковых месторождений некоторых рудноформационных типов превышает объем рудных тел в сотни раз. Это обстоятельство создает предпосылки для эффективного применения высокоточной грави- и (иногда) магниторазведки, многих электроразведочных (вызванной поляризации, индуктивных, электрического профилирования и др.) и радиоволновых методов.

Однако эффективность использования этих методов для месторождений свинца и цинка разных рудноформационных типов различна. Наиболее благоприятны в этом отношении колчеданно-полиметаллические месторождения, залегающие как в вулканогенно-осадочных, так и в терригенно-карбонатных породах; это обусловлено значительными размерами рудных тел, сложенных обычно хорошо проводящими сульфидами (пирит, халькопирит, галенит и др.) и массивными текстурами руд. Наименее благоприятны стратиформные свинцово-цинковые месторождения в известково-доломитовых отложениях, руды которых обычно имеют прожилково-вкрапленную текстуру и характеризуются незначительным развитием пирита и халькопирита. Особенно неблагоприятные условия для применения геофизических поисково-оценочных критериев создаются в случае преобладания в составе руд сфалерита — плохо проводящего сульфида.

Важнейшими условиями, во многом определяющими эффективность использования геофизических методов, являются глубина залегания рудных тел, а также, выходит ли данное месторождение на современный эрозионный срез или относится к скрытым, погребенным или скрыто-погребенным. Покров рыхлых нелитифицированных отложений может обладать низким сопротивлением и значительной неоднородностью плотности и магнитных свойств, что существенно снижает эффективность применения электроразведочных методов, грави- и магниторазведки.

По особенностям морфоструктуры П. Ф. Иванкин выделяет конический, плоский и комбинированный типы рудных полей, а по отношению длины рудных полей и их вертикальной протяженности — мелко- и глубококорневые типы. По углу наклона рудные поля могут быть вертикальными (крутонаклонными), средне- и пологонаклонными, а по симметрии относительно вертикальной оси рудного поля — одно- и двусторонними, симметричными и асимметричными. Практика геофизического изучения месторождений различных морфоструктурных типов и расчеты прямых аномальных эффектов от рудных тел и рудных зон показали, что глубококорневые вертикальные или крутонаклонные двусторонние симметричные рудные поля и месторождения, при прочих равных условиях, создают, как установили П. С. Ревякин и Э. А. Ревякина, аномальные эффекты в три-пять и более раз превышающие эффекты от плоских мелкокорневых рудных полей и месторождений. Таким образом, к наиболее благоприятным объектам для применения геофизических методов принадлежат неглубоко погребенные и неглубоко скрытые рудные поля и месторождения колчеданно-полиметаллических руд с массивной или полосчатой текстурами, имеющие крупные и средние размеры и коническую глубококорневую морфоструктуру. Наименее благоприяны скрыто-погребенные стратиформные свинцово-цинковые месторождения в известково-доломитовых отложениях с прожилково-вкрапленными существенно сфалеритовыми рудами. Существенные аномальные эффекты наблюдаются на крупных и средних месторождениях, выходящих на современный эрозионный срез, неглубоко погребенных (мощность покрова рыхлых отложений до 10, реже 50 м и более) и неглубоко скрытопогребенных (мощность покрова рыхлых отложений до 10 м при глубине залегания от древней поверхности эрозии до 100 м).

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

Основной задачей составления прогнозных карт является графическое отображение перспектив открытия в пределах исследуемой площади промышленно интересных месторождений или рудных тел.

Прогнозная карта в течение ряда лет должна служить основой для планирования геологосъемочных, геофизических, геохимических, поисковых и разведочных работ, а также научных и тематических исследований, определять очередность изучения и оценки участков прогнозируемой площади, объемы и виды работ, необходимые для выявления рудных объектов. Она должна отражать уровень современного понимания проблем рудообразования и состояние их изученности в данном регионе.

Масштаб прогнозных карт зависит от задач работ и характера прогнозируемых объектов. Если задача прогнозирования — оценка общих перспектив региона и выделение новых рудных районов, то прогнозирование осуществляется в масштабах 1 : 500 000—1 : 100 000. При прогнозировании месторождений в пределах известных рудных районов необходимо составлять прогнозные карты масштабов 1 : 50 000—1 : 10 000, а при прогнозировании рудных тел на разведуемых рудных полях — в еще более крупных масштабах. Масштаб прогнозирования предопределен также размерами перспективных площадей, степенью их геологической, геофизической и геохимической изученности, объемом и качеством исходных геолого-минералогических данных.

При составлении прогнозных карт свинцово-цинковых рудных районов и полей важно знать, какие месторождения и рудные тела прогнозируются: вскрытые современным эрозионным срезом, перекрытые чехлом сравнительно маломощных рыхлых отложений или глубокозалегающие «слепые» или погребенные, расположенные на глубинах многих десятков или сотен метров от современной поверхности.

В первом случае обнаружение месторождений возможно в относительно слабо геологически изученных и опоискованных районах, и прогнозная карта может быть «плоскостной»; в других случаях — в пределах сравнительно хорошо изученных и опоискованных рудных районов, а прогнозная карта должна иметь объемный характер и сопровождаться серией разноориентированных разрезов и блок-диаграммами. Глубина прогнозирования в этих случаях определяется требованиями промышленности, наличием необходимого числа глубоких горных выработок или буровых скважин и геофизическими данными о глубинном строении изучаемой территории. В настоящее время на многих свинцово-цинковых рудных полях прогнозирование необходимо осуществлять на глубину 1,5—2 км.

В процессе прогнозирования обобщаются итоги всего комплекса геолого-минералогических, геофизических и геохимических работ, проведенных в районе к данному времени. Однако в период составления прогнозных карт часто целесообразно проводить специализированные исследования для уточнения закономерностей размещения руд, конкретизации поисковых критериев и признаков, а также оценки их относительного значения в определенных условиях.

Как показал опыт, наибольший эффект при прогнозировании получается при составлении прогнозных карт, в основу которых положен формационно-металлогенический анализ, к числу важнейших положений которого относятся следующие:

1) выделение всех геологических формаций прогнозируемой территории и определение их возрастных и фациальных взаимоотношений;

2) выяснение истории тектонического развития структурно-формационных зон; особенно тщательное — зон, наиболее перспективных для локализации свинцово-цинковых месторождений важнейших рудноформационных типов; 3) внутреннее районирование структурно-формационных зон и обособление внутри них тектонических блоков со специфическими структурами и магматизмом; 4) выявление особенностей состава и строения всех рудоносных стратиграфических горизонтов; 5) установление рудоконтролирующей роли структур, определяющих местоположение месторождений и рудных тел и влияющих на их морфологические особенности (разломы и сопряженные с ними дизъюнктивы, складки, флексуры и т. д.); 6) выявление типов рудных формаций, характера их связей с геологическими формациями и структурами, разработка критериев разбраковки рудопроявлений и месторождений, определение их рудноформационной принадлежности, выделение среди них важнейших промышленных типов и выяснение специфических особенностей их размещения и формирования; 7) изучение магматических образований — вулканических структур, субвулканических тел, интрузивных массивов и дайковых серий; 8) установление связей свинцово-цинковых руд с зонами околорудных изменений, исследование зонального строения этих зон, закономерностей положения рудных тел по отношению к зонам и изменений минерального состава руд в пространстве; 9) оценка возможности и масштабов переотложения руд в связи с процессами эпигенеза и метаморфизма.

Исходными геологическими материалами для составления прогнозной карты чаще всего служат государственные геологические карты того же или более крупного масштаба по сравнению с масштабом составляемой прогнозной карты, а также геологические специализированные карты различных масштабов.

Исходными материалами для геофизических методов прогноза свинцово-цинковых месторождений и рудных тел являются обобщение, критический анализ, интерпретация и обработка на ЭВМ по специальным программам фактического материала предшествующих работ по грави-, магнито-, электроразведке, иногда с использованием материалов сейсморазведки (главным образом, метода МОВ). При интерпретации геофизических материалов особое внимание следует уделять данным о петрофизической характеристике горных пород и руд, полученным в процессе изучения рудных районов. Геофизические исследования широко используются при составлении специализированной геологической основы, для прослеживания структур фундамента, горизонтов вулканогенно-осадочных отложений, скрытых массивов интрузивных пород и других элементов структуры, погребенных под чехлом рыхлых отложений. Однако еще более важное значение они имеют для установления глубинного строения перспективных площадей, осуществляемого на основе количественной интерпретации гравиметрических, сейсмических и электроразведочных данных. Большая роль при прогнозировании и выделении наиболее перспективных участков отводится также электроразведочным методам, результаты которых интерпретируются в качестве прямых поисковых признаков рудных тел (методы ЕП, ВП, МПП и др.).

Исходные материалы для оценки территорий по геохимическим данным обычно представлены геохимическими картами, основанными на результатах спектрального анализа многих десятков тысяч проб, отобранных в обнажениях, горных выработках и из керна буровых скважин. Среди геохимических методов при прогнозировании свинцово-цинковых месторождений важную роль играют гидро-, био- и литохимические (последние наиболее значимы).

Для прогнозирования месторождений, выходящих на поверхность или перекрытых маломощным чехлом рыхлых отложений, особенно при составлении среднемасштабных прогнозных карт, рационально использовать гидрохимические методы и вторичные ореолы. В том случае, когда задача прогноза и поисков — открытие глубокозалегающих месторождений, первостепенное значение приобретает изучение характера и строения первичных ореолов.

Детальное и тщательное изучение первичных ореолов на разных уровнях эрозионного среза позволяет провести отбраковку геохимических аномалий и выделить среди них наиболее перспективные. Так, при составлении прогнозной карты северо-западной части Рудного Алтая масштаба 1 : 50 000 отбраковка геохимических аномалий, по данным А. А. Головина, основывалась на принципе последовательного выделения перспективных ореолов. Вначале из разряда перспективных исключались петрогенные или метаморфогенные и ландшафтные экзогенные геохимические аномалии. Эти аномалии имеют простой состав, специфические ассоциации элементов и низкие их концентрации. Во вторую очередь были отбракованы эндогенные геохимические аномалии, приуроченные к рудным проявлениям не колчеданно-полиметаллической, а скарновой формации, для которых характерно широкое развитие аномальных концентраций не только цинка, свинца и меди, но и олова, вольфрама, хрома и марганца, нетипичных для ореолов колчеданно-полиметаллических месторождений. В третью очередь из разряда перспективных исключались (по величинам коэффициентов зональности) эндогенные геохимические аномалии тыловых зон, свойственные корневым подрудным частям рудных тел и месторождений. Наконец, на завершающем этапе исключались аномалии, связанные с зонами рассеянной минерализации. Таким геохимическим аномалиям, как правило, присущи низкая комплексность, прерывистое строение, наличие многочисленных неконтрастных эпицентров, резкая неустойчивость величин коэффициента зональности при средних их значениях, характерных для близрудных сечений.

Таким образом, после отбраковки перспективными считались геохимические ореолы с типоморфными для колчеданно-полиметаллических месторождений ассоциациями элементов-индикаторов, для которых типичны комплексный состав и доминирующие ассоциации элементов фронтальных зон. Перспективные ореолы, как правило, выдержаны по мощности, простиранию, составу, приурочены к блокам, сложенным литологически благоприятным комплексом пород; для них обычно преобладание высоких величин коэффициентов зональности, в их пределах наблюдаются немногочисленные пространственно совмещенные контрастные эпицентры концентраций главных рудообразующих элементов.

В результате проведения всех этих операций в пределах северо-западной части Рудного Алтая из известных в районе 544 эндогенных аномалий было отбраковано 406, а из оставшихся 138 аномалий лишь 16, содержащих полный комплекс благоприятных признаков, были отнесены к ореолам первой степени перспективности.

Важное значение при прогнозе имеет форма обобщения документальных данных. Особенно это касается графических материалов. Графика должна быть легкочитаемой, удобной для практического использования и вместе с тем нести чрезвычайно большую и разнообразную информацию, особенно в отношении прогнозных рекомендаций. Последние должны быть основаны на сравнительной оценке каждого участка исследованной территории и каждой локальной структуры, определении гео-

логической позиции всех прогнозируемых объектов, их ориентировочных размеров и глубины залегания.

Учитывая сказанное, а также многообразие факторов, контролирующих размещение свинцово-цинковых месторождений и рудных тел, и относительно высокую степень изученности районов, в пределах которых составляются крупномасштабные «объемные» прогнозные карты, следует рекомендовать для каждой площади составление комплекта карт. В общем случае этот комплект должен состоять из нескольких итоговых карт, а многие карты, необходимые для прогноза свинцово-цинковых месторождений, являются рабочими и не обязательно входят в комплект итоговых прогнозных карт. К ним, например, относятся шлиховая, металло-, магнито-, гравиметрическая и некоторые другие карты.

Опыт составления крупномасштабных прогнозных карт для свинцово-цинковых рудных районов Алтая, Кавказа, Южного и Западного Узбекистана и некоторых других районов показал, что в число итоговых рационально включать следующие карты: 1) геологической, геофизической, геохимической и поисковой изученности; 2) специализированную геологическую; 3) рудной нагрузки; 4) глубинного строения, составленную по геолого-геофизическим данным; 5) геологических предпосылок и поисковых признаков; 6) прогнозную накладку.

На карте геологической, геофизической, геохимической и поисковой изученности, которая может быть составлена и в более мелком масштабе, чем комплект прогнозных карт, показывают условия обнаженности рудного района, а также контуры и масштабы работ прежних лет.

Специализированная геологическая основа представляет собой карту геологических образований более древних по отношению к возрасту формирования прогнозируемого оруденения. Все более молодые (пострудные) образования отражаются лишь в виде пунктирных бесцветных контуров, на которых указана суммарная мощность надрудных отложений в тех или иных участках. Специализированная геологическая основа составляется на базе имеющихся геологических, структурно-литологических, тектоно-магматических и других карт и схем, материалов дешифрирования аэро- и космоснимков, а также результатов специальных тематических исследований, посвященных выявлению закономерностей размещения свинцово-цинковых месторождений. На этой карте те геологические данные, которые не имеют отношения к рудоконтролирующим и рудолокализующим структурам, показываются схематизированно, а играющие решающую роль при прогнозировании — с максимальной детализацией.

На карте рудной нагрузки условными знаками обозначаются все месторождения, рудопроявления и точки минерализации свинцово-цинковых руд (при выборе знаков учитывается их принадлежность к тем или иным рудноформационным типам и подтипам) и все месторождения и рудопроявления других полезных ископаемых эндогенного происхождения (без разделения на рудноформационные типы). На эту же карту наносятся все геохимические и геофизические аномалии, связанные с рудными объектами.

Карта глубинного строения составляется на основе анализа имеющихся геологических, грави-, магнитометрических и сейсмических данных, обработанных на ЭВМ по специальной программе. Специальными горизонталями показываются контакты геологических тел и структур на глубине. Сечение горизонталей может изменяться от 100 до 1000 м в зависимости от надежности данных и сложности глубинных структур. Желательная «глубинность» карты 5—10 км. Она должна сопровождаться серией наглядных геолого-геофизических разрезов.

Карта геологических предпосылок и поисковых признаков составляется на формационно-фациальной основе. На ней показываются осадочные, магматические и смешанные формации горных пород, рудные формации месторождений и важнейшие структурные элементы. На этом фоне специальными знаками отображаются важнейшие геологические предпосылки и поисковые признаки, установленные для данного рудноформационного типа свинцово-цинковых месторождений в изучаемом регионе. На эту же карту наносят перспективные (уже выделенные после отбраковки) геохимические ореолы и геофизические аномалии, указывающие на наличие в данном участке рудных объектов искомого рудноформационного типа месторождений.

На прогнозной карте-накладке суммируются прикладные выводы всех перечисленных карт. На этой карте должны быть отражены степень перспективности, вероятная глубина обнаружения месторождений, очередность, методика изучения и поисков руд на выделенных перспективных площадях, а также необходимые для этой цели ассигнования.

По степени перспективности прогнозируемые площади рекомендуется делить на следующие группы: А — перспективные, Б — малоперспективные, В — слабоизученные. Площади группы А также разделяются на: $А_I$ — перспективные фланги известных месторождений (а — на глубине до 500 м, б — на глубине 500—1500 м); $А_{II}$ — площади развития рудовмещающих толщ и рудоносных структур с многочисленными поисковыми признаками, расположенные на удалении от известных месторождений (а — на глубине до 300—500 м, б — на глубине свыше 300—500 м); $А_{III}$ — площади развития рудовмещающих толщ и рудоносных структур с отдельными поисковыми признаками (а — на глубине до 300 м, б — на глубине свыше 300 м). Площади $А_I$ и $А_{II}$ — можно отнести к первоочередным объектам проверки, а $А_{III}$ — к перспективным площадям проверки второй очереди. Для каждой площади целесообразно указать методы рекомендуемых работ, а в случае составления детальных карт прогноза масштабов 1 : 25 000—1 : 5000 — места заложения скважин.

На разрезах через перспективные площади показывается предполагаемая геолого-структурная позиции прогнозируемых рудных тел. Оконтуривание прогнозируемых площадей осуществляется с помощью выявления геологических границ перспективных территорий, отраженных на карте благоприятных геологических предпосылок и поисковых признаков.

Методы оценки прогнозных ресурсов свинца и цинка определяются применительно к геолого-промышленным типам свинцово-цинковых месторождений с учетом имеющихся фактических данных о прогнозируемых объектах.

Расчет прогнозных ресурсов категории P_1, т. е. ресурсов разведанных и разведуемых месторождений, а также других рудных объектов, расположенных в пределах известных рудных полей, следует осуществлять, исходя из параметров геологических тел, а также геохимических и геофизических аномалий. Для колчеданно-полиметаллических месторождений при определении ресурсов категории P_1 решающими факторами служат выявленные размеры рудовмещающих пачек и рудоносных горизонтов и сведения о их металлоносности в разведанных месторождениях.

Для оценки прогнозных ресурсов свинца и цинка категорий P_2 (категория прогнозных ресурсов новых месторождений в известных рудных районах) и P_3 (категория прогнозных ресурсов потенциально перспективных площадей в новых районах) может быть рекомендован метод

аналогий с использованием продуктивности (металлоносности) геологических формаций. При этом продуктивность таких образований, установленная расчетными методами для известных рудных районов, распространяется на площади новых рудных районов с введением поправочного коэффициента.

Металлоносность известных рудных районов (m_1) рассчитывается следующим образом: $m_1 = M_1 S_1$, где M_1 — запасы металла, S_1 — площадь рудоносных пород.

Ресурсы новых площадей (M_2) определяют, учитывая их площади (S_2) и металлоносность известных площадей: $M_2 = K m_1 S_2$. Значение коэффициента K может быть рассчитано; при этом часть известных в районе запасов (M_3) и соответствующих площадей (S_3) условно рассматриваются как неустановленные и на эти площади распространяется металлоносность (m_2) остальной части района с оценкой предполагаемых ресурсов (M_4) : $M_4 = m_2 S_3$. Сравнение реально выявленных запасов с предполагаемыми ресурсами позволяет получить значение поправочного коэффициента: $K = M_3/M_4$.

Для колчеданно-полиметаллических рудноформационных типов месторождений может быть рекомендована такая последовательность операций при количественной оценке прогнозных ресурсов категорий P_2 и P_3, в пределах потенциальных площадей: 1) выбор эталонных объектов — известных рудных районов с четкими геологическими границами и разведанными запасами руд и металлов; 2) определение площадей развития соответствующих продуктивных формаций и субформаций в пределах этих районов; 3) вычисление их площадной продуктивности; 4) выделение площадей развития потенциально продуктивных формаций и субформаций в структурах, отвечающих потенциальным рудным районам; 5) сопоставление общих особенностей состава и строения аномальных геохимических полей эталонных потенциальных рудных районов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Генетические классификации месторождений бокситов стали разрабатываться по существу сразу же вслед за их открытием П. Бертье на плато Фута-Джалон в Западной Африке (1820 г.) и в местечке Ле Бо на юге Франции (1821 г.). За более чем 150-летнюю историю изучения бокситов в этом отношении сделано много попыток, и анализ всех разработок в данной области, безусловно, имел бы не только историческую ценность. Однако во многих работах советских и зарубежных исследователей (Д. Г. Сапожников, Г. И. Валетон, Г. И. Бушинский, S. Patterson, C. Fox, G. Bardossy) такая работа в общем итоге уже проведена, а уделять в настоящей работе место для компиляции авторы не сочли необходимым. Даже в самые последние десятилетия стали известны классификации (или классификационные подходы) Е. Хардера, Ю. К. Горецкого, В. Аллена, Х. Хосе, Де Вайса, С. Паттерсона, Б. М. Михайлова, И. Валетон, Г. Р. Кирпаля и В. А. Тенякова, Г. И. Бушинского, Б. А. Тюрина и В. А. Тенякова, Г. Бардошши, Д. Г. Сапожникова.

В настоящее время наиболее обоснованными и широкоизвестными генетическими классификациями месторождений бокситов в СССР являются классификации Д. Г. Сапожникова и др., Г. И. Бушинского и В. А. Тенякова [40]. В настоящем варианте классификации (табл. 13)

авторы делают попытку представить в сопоставлении генетические подразделения месторождений бокситов и их основные формации.

Разработанная авторами генетическая классификация месторождений и рудопроявлений бокситов основана, во-первых, на том базисе, который заложен классификациями Г. И. Бушинского и Д. Г. Сапожникова; во-вторых, на широкой компиляции всех опубликованных работ в этой области; в-третьих, на личных впечатлениях ее автора от посещения и изучения подавляющего большинства месторождений СССР и мира (Гвинея, Австралия, Венгрия, Греция, Гайана, Куба, Сингапур, Франция, Ямайка) и, наконец, в-четвертых, на тех генетических разработках, которые сделаны В. А. Теняковым в последние годы.

Именно все вышесказанное позволяет понимать разработанную генетическую классификацию месторождений бокситов как «идейную» основу и даже своего рода «инструмент» генетического прогнозирования месторождений бокситов, их поисков и оценки [40]. Анализ рассчитанного авторами распределения мировых запасов бокситов по основным генетическим и геологическим категориям (табл. 14) позволил прийти к очень важным выводам, имеющим не только научное, но и большое прикладное значение при выработке «общестратегической политики» ведения геологоразведочных работ на бокситы и в мире, и в СССР.

Прежде всего становится еще более очевидным, что главной, определяющей сырьевой базой алюминиевой промышленности капиталистических стран мира являются относительно молодые месторождения бокситов, связанные с латеритными покровами приэкваториальной зоны Земли. Для территории СССР по вполне понятным общегеологическим и общегеографическим (общепалеогеографическим) причинам главнейшую роль в сырьевой базе играют месторождения бокситов более древнего возраста; причем ведущее, но равновеликое значение имеют месторождения так называемого «осадочного» (для платформ) и осадочно-элювиального (для геосинклиналей) классов.

Вместе с тем необходимо иметь в виду, что так называемые месторождения латеритной группы (хотя и гораздо более древние, чем в тропиках) все же занимают заметное место в этом своеобразном балансе. Если учесть и тот факт, что запасы, относящиеся в СССР к этому генетическому классу, значительно возросли, то станет ясно, что обоснованность и эффективность направления геологоразведочных работ на выявление месторождений бокситов именно данного класса ни в коем случае не следует недооценивать. Нужно не упускать также из виду и то обстоятельство, что бокситы этого класса в среднем характеризуются заметно более высоким качеством руд, нежели бокситы «осадочные».

Рассмотрим, какими же конкретно генетическими типами месторождений бокситов представлены уникальные, очень крупные и крупные по масштабам месторождения бокситов (см. табл. 13).

Уникальные по запасам месторождения бокситов (Вейпа, Гоув) принадлежат только к так называемому «почвенному» генетическому типу месторождений.

Очень крупные месторождения бокситов относятся к таким генетическим типам как зональный, «переработанный морем», склоновый, озерный — для платформ, и карстовый — для геосинклиналей (эвгеосинклиналей).

Крупные месторождения бокситов возникают как проявления следующих генетических типов: овражно-балочного, долинно-карстового, озерно-болотного, пляжевого — для платформ и карстового — для геосинклиналей (миогеосинклиналей).

Таблица 13

Генетическая классификация месторождений бокситов мира [40]

Группа (по процессу образования и источнику вещества)	Тектоническая структура		Класс	Тип		Примеры месторождений, районов их развития	Бокситоносная формация
Латеритная — алюмосиликатные породы дневной поверхности	Платформы	Щиты, антеклизы, поднятия	Элювиальный	Азональный		Тамара (Гвинея), Монтгомери (Гайана)	Латеритная (остаточная)
				Зональный		Гуджарат (Индия), Дебеле (Гвинея), Висловское (СССР)	
				«Почвенный»		Вейпа (Австралия), Орегон (США)	
				«Переработанный морем»		Митчелл Плато (Австралия)	
			Осадочно-элювиальный	Делювиально-пролювиальный	Склоновый	Джаррахдейл (Австралия), Бурнинское (СССР)	
					Овражно-балочный	Тихвинское (СССР)	
					Карстовый	Аркалыкское, Краснооктябрьское, Вежаю-Ворыквинское, Порожнинское (СССР)	
			Осадочный (терригенный)	*Озерный*		Иксинское (СССР)	Осадочная (терригенная)
				Озерно-болотный		Кировское (СССР)	
				Карстовый (барьерных рифов)		О. Грин Айленд (Австралия)	
				Озерный (ресилифицированный)		Боровичское (СССР)	
				Аллювиальный		Смелянское, Кедва-Тобысское (СССР)	
				Озерно-болотный		Тимшерское (СССР), Цзыбо (КНР)	
				Пляжевый		Карпентария* (Австралия), Джохор (Индия)	
				Прибрежно-морской		Отдельные рудопроявления КМА (СССР)	
			Полигенный			Арканзас (США), Актогайское (СССР)	

Продолжение табл. 13

Группа (по процессу образования и источнику вещества	Тектоническая структура		Класс	Тип	Примеры месторождений, районов их развития	Бокситоносная формация
Латеритная — алюмосиликатные породы дневной поверхности	Геосинклинали	Срединные и краевые массивы, поднятия миогеосинклиналей	Элювиальный	Зональный	Арьеж (Франция)	Латеритная (остаточная)
			Осадочно-элювиальный	Карстовый	Гант (Венгрия), Бриньоль (Франция), ЮУБР (СССР)	Латеритная (карстовая)
				Карстовый (метаморфизованный)	Шараксайское (СССР)	
			Осадочный (терригенный)	Прибрежно-морской	Серпеевское (СССР)	Осадочная (терригенная)
		Геоантиклинальные поднятия, островные дуги эвгеосинклиналей	Элювиальный	Азональный	О. Скопелос (Греция)	Латеритная (остаточная)
				Зональный	О. Бинтан (Индонезия)	
				Зональный (метаморфизованный)	О. Кюсю (Япония)	
			Осадочно-элювиальный	Карстовый	СУБР, Боксонское (СССР), О. Ямайка, Черногория (Югославия), Парнас-Киона (Греция)	Латеритная (карстовая)
				Карстовый (барьерных рифов)	Карское (СССР)	
				Карстовый (атолловый)	О. Реннел (Соломоновы острова) и др.	
				Карстовый (метаморфизованный)	Обуховское (СССР)	
			Осадочный (терригенный)	Делювиально-пролювиальный (карстовый)	Гребно (Югославия), Мармара (Греция)	Осадочная (терригенная)
				Озерный	«Болотные бокситы» (Малайзия)	
				Прибрежно-морской	Кефанедес (Греция), Горица (Югославия)	
			Полигенный		Мунггу-Белиан (Малайзия)	
	Океанические плиты	Вулканогенные поднятия	Элювиальный	Азональный	Гавайские острова (США), Таити и др.	Латеритная (остаточная)
				Зональный		
		Срединноокеанические поднятия	Элювиальный	Зональный	О. Ян-Майен (Норвегия)	

Продолжение табл. 13

Группа (по процессу образования и источнику состава		Тектоническая структура	Класс	Тип	Примеры месторождений, районов их развития	Бокситоносная формация
Хемогенная — *алюмосиликатные* породы и бокситы дневной поверхности		Платформы	*Осадочный* (хемогенный)	Аллювиальный	р. Снейк (США)	Осадочная (хемогенная)
				Инфильтрационный	Леон (Испания), Шенуровское (СССР)	
				«Травертиновый»	Меенги «Т» (Гвинея), Камаранг «Т» (Гайана)	
Гидротермальная **	Вулканогенная	Геосинклинали (островные дуги)	Гидротермально-*осадочный*	Аллювиальный	Неизвестны	*Осадочная* (вулканогенная)
				Озерный		
				Лагунный		
				Прибрежно-морской		
	Магматогенная	Геосинклинали, платформы (области магматизма)	Гидротермально-осадочный	Жильный	Неизвестны	Осадочная (магматогенная)
				Морской		
	Биогенная**	Платформы	Осадочный (биогенный)	Почвенный	Неизвестны	*Осадочная* (биогенная)
				Болотный		

Примечание. **Шрифтами** выделены генетические типы, в составе *которых* известны различные по масштабам месторождения: полужирным — уникальные, *разрядкой* — очень крупные, курсивом — крупные.

* Название дано авторами.
** Гипотетические.

Очень важно подчеркнуть, что для большей части переотложенных и так называемых карстовых генетических типов месторождений бокситов почти в качестве обязательных предполагаются параллельные переотложению или последующие процессы «долатеритизации» и «бокситизации» вещества. Учитывая сделанное замечание и обобщая на принципиальной генетической основе рассмотренные положения, можно сделать

Таблица 14

Распределение запасов бокситов зарубежных стран — I (без социалистических стран) и СССР — II, %

Генетический класс месторождений бокситов	Главные геоструктуры Земли					
	Платформы		Геосинклинали		Океанические плиты	
	I	II	I	II	I	II
Элювиальный	71	18,5	1,5	0,7	0,5	—
«Осадочный»*	10,4	37,5	1	1,3	0,3	—
Осадочно-эллювиальный			15	42	0,3	—

* Осадочный (терригенный)+осадочно-элювиальный.

следующие существенные и в научном, и в прикладном отношениях выводы.

1. И уникальные, и большая часть очень крупных и крупных месторождений бокситов на платформах представляют собой либо остаточные латеритные покровы, либо механические или латеритизированные продукты их непосредственного и ближнего переотложения.

2. Все очень крупные и крупные месторождения бокситов в геосинклинальных областях — продукты латеритизации любого по происхождению благоприятного субстрата на карстующихся карбонатных породах.

3. К осадочным (терригенные) типам месторождений бокситов на платформах принадлежат либо месторождения низкого качества, либо редкого пляжевого характера.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ И ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ СССР

Формирование месторождений бокситов тесно связано генетически и во времени с эпохами возникновения мощного корообразования латеритного типа на суше. Тектонические условия накопления бокситоносных образований и последующая история их геологического развития различны в геосинклинальных и платформенных областях и определяют промышленную специфику месторождений, закономерности размещения, а также особенности строения и состава бокситоносных толщ. В связи с этим месторождения бокситов прежде всего разделя-

ются на две крупные группы: геосинклинальных и платформенных областей. Геологические предпосылки поисков месторождений в тех и других областях существенно отличаются и в дальнейшем рассматриваются раздельно.

Промышленные месторождения бокситов в СССР известны как на платформах, так и в геосинклинальных областях. По геологической позиции, рудоконтролирующим факторам и промышленным параметрам они подразделяются на ряд типов (табл. 15).

Месторождения геосинклинальных областей представлены двумя типами (североуральский и южноуральский). Они приурочены к краевым частям геосинклинальных поднятий, срединным и краевым массивам, поднятиям эвгеосинклиналей и локализуются в пределах развития карбонатных толщ, сложенных рифогенными известняками. В разрезе карбонатных толщ, вмещающих месторождения, обычно фиксируются перерывы в осадконакоплении, выражающиеся выпадением пачек пород, равных подъярусу или части подъяруса. Кратковременные перерывы, которые по палеонтологическим данным не устанавливаются или определяются с большим трудом, практически небокситоносны. Стратиграфическое положение бокситоносных горизонтов в различных участках геосинклинали может меняться, но в пределах однородных в тектоническом отношении районов их стратиграфические позиции достаточно определенные.

Бокситоносные отложения залегают на неровной поверхности закарстованных светлых рифогенных известняков. Несомненны определенная роль рельефа поверхности рифогенных известняков в формировании бокситового пласта, а также связь между масштабом оруденения и составом отложений, перекрывающих бокситы. Там, где кровля представлена светлыми известняками, характерны мелкие скопления бокситов, а крупные месторождения ассоциируют с развитием в кровле глинистых сланцев, битуминозных и амфипоровых известняков. На месторождениях интенсивно проявлена разрывная тектоника.

Наиболее крупные месторождения высококачественных бокситов североуральского типа известны в североуральской девонской бокситоносной провинции, где они тяготеют к крупным массивам рифогенных известняков типа береговых рифов. В месторождениях этого типа заключены основные запасы высококачественных байеровских бокситов.

Месторождения южноуральского типа, сохраняя в основном те же геологические особенности локализации, приурочены к срединным и краевым массивам, а также поднятиям миогеосинклиналей и отличаются от североуральских худшим качеством руды и меньшей ее мощностью, широким развитием, наряду с разрывной, надвиговой тектоники. Последнее в значительной степени усложняет геологическое строение месторождений.

В месторождениях платформенных **областей** выделяются две большие подгруппы, которым присущи весьма важные для прогнозирования и оценки особенности; это месторождения, залегающие на карбонатных (карстовые) и на алюмосиликатных породах; среди последних различаются месторождения осадочно-латеритные и латеритные.

Месторождения платформенных областей приурочены к антеклизам и их склонам (окраинам синеклиз), склонам щитов, седловинам, сводовым, куполовидным и блоковым поднятиям. Бокситоносные образования, представленные континентальными красноцветными отложениями или латеритной корой выветривания, слагают нижнюю часть платформенного чехла и локализуются главным образом в пределах пони-

женных форм рельефа (осадочно-латеритные месторождения) или на возвышениях палеорельефа (латеритные месторождения).

Месторождения на карбонатных породах характеризуются залеганием бокситоносных отложений в депрессиях карстового (воронки, полья, котловины) или эрозионно-карстового (долины) происхождения. Формы и глубина депрессий зависят от состава и дислоцированности карбонатных пород, а также истории геологического развития территории их распространения. На поверхности чистых и сильно дислоцированных карбонатных пород формируются глубокие (до 200 м) карстовые депрессии типа воронок, котловин, польев, долин (тургайский тип); на поверхности сланцево-карбонатных или глинисто-карбонатных пород образуются более обширные по площади и сравнительно неглубокие впадины карстово-эрозионного происхождения (среднетиманский тип). В первом случае месторождение слагается обычно многочисленными (до нескольких сотен) линзовидными рудными телами большой мощности и сложного строения (рис. 28); во втором — рудные залежи крупные, пластообразные, а число их — единицы.

Качество бокситов более низкое, чем в месторождениях северо- и южноуральского типов, но большая часть их пригодна для переработки методом Байера или Байер-спекания. Масштабы месторождений различны — от мелких до средних и крупных.

Бокситоносная толща осадочно-латеритных месторождений на алюмосиликатных породах залегает, как правило, в присклоновых частях покрытых корой выветривания поднятий и выполняет неглубокие плоские котловины неправильной удлиненной формы или долинообразные понижения на поверхности подстилающих пород (рис. 29). Бокситовые залежи имеют пластовую или вытянутую линзообразную формы, размеры от весьма крупных до мелких и сравнительно небольшую мощность. Собственно бокситоносная толща состоит из бокситов, аллитов и сиаллитов пестрой окраски, которые макроскопически часто неразличимы и выделяются по данным химических анализов. Характерно размещение кондиционных бокситов в центральных частях залежей; к периферии бокситы сменяются вначале аллитами, а затем сиаллитами.

Бокситы по минеральному составу каолинит-гиббсит-бёмитовые высококремнистые, спекательных сортов. Масштабы месторождений — от крупных до мелких.

К латеритным относятся месторождения КМА (висловский тип), расположенные в пределах Воронежской антеклизы. Бокситы слагают верхнюю зону латеритной коры выветривания, сформировавшейся на крутопадающих филлитовидных сланцах протерозоя в ассоциации с мощными залежами богатых железных руд. Форма бокситовых залежей в плане лентовидная, по простиранию повторяющая форму пластов сланцев; в поперечном сечении она пласто-, линзообразная и клиновидная. Бокситы перекрываются мощной (500—600 м) толщей осадочных пород.

Бокситы часто сохраняют структуру материнских пород, по минеральному составу они преимущественно бёмитовые, иногда гиббсит-бёмитовые, качество их среднее (могут перерабатываться по параллельно-комбинированной схеме Байер-спекания); по масштабам месторождения средние и крупные, но залегают на большой глубине.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ

Наиболее общие геологические предпосылки поисков бокситов вытекают из основных условий образования бокситоносных отложений. Бокситоносные провинции формировались при процессах гипергенеза

Геолого-промышленные типы месторождений бокситов СССР

Тип месторождений	Рудоконтролирующие факторы			Масштаб месторождений
	структуры	подстилающие породы	дорудный рельеф	
				Геосинклинальные
Североуральский	Геоантиклинальные поднятия, островные дуги эвгеосинклиналей	Карбонатные	Неровная сильно закарстованная поверхность	Крупные, средние
Южноуральский	*Срединные и краевые массивы, поднятия миогеосинклиналей*	„	*Неровная закарстованная поверхность*	*Средние, мелкие*
				Платформенные
Тургайский	Склоны щитов, седловины и сводовые куполовидные поднятия	„	Карстово-эрозионные долинообразные понижения, осложненные воронками, полья	Средние, крупные, мелкие
Среднетиманский	Блоковые поднятия	Карбонатно-сланцевые	Пологие долинообразные понижения, эрозионно-карстовые депрессии	Крупные, средние, мелкие
Североонежский	Склоны щитов	Алюмосиликатные	Котловины, овражно-балочная сеть	Крупные, средние
Висловский	Антеклизы и их склоны	„	Невысокие возвышения на выровненной поверхности	Крупные, средние, мелкие

Тип месторождений	Способ переработки	Изменчивость (коэффициент содержа		
		мощности	Al_2O_3	SiO_2
				Геосинклинальные
Североуральский	Байеровский	45—85	3—8	50—65
Южноуральский	—„—	30—60	3—7	15—30
				Платформенные
Тургайский	Байер-спекание	35—95	4—11	15—70
Среднетиманский	„	45—50	5—11	25—35
Североонежский	Спекательный	25—60	5—7	15—20
Висловский	Байер-спекание	65—80	9—13	30—55

Таблица 15

(составили С. Н. Калюжная, С. Л. Спирин, В. А. Теняков)

Морфология рудных тел; их число	Средняя мощность рудных тел, м	Литологические разновидности руд; их текстурно-структурные особенности	Вещественный состав руд		
			минеральный	тип руды; кремневый модуль	характер вторичных изменений
области					
Пластовые относительно выдержанные по мощности с безрудными окнами; единицы	2—8	Маркие, немаркие, яшмовидные; пелитоморфные	Бёмит, диаспор, гематит	Высокожелезистый; 10—12	Пиритизация
Пластовые, весьма выдержанные по мощности; единицы	1—3	Немаркие, яшмовидные; пелитоморфные	То же	Высокожелезистый; 6—10	„
области					
Линзо-, пласто-, столбообразные с резко изменчивой мощностью; десятки и сотни	3—40	Каменистые, рыхлые, сухаристые, глиноподобные; бобово-обломочные, пелитоморфные	Каолинит, гиббсит	Железистый, высокожелезистый; 3,5—5,8	Каолинизация, сидеритизация, огипсование
Пластообразные линзы с безрудными окнами и изменчивой мощностью; единицы — первые десятки	6—15	Каменистые; обломочные, брекчиевидные, редко псевдоморфные	Бёмит, гематит, шамозит	Высокожелезистый; 6,2	Каолинизация, шамозитизация
Пластовые, выдержанные по мощности; единицы	5—10	Каменистые, слоистые, сухаристые; пелитоморфные	Гиббсит, каолинит	Маложелезистый; 2,8—4,1	Каолинизация, огипсование
Пласто-, линзообразные; единицы — десятки	5—15	Каменистые; псевдоморфные	Гиббсит, бёмит, шамозит	Высокожелезистый, 8,2	Шамозитизация

Продолжение табл. 15

вариации), %	Способ отработки	Попутные полезные ископаемые	Группа месторождений по условиям разведки	Примеры месторождений
ний				
Fe_2O_3				
области				
20—35	Подземный, открытый	Галлий	2	Красная Шапочка, Черемуховское, Кальинское, Тотинское
5—20	То же	„	2	Блиново-Каменское, Кургазакское, Межевой Лог
области				
15—17	Открытый	Огнеупорные глины, галлий, ванадий	3	Краснооктябрьское, Аркалыкское, Ашутское, Белинское, Центральное
15—20	Открытый, подземный	Галлий, ванадий	2	Вижаю-Ворыквинская группа, Шугорское
35—55	Открытый	Галлий, ванадий, хром	1	Иксинское, Плесецкое, Днеславское
15—30	Подземный	Галлий	2	Висловское, группы месторождений КМА

в зонах тропического или умеренного достаточно влажного, благоприятного для латеритизации климата в сочетании с необходимыми ландшафтно-тектоническими условиями и при благоприятном для бокситообразования петрографическом составе материнских пород в пределах

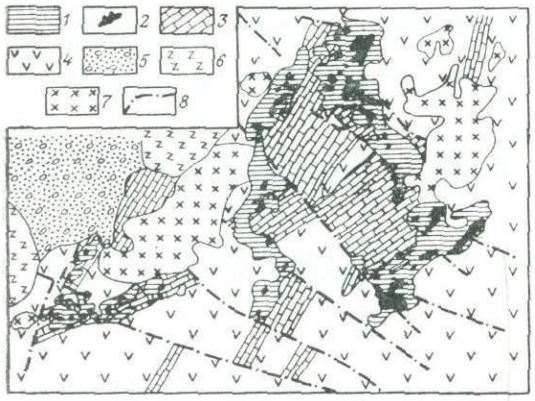


Рис. 28. Схематическая геологическая карта Белинского месторождения. *По Д. А. Венкову, А. Т. Евлампиеву, А. Ф. Андрееву.*

1 — верхнемеловые бокситоносные отложения ($K_2cm—t$); *2* — проекции залежей бокситов; образования среднего—верхнего визе (C_1v_{2-3}): *3* — известняки, *4* — туфы и порфириты; *5* — красноцветные отложения среднего и верхнего карбона (C_{2-3}); *6* — базальты, предположительно триасового возраста ($\beta T?$); *7* — диориты и гранодиориты раннекаменноугольные (δC_1); *8* — тектонические нарушения

водосборных площадей. Анализ взаимосвязи геологических факторов, определяющих возможность накопления месторождений, структурного положения и истории геологического развития районов позволяет предвидеть, с какими типами месторождений бокситов и характером руд-

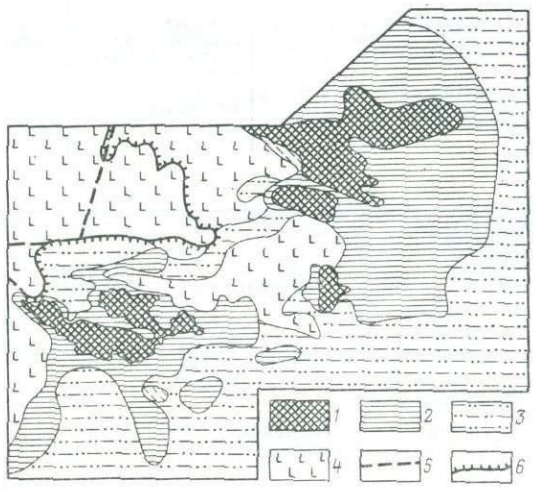


Рис. 29. Геолого-литологическая карта дорудного (докарбонового) фундамента и бокситоносных отложений Северо-Онежского бокситоносного района. *По данным Плесецкой ГРЭ.*

1 — бокситы ($C_1vtl—l$); *2* — аллиты и бокситовмещающие глинистые породы ($C_1vtl—al$); *3* — глины, аргиллиты, алевролиты, песчаники валдайской серии верхнего рифея (PR_3vd); *4* — базальты, метадиабазы и зеленые сланцы по ним (PR_2vt_2); *5* — тектонические нарушения; *6* — границы палеозойских отложений

ных залежей можно встретиться в подобной геологической обстановке.

Общей для всех типов бокситонакопления закономерностью является приуроченность их к консолидированным участкам земной коры. Процессы бокситообразования тяготели к периодам относительного тектонического покоя в геологической истории развития тех или иных структур как геосинклинальных, так и платформенных областей. Однако условия формирования и накопления бокситов в различных тектонических областях настолько специфичны, что необходимо раздельное их рассмотрение. Разные тектонические режимы обусловливают становление различных типов месторождений бокситов, а также определяют возможность сохранности в одних случаях первичных латеритных место-

рождений, в других — осадочно-латеритных, связанных с переотложением продуктов выветривания.

Исходя из гипергенной природы бокситов, при выявлении геологических предпосылок их поисков необходимо анализировать факторы стратиграфические, тектонические, палеогеографические и литологические.

Стратиграфические предпосылки являются наиболее общими, характеризующими эпохи бокситонакопления — продолжительные временные интервалы, в течение которых существовали благоприятные для бокситонакопления обстановки в крупных регионах. На территории СССР устанавливается шесть таких эпох: протерозойско-раннекембрийская, ордовикская (?), девонская, ранне-среднекаменноугольная, триас-юрская, мел-палеогеновая. В этих эпохах выделяются этапы, проявившиеся на ограниченных площадях. Промышленные типы месторождений бокситов СССР приурочены только к трем эпохам: девонской, раннекаменноугольной и мел-палеогеновой.

Тектонические предпосылки проявляются в определенной связи бокситообразования с основными структурными элементами земной коры (геосинклинали и платформы), с конкретными эпохами тектонических движений и структурами бокситоносных районов. В геосинклиналях бокситоносные образования формировались в окраинных частях и зонах, прилегающих к консолидированным массивам — геоантиклинальным поднятиям или приподнятым массивам как эвгеосинклинальных, так и миогеосинклинальных областей. Тектоническому режиму эпохи бокситонакопления присущи колебательные движения небольшой амплитуды, с которыми связаны перерывы в отложении осадков, не приводящие к возникновению заметного углового несогласия между свитами.

На платформах становление бокситоносных образований происходило в сводовых поднятиях (антеклизы), седловинах, на склонах положительных структур, в окраинных частях синеклиз и внутриплатформенных поднятий.

Особое значение тектонический фактор имеет для сохранности бокситовых месторождений. Формируясь на континентах, преимущественно на возвышенных участках рельефа, рудные залежи даже при незначительном декомпенсированном воздымании территории подвергаются размыву. Если этот размыв происходит в климатической обстановке, неблагоприятной для бокситообразования, от месторождения остаются лишь многочисленные гальки, чаще железистых бокситов, рассеянных на больших площадях.

Палеогеографические предпосылки определяются природой бокситов — одного из конечных продуктов дифференциации веществ в континентальных обстановках при строго конкретных параметрах гипергенных сред. Эти параметры (температура, среднегодовое количество осадков и периодичность их выпадания, степень расчлененности рельефа, тектонический режим и др.) более или менее ясны для областей олигоцен-четвертичного бокситообразования, но для более ранних эпох, по-видимому, были несколько иными. В настоящее время принято считать, что бокситообразование происходит в обстановке теплого или жаркого климата при весьма интенсивной фильтрации слабоминерализованных, в частности дождевых, вод.

В геосинклинальных областях бокситоносные толщи приурочены обычно к основанию трансгрессивных серий. Палеогеографическая обстановка периода бокситообразования представляется в общих чертах в следующем виде: в береговой полосе возникали рифы и лагунные

карбонатные отложения; равнинный рельеф побережья, сложенного в основном карбонатными породами, обусловливал накопление осадков с минимальным количеством терригенного грубого материала; рифовые барьеры (или другие причины), изолирующие лагуны от морских волнений, способствовали концентрации в лагунах или в углублениях на поверхности рифов продуктов разрушения коры выветривания алюмосиликатных пород, приносимых с окружающих равнину хорошо дренируемых холмов.

Характерная особенность палеогеографической обстановки ряда бокситоносных районов платформенных областей — приуроченность их к краевой части зоны аккумуляции осадочного материала, к областям стыка депрессий, выполненных континентальными или морскими осадками, и выступов, покрытых корой выветривания. Рельеф, в условиях которого осуществлялось бокситообразование, в большинстве случаев имел вид холмистой равнины, в которой более стойкие по отношению к процессам химического выветривания породы образовывали поднятия. Пониженные участки рельефа возникали в областях распространения относительно менее стойких пород, которыми часто являлись карбонатные породы с развивавшимися на их поверхности карстовыми формами рельефа.

Литологические предпосылки играют весьма существенную роль в формировании и накоплении бокситоносных образований. Эти предпосылки определяются, с одной стороны, связью бокситоносных пород с определенным фациальным и литологическим составом вмещающих их рыхлых отложений, а с другой — составом пород фундамента, за счет которых образуется вещество боксита и на поверхности которых они локализуются.

Бокситоносные образования геосинклинальных областей пространственно связаны исключительно с карбонатными и карбонатно-сланцевыми отложениями. Весьма типична резкая смена характера известняков, формировавшихся до и после перерыва. Обычно бокситы приурочены к областям развития светлых чистых массивных рифовых легкокарстующихся известняков и перекрываются глинистыми и углистыми сланцами и вышележащими породами кровли — темными слоистыми битуминозными известняками.

К подстилающим бокситы рифогенным отложениям относятся биогермы и рифы барьерного типа, окаймляющие зону побережья, и отложения слоистых карбонатных пород. Рифостроящие организмы в разные геологические эпохи различны: строматолиты позднего протерозоя, археоцеаты и низшие водоросли кембрия; кораллы, мшанки, строматопоры и известковые водоросли других периодов. Рифогенные известняки содержат включения бокситового, железистого или глинистого вещества, заполняющего многочисленные пустоты в рифовой постройке. Широко разнесенный в последующий период трансгрессии тонкий материал разрушения коры выветривания обнаруживается в составе нерастворимого остатка карбонатных пород, формировавшихся в прилегающих частях бассейна, образуя своеобразный ореол рассеяния.

Строение и петрографический состав пород выступов дорудного рельефа, к склонам которых примыкают бокситоносные образования, являются важнейшими факторами, влияющими на особенности размещения, состав и строение бокситовых залежей. Для возникновения бокситовых залежей благоприятна обстановка, когда эти выступы сложены алюмосиликатными породами (вулканогенными, вулканогенно-осадочными и изверженными) — возможными источниками глинозема.

В пределах платформенных областей характерна связь бокситов с пестроцветными продуктами переотложения кор выветривания, которые по латерали в сторону крупных впадин нередко сменяются сероцветными угленосными осадками, далее иногда переходящими в морские отложения. Формы депрессий, выполняемых бокситоносными образованиями целиком зависят от состава подстилающих пород. На карбонатных породах формируются разнообразные депрессии карстового происхождения, на алюмосиликатных — впадины эрозионного или денудационного генезиса. Форма же депрессий непосредственно влияет на форму бокситовых залежей и обусловливает тип бокситовых месторождений, их основные промышленные параметры.

Лишь совокупность всех рассмотренных геологических факторов, благоприятных для бокситообразования, дает возможность считать данный регион перспективным для поисков промышленных месторождений бокситов. При неблагоприятности каких-либо условий бокситы или не образуются вовсе, или возникают непромышленные по размерам или качеству скопления бокситового материала.

ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

Геологические предпосылки определяют в общем виде возможность накопления бокситов в оцениваемом районе. Специфика конкретного влияния каждой группы предпосылок на процессы формирования месторождения, их масштабы, качество и другие свойства обусловлены более локальными факторами — поисково-оценочными критериями. Они изучаются и анализируются во взаимосвязи с учетом всего комплекса геологических закономерностей, контролирующих пространственное размещение месторождений.

Поисково-оценочные критерии месторождений геосинклинальных областей

Стратиграфические критерии

Стратиграфические критерии в геосинклинальных областях отражают фактор тектоно-седиментационной цикличности развития этих областей, предопределяющий приуроченность бокситов к определенным возрастным интервалам, называемым обычно эпохами бокситообразования. В СССР эпохами бокситообразования в геосинклинальных областях являлись протерозойско-раннекембрийская, ордовикская (?), девонская, каменноугольная и триас-юрская. Однако промышленные месторождения сформировались лишь в девонскую эпоху в Уральской бокситоносной провинции. Здесь известно несколько бокситоносных горизонтов, образовавшихся в начале среднего девона, конце эйфеля — начале живета (восточный склон Северного Урала), а также в начале и конце франского века (западный склон Южного Урала), т. е. во временны́х интервалах, соответствующих периодам перерывов в осадконакоплении карбонатных толщ. Наиболее продуктивен из них нижнеэйфельский (субровский) горизонт на восточном склоне Северного Урала — с ним связаны основные перспективы расширения сырьевой базы алюминиевой промышленности Урала.

Структурно-тектонические критерии

Критерии этой группы контролируют фациальный облик бокситоносных горизонтов, особенности континентальных перерывов в осадко-

накоплении и характер палеорельефа эпохи бокситообразования; определяют строение и размещение бокситового горизонта. Среди этих критериев наиболее существенными являются перерывы в осадконакоплении, связанные с континентальным периодом эволюции территории.

Как установлено при исследовании девонских отложений Урала, бокситоносные горизонты связаны с перерывами в осадконакоплении, но не всякий перерыв сопровождается бокситоносностью. По мнению С. М. Андронова, бокситоносны лишь локальные перерывы, развитые на небольших участках рифовых известняков, приподнятых над уровнем моря. Перерывы же, отмечавшиеся на всей территории восточного склона Урала, практически лишены бокситоносных образований. На масштабы бокситообразования влияет продолжительность перерыва: более длительные перерывы (век и более), четко выявляющиеся по различию фауны в горизонтах, возникших до и после перерыва, способствуют формированию крупных месторождений высококачественных бокситов; с трудом устанавливаемыми по фауне более кратковременными перерывами связаны средние по размерам и качеству бокситов месторождения или рудопроявления.

Наличие перерывов, их длительность и масштабы являются, по мнению М. В. Воинова и др., следствием специфики тектонического развития различных структурно-фациальных зон геосинклинальной области. Перерывы обусловлены общим воздыманием геосинклинальной области, носившим колебательный характер. Наиболее благоприятными для бокситообразования были начальные импульсы поднятия и размыва. Вслед за основным поднятием следует ряд кратковременных бокситоносных перерывов.

Наиболее широко бокситы распространены в предорогенные (островодужная) стадии эволюции геосинклинали. Для этих стадий характерно формирование двух типов тектонического рельефа: 1) узких вулканических и невулканических островных гряд (дуг), кордильер, разделенных межгрядовыми прогибаниями, иногда глубоководными; 2) более широких областей шельфа. Формы первого типа отмечаются в эвгеосинклинальных областях, для которых на раннегеосинклинальной стадии развития типично широкое распространение коры океанического типа. Вторые приурочены к более внешним миогеосинклинальным зонам, окраинам платформ, а также к отдельным блокам континентальной коры — срединным массивам в центральной части геосинклинальной провинции.

Палеотектоническим структурам первого типа свойственно образование узких рифовых построек береговых или барьерного типов, окаймлявших островные гряды или располагавшихся над крутыми уступами морского дна на границе шельфа и континентального склона. В областях же шельфа накапливались формации слоистых известняков и доломитов (западный склон Урала). Эта специфика различных тектонических структур сказывалась на характере и масштабах перерывов, возникавших при периодических воздыманиях геосинклинальных провинций и смежных с ними платформ. В эвгеосинклиналях с контрастным рельефом происходило осушение лишь узких полос береговых рифов, примыкавших к вулканической или невулканической островной суше. В связи с этим бокситы формировались на небольших участках, а рудные залежи приурочены к локальным перерывам. В мелководных же миогеосинклинальных прогибах с выровненным дном общее поднятие приводило к осушению широкой области, бокситоносные горизонты связаны с региональными перерывами.

Специфика развития различных палеотектонических (структурно-формационных) зон геосинклиналей влияет, следовательно, непосредственно на типы перерывов, масштабы накопления бокситов, их качество и некоторые другие особенности месторождений. Так, к краевым и срединным массивам, миогеосинклиналям и окраинам платформ, где в период бокситообразования существовали широкие приморские равнины, связанные с региональными перерывами, приурочены мелкие и средние по запасам бокситов среднего и высокого качества месторождения (западный склон Урала, бокситопроявления Туркестано-Алайской зоны, Кызылкумов). В пределах же островных дуг (или гряд) эвгеосинклинальных областей, где бокситообразование совершалось на небольших участках суши береговых рифов, формировались крупные месторождения высококачественных бокситов (восточный склон Урала, о. Ямайка).

Дифференциация структур по характеру разреза, интенсивности вертикальных тектонических движений, типам магматизма, складчатости и разрывных дислокаций внутри указанных крупных типов структур геосинклиналей также оказывает влияние на бокситоносность карбонатных толщ. Например, по данным М. В. Воинова и др., на восточном склоне Урала крупные месторождения связаны с Петропавловской подзоной Кумбинской структурно-формационной зоны. В ее пределах развиты мощная рифогенная формация ранне-среднедевонского возраста, фации берегового и барьерного рифов и разделяющей их лагуны, отмечаются выпадение из разреза осадков части ярусов и максимальная продолжительность перерывов. В Карпинской и Юртищенской подзонах, характеризующихся относительно устойчивым прогибанием, распространением в среднем девоне пород карбонатно-сланцевой формации, наличием локальных непродолжительных перерывов, известны только незначительные по размерам линзовидные залежи. Коноваловская и Атюсско-Самская подзоны с устойчивым прогибанием территорий в девоне вообще бесперспективны для поисков бокситов.

Структурно-тектонические критерии определяют также и послерудные преобразования сформировавшихся месторождений бокситов. Например, на западном склоне Урала широко проявлены надвиговые покровные структуры, в которых бокситовый горизонт может оказаться сдвоенным или разбитым мелкими разрывами на систему чешуй. Это же отмечается в эвгеосинклинальном прогибе южного Тянь-Шаня, в ряде районов Средиземноморья. На восточном склоне Урала размещение рифогенных бокситоносных комплексов контролировалось системой долгоживущих сбросов и сбросо-сдвигов меридионального и субширотного простирания, расчленявших палеоструктуры первого порядка на ряд продольных и поперечных блоков — горстов и грабенов. Система этих сбросов отражена в современном рельефе, что облегчает анализ палеоструктур, контролировавших процессы рифо- и бокситообразования.

Дислоцированность и метаморфизм бокситов зависят от особенностей тектонического режима бокситоносного района. В районах, тяготеющих к платформам или внутренним срединным массивам, дислоцированность обычно слабая: сохраняются даже землистый характер бокситов и тригидратный их состав (с примесью моногидратов глинозема). Молодые, лишенные кровли бокситы Карибского бассейна залегают почти горизонтально. Но в большинстве случаев залежи бокситов участвуют в строении складчатых структур крыльев крупных антиклинориев и синклинориев. Дислоцированные залежи бокситов сложены бёмитовыми и диаспоровыми разностями. В сильно дислоцированных и метаморфизованных месторождениях бокситы диаспоровые со следами

динамометаморфизма, а в областях глубокого регионального или контактового метаморфизма бокситовые породы превращены нередко в хлорид-корундовые с магнетитом и ассоциируют с мраморами.

Наиболее обширные, прослеживающиеся на значительное расстояние провинции с крупными месторождениями бокситов установлены в крыльях крупных синклинориев (Северный Урал, Восточные Саяны). Для районов с мелкими брахискладками характерны мелкие масштабы месторождений (Средиземноморье, Западная Сибирь, Южный Урал).

Палеогеографические критерии

Палеогеографические критерии тесно связаны со структурно-тектоническими, определявшими типы рельефа в крупном плане, а также с литолого-фациальными, оказывающими влияние на более мелкие детали строения дорудного рельефа и на типы формирующихся бокситов.

Общей чертой палеогеографической обстановки времени образования бокситов является возникновение в результате поднятий приморской суши и примыкавших к ней рифогенных построек различного типа. В одних случаях это была обширная суша, сложенная в значительной мере вулканогенными, вулканогенно-осадочными и изверженными породами разного состава. Краевая часть такой суши — ее пологий склон — окаймлялся береговыми рифами, на платообразной поверхности которых и на их склонах формировались бокситы. Область накопления последних отделялась от берега моря береговым валом, который способствовал аккумуляции бокситового материала и предохранял его от выноса в море. Такая обстановка была наиболее благоприятной для образования крупных месторождений бокситов.

В других случаях существовали низкая слаборасчлененная равнина, в краевых частях которой сохранился более высокий и расчлененный рельеф, развитый на вулканогенных и рифогенных породах, или неширокий склон на рифогенных породах, отделявший сушу от областей прогибов, характеризующихся практически непрерывным морским осадконакоплением. В подобной палеогеографической обстановке формировались лишь линзообразные залежи бокситов, выполнявших неглубокие понижения.

Накопление бокситов могло также происходить на возникавших при поднятии антиклинальных структур островных участках суши, сложенных вулканогенными породами, а по периферии — рифогенными образованиями, переходящими в слоистые известняки. Острова были пенепленизированы, и их рельеф, видимо, был сходен с рельефом современных атоллов. Центральные части островов и области развития рифогенных известняков выступали как положительные элементы, а по периферии располагались обычно пониженные участки. Бокситы образовались на склонах и в центральных частях депрессии в виде изолированных тел неправильной формы (линзы со значительным колебанием мощностей).

Во всех случаях источником бокситового материала служила латеритная кора выветривания алюмосиликатных пород различного состава. Локализация рудных залежей в значительной мере контролировалась рельефом рифовых построек: унаследованными зарифовыми депрессиями или отрицательными эрозионно-карстовыми формами. Обычно считается, что форма депрессионных зон, выполненных бокситами, в значительной степени предопределена первичным рельефом рифовых массивов, но в периоды поднятий и регрессий моря эти постройки подвергались эрозионно-денудационным и карстовым процессам.

При детальных исследованиях по реконструкции условий формирования рудного пласта ряда месторождений Североуральского бокситоносного района, проведенных М. В. Воиновым и др., установлено, что отложение бокситов происходило на пологом склоне суши, сложенной в основном рифогенными известняками. На некоторых участках склона отмечался ряд ступеней, различающихся по интенсивности расчленения поверхности рифовых известняков, по развитию различных форм рельефа. В общем виде выделяются (от области вулканической суши в сторону моря): «высокое» слаборасчлененное плато; склон высокого плато, осложненный пологими слабовыраженными долинообразными понижениями; «низкая» практически горизонтальная поверхность, местами сильнорасчлененная; долинообразная депрессия с крутыми склонами.

Формирование пласта бокситов и особенности его строения в значительной мере контролируются этим рельефом. Например, в пределах плато залежи бокситов приурочены к изолированным мелким депрессиям и разделены многочисленными и иногда крупными безрудными участками. Последние характерны и для склона плато. Низкой поверхности рельефа свойственны большая выдержанность пласта и существенное увеличение его средней мощности, а также больший диапазон ее колебаний. В депрессионной зоне пласты значительной мощности выдержаны по площади.

Следует отметить, что на ряде месторождений восточного склона Урала, связанных с береговыми рифовыми массивами, выявлена унаследованность типов разреза перекрывающих бокситы отложений: над осевыми депрессионными зонами развивается впоследствии лагунная фация, над их краевыми валами — барьерный эйфельский риф, а над межрифовыми прогибами — фации рифового склона, подножья и морских проливов.

Таким образом, дорудный рельеф контролирует бокситовый горизонт, а также особенности строения перекрывающего комплекса, который местами оказывает весьма существенное влияние на пласт бокситов.

Литолого-фациальные критерии

Эти критерии характеризуют, с одной стороны, состав и строение вмещающих бокситы пород, а с другой — литологические и фациальные особенности бокситоносного горизонта. Влияние литологического фактора на размещение, форму и качество бокситовых месторождений проявляется через состав и рельеф подстилающих карбонатных пород и источник исходного материала, перерабатываемого в процессе латеритизации в боксит. По литологическому составу наиболее благоприятны для формирования бокситового материала и его локализации хорошо дренируемые массивные рифогенные известняки, типичные для береговых и барьерных построек, островных поднятий и атоллов. Неровности их первоначального рельефа, доразвитые в континентальных условиях эрозионно-денудационными и карстовыми процессами, служили хорошими ловушками для накопления и захоронения бокситового материала. В некоторых случаях в основании бокситоносного горизонта залегают слоистые известняки и доломиты, иногда со значительной примесью глинистого материала. Наиболее значительные месторождения связаны здесь с крупными карстовыми или эрозионно-карстовыми депрессиями, мелкие — с отдельными карстовыми воронками.

В качестве источника первичного материала бокситов признаются в ряде бокситоносных районов выступы древнего кристаллического фундамента, вулканическая суша или новообразованные покровно-складчатые офиолитовые пояса, надвинутые на карбонатные «платформы». В этих районах Ю. К. Горецким установлена следующая латеральная изменчивость бокситоносного горизонта: источник сноса→→ближняя зона выклинивания→рудная залежь→дальняя зона выклинивания→морская непрерывная серия. При этом происходит «омоложение» подошвы бокситового горизонта по мере движения от источника сноса к морскому бассейну.

В ближайшей к источнику зоне выклинивания бокситоносные образования постепенно засоряются терригенным материалом, резко снижающим качество бокситов; в дальней зоне выклинивания бокситы сменяются тонкозернистыми аллитными, а затем карбонатными породами. Максимальная мощность пласта качественных бокситов наблюдается, почти как правило, в промежуточной зоне.

В некоторых бокситоносных провинциях (Югославия) в качестве источника алюмосиликатного материала предполагаются нерастворимые глинистые остатки известняков подошвы. В этих месторождениях не отмечается фациальных изменений бокситов на площади. Отсутствуют значительные фациальные изменения и в бокситовых месторождениях, образование которых связывается с латеритизацией вулканического пепла на карбонатном ложе (острова Ямайка, Реннел).

Выделение фациальных типов бокситов — задача довольно сложная. В последнее время среди фаций бокситового горизонта Уральской геосинклинальной зоны различают следующие: 1) элювиально-делювиальную (красные маркие бокситы — продукт латеритизации делювиальных осадков коры выветривания алюмосиликатных пород); 2) делювиально-пролювиальную и временных водоемов (красные каменистые и яшмовидные бокситы, формировавшиеся на платообразных поверхностях береговых рифов и их склонах); 3) морского мелководья и лагун (зеленовато-серые, серые до черных бокситы, возникшие за счет перемыва и переотложения бокситов других фаций). Бокситовый пласт может быть сложен либо одной фациальной разновидностью бокситов, либо несколькими.

Наиболее крупные месторождения бокситов высокого качества имеют обычно трехчленное строение рудных залежей. Нижняя часть пласта сложена красными маркими бокситами, средняя — каменистыми красными и яшмовидными, верхняя — зеленовато-серыми (пестроцветными) бокситами. В месторождениях меньших масштабов и с менее качественными рудами обычно распространены внизу красные каменистые и яшмовидные бокситы, а вверху — зеленовато-серые пестроцветные. Наконец, в рудных залежах непромышленных низкокачественных месторождений развиты преимущественно серые бокситы, красные низкокачественные руды и аллиты, а иногда только серые бокситы [12]. Следовательно, особенности строения рудной залежи могут в известной мере служить оценочным критерием масштабов и качества обнаруженных при поисках месторождений.

Как уже отмечалось, на Урале выявлен фактор унаследованности типов разреза перекрывающих бокситы отложений от типов дорудного рельефа. Над депрессионными зонами, в пределах которых формировались крупные месторождения, обычно залегают темно-серые известняки и глинистые сланцы лагунных фаций, над краевыми валами — рифогенные известняки, а над межрифовыми прогибами — фации рифового склона, подножья и морских проливов. Там, где переход от бокситов

к морским известнякам постепенный, с последовательным накоплением сланцев, глинистых и амфипоровых известняков, пласт обычно мощный и достаточно полный. Когда же бокситы перекрыты непосредственно амфипоровыми или битуминозными известняками, пласт уменьшается в мощности или характеризуется резкими ее изменениями, в разрезе отсутствуют серые или красные немаркие бокситы или пласт исчезает полностью. То же наблюдается при перекрытии бокситов светло-серыми известняками.

Поисково-оценочные критерии месторождений платформенных областей

Условия формирования месторождений бокситов в платформенных областях более разнообразны, чем в геосинклиналях. В связи с этим более разнообразны здесь и поисково-оценочные критерии месторождений при общности геологических процессов, приводящих к накоплению бокситов в этих основных структурах земной коры.

Стратиграфические критерии

В платформенных областях СССР эпохами бокситообразования были девонская, раннекаменноугольная, триас-юрская и мел-палеогеновая, из них лишь в триас-юрской эпохе не известны промышленные месторождения бокситов. Следует отметить, что определение возраста бокситоносных образований платформенных областей представляет значительные трудности, поскольку эти толщи почти не содержат органических остатков, а возрастной интервал, который они занимают между периодами формирования подошвы и кровли, бывает очень большим.

Девонская и раннекаменноугольная бокситоносные эпохи наиболее полно проявлены на Русской платформе (Тиманский кряж, Северо-Онежский и Тихвинский районы, Воронежская антеклиза), а мел-палеогеновая — в Казахстане и Сибири.

Структурно-тектонические критерии

Бокситоносные образования платформенных областей приурочены к положительным структурам: антеклизам и их склонам, склонам щитов, седловинам; сводовым, куполовидным и блоковым поднятиям; окраинным частям синеклиз в зоне стыка их с выступами (краевые части зоны аккумуляции осадочного материала). История геологического развития этих структур оказывает существенное влияние как на формирование бокситоносных образований, так и особенно на условия их последующей сохранности.

По характеру (особенностям) развития платформенных структур, с которыми связаны бокситоносные образования, можно выделить области двух типов: 1) антеклиз или длительных сводовых поднятий (типа Центрально-Сибирской или Центрально-Казахстанской); 2) синеклиз (типа Тургайского прогиба, Западно-Сибирской плиты). Первым свойственна постоянная тенденция к поднятиям как в эпоху, предшествующую бокситообразованию, так и в последующие. Вторые испытывали длительное прогибание в осевой части с постоянным расширением площади осадконакопления на окраинные области структур, которые в период бокситообразования оставались еще выступами, а после перекрывались более молодыми осадками. В дальнейшем они могли продолжать прогибаться или претерпевали временные воздымания.

Длительность перерыва между временем образования подошвы бокситоносных отложений и их кровли, как отмечалось, может быть весьма значительной. Так, бокситы могут залегать на породах протерозойского возраста и перекрываться только четвертичными отложениями (как в Восточной Сибири). Разумеется, бокситоносные толщи формировались не в течение всего этого перерыва, а только в определенное, характерное для данной структуры благоприятное время. Такой максимальный возрастной интервал вмещающих бокситы пород типичен лишь для областей сводовых поднятий. В окраинных же частях синеклиз бокситоносные образования обычно перекрываются отложениями близкого к эпохе бокситонакопления возраста.

В областях блоковых сводовых поднятий, которым присуща постоянная тенденция к воздыманию, условия сохранности бокситоносных образований были весьма неблагоприятными вследствие их разрушения различными агентами денудации. Этим и объясняются сохранность в подобных областях только бокситов, связанных с депрессиями карстового происхождения на карбонатных породах, и почти полное уничтожение латеритных или залегающих на алюмосиликатных породах бокситов. Последние могут сохраниться лишь в граничной зоне между областями поднятия и погружения (плитой). В целом же бокситоносные образования областей сводовых поднятий приурочены к наименее подвижным блокам.

Для бокситоносных структур окраинных частей синеклиз характерна длительность прогибания, устанавливаемая по последовательному выклиниванию (в направлении к поднятию) более древних выполняющих синеклизу отложений; каждый более молодой горизонт переходит с подстилающих его отложений непосредственно на породы поднятия.

Локальными структурными критериями формирования бокситоносных отложений являются типы локальных структур поднятий, к которым приурочены бокситоносные депрессии. Особенно это касается типов карстовых депрессий на карбонатных породах. Например, в условиях сильно дислоцированных крутопадающих структур возникают разрозненные небольшие депрессии типа карстовых воронок. На крыльях пологих структур образуются, наряду с воронками, более крупные депрессии типа польев; крупные линейные складки способствуют формированию долинообразных карстовых депрессий, а пологие брахиантиклинали — крупных карстовых котловин.

Палеогеографические критерии

Типичные палеогеографические условия формирования месторождений бокситов в платформенных областях характеризуются обстановкой теплого и жаркого влажного климата и весьма интенсивной фильтрацией слабоминерализованных дождевых вод, выпадающих на пенепленизированную поверхность сравнительно высоко приподнятых хорошо дренируемых холмистых равнин или расчлененных плоскогорий. Такая обстановка приводила к образованию на алюмосиликатных породах коры выветривания и впадин денудационного происхождения, а на карбонатных породах — впадин карстового происхождения, выполняемых продуктами разрушения коры выветривания.

Коры выветривания латеритного типа возникали на повышенных участках пенепленов, представляющих собой холмистые равнины, сложенные разнообразными осадочными и изверженными дислоцированными породами, или столовые возвышенности, на поверхности которых были развиты более однообразные по составу и субгоризонтально за-

легающие породы. При благоприятной для латеритного выветривания обстановке в верхней части коры выветривания образовались бокситы, которые в определенных условиях (быстрое захоронение глинистыми или карбонатными осадками, стабильное положение территории, присутствие стойких к разрушению разновидностей пород) формировали латеритные месторождения. В большинстве же случаев материал латеритной коры выветривания размывался и переотлагался в соседствующие с ней денудационные и карстовые впадины: возникали осадочно-латеритные месторождения.

Форма впадин определяла форму накапливавшихся залежей бокситов. На алюмосиликатных породах это неглубокие плоские котловины изометричной, удлиненной формы или долинообразные понижения. Разнообразие карстовых форм рельефа связано с типом структур, в строении которых участвуют карбонатные породы, а также с особенностями литологического состава и сложения последних.

В областях сводовых поднятий (типа Центрально-Сибирской), где бокситоносные толщи перекрыты только четвертичными отложениями, палеорельеф эпохи бокситообразования в известной мере отражен в современной геоморфологии этих областей. Особенно хорошо могут проявляться бокситоносные карстовые формы рельефа в виде ровных, часто заболоченных участков или ложбинообразных понижений. При небольшой мощности перекрывающих отложений (20—30 м) предбокситовый палеорельеф может проявляться и в окраинных частях синеклиз (типа Тургайского прогиба).

Литолого-фациальные критерии

Эти критерии определяются, с одной стороны, связью бокситоносных образований с конкретным фациальным составом рыхлых отложений, среди которых они распространены, а с другой — составом пород фундамента, которые контролируют локализацию этих образований.

Бокситы залегают среди пестроцветных (преимущественно красноцветных) пород глинистого, преимущественно каолинитового состава. Характерно трехчленное деление толщи, содержащей бокситы. Подрудные образования, особенно широко и мощно развитые в месторождениях карстового типа, обычно сложены обломочными породами песчано-глинистого состава с отдельными более крупными обломками выветрелых близлежащих алюмосиликатных пород, железняков, известняков и др. Собственно рудная толща состоит из бокситов, нередко переслаивающихся с бокситовыми и глинистыми породами. Наконец, надрудная толща представлена песчано-глинистыми отложениями, также связанными с продуктами коры выветривания.

Весьма типична связь бокситоносных образований с отложениями, содержащими углистое вещество. Связь эта различного рода. Во-первых, углистые глины могут залегать в различных частях собственно бокситоносной толщи. Во-вторых, бокситоносная толща может быть приурочена к основанию угленосных отложений (тогда слагающие ее породы имеют серый цвет). Наконец, в-третьих, в окраинных частях синеклиз бокситовая толща, залегающая на склоне выступа, в сторону более глубоких частей синеклизы может замещаться комплексом сероцветных угленосных песчано-глинистых отложений. Но следует подчеркнуть, что угленосность связанных с бокситами отложений обычно непромышленна.

Бокситоносные образования платформенных областей содержат, вероятно, разнообразные типы континентальных фаций слагающих их

пород. Среди последних выделяют пролювиально-делювиальные, делювиальные, аллювиальные и озерно-болотные. Однако установление фациальных типов бокситоносных отложений довольно затруднительно из-за многообразных вторичных процессов, накладывавшихся в пострудное время на сформировавшиеся бокситы.

Литологический контроль бокситонакопления в зависимости от подстилающих пород двоякий. Во-первых, они являются источником вещества бокситоносных образований, а во-вторых, на их поверхности возникают различные типы впадин, локализующих эти образования.

В качестве источника материала бокситов рассматриваются осадочные, изверженные и метаморфические породы алюмосиликатного состава, на которых формируется кора выветривания латеритного типа. Обычно считается, что весьма благоприятны для латеритизации изверженные породы основного и среднего состава, глинистые сланцы, амфиболиты и др. В последнее время доказано, что и кислые породы также могут выступать в этой роли. В целом, по-видимому, благоприятными следует считать алюмосиликатные породы, содержащие достаточное количество глинозема (по крайней мере, более 15 %) и не засоренные большим количеством терригенного кварца.

О типе и форме впадин на породах алюмосиликатного и карбонатного состава уже упоминалось. В неглубоких обширных удлиненных впадинах на алюмосиликатных породах накапливаются бокситоносные толщи небольшой мощности (несколько — десятки метров) преимущественно пластообразного характера. Тип и глубина впадин на карбонатных породах зависят от типа структур и состава самих пород.

Необходимо подчеркнуть, что бокситоносные отложения во впадинах накапливались лишь тогда, когда в непосредственной близости от них располагались благоприятные алюмосиликатные породы — источники глинозема.

При перекрытии бокситов осадками, сформировавшимися в резко отличных от обстановки бокситообразования геохимических условиях, происходят вторичные химико-минералогические изменения первоначального вещества бокситов. Обычно эти изменения связаны с восстановительными условиями, при которых большую подвижность получает железо, что вызывает сидеритизацию, пиритизацию, шамозитизацию верхней части бокситовых залежей. Признаком возможного проявления таких преобразований служит примесь органического материала в породах кровли бокситов.

Геофизические критерии

Для прогнозирования месторождений бокситов (особенно в платформенных областях) важную роль играют геофизические данные; возможности геофизических методов определяются физическими свойствами пород и руд бокситоносных районов.

Наиболее резко отличаются породы осадочного чехла и фундамента платформ по следующим физическим свойствам: плотности, электрическим свойствам и скорости распространения упругих волн. Это позволяет картировать рельеф фундамента с высокой степенью достоверности, выделять среди пород чехла горизонты известняков, песков, песчаников и базальтов (в комплексе с магниторазведкой). Дифференциация пород фундамента платформ и геосинклинальных областей по плотности, магнитной восприимчивости, электропроводимости и скоростям распространения упругих волн дает основание применять соответствующие геофизические методы для литолого-петрографического

расчленения пород. Для выделения известняков среди осадочного комплекса наиболее результативна сейсморазведка. При благоприятном геоэлектрическом и сейсмологическом разрезах возможно качественное выделение площадей развития кор выветривания по породам кристаллического фундамента платформ. Повышенная магнитная восприимчивость некоторых разновидностей бокситов и повышенные содержания тория в них позволяют рассматривать магниторазведку и гамма-спектрометрию как прямые поисковые методы.

В целом геофизические данные играют вспомогательную роль и в большинстве случаев могут быть использованы для уточнения геологической обстановки оцениваемого района.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ И ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

Научным обоснованием для прогноза бокситоносности района и оценки прогнозных ресурсов являются основные геологические закономерности размещения, а также особенности строения и состава бокситоносных образований, месторождений и бокситовых залежей в различных по тектонической структуре и истории геологического развития областях. Эти закономерности служат исходным материалом для разработки поисково-оценочных критериев, рассмотренных в предыдущих разделах. В значительной части они могут быть использованы как при прогнозировании месторождений в новых районах, так и на всех стадиях работ по расширению перспектив известных бокситоносных районов для определения возможной локализации новых залежей бокситов.

Выявленные рудоконтролирующие факторы должны быть достаточно четко отражены на специализированных геологических картах и картах прогноза бокситоносности. В первую очередь на картах должны быть показаны уже установленные факторы, благоприятствующие возможности (в определенную эпоху) возникновения на данной площади бокситов.

Масштабы карт определяются конкретными структурно-геологическими и фациально-литологическими условиями района, задачами прогнозирования и изученностью территории, но на современном этапе они не должны быть мельче 1 : 200 000. Более мелкомасштабные карты являются по существу обзорными и составлены как для территории всей страны, так и для отдельных бокситоносных провинций. Последние представляют собой сравнительно большие площади, в общем совпадающие с определенными структурно-тектоническими элементами современных материков.

Исходными материалами для составления прогнозных карт могут служить следующие карты: а) в открытых районах — геологические карты поверхности, а в закрытых — структурно-литологические поверхности фундамента, на котором могут залегать бокситы, и специальные, отражающие характер платформенного чехла; б) палеогеографические эпохи бокситообразования; в) геоморфологические современного рельефа или поверхности погребенного фундамента; г) тектонические и д) геофизические, а также другие специализированные карты (фациально-литологические, кор выветривания, изоглубин залегания фундамента и др.); используются геологические и палеогеографические разрезы и обязательно карты геологической, поисковой и геофизической изученности района. Эти картографические материалы могут быть положены в основу составления карты прогноза бокситоносности только после тщательного изучения и объективной оценки их качества и досто-

верности. Серия перечисленных карт может быть полной или неполной, но геологическая карта обязательна.

Сочетание отображенных на картах прогноза установленных факторов, благоприятствующих бокситообразованию, является объективным критерием для выявления наиболее перспективных по возможности обнаружения новых месторождений и залежей площадей, а также для прогнозирования возможных масштабов бокситоносности, определяющих целесообразность проведения поисковых работ.

Наряду с учетом благоприятных факторов, особое внимание следует уделять и анализу негативных процессов, которые могут свести на нет действие положительных для бокситообразования условий. Недоучет негативных факторов может вызвать крупные ошибки в прогнозировании, как это было с прогнозированием латеритных бокситов в Центрально-Сибирской области сводовых поднятий.

Легенды карт должны отвечать назначению последних и конкретным геологическим условиям оцениваемого района, наглядно отражать главнейшие геологические факторы рудного контроля, обеспечивающие оценку возможной бокситоносности отдельных площадей и участков. Они также должны способствовать наглядности и убедительности специализированной нагрузки карт, позволяющей определить возможные типы бокситопроявлений, присущие данной геологической обстановке.

Относительная значимость для прогнозной оценки территории различных геологических факторов, обусловливающих возможность формирования и тип бокситоносности, может быть выявлена в результате анализа конкретных геологических условий оцениваемой площади. Удельный вес каждого такого фактора может быть различным, но при всех обстоятельствах следует иметь в виду, что неблагоприятные для бокситообразования геологические факторы нейтрализуют благоприятное влияние климатической обстановки, и бокситы не возникают. Различны при этом и качественные показатели бокситов, а также характер распределения руд высокого или среднего качества среди низкокачественных.

На территории СССР выделены следующие бокситоносные провинции: Алтае-Саянская, Уральская, Тиманская, Тихвин-Онежская, Воронежская, Среднеазиатская, Тургайская, Центрально-Казахстанская, Енисейская, Украинская. Промышленные месторождения сосредоточены в Уральской, Тиманской, Тихвин-Онежской, Воронежской, Тургайской и Центрально-Казахстанской провинциях.

Наиболее перспективны для прогнозирования ресурсов бокситов Уральская девонская провинция (североуральский и южноуральский типы месторождений), Тиманская девонская провинция (среднетиманский тип), Тихвин-Онежская раннекаменноугольная провинция (североонежский тип), Воронежская раннекаменноугольная провинция (висловский тип), Тургайская и Центрально-Казахстанская мел-палеогеновая провинция (тургайский тип). Другие бокситоносные эпохи и провинции характеризуются либо низким качеством бокситов (Алтае-Саянская протерозойско-раннекембрийская и девонская провинции, Тиманская раннекаменноугольная), либо мелкими непромышленного масштаба месторождениями (Среднеазиатская среднекаменноугольная и триас-юрская провинция, Украинская и Уральская мел-палеогеновая провинции), либо средними масштабами месторождений при трудных для освоения экономических условиях (Енисейская мел-палеогеновая провинция). Прогнозирование ресурсов в этих условиях целесообразно лишь при выявлении признаков вероятного обнаружения крупных промышленных месторождений.

Содержание прогнозных карт районов геосинклинальных областей

На прогнозных картах районов геосинклинальных областей должны быть отображены (рис. 30): а) ориентировочные контуры (для периода бокситообразования) прогибов, местоположение срединных массивов (если они есть), направление трансгрессий (в различные этапы формирования структур); в) контуры толщ, сингенетичных периодам трансгрессий со стороны геосинклинального прогиба в сторону платформы (или внутригеосинклинального массива); в) основные для этого периода перерывы в отложении осадков, трансгрессивные свиты и горизонты, залегающие в их основании, где вместо базального конгломерата могут быть распространены переотложенные продукты кор выветривания, в том числе и бокситоносные (или хемогенные породы); г) литологические разновидности известняков, образовавшихся до (рифогенные) и после (битуминозные слоистые) перерывы и примерные контуры площадей их развития; д) положение выступов алюмосиликатных пород и их литологический состав при формировании карбонатных пород; е) характер фаций осадков основания трансгрессивной серии, направление и последовательность их смены — от обломочных терригенных пород к железисто-каолинитовым, которые далее могут смениться бокситовыми [29].

Необходимо также установить предполагаемое положение горизонтов переотложенных продуктов коры выветривания, их ближних и дальних зон выклинивания. Для последней типичны тонкозернистые, образующие отдельные линзы, аллитные породы, которые затем сменяются карбонатными отложениями, а для зон ближнего выклинивания — каолинит-железистые породы или железные руды со свободным глиноземом. Зона собственно бокситов и аллитов расположена в интервале между этими зонами. На карте, если позволяет масштаб, указываются и второстепенные формы складчатых структур, которые могли бы влиять на локализацию и размещение руд.

Если прогнозные карты составляются для районов, примыкающих к хорошо изученным месторождениям бокситов, то на них могут быть показаны типы бокситового оруденения (моно- и полифациальные), фации бокситового горизонта и перекрывающих его отложений. В пределах прогнозируемой территории возможно выделение отдельных структурно-фациальных зон, различающихся по характеру разреза, складчатости и разрывных дислокаций, типу магматизма.

Таким образом, в основу прогнозирования ресурсов перспективных площадей, кроме общей благоприятной структурно-тектонической позиции района, должны быть положены: а) стратиграфическое положение и площадное распространение бокситоносных образований или их фациальных аналогов: железных, иногда марганцевых руд, каолинитовых глин, углисто-глинистых и углистых пород; б) границы развития продуктов латеритной и глинистой коры выветривания; в) наличие перерывов, связанных с поднятием территории и возникновением эпох континентального режима; перерывы фиксируются отсутствием в разрезе отдельных горизонтов и характерной сменой пород в разрезе (массивные известняки, бокситы, глинистые сланцы, амфиповые известняки и т. д.).

Совокупность перечисленного комплекса благоприятных признаков позволяет примерно оконтурить участки с предполагаемыми бокситоносными образованиями. В их пределах хотя бы по единичным прямым указаниям на бокситоносность и с учетом особенностей современной геологической структуры района могут быть намечены возможные кон-

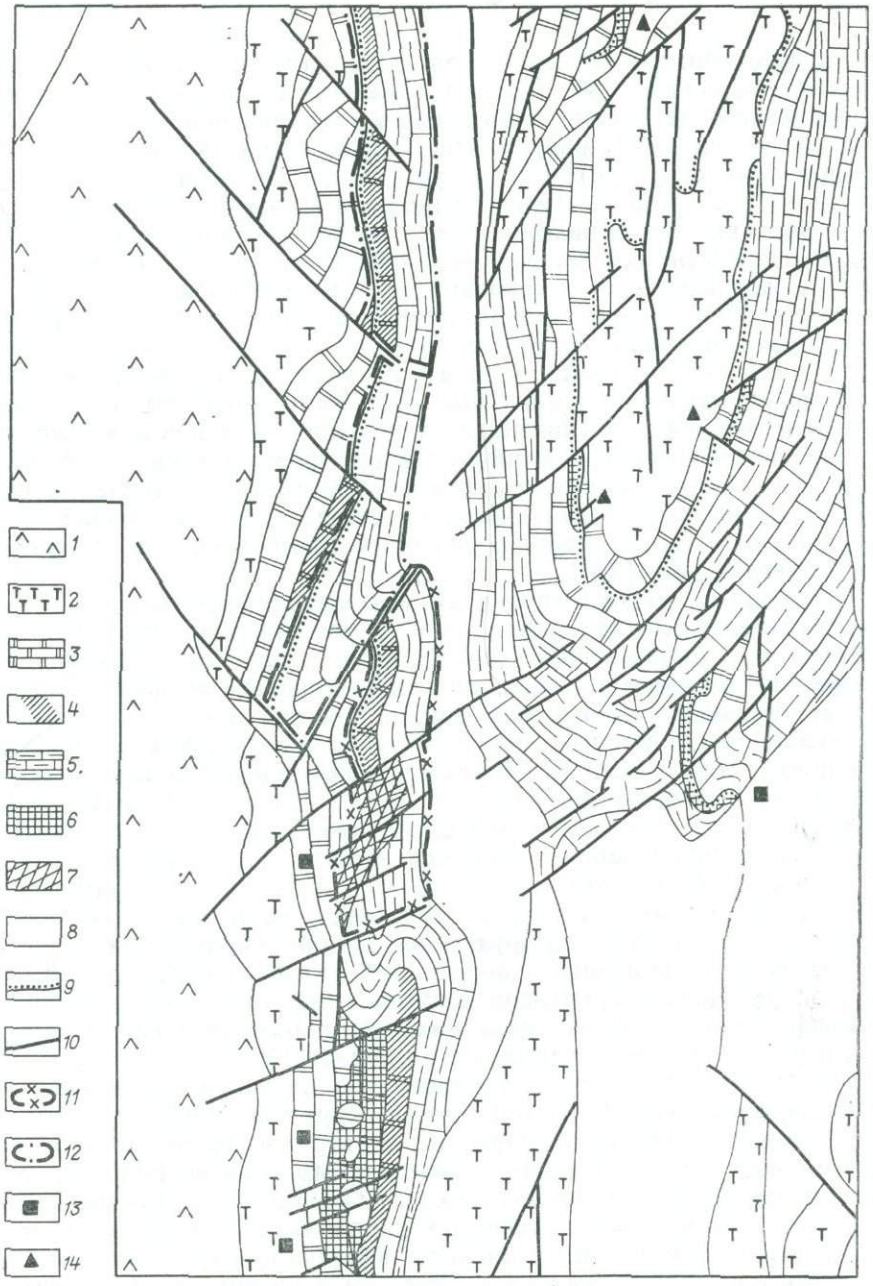


Рис. 30. Макет прогнозной карты на бокситы района геосинклинальной области. *По М. А. Безру, М. В. Воинову, С. К. Гиппу, А. В. Лейпцигу, с упрощениями.*

Дорудные магматические и осадочные формации: *1* — комплекс интрузивных и вулканогенных формаций (*поздний ордовик — поздний силур*). *2* — *комплекс трахиандезит-базальтовой и трахи*андезит-дацит-андезитовой формации (поздний силур — начало раннего эйфеля), *3* — формация рифогенных известняков (поздний силур — начало раннего эйфеля); *4* — полоса развития берегового вала; *5* — карбонатно-сланцевая формация (ранний девон — начало раннего эйфеля); фациальные типы бокситового оруденения: *6* — фации элювиально-делювиальные, пролювиальные, пресноводных озер и лагун (*на береговых рифах и на островных рифовых поднятиях*), *7* — фации морского мелководья и лагун; *8* — площади развития мощных (более 2 км) пострудных формаций; *9* — подошва пострудного комплекса; *10* — тектонические нарушения; контуры перспективных площадей: *11* — с установленной бокситоносностью, рекомендуемых для проведения поисково-оценочных работ, *12* — включающих участки с прямыми признаками бокситоносности, рекомендуемых для проведения поисковых работ; *13* — месторождения; *14* — бокситовые проявления

туры рудных залежей, а также определена их предположительная протяженность и мощность. При этом необходимо учитывать степень прерывистости оруденения путем введения коэффициента рудоносности при подсчете прогнозных ресурсов (принципы подсчета последних изложены далее). По возможным масштабам прогнозируемого оруденения, экономическим и другим соображениям выделяются участки различной очередности проведения дальнейших поисковых работ.

Для бокситоносных образований геосинклинальных областей характерно проявление на одной и той же территории нескольких эпох бокситонакопления, границы бокситоносных фаций которых могут существенно не совпадать в плане, а поэтому необходимо раздельное составление прогнозных карт на бокситоносные горизонты различного возраста.

Из негативных факторов следует учитывать степень сохранности продуктивных отложений, которая зависит от пострудной геологогеоморфологической истории развития района. Длительный пострудный континентальный этап развития обычно приводит к частичному разрушению продуктивных отложений. О степени этого разрушения можно судить по длительности перерыва, которую можно определить по полноте стратиграфического разреза перекрывающих отложений. Разрушительным действием обладает быстронаступающая морская трансгрессия, в то время как медленно ингрессирующее море способствует сохранению отложившихся ранее осадков. О характере трансгрессии можно судить по литологическому составу базальных слоев, перекрывающих продуктивные образования. Угленосные глинистые отложения свидетельствуют о благоприятных условиях захоронения; негативным показателем является присутствие псаммитовых и псефитовых пород. По типу разреза перекрывающих отложений можно также определить предполагаемый масштаб рудных залежей.

Содержание прогнозных карт районов платформенных областей

На прогнозных картах бокситоносности платформенных областей в целом должны быть показаны: а) выступы платформенного фундамента или антеклизы (области сводовых поднятий), где в локальных впадинах могут накапливаться переотложенные продукты коры выветривания и бокситы, а также примыкающие к их склонам впадины — синеклизы с отложениями платформенного чехла; б) уровни денудации и особенно те, которые могли обеспечить сохранность пенеплена на поверхности выступов фундамента, а следовательно, и сохранность месторождений бокситов от размыва; в) участки развития пестроцветной коры выветривания (иногда со следами гиббситизации) на алюмосиликатных породах — источниках глинозема; г) контуры впадин фундамента, выполненных пестроцветными или серыми углистыми каолинитовыми глинами; д) площади развития изверженных, осадочных, метаморфических пород с благоприятным и неблагоприятным для бокситообразования составом; е) площади распространения карбонатных пород и их контактные зоны с алюмосиликатными породами; ж) проявления на поверхности карстовых форм рельефа, а также участки предполагаемого их развития; з) если возможно, характер палеорельефа сохранившейся пенепленизированной поверхности; и) районы распространения обломков и галек бокситов; к) различные геофизические данные, уточняющие геологическое строение и палеорельеф фундамента.

Для отдельных типов месторождений, различающихся по условиям образования, набор прогнозных факторов будет несколько различным.

В областях сводовых поднятий, которым присуща постоянная тенденция к положительным вертикальным движениям, важное значение, помимо благоприятных факторов бокситонакопления, приобретают факторы сохранности бокситов. Они выявляются при геоморфологических построениях, в частности, картировании крупных элементов рельефа по морфологии, а также путем выделения крупных блоков с различным тектоническим режимом формирования, а в этих блоках — выровненных пространств, крупных депрессий, участков широкого распространения древних карстовых полостей и установления неотектонических блоков, режим эволюции которых, при прочих равных условиях, благоприятствовал развитию и сохранению карстовых полостей, выполненных бокситоносными отложениями. Особенности эволюции областей сводовых поднятий объясняют приуроченность бокситоносных образований в их пределах почти исключительно к карстовым впадинам на карбонатных породах.

На карте прогноза месторождений тургайского типа, формирующихся на карбонатных породах в окраинных частях синеклиз, показывается геологическое строение фундамента. Особое внимание обращается на площади развития известняков, тектонические нарушения и тектонические контакты, образования коры выветривания. Выделяются площади распространения продуктивных отложений, бокситовые залежи, бокситопроявления; карстовые поля и отдельные карстовые воронки, выраженные в современном рельефе, контуры перспективных депрессий, определенные по данным геофизических работ, магнитные аномалии. При наличии соответствующих данных строится карта рельефа поверхности фундамента в изолиниях.

На карте прогноза месторождений среднетиманского типа, также приуроченных к карбонатным (с прослоями сланцев) породам, должны быть отражены следующие данные: литологический состав пород фундамента, площади развития карбонатных, сланцево-карбонатных и сланцевых комплексов; тектонические нарушения и тектонические контакты; установленные или предполагаемые (обоснованные палеогеографическими и палеогеологическими реконструкциями) площади размещения продуктивных отложений. Сохранность рудных залежей обусловлена мелкоблоковым строением фундамента (наиболее благоприятны для сохранности опущенные блоки) и зависит также от литологического состава перекрывающих продуктивные образования отложений. На карте фиксируются границы развития лагунных глинистых отложений (благоприятный фактор сохранности), а также области, сложенные базальтами (фактор, способствующий вторичным преобразованиям бокситов). Составляется карта поверхности рельефа фундамента.

При прогнозировании месторождений окраинных частей синеклиз, связанных с алюмосиликатными породами (североонежский тип), на карте должны быть показаны приподнятые участки фундамента платформы и их склоны, главнейшие черты структуры фундамента и состава слагающих его пород, депрессионные формы рельефа, коры выветривания, продуктивные красноцветные отложения и их стратиграфические аналоги — пески, глины, угленосные отложения, которые сменяют пестроцветные продуктивные отложения в сторону более глубоких частей впадин. Граница между областями развития красноцветных и угленосных отложений будет являться и границей рудных полей месторождений рассматриваемого типа.

Выделение участков коры выветривания различного строения в районах месторождений латеритного типа очень затруднено ввиду разнообразия факторов их первичного формирования и последующего раз-

мыва коры выветривания. Оконтуривание площадей распространения кор выветривания, различающихся по составу и сохранности, производится предположительно на основании косвенных признаков: литологического состава пород фундамента, степени расчлененности его поверхности и наличия зон повышенной трещиноватости пород.

Латеритная кора выветривания занимает возвышенные участки древнего рельефа, подвергавшиеся разрушительным процессам эрозии в первую очередь. Поэтому вопрос сохранности при прогнозировании месторождений латеритных бокситов — один из важнейших. Для месторождений КМА установлено, что наилучшая сохранность бокситов обеспечивается при их перекрытии мелководными лагунными глинистыми угленосными отложениями.

На карте прогноза латеритных бокситов показывается геологическое строение и литологический состав пород фундамента; выделяются наиболее благоприятные, малоблагоприятные, а также неблагоприятные для формирования латеритных бокситов породы; наносятся зоны развития благоприятного рельефа, залежи бокситов, единичные скважины, вскрывшие бокситы и бокситовые породы, площади вероятного размещения бокситов. К прогнозной карте прилагаются карта площадного распространения литологических разновидностей базальных слоев перекрывающих отложений, геологические разрезы и колонки кор выветривания, карта фактического материала.

Методические рекомендации по определению прогнозных ресурсов

К прогнозным относятся ресурсы бокситов, отвечающие по качеству требованиям ГОСТа, технологическая переработка которых возможна существующими методами, а условия залегания позволяют организовать добычу экономичными способами. В случае необходимости при соответствующем обосновании могут быть учтены прогнозные ресурсы бокситов, технологическая схема эффективной переработки которых пока не разработана, а также прогнозные ресурсы, расположенные за пределами нижней, экономически обоснованной границы отработки. Прогнозные ресурсы могут подсчитываться на всех этапах и стадиях геологоразведочных работ: при поисках, поисково-оценочных работах и предварительной разведке.

Достоверность оценки прогнозных ресурсов в значительной мере зависит от количества исходных данных о масштабах рудопроявлений (протяженности, мощности залежей и др.) и выдержанности качества бокситов. Эта оценка тем достовернее, чем на бóльшее число благоприятных геологических факторов она опирается и чем к большей площади она может быть отнесена. Главный принцип оценки — метод аналогии.

Основные расчетные параметры при оценке ресурсов таковы: размеры перспективных площадей, рудных полей, месторождений или даже отдельных рудных тел; минеральный состав, содержание глинозема, кремниевый модуль и др. Они контролируются геологическими особенностями района месторождений и принадлежностью последних к определенным геолого-промышленным типам. Часто за недостатком данных при определении качества руд приходится принимать лишь минимально допустимые по ГОСТу для данного типа руд содержания основных компонентов.

Прогнозные ресурсы бокситов определяются без пространственной их геометризации на основании составляемых прогнозных карт бокси-

тоносности с применением принципа аналогии. При этом учитываются следующие общие критерии:

а) полнота сходства геологических особенностей строения (литологический состав пород фундамента, влияние послерудных тектонических и денудационных процессов, возможная глубина среза бокситоносных структур) и истории развития оцениваемого района с уже известными промышленными месторождениями данного типа;

б) надежность оконтуривания (по геологическим и геофизическим данным) перспективного района, рудного поля, структуры или месторождения;

в) возможные морфологические типы залежей и их размеры;

г) ожидаемая степень насыщенности перспективной площади залежами бокситов промышленного качества;

д) вероятная продуктивность оцениваемой площади или структуры в отношении бокситов промышленного качества (по аналогии с известными);

е) ожидаемый химический и минеральный состав бокситов и их технологические свойства;

ж) протяженность благоприятных структур, вмещающих бокситоносные комплексы;

з) наличие на оцениваемой площади или структуре рудопроявлений бокситов или только обломков последних;

и) наличие предположительно рудных геофизических аномалий (положительных магнитных и гамма-спектрометрических и отрицательных гравитационных), связанных с телами бокситов или бокситовых пород;

к) степень вероятности продолжения промышленного оруденения (по площади или простиранию и падению) по данным геологической съемки или одиночных опробованных пересечений рудного тела поисковыми или картировочными выработками;

л) данные о качестве бокситов по отдельным штуфным пробам или систематическому опробованию;

м) наличие на оцениваемой площади или ее части подсчитанных балансовых или геологических запасов;

н) основные данные о технологических свойствах бокситов и возможном направлении их использования промышленностью;

о) географо-экономическая позиция района и перспективы ее изменения.

При определении прогнозных ресурсов каждого объекта внимание должно быть обращено на обоснованное установление возможного качества бокситов и горнотехнических условий их разработки, являющихся решающими в оценке промышленного значения месторождения. Необходимо учитывать также два фактора вероятных пострудных изменений залежей бокситов, которые оказывают существенное влияние на их сохранность: химическую деградацию бокситов вследствие вторичных процессов (каолинизация, сидеритизация, шамозитизация и др.) и их механическую денудацию.

В целом прогнозная оценка территорий на бокситы должна складываться из следующих операций [41]:

а) прогнозирования возможного проявления как бокситоносных геологических образований (сопровождается определениями их типа, возможных границ развития и площадей современного распространения), так и собственно бокситов с выявлением начальных и современных границ распространения (масштаб 1 : 200 000);

б) определения возможных границ промышленного (по качеству) оруденения и оценки степени его сохранности; выделения площадей, перспективных для постановки поисковых работ, обоснования очередности их изучения и рациональной методики поисковых работ (1 : 50 000);

в) оценки прогнозных ресурсов конкретных поисковых площадей и участков (1 : 25 000 и крупнее).

В зависимости от степени изученности площади, на которой прогнозируются ресурсы бокситов, прогнозные ресурсы подразделяются на три категории: P_1, P_2 и P_3.

Прогнозные ресурсы категории P_1 определяются на неразведанных флангах, глубоких горизонтах месторождений при отсутствии достаточных данных для подсчета запасов этих участков по категории C_2, а также по новым рудным телам рудного поля, вскрытым только единичными выработками. Границы рудного поля выявляются по совокупности благоприятных геологических данных, характерных для каждого типа месторождений.

Геологической основой для определения прогнозных ресурсов категории P_1 являются:

а) материалы по известным рудным залежам (или месторождениям) рудного поля — геологические карты масштаба 1 : 10 000 и крупнее с разрезами, данные геологоразведочных работ и опробования рудных пересечений;

б) геологические карты рудного района масштаба 1 : 50 000 с разрезами, результаты поисковых работ, подтвердивших правильность геологических предпосылок и степень аналогии оцениваемой площади с уже разведанными рудными полями или их участками.

Количественная оценка прогнозных ресурсов должна базироваться не только на геологических (метод аналогии), но и на конкретных геолого-экономических факторах с определением минимально допустимых в данных геологических и геолого-экономических условиях размеров запасов бокситов, их среднего качества, вероятных условий эксплуатации, а также экономических предпосылок допустимой глубины отработки. По сумме геологических факторов устанавливаются геологически вероятные морфогенетические типы залежей бокситов и обосновываются границы их возможного распространения в пределах выделенных перспективных геологических структур или поисковых участков.

Для количественной оценки ресурсов этой категории применяют либо подвеску «полотна» по простиранию и падению залежей (для дислоцированных месторождений североуральского и южноуральского типов), либо коэффициент продуктивности, выраженный в миллионах тонн на квадратный километр и вычисленный по данным соседних опоискованных площадей (для месторождений среднетиманского, тургайского типов). Подвеска «полотна» обосновывается геологическими или экономическими контурами (границы ближнего, дальнего и бокового выклинивания, тектонические срезы, предельная глубина разработки, границы изменения качества и др.). Для месторождений Северо-Уральского бокситоносного района экономически обоснованная глубина разработки — 2000 м; ее и следует принимать в расчетах прогнозных ресурсов категории P_1 месторождений североуральского типа. Внутри отстроенных таким способом блоков ресурсы подсчитываются методом среднего арифметического (по данным ближайших выработок).

На основе перечисленных ранее геологических материалов с учетом специфики геолого-структурного положения бокситоносной провинции и геолого-промышленного типа прогнозируемого месторождения составляются крупномасштабные (1 : 25 000 и крупнее) прогнозные карты.

Прогнозные ресурсы категории P_2 определяются на предполагаемых новых месторождениях в пределах площадей, примыкающих к территории с известными месторождениями выделенных бокситоносных районов и эпох. Геологической основой в данном случае является геологическая карта масштаба 1 : 50 000 с нанесенными на нее благоприятными для бокситообразования, бокситонакопления и сохранности критериями, а также геофизическими аномалиями, бокситовая природа которых установлена единичными выработками. Возможные масштабы прогнозируемых месторождений бокситов устанавливают, учитывая их принадлежность к определенному морфологическому типу, обусловленному конкретными геологическими особенностями потенциально бокситоносных площадей.

Количественная оценка прогнозных ресурсов категории P_2 *основана* на применении метода аналогии при использовании коэффициента продуктивности (в миллионах тонн на квадратный километр), если на аналогичных месторождениях имеются подсчитанные запасы, или коэффициента рудоносности (площадного), если на площади-аналоге запасы не подсчитаны. Средняя мощность бокситов определяется по аналогии или по данным поисков. Если известны данные об отклонении отдельных параметров или каких-либо критериев от аналога, то следует вводить поправочные коэффициенты.

После получения прямых признаков существования бокситоносных фаций при прогнозировании должны использоваться более точные и детальные исходные геологические данные: геологические карты масштаба 1 : 50 000 и крупнее, значительное число опорных разрезов или структурных скважин, более подробные фациально-литологическая и литолого-геохимическая характеристики бокситоносных образований; необходимо также проведение специальных построений и реконструкций ландшафтов, палеорельефа, положения береговых линий, водоемов и других элементов, контролирующих седиментацию и бокситообразование.

В результате этого этапа должны быть вынесены на крупномасштабные карты площади распространения всех благоприятных и неблагоприятных для формирования бокситов факторов и выяснена с возможной степенью достоверности интенсивность проявления каждого из них; определены геологические и современные границы развития бокситоносных образований и положение их ближней и дальней зон выклинивания; оконтурены зоны ожидаемого максимума бокситонакопления и минимума пострудного размыва; намечены места заложения опорных скважин для уточнения и проверки построений; определены задачи геологосъемочных и геофизических работ и рациональный комплекс последних.

На основании прогнозных карт этого этапа могут быть определены границы площадей, подлежащих специализированному геологическому картированию, и перспективных участков или зон для постановки аэрогеофизических работ, а также места заложения структурно-поисковых и параметрических скважин или профилей.

Прогнозные ресурсы категории P_3 *определяются на потенциально* перспективных площадях бокситоносных районов и провинций, в пределах которых на основании благоприятных стратиграфических, литологических, тектонических, палеогеографических предпосылок, региональных геофизических исследований, обработки результатов геоморфологических съемок возможно выявление новых месторождений. Геологической основой определения ресурсов служит геологическая прогнозная карта масштабов 1 : 100 000—1 : 200 000.

Основой прогнозирования ресурсов бокситов категории P_3 являются следующие материалы: а) геологические карты масштаба не мельче 1 : 200 000 и опорные стратиграфические разрезы; б) палеогеографические карты определенных стратиграфических перерывов и связанных с ними посткоровых образований; в) структурные карты установленных благоприятных для бокситообразования эпох; г) палеогеографические и фациально-литологические карты образований, предшествовавших эпохе перерыва и формирования кор и последующих за ней. В результате анализа этих материалов могут быть установлены возможные возрастные уровни становления бокситоносных образований; определены наиболее вероятный их тип и особенности климатического и тектонического режима накопления, а также общие закономерности изменения последних на территории региона для каждого уровня отдельно; вынесены на карту возможные геологические границы первоначального и современного распространения бокситоносных образований каждого возрастного интервала; обоснованы границы различных фаций или типов геологических образований, составляющих данную формацию, и ожидаемое положение собственно бокситовых рудных образований; оценены общие геологические особенности площади предполагаемого размещения последних.

Оценка прогнозных ресурсов категории P_3 может быть сделана лишь методом геологической аналогии преимущественно качественно (крупный, средний, мелкий объект) с определением типа возможных месторождений, исходя из характера рудоконтролирующей структуры (см. классификацию), особенностей рудоконтролирующего рельефа. Масштаб объекта может определяться также по возможной площади рудного поля. Грубая оценка максимально возможных ресурсов таких потенциально бокситоносных площадей (при доказанном присутствии в их пределах бокситов) может быть осуществлена по формуле $P_3 = Q_o S_{пр} K_1 K_2 \ldots K_n / S_o$, где P_3 — прогнозные ресурсы оцениваемой площади; $S_{пр}$ — площадь, оцениваемая в определенных геологических, геоморфологических или геофизических границах; S_o — площадь уже опоискованного участка в идентичных границах; Q_o — ее запасы; K_1, K_2, ..., K_n — поправочные коэффициенты (всегда меньше единицы), учитывающие отклонения в степени рудоносности новой площади, сохранности залежей бокситов от пострудного размыва, качестве бокситов и др.

Прогнозирование качества бокситов рудных провинций, районов и месторождений представляет известные трудности и основывается на аналогии. Оценка качества бокситов производится по двум основным показателям: абсолютному содержанию глинозема и кремниевому модулю. Существенную роль играют и минеральные формы глинозема.

Высоким качеством бокситов обладают обычно месторождения североуральского типа, несколько хуже бокситы южноуральского типа. Среднее качество бокситов, пригодных для переработки способом Байера или Байер-спекания, характерно для месторождений тургайского и среднетиманского типов, а также для латеритных бокситов висловского типа. Бокситы североонежского типа обычно низкокачественные, пригодные для переработки методом спекания. При оценке качества прогнозируемых бокситов следует исходить из вероятного типа месторождений, которые могут быть встречены в данной геологической обстановке.

Прогнозирование месторождений бокситов различного типа имеет определенную специфику, которая отражается в совокупности поисково-оценочных критериев и содержании прогнозных карт, на основе которых ведется определение прогнозных ресурсов. Эта специфика изло-

жена в предыдущих разделах работы. Здесь отметим только некоторые частные положения, которые необходимо учитывать при определении прогнозных ресурсов различных типов месторождений.

Прогнозные ресурсы бокситов в геосинклинальных областях на современном этапе можно определять в пределах Уральской геосинклинали. Здесь месторождения заключены в складчатых структурах, нередко расчленены на отдельные блоки, которые бывают смещены друг относительно друга, распространены на большие глубины и часто представлены слепыми телами. Это обусловливает трудности их прогнозирования. Наиболее крупными и сравнительно постоянными по составу являются месторождения окраинных частей эвгеосинклинальных прогибов, для которых типичны крупные пластообразные залежи с резко неровной нижней поверхностью (североуральский тип). Однако дислоцированность и метаморфизм залежей этого типа в ряде случаев усложняет их морфологию и иногда значительно снижает качество бокситов. Среди месторождений областей перехода геосинклинали в платформу преобладают дислоцированные месторождения мелких и средних масштабов, представленные пластообразными залежами с неровной почвой; качество бокситов среднее или более низкое ввиду засоренности бокситов терригенным материалом (южноуральский тип).

Прогнозные ресурсы месторождений платформенных областей могут определяться для бокситоносных провинций Русской и Сибирской платформ, Тургайского прогиба в девонских, раннекаменноугольных и мел-палеогеновых отложениях.

Масштабы бокситонакопления в месторождениях карстового типа (тургайский, среднетиманский типы) зависят от форм и размеров карстовых депрессий, положения источника глинозема относительно последних. Рудные поля месторождений ограничены участками развития карбонатных пород, площади их обычно десятки квадратных километров, а рудные залежи расположены в виде цепочек или сближенных групп. Наиболее крупные залежи образуются в депрессиях значительной площади или протяженности, непосредственно прилегающих к площадям развития выветривавшихся алюмосиликатных пород. Простота геологического строения фундамента создает благоприятные условия для бокситонакопления на достаточно больших площадях. Складчато-блоковые структуры, имеющие сложное строение и прихотливое распределение пород различного состава, обусловливают прерывистость распределения бокситоносных образований в плане и преобладание мелких залежей сложного строения.

Часть III

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ И ЛЕГИРУЮЩИХ МЕТАЛЛОВ, НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОЛИБДЕНА

Молибден является одним из ценнейших легирующих элементов, он придает стали прочность, жаростойкость, вязкость; 83 % добываемого молибдена используется в металлургии при производстве высококачественных сталей, и дальнейшее улучшение ее качества во многом зависит от увеличения удельного потребления молибдена на тонну выплавляемой стали. В связи с этим перед геологами по-прежнему стоит ответственная задача расширения и улучшения качества сырьевой базы молибдена в нашей стране.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПРОЯВЛЕНИЙ МОЛИБДЕНА

Эндогенные проявления молибдена встречаются в месторождениях практически всех генетических классов, однако промышленные концентрации связаны с гидротермальным, скарновым и в меньшей мере грейзеновым классами (табл. 16). Они сосредоточены в штокверках, кварцевых жилах, брекчиевых «трубках», грейзеновых и скарновых залежах. Это руды жильного, прожилково-вкрапленного и брекчиевого характера. Помимо монометалльных молибденовых руд, широко распространены руды комплексные, в которых молибден ассоциирует с медью или вольфрамом, висмутом, а также ураном. В месторождениях с медью и вольфрамом молибден присутствует в качестве как основного, так и попутного компонента. В молибден-урановых месторождениях — это сопутствующий компонент, значение которого в общей добыче молибдена не превышает 15 %.

Породы, вмещающие молибденовое оруденение, в различной мере переработаны процессами калишпатизации, альбитизации, грейзенизации, серицитизации, окварцевания и аргиллизации, но местами они практически не изменены.

Экзогенные концентрации молибдена известны в углях, углисто-глинистых и углисто-кремниевых сланцах, а также в твердых нефтебитумах. Здесь молибден тесно связан с органическим веществом и обычно ассоциирует с ванадием, ураном, германием, редкими землями. Содержание молибдена в таких месторождениях невысокое, а из-за относительно сложной технологии извлечения полезных компонентов эти месторождения пока мало вовлекаются в эксплуатацию и представляют собой резерв ближайшего будущего.

Эндогенные месторождения молибдена, на которых в основном базируется современная промышленность, встречаются в следующих геологических обстановках; 1) в орогенных поясах вторичных и окраинно-континентальных геосинклиналей с развитием вулкано-плутонических комплексов, представленных андезитовыми и трахиандезитовыми формациями и плутонами пестрого состава; 2) в районах эпиплатформен-

Таблица 16

Генетическая группировка проявлений молибдена (по В. Т. Покалову)

Генетический класс	Тип оруденения		Примеры месторождений
	по рудным компонентам	по морфологии проявления	
Пегматитовый	Разнообразный с наложенной молибденовой минерализацией	Жильный	Месторождения Норвегии и др.
Карбонатитовый	Редкометалльно-редкоземельный с молибденом и другими полезными ископаемыми (Cu, Pb, P)	Зоны и участки прожилкового оруденения	Месторождения Восточной Сибири, Кольского п-ова (СССР)
Скарновый	Вольфрам-молибденовый	Залежи пласто-, линзообразной и других более сложных форм	Тырныауз (СССР)
	Молибденовый	То же	Янцзя-Чжанзы (КНР)
	Медно-молибденовый	„	Киялых-Узень, Каратас I (СССР)
Альбититовый	Редкометалльный с наложенной молибденовой минерализацией	Зоны и участки неправильной формы прожилково-вкрапленного оруденения	Месторождения Урала и Восточной Сибири
Грейзеновый	Вольфрам-оловянный с молибденом, висмутом и редкими металлами	Жильный, меньше штокверковый	Месторождения Дальнего Востока, Средней Азии (СССР), Южно-Китайской провинции (КНР) и др.
	Вольфрам-молибденовый	Штокверковый	Коктенколь, Орекиткан, Джида (СССР)
		Жильный	Восточный и Северный Коунрад, Акчатау (СССР)
		Трубки и зоны брекчиевых руд	Булуктай (СССР)
		Залежи линзо-, столбообразной и других форм	Югодзырь (МНР)
Гидротермальный	Молибденовый	Штокверковый	Бугдая, Жирекен (СССР)
		Жильный	Умальтинское (СССР)
	Медно-молибденовый	Штокверковый	Каджаран, Сорское (СССР)
		Жильный	Айгедзор (СССР)
		Трубки и зоны брекчиевых руд	Каратас IV (СССР)
	Уран-молибденовый	Штокверковые зоны, жилы	Мерисвейл (США)

Продолжение табл. 16

Генетический класс	Тип оруденения		Примеры месторождений
	по рудным компонентам	по морфологии проявления	
Колчеданный	Медный с молибденом	Залежи пластообразной и других более сложных форм	Уруп, ряд месторождений Южного Урала и др. (СССР)
Осадочный	Молибден-ванадиевый с редкими металлами и землями в углисто-кремнистых сланцах и углях	Пласты	Проявления и месторождения Средней Азии

ной орогении (тектоно-магматической активизации) на кристаллических щитах, платформах и в областях завершенной складчатости, характеризующихся мозаично-блоковым строением с широким распространением ассоциаций вулкано-плутонических пород корового происхождения; при этом выделяются два типа обстановок: а) ассоциации трахиандезитовой формации с умеренно кислыми гранитоидами в областях с крупными впадинами внегеосинклинального происхождения (восточноазиатского или близкого к нему типа); б) ассоциация липаритовых и липарит-дацитовых формаций с кислыми лейкократовыми гранитами в областях с менее контрастными, чем в первом случае, тектоническими движениями блоков земной коры.

Месторождения формировались со значительным отрывом от времени складкообразования, в достаточно жестких участках земной коры, реагировавших на тектонические напряжения главным образом блоковыми перемещениями и разрывными нарушениями. Это предопределяет ведущую роль в контроле рудных полей и месторождений разрывных тектонических нарушений, среди которых выделяются зоны региональных разломов, тектонических швов, смятия, повышенной трещиноватости пород, различные по характеру проявления, строению и длительности формирования. По отношению к складчатым структурам они являются продольными, поперечными и диагональными.

Рудные поля и месторождения обычно приурочены к тем участкам региональных нарушений, в которых создавались условия, благоприятные для широкого развития разрывов более высоких порядков и мелкой трещиноватости. Такие условия характерны для участков изгиба разрывных нарушений, их разветвлений, сочленений, ответвлений от них оперяющих разрывов, а также пересечений нарушений двух и более направлений. Интенсивное проявление трещиноватости свойственно блокам пород, испытавшим длительные восходящие движения, что в условиях кристаллического субстрата соответствует относительно приподнятым блокам, а в слоистых толщах — геоантиклинальным структурам. Важное контролирующее значение имеют ядра антиклинальных складок, участки ундуляции и перегибов их шарниров. Места сочетания тектонических разрывов и складчатых структур благоприятствуют широкому развитию трещиноватости, возрастанию пустотности в породах, что способствует проникновению рудоносных магматических расплавов в верхние горизонты земной коры с последующей их кристаллизацией.

Месторождения молибдена пространственно связаны с крупными плутонами гранитоидов и прорывающими их дайками и небольшими штоками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, лампрофиров. При этом наблюдается определенная зависимость вещественного состава руд от состава пород, слагающих плутоны, и соотношения в них корового и подкорового вещества, что обусловлено неодинаковым проявлением процессов ассимиляции, контаминации и гибридизма [31]. Роль последних была весьма значительной для плутонов пестрого состава, сложенных монцонитами, диоритами, гранодиоритами, гранитами, граносиенитами (месторождения медно-молибденовых руд), ограниченной — для плутонов амфибол-биотитовых гранитов и гранодиоритов (месторождения собственно молибденовых руд) и практически не значимой для плутонов калиевых лейкократовых гранитов (месторождения вольфрам-молибденовых руд).

Общие черты плутонов, с которыми связаны месторождения молибдена, — становление в несколько интрузивных фаз, щелочноземельный характер пород в целом при их несколько повышенной щелочности, свойственные им парагенетические ассоциации калиевого полевого шпата с пироксеном, роговой обманкой, лабрадором и андезином, свидетельствующие о высоком потенциале щелочей и, в частности, калия в процессе кристаллизации магмы. В плутонах не отмечается специализация в отношении молибдена, т. е. повышенные содержания этого элемента: установленные содержания от 0,2 до 1,5 г/т.

Низкое содержание молибдена в рудопродуцирующих гранитоидах определяет возможность промышленной концентрации этого элемента при условии его мобилизации по всей магматической камере или значительной ее части. Об этом же свидетельствует и понижение содержания молибдена в гранитах поздних интрузивных фаз по сравнению с предшествующими. Поэтому большое значение для образования месторождения имеют размеры магматической камеры и ее форма, как факторы концентрации рудоносного потока.

Рудообразование происходило стадийно. Постмагматические процессы начинались калишпатизацией и сменявшей ее альбитизацией рудоносных гранитов или скарнированием при развитии этих процессов в карбонатной экзоконтактовой среде.

Вся рудная минерализация месторождений молибдена связана с образованием кварцевых жил и прожилков. К наиболее ранним относятся жилы и прожилки с магнетитом. Затем формировалось основное молибденовое оруденение — вначале молибденит, вкрапленный во вмещающие породы, кварцевые прожилки и жилы с крупночешуйчатым молибденитом, позднее — кварцевые прожилки и жилы с мелкочешуйчатым молибденитом. С молибденитом обычно ассоциируют пирит и мусковит, отмечающиеся в небольших количествах. Кроме того, на медно-молибденовых месторождениях с молибденитом ассоциируют халькопирит и борнит.

На вольфрам-молибденовых месторождениях после молибденового оруденения развивалась вольфрамовая минерализация с незначительными проявлениями молибденита и висмутина, акцессорными ильменорутилом и другими минералами. Эта минерализация сопровождается интенсивной грейзенизацией вмещающих пород.

Далее на месторождениях молибдена формировались сравнительно широко распространенные кварцевые прожилки с пиритом, пирротином, халькопиритом; местами в них в небольших количествах содержатся арсенопирит, флюорит; очень редко встречается молибденит.

Заканчивался рудный процесс отложением свинцово-цинковой минерализации, имеющей незначительные масштабы проявления и представленной следующей минеральной ассоциацией: пирит, пирротин, марказит, сфалерит, галенит, халькопирит, борнит, арсенопирит, теннантит, тетраэдрит, буланжерит, редко встречающиеся минералы висмута и серебра. Среди жильных минералов, сопровождающих это оруденение, кроме кварца и мусковита, значительную роль играют карбонаты: кальцит, сидерит, родохрозит, анкерит, доломит.

На многих месторождениях после образования рудной минерализации широко развивались процессы пропилитизации и особенно аргиллизации вмещающих пород, а завершилась гидротермальная деятельность становлением прожилков карбонатов и цеолитов, которые отлагались близнейтральными и щелочными низкотемпературными растворами.

Из изложенного следует, что отложение промышленного молибденового оруденения происходило вслед за щелочными пневматолитовыми процессами — калишпатизацией и альбитизацией пород, — от которых оно отделено проявлением магнетит-кварцевой минерализации. С другой стороны промышленное молибденовое оруденение в основном предшествовало формированию слюдисто-кварцевых (грейзеновых) пород с фторсодержащими минералами — топазом и флюоритом, т. е. проявлению фтора в постмагматическом процессе. Таким образом, промышленный молибден связан с высокотемпературными дистиллятами слабощелочного и слабокислого, близнейтрального характера.

Месторождения молибдена тяготеют к апикальным частям материнских плутонов; они формировались в их тепловых полях, температура которых постепенно понижалась, о чем можно судить по характеру процессов, развивавшихся на магматической и постмагматической стадиях. Для различных рудных компонентов температурные интервалы «отложения» разные, вследствие чего возникает температурная рудная зональность. Однако, поскольку тепловое поле экзо- и эндоконтактовых частей рудопродуцирующих плутонов динамично, полной пространственной разобщенности рудных компонентов не наблюдается, в большинстве случаев меняется лишь их соотношение в пространстве.

На медно-молибденовых месторождениях отношение молибдена к меди обычно возрастает с глубиной и уменьшается по направлению к флангам. Свинцово-цинковая минерализация, как правило, находится в периферических частях рудных полей, нередко образуя внешний кольцеобразный ореол. Примером месторождений с такой зональностью могут служить Алмалык, Агарак, Каджаран, Каратас и др. Аналогичная зональность наблюдается и на собственно молибденовых месторождениях с той только разницей, что медная минерализация на этих месторождениях проявлена значительно слабее (Жирекен, Бугдая и др.). Вольфрам не характерен для медно-молибденовых руд, но его несколько повышенные содержания (вернее повышенный геохимический фон) постоянно отмечаются в самых верхних частях месторождений. В монометальных молибденовых рудах минералы вольфрама (шеелит, вольфрамит) нередки, однако их концентрации обычно незначительны и развиты, главным образом, на верхних и отчасти средних горизонтах месторождений.

На вольфрам-молибденовых месторождениях на верхних горизонтах и флангах сосредоточены максимальные концентрации вольфрама и висмута, в то время как максимальные концентрации молибдена приурочны к центральным частям месторождений и более низким горизонтам, т. е. вольфрам и висмут располагаются дальше от источника

оруденения, чем молибден. При этом молибден обычно теснее пространственно связан с апикальными частями гранитных плутонов, а вольфрам и висмут распространяются дальше в экзоконтактовую зону (месторождения Джида, Коктенколь, Джанет и др.). Свинцово-цинковая минерализация на вольфрам-молибденовых месторождениях отмечается реже, чем на медно-молибденовых и молибденовых. Часто она ассоциирует с карбонатными, кварц-карбонатными прожилками и жилами и тяготеет к нижним горизонтам месторождений.

Характерно, что на жильных молибденовых месторождениях промышленное значение имеют обычно средние горизонты жил с полосчатыми и брекчиевыми текстурами, образовавшимися в результате телескопирования молибденит-кварцевой минерализации двух и более генераций. Верхним горизонтам жил присуща редкая вкрапленность молибденита в ассоциации с еще более редким вольфрамитом (или шеелитом), а также наиболее интенсивная грейзенизация вмещающих пород. Нижние части жил, как правило, бедны рудными минералами. Здесь появляется калиевый полевой шпат, а вмещающие околожильные породы едва затронуты процессом мусковитизации (месторождения Умальта, Восточный Коунрад и др.). В скарновых рудных телах вольфрам и молибден обычно пространственно совмещены. Вместе с этим от верхних горизонтов к нижним в шеелите постоянно возрастает содержание примеси молибдена, а в корневых частях рудных тел преобладают шеелиты, богатые повеллитовой составляющей.

В расположении метасоматически измененных пород также намечается зональность. Калишпатизация и альбитизация проявляются в центральных частях месторождений, несколько выше и шире развиты серицитизация и окварцевание и, наконец, еще выше и шире — аргиллизация и пропилитизация. Однако такое размещение метасоматически измененных пород можно рассматривать лишь как обобщающую схему, поскольку нередко можно наблюдать пространственное совмещение всех или части перечисленных измененных пород. Для всех месторождений молибдена весьма характерно повышенное содержание карбонатов в корневых частях оруденения.

ФОРМАЦИИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В рудную формацию следует объединять месторождения, характеризующиеся сходством главных рудных элементов или минеральных ассоциаций и геологических факторов, определяющих их вполне закономерное размещение в земной коре и место в истории ее развития. Такой подход к формационному анализу молибденовых месторождений (и вообще магматогенного оруденения) основан на зависимости вещественного состава руд от состава магмы, который в свою очередь определяется геотектонической обстановкой. Это положение представляет собой одну из главных предпосылок при прогнозировании месторождений полезных ископаемых, в том числе и молибденовых, и дает возможность оценивать территории на те или иные виды минерального сырья (формационные типы месторождений) исходя из их геологического строения и распространенных здесь геологических формаций.

Конечно, для образования промышленных месторождений недостаточно только развития благоприятного магматизма. Многое зависит от размеров магматической камеры, глубины застывания интрузива, его морфологии, структурных и физико-химических условий рудоотложения. На характер эндогенной минерализации большое влияние оказывает также и вмещающая среда. Однако это влияние сказывается глав-

ным образом на минеральной форме проявления и концентрации оруденения, а не на ассоциациях рудных элементов.

Структурные условия определяют морфологический тип оруденения: жильный, штокверковый, прожилково-вкрапленный, брекчиевый и др. При этом нередко на месторождении одна и та же рудная минерализация представлена разными морфологическими типами. Например, на многих медно-молибденовых месторождениях наблюдается два и даже три морфологических типа оруденения: штокверковый и жильный (Каджаран, Айгедзор), штокверковый и брекчиевый (Коунрад, Браден, Чукикамата, Токвепала), жильный, штокверковый и брекчиевый (Сорское, Дастакерт).

Литологические условия локализации оруденения в основном влияли на минеральный состав руд, предопределяя минеральный тип оруденения, поскольку развитие послемагматических процессов в карбонатной среде приводило к формированию оруденения в скарнах, а в алюмосиликатной — в калишпатизированных, альбитизированных, грейзенизированных породах.

Следовательно, структурные и литологические условия локализации оруденения создают широкое разнообразие морфологических и минеральных типов оруденения, но они не являются первопричиной образования магматогенных месторождений и потому не определяют региональные закономерности размещения разных видов минерального сырья, влияя лишь на локальное распространение оруденения, его минеральные и морфологические типы в пределах рудных полей и месторождений. При региональном прогнозировании месторождений следует прежде всего обращаться к первопричинам их становления, которые отражены в характеристике рудных формаций.

В истории развития земной коры в связи с разным магматизмом наблюдаются разные по значению концентрации молибдена. На ранней геосинклинальной стадии (современные островные дуги), в условиях зарождающегося гранитно-метаморфического слоя, когда магматизм в основном обусловлен выплавкой и дифференциацией мантийного вещества (андезитовая формация и ее диоритовые комагматы), формируются медные месторождения с повышенными содержаниями золота и серебра, с попутными магнетитом и минералами титана; содержания молибдена в рудах не превышают первых тысячных долей процента. Во время эпигеосинклинального орогенеза, в условиях коры с развитым гранитно-метаморфическим слоем в ассоциации с гибридным магматизмом, в котором существенна роль мантийных и коровых выплавок (плутоны пестрого состава), возникают крупные комплексные молибден-медные месторождения со средним содержанием молибдена в рудах 0,02—0,04 %. На стадии эпиплатформенного орогенеза, в сформировавшейся коре континентального типа, когда преобладают коровые выплавки умеренно кислых гранитов, образуются монометалльные месторождения с крупными запасами и высокими содержаниями молибдена в рудах (до 0,3 %), а при развитии лейкократовых гранитов — крупные комплексные вольфрам-молибденовые месторождения. В условиях рифтогенеза в связи с щелочными ультрабазитами (подкоровыми выплавками) и карбонатитами концентрации молибдена незначительны.

Содержание молибдена (в г/т) в магматических породах закономерно нарастает от ультрабазитов (0,2) к базитам (0,3—0,4), средним и гибридным породам (0,8—1,3) и гранитам (1,0—1,4); по мере развития гранитно-метаморфического слоя земной коры в ней увеличиваются концентрации молибдена; источник молибдена промышленных месторождений, генетически ассоциирующих с гибридными и кислыми маг-

мами, — коровый, а незначительных проявлений молибдена в медных месторождениях островных дуг и карбонатитов — подкоровый.

Все промышленные месторождения молибдена принадлежат к трем рудным формациям: медно-молибденовой, молибденовой и вольфрам-молибденовой, каждой из которых свойственны определенные закономерности размещения в структурах земной коры, геологические связи и особенности вещественного состава руд (табл. 17). Автор не включает в состав медно-молибденовой формации медные штокверки с попутными магнетитом, золотом, серебром и в целом очень низкими содержаниями молибдена, ассоциирующие с диоритами и гранодиоритами ранних стадий эволюции геосинклиналей (формирование островных дуг), так как эти месторождения характеризуются иными тектоно-магматическими позициями.

МЕДНО-МОЛИБДЕНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Месторождения медно-молибденовой формации наиболее распространены в земной коре. Будучи связаны с магматизмом эпигеосинклинального орогенеза, они проявлены в большей части складчатых областей и размещены в зонах эвгеосинклинального развития, главным образом в геоантиклинальных структурах и их ближайшем обрамлении, зонах стыка блоков разновозрастной консолидации, геоантиклиналях ранней консолидации и остаточного типа, краевых частях срединных массивов. Реже, как, например, в Кордильерах, медно-молибденовые месторождения встречаются и в зонах миогеосинклинального развития [31].

Пространственно и генетически оруденение связано преимущественно с крупными плутонами, сложенными монцонитами, диоритами, гранодиоритами и гранитами, внедрившимися после основной фазы складчатости. Однако большинство плутонов являются конкордантными и нередко слагают ядра и осевые зоны крупных антиклинориев. Эти плутонические образования комагматичны с развитыми здесь же нередко в виде обширных поясов трахиандезитовой и трахиандезит-базальтовой вулканическими формациями. Как правило, пространственно оруденение ассоциирует с небольшими штоками и дайками порфировых пород.

Месторождения и рудные поля контролируются продольными разрывными нарушениями, согласными с общим направлением складчатости и особенно местами их пересечения поперечными или косоориентированными к ним разломами.

Связь медно-молибденовых месторождений с периодом орогенного развития геосинклинальных областей достаточно четко доказывается взаимоотношением оруденения с магматическими породами и определениями его абсолютного возраста. Промышленные месторождения медно-молибденовых руд распространены в складчатых областях фанерозоя — от каледонид до альпид.

Месторождения мезо-кайнозойского возраста размещены в молодых складчатых областях: Андах (Эль-Тениенте, Чукикамата, Токвепала, Серро-Колорадо), Кордильерах (Кананеа, Сьеррита, Моренси, Рей, Маунтин), на Малом Кавказе (Анкаван, Дастакерт, Каджаран, Агарак, Парагачай), в Карадаге (Сар-Чешмах), Среднегорье Болгарии (Медет, Елаците, Прохорово), а также на Камчатке и др. Месторождения позднепалеозойского возраста известны в Кураминской (Кальмакыр, Сары-Чеку), Прибалхашской (Коунрад, Каратас, Саякское) и других зонах Центрально-Азиатской складчатой системы герцинид (Эрденет в МНР). Раннепалеозойское оруденение развито в Батеневско-

Беллыкском поднятии и других структурах Алтае-Саянской области каледонид (Киялых-Узень, Глафиринское, Сорское, Агаскыр).

Наиболее продуктивны области молодой мезо-кайнозойской складчатости, а самый грандиозный рудный пояс с оруденением этого типа — Тихоокеанский и особенно его восточная ветвь. Здесь пояс медно-молибденовых месторождений практически непрерывно прослеживается от Алеутских островов и Аляски, через пров. Британская Колумбия в Канаде, западные штаты США (Юта, Аризона, Нью-Мексико), северную часть мексиканского шт. Сонора, о. Пуэрто-Рико, Панаму, Чили, западную часть Аргентины, граничащую с Чили, и намечается в Антарктиде, где выявлен ряд медно-молибденовых месторождений, ассоциирующих с интрузивными штоками и батолитами мелового и третичного возраста [48].

Наиболее многочисленны медно-молибденовые месторождения в Северной Америке, что обусловлено длительным (порядка 200 млн. лет) периодом орогенного развития области североамериканских Кордильер в мезо-кайнозойское время и неоднократно проявлявшимся здесь умеренно кислым магматизмом, продуцирующим медно-молибденовое оруденение. Тектонические структуры, образующие складчатый пояс Кордильер, формировались и консолидировались в разное время, последовательно наращивая его с востока на запад. В соответствии с этим плутоны пестрого состава и сопровождающее их медно-молибденовое оруденение также разновозрастны — от 198 млн. лет на востоке до 3 млн. лет в самых молодых структурах на западе.

Общая продуктивность складчатых областей на медно-молибденовое оруденение закономерно возрастает от древних к более молодым. Но это не означает, что масштабы месторождений зависят от возраста. Имеются крупные месторождения каледонского и герцинского возраста, которые вполне сопоставимы с киммерийско-альпийскими и по содержанию полезных компонентов, и по масштабам оруденения. Учитывая относительно небольшую глубину формирования медно-молибденовых месторождений (от 1 до 2,5 км), можно полагать, что разная продуктивность складчатых областей различного возраста (в том виде, как она проявлена в настоящее время) во многом обусловлена различной глубиной их эрозионного среза. Поэтому наиболее продуктивны в общем менее эродированные киммерийско-альпийский складчатый пояс, развитый по западной окраине Американского континента, а также, хотя и в меньшей мере, альпиды Тетиса.

Месторождения медно-молибденовой формации имеют очень большое промышленное значение: разведанные запасы меди составляют в них около 70 % от общих мировых запасов. Молибден из этих месторождений обычно добывается попутно. Но иногда, например на месторождениях Каджаран, Сорском и некоторых других, главную роль играет молибден. В целом же эти месторождения являются комплексными; отношение меди к молибдену варьирует в них от 10 : 1 до 20 : 1. Доля разведанного молибдена в них составляет около 30 % от общих мировых запасов этого металла. Наряду с главными полезными компонентами из некоторых медно-молибденовых месторождений могут попутно извлекаться золото, серебро, висмут, иногда свинец и цинк. Эти месторождения служат также значительными источниками рения, который заключен в молибдените (до 800 г/т).

Главным морфологическим типом медно-молибденовых месторождений является штокверковый; широко распространены также месторождения брекчиевых руд трубо-, линзообразной и других более сложных форм; жильные месторождения в настоящее время промышленного

Таблица 17

Формационная группировка эндогенных месторождений молибдена (по В. Т. Покалову)

Рудная формация	Геотектонические условия образования	Магматические комплексы, с которыми связано оруденение		Тип оруденения		Примеры месторождений
		I этап (генетическая связь)	II этап (парагенетическая связь)	минеральный	морфологический	
Медно-молибденовая, периода эпигеосинклинальной орогении	*Орогенические пояса* вторичных и окраинно-континентальных геосинклиналей, преимущественно эв-, реже миогеосинклинальные зоны, *геоантиклинальные* поднятия, краевые части срединных массивов и *рам геосинклиналей*, продольные и поперечные разломы	Апикальные части крупных плутонов монцонитов, граноди*оритов*, граносиенитов, диоритов, гранитов; экзо- и эндоконтактовые зоны мощностью до 1000 м	Дайки и небольшие штоки диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, монцонит-порфиров, сиенит-порфиров, латитовых порфиров, лампрофиров	Халькопирит-молибденитовый в кварцевых жилах и прожилках в калишпатизированных, окварцованных, серицитизированных и аргиллизированных породах	Жильный	Парагачай, Айгедзор
					Штокверковый	Каджаран, Коунрад, Кальмактыр, Сорское, Бингам, Чукикамата
					Брекчиевый (трубки, столбы, зоны)	Дастакерт, Каратас, Сорское, Эль-Тениенте, Коппер-Крик
				Халькопирит-молибденитовый в известковых скарнах	Залежи скарнов (пласты, линзы, тела сложной формы)	Киялых-Узень, Юлинское, Саякское, Каратас
Молибденовая, периода эпиплатформенной орогении	Поднятия в областях эпиплатформенной орогении, разноориентированные нарушения и места их пересечения, тектонические зоны в бортовых частях наложенных впадин	Апикальные части крупных плутонов биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов; экзо- и эндоконтактовые зоны мощностью до 1000 м	Дайки и небольшие штоки диоритовых порфиров, лампрофиров, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров	Молибденовый в кварцевых жилах и прожилках в калишпатизированных, окварцованных, серицитизированных и аргиллизированных породах	Жильный	Давенда, Шахтаминское, Умальтинское, Квеста
					Штокверковый	Бугдая, Жирекен, Клаймакс, Юред-Гендерсон
					Брекчиевый (трубки, столбы, зоны)	Жирекен, Жарчихинское
Вольфрам-молибденовая, периода эпиплатформенной орогении и субсеквентного развития складчатых областей	Структуры тектоно-магматической активизации, мозаично-блоковая тектоника, зоны разломов разного направления, разрывные нарушения в зонах смятия	Апикальные части плутонов лейкократовых гранитов; зоны экзо- и эндоконтакта мощностью соответственно до 1500 и 400 м	Дайки гранит-порфиров, диоритовых порфиров, сиенит-порфиров	Молибденит-вольфрамитовый (шеелитовый) в кварцевых жилах и прожилках в альбитизированных, грейзенизированных, реже в калишпатизированных породах	Жильный	Северный и Восточный Коунрад, Джида, Калгутинское
					Штокверковый	Контенколь, Джида, Орекиткан
					Брекчиевый (трубки, столбы, зоны)	Булуктай
				Шеелит-молибденитовый в известковых скарнах	Залежи (пласты, линзы, тела сложной формы) скарнов	Тырныауз, Белорецкое

значения не имеют; скарновые залежи иногда достигают значительных размеров.

Оруденение связано с апикальными частями плутонов. Около 65 % медно-молибденовых месторождений находится в эндоконтактовых зонах материнских плутонов, 35 % — в их экзоконтактах. В последнем случае рудные тела часто залегают в вулканогенных породах и иногда контролируются жерлами вулканов. Глубина распространения оруденения в материнских плутонах от кровли последних достигает 1500 м. Мощность оруденелой экзоконтактовой зоны 800—1000 м.

МОЛИБДЕНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

К структурам, возникшим в результате процессов эпиплатформенной орогении, приурочены месторождения практически монометалльных молибденовых (иногда с небольшим количеством попутных меди или вольфрама) руд. Эти месторождения тяготеют к регионам, где процессы эпиплатформенной орогении проявились наиболее мощно и сопровождались образованием крупных внегеосинклинальных впадин типа восточноазиатских (классифицировались ранее как парагеосинклинали или остаточные геосинклинали), выполненных грубой молассой, и широким развитием плутонического гранитоидного магматизма умеренно кислого характера и комагматичной с ним вулканической трахиандезитовой формации. Это Монголо-Охотский пояс в южном обрамлении Сибирской платформы, образовавшийся в мезозое на палеозойском складчатом основании, районы Корейско-Китайской платформы, подвергавшиеся тектонической перестройке и насыщению яньшаньскими гранитами также в мезозойское время, Скалистые горы восточного обрамления плато Колорадо, возникшие на западной окраине Северо-Американской платформы при активизации тектоно-магматических процессов в ларамийское время. Примерами месторождений рассматриваемой формации могут служить Бугдая, Шахтаминское, Жирекен, Давенда, Клаймакс, Юред-Гендерсон, Квеста, Яндзя-Чжанзы, Ченцоло, Тин-Дуй-Чен.

Месторождения расположены вне наложенных впадин, контролируются главным образом зонами разломов в обрамлении впадин, участками пересечения этих зон разломами, поперечными или косоориентированными к ним (месторождения Жирекен, Бугдая, Умальтинское и др.), крупными тектоническими зонами, которые поперечно- или косоориентированы по отношению к общему простиранию поясов тектоно-магматической активизации (поперечный порфировый пояс Колорадо с месторождениями Клаймакс и Юред-Гендерсон, Алеур-Олекминская зона в Восточном Забайкалье и др.), а также зонами разломов, согласными с общим простиранием разных поясов тектоно-магматической активизации.

Месторождения генетически связаны с плутонами, сложенными амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами при подчиненной роли в них гранодиоритов, граносиенитов, монцонитов и диоритов, развитых в сравнительно узких эндоконтактовых зонах. Оруденение пространственно тяготеет к апикальным частям плутонов, их экзо- и эндоконтактовым зонам мощностью до 800 м и тесно ассоциирует во времени и пространстве с дайками порфировых пород.

Развитие магматизма и рудного процесса происходило в обстановке общего тангенциального растяжения участков земной коры, что, по-видимому, было обусловлено их общим воздыманием.

В месторождениях молибденовой формации сосредоточено до 40 % мировых запасов молибдена. Молибденит — главный полезный компонент этих месторождений; на некоторых из них возможна попутная добыча небольших количеств меди и очень редко вольфрама и золота. В молибдените содержится рений (от нескольких граммов на тонну молибденита до 300 г/т). Присутствующие обычно в месторождениях молибденовой формации вольфрам, свинец и цинк, как правило, не имеют практического значения. Наиболее распространенные морфологические типы оруденения — штокверковый и жильный.

ВОЛЬФРАМ-МОЛИБДЕНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Вольфрам-молибденовые месторождения, так же как и месторождения молибденовой формации, связаны с процессами эпиплатформенной орогении, однако в этом случае процессы орогении происходили на фоне движений блоков с относительно небольшой амплитудой и сопровождались развитием магматизма значительно более кислого характера (лейкократовые калиевые граниты). Месторождения распространены на Кавказе — по южной окраине Скифской платформы, в Центральном Казахстане — в области герцинид и их каледонском обрамлении, в байкалидах и каледонидах Западного Забайкалья, в Аргентине — в допалеозойском фундаменте Южно-Американской платформы, а также в юго-восточной части Южно-Китайской платформы. К этой формации относятся месторождения Тырныауз, Коктенколь, Караоба, Джида, Булуктай, Бом-Горхонское и многие другие. Оруденение находится в тектонических структурах, разных по происхождению, времени заложения и пространственной ориентировке, претерпевших активизацию после периода относительного покоя. Часто это длительно и унаследовано развивавшиеся структуры на пересечении с более молодыми проявлениями разрывной тектоники.

Например, Тырныаузское рудное поле (третичный возраст) локализовано в участке пересечения длительно формировавшейся Пшекиш-Тырныаузской тектонической зоны общекавказского простирания с другой региональной структурой — меридиональной тектонической зоной. Позиции наиболее значительных позднепалеозойских и мезозойских вольфрам-молибденовых месторождений Западного Забайкалья, распространенных в области каледонской складчатости, определяются узлами пересечения или сочленения глубинных северо-западных тектонических зон с разломами северо-восточного и близмеридионального простираний. В Центральном Казахстане позднепермские вольфрам-молибденовые месторождения приурочены к областям каледонской и герцинской складчатости и контролируются зоной стыка Жаман-Сарысуйского антиклинория и других, расположенных к югу от него, каледонских складчатых структур с герцинскими структурами Джунгаро-Балхашья, разрывными нарушениями Успенской зоны смятия, образовавшейся по северной окраине Жаман-Сарысуйского антиклинория, Караоба-Шалгинской зоной разломов, тяготеющей к осевой части каледонского синклинория, зоной Центрально-Казахстанского разлома, рассекающего в близмеридиональном направлении каледониды Чингизского мегантиклинория и герциниды Джунгаро-Балхашья. На Южном Урале плутоны гранитов, с которыми связано вольфрам-молибденовое оруденение, формируют широкий, но достаточно отчетливо выраженный пояс, который протягивается из южной части Западно-Мугоджарского мегасинклинория на северо-северо-восток в Зауральское поднятие, пересекая под острым углом Мугоджарский мегантиклинорий и Приригизский ме-

гасинклинорий. Протяженность пояса более 600 км при ширине в средней части 100 км.

Граниты и оруденение формировались в условиях заметного тангенциального растяжения земной коры, и распространение их нередко носит не столько узколинейный или поясовый, сколько широкий площадной характер, часто не зависящий от структурного плана складчатой области, в которой они находятся.

Пространственно и генетически вольфрам-молибденовое оруденение связано с плутонами лейкократовых гранитов. При этом бóльшая его часть концентрируется над апикальными выступами плутонов, их экзоконтактовых зон мощностью до 1500 м; мощность же рудоносных эндоконтактовых зон обычно не превышает 300 м. Становление месторождений происходило в эпоху субсеквентного развития складчатых областей и эпиплатформенной орогении.

Главный морфологический тип вольфрам-молибденовых месторождений — штокверковый, реже отмечаются жильные месторождения и скарновые залежи. Месторождения вольфрам-молибденовой формации содержат около 30 % всех учтенных запасов молибдена. Основными рудными минералами в них являются молибденит и вольфрамит (или шеелит), промышленное значение которых может быть примерно равным, однако в бóльшей части месторождений один из них преобладает. При комплексной переработке руд попутно с главными рудными компонентами могут извлекаться висмутин, флюорит, сульфиды меди, иногда касситерит. В молибдените присутствует ренний, содержание которого обычно не превышает 30 г/т, достигая на отдельных месторождениях 130 г/т, что уже может иметь промышленное значение при большом масштабе разработки месторождений. На некоторых месторождениях в вольфрамите концентрируются такие ценные элементы, как тантал и скандий.

ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ И ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Молибденовые месторождения, имеющие в настоящее время промышленное значение, могут быть разделены на следующие промышленные морфогенетические типы: штокверковый, скарновый, жильный и брекчиевый (табл. 18).

ШТОКВЕРКОВЫЙ ТИП

Штокверковые месторождения имеют преобладающее значение в разведанных запасах молибдена и играют все возрастающую роль в его мировой добыче. Они подразделяются на пять групп (по главным полезным компонентам): собственно молибденовые, вольфрам-молибденовые и молибден-вольфрамовые, медно-молибденовые и медные с попутным молибденом. Геологические границы рудных тел этих месторождений нечеткие, оконтуриваются по данным опробования с учетом принятых кондиций по бортовому и минимально промышленному содержанию главных полезных компонентов (рис. 31). Формы рудных тел изометричные, трубо-, столбо-, конусо-, чаше-, линзообразные, линейновытянутые, неправильные, нередко весьма сложные, в которых наблюдается сочетание многих перечисленных форм. Внутреннее строение штокверков обычно достаточно сложное, обусловленное сочетанием участков или зон относительно богатых руд с забалансовыми или практически безрудными породами (рис. 32). Обычно месторождения штокверкового типа разрабатываются наиболее экономичным открытым способом, но

Таблица 18

Промышленная классификация молибденовых месторождений

Промышленный тип	Группа месторождений по вещественному составу	Главные рудообразующие минералы	Содержание полезных компонентов в руде, %			Попутные компоненты
			Mo	Cu	WO_3	
Штокверковый	Молибденовая	Молибденит	0,05—0,3			Свинец, медь, цинк, висмут
	Молибден-вольфрамовая и вольфрам-молибденовая	Молибденит, вольфрамит или шеелит	0,03—0,1			Медь, висмут и др.
	Медно-молибденовая и молибден-медная	Молибденит, халькопирит	Тысячные—сотые доли процента	0,2—1	0,06—0,6	Золото, серебро, висмут, селен, теллур, рений, германий
Скарновый	Молибден-вольфрамовая	Молибденит, молибдошеелит, шеелит	0,05—0,2		0,3—0,8	Медь, висмут, селен, теллур, золото, серебро
	Медно-молибденовая и молибден-медная	Молибденит, халькопирит	Тысячные—сотые доли процента	0,25—1		Селен, теллур, золото, серебро, железо, олово, висмут
	Молибденовая	Молибденит	Сотые—десятые доли процента			
Жильный	Молибденовая	Молибденит	0,1—1,5			Свинец, цинк, серебро, висмут
	Вольфрам-молибденовая	Вольфрамит, молибденит	0,05—0,2			Олово, висмут, скандий
	Медно-молибденовая	Молибденит, халькопирит	0,2—1	0,2—1	0,3—1,0	Золото, серебро, висмут, селен, теллур, германий
Брекчиевый	Медно-молибденовая	Молибденит, халькопирит	0,05—0,4	0,3—1,5		Селен, теллур, золото, серебро, висмут, индий, олово
	Вольфрам-молибденовая	Молибденит, вольфрамит	Сотые доли процента		Сотые—десятые доли процента	Висмут
	Молибденовая	Молибденит	0,05—0,3			—

Продолжение табл. 18

Промышленный тип	Форма и размеры рудных тел	Запасы молибдена отдельных месторождений	Относительная роль		Способ отработки месторождений
			в мировых запасах	в мировой добыче	
Штокверковый	Штокверки площадью в тысячи и десятки тысяч квадратных метров, глубиной от 300 до 100 м, иногда более	Многие сотни тысяч тонн — 1 млн. т	Ведущая	Ведущая	Открытый, подземный
		Сотни тысяч тонн — 0,5 млн. т	Значительная	Небольшая в настоящее время, в будущем — значительная	
		Сотни тысяч тонн	„	Большая	
Скарновый	Залежи мощностью от десятых долей метра до 100 м, иногда более, протяженностью по простиранию от десятков метров до 2 км, по падению от десятков метров до 1 км	Несколько тысяч тонн — сотни тысяч тонн	„	Существенная	Подземный, открытый
		Несколько тысяч тонн — десятки тысяч тонн, возможно более	„	„	
		То же	„	„	
Жильный	Жилы мощностью от сантиметров до нескольких метров, протяженность по простиранию от десятков метров до 2 км, по падению — от десятков метров до 500 м	Тысячи тонн — первые десятки тысяч тонн	Незначительная	Незначительная	Подземный
		То же	„	„	
		„	„	„	
Брекчиевый	Рудные зоны протяженностью несколько сотен метров по простиранию, до 300 м по падению, мощностью десятки метров; трубообразные и столбообразные тела	Несколько тысяч тонн — десятки тысяч тонн	Значительная Незначительная Значительная	Значительная Незначительная Значительная	Подземный, открытый

в случаях достаточно богатых руд могут применяться и высокоэффективные подземные способы отработки (Клаймакс, Гендерсон в США).

Для определения промышленной ценности штокверковых месторождений, кроме среднего содержания молибдена и других полезных

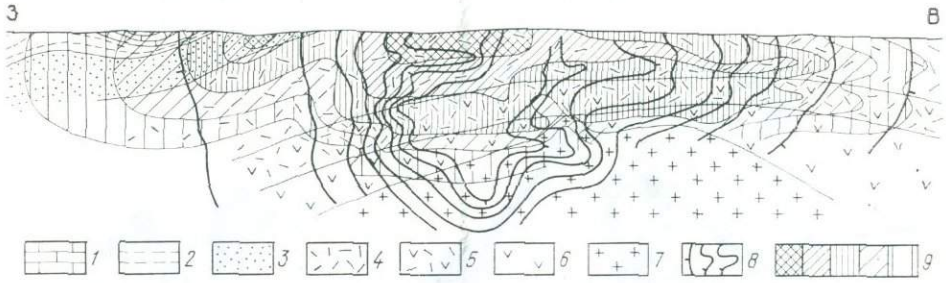


Рис. 31. Геологический разрез центральной части Южного участка месторождения Коктенколь. *По В. Т. Покалову.*

1 — мраморизованные известняки; *2* — глинисто- и кремнисто-углистые сланцы, переходящие в верхней части разреза в мергели и кремнистые известняки; *3* — песчаники и алевролиты с прослоями туфов кварцевых порфиров; *4* — липаритовые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы; *5* — дацитовые порфиры; *6* — андезитовые порфириты и их туфы; *7* — лейкократовые граниты; *8* — изолинии содержаний молибдена; *9* — концентрации содержаний вольфрама (интенсивность концентраций убывает слева направо)

компонентов, большое значение имеют величины коэффициентов рудоносности и вскрыши. *При малом коэффициенте рудоносности и большом* коэффициенте вскрыши месторождение невыгодно разрабатывать, *поскольку оруденение носит гнездовой характер, т. е. представлено* мелкими рудными телами, разделенными безрудными или слаборудными *породами.*

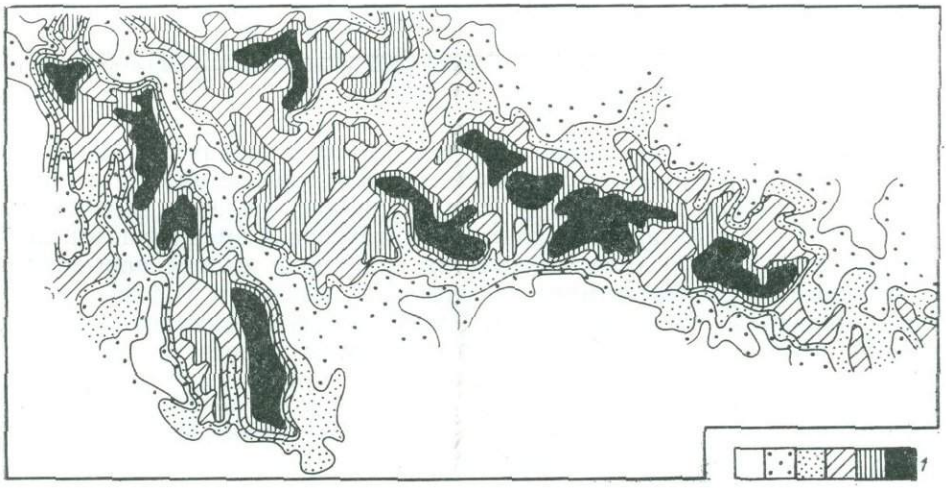


Рис. 32. Распределение содержаний молибдена на Главном участке Сорского месторождения. *Составил А. Е. Сальников.*

1 — концентрации содержания молибдена (интенсивность увеличивается слева направо)

СКАРНОВЫЙ ТИП

Скарновые рудные *залежи по форме и размерам рудных тел* могут, с одной стороны, приближаться к типу крупных штокверковых *месторождений, с другой — к небольшим месторождениям жильного типа.* Они локализуются обычно в экзоконтакте гранитоидных массивов, на

контакте между вмещающими породами карбонатного и алюмосиликатного состава. Наиболее выдержанные залежи приурочены к мощным зонам дробления или к выдержанным прослоям карбонатных пород среди алюмосиликатных, или алюмосиликатных среди карбонатных. В непосредственном контакте гранитоидов с карбонатными породами крупные скарновые рудные тела образуются значительно реже.

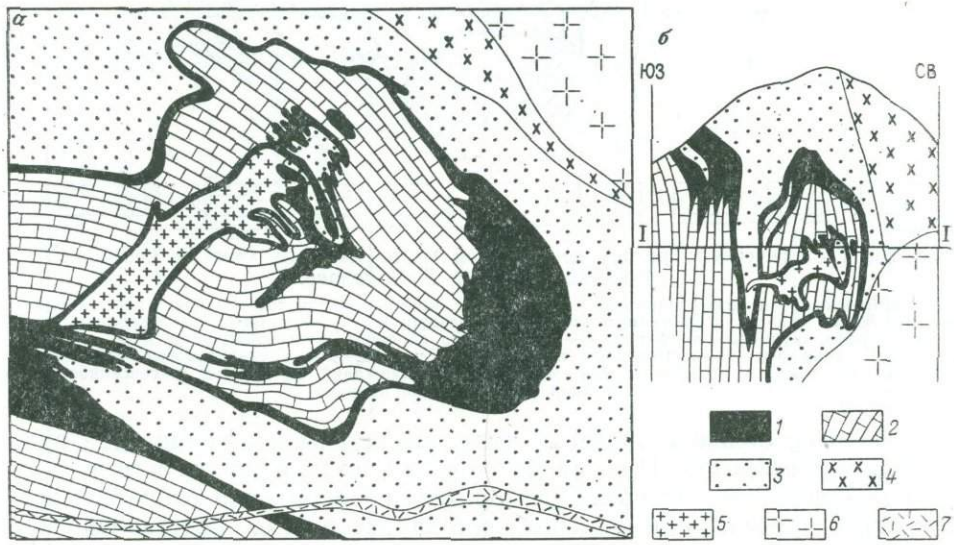


Рис. 33. Геологический план горизонта I—I (*а*) и разрез (*б*) вольфрам-молибденового месторождения Тырныауз, по данным разведки и эксплуатации (отношение масштабов разреза и плана 1 : 3,5).

1 — скарны и пироксеновые роговики; *2* — массивные мраморы; *3* — биотитовые роговики по песчаникам и сланцам; *4* — плагиограниты; *5* — лейкократовые гранитоиды; *6* — эльджуртинские граниты; *7* — липариты

Морфология рудных скарновых тел весьма сложная. В одних случаях это круто- или пологопадающие моноклинальные пласты и линзы, в других — сложно изогнутые тела, повторяющие складки вмещающих пород или сложный характер контакта интрузива с вмещающими породами, с раздувами в замковых частях складок и местах повышенной трещиноватости и пережимами на крыльях складок и участках менее деформированных пород (рис. 33). Размеры рудных скарновых тел варьируют в весьма широких пределах — протяженность от нескольких десятков до сотен метров и даже километров; мощность от долей до десятков метров. Рудные залежи скарнового типа по ведущим полезным компонентам разделяются на три группы: молибденовую, молибден-вольфрамовую и медно-молибденовую.

ЖИЛЬНЫЙ ТИП

В настоящее время добыча молибдена из месторождений жильного типа не превышает 4 %, для промышленности они не представляют большого интереса. Так же как и скарновые, жильные месторождения разделяются на монометалльные молибденовые (Давенда, Восточный Коунрад, Умальтинское), медно-молибденовые (Парагачай, Айгедзор) и вольфрам-молибденовые (Северный Коунрад, Акчатау).

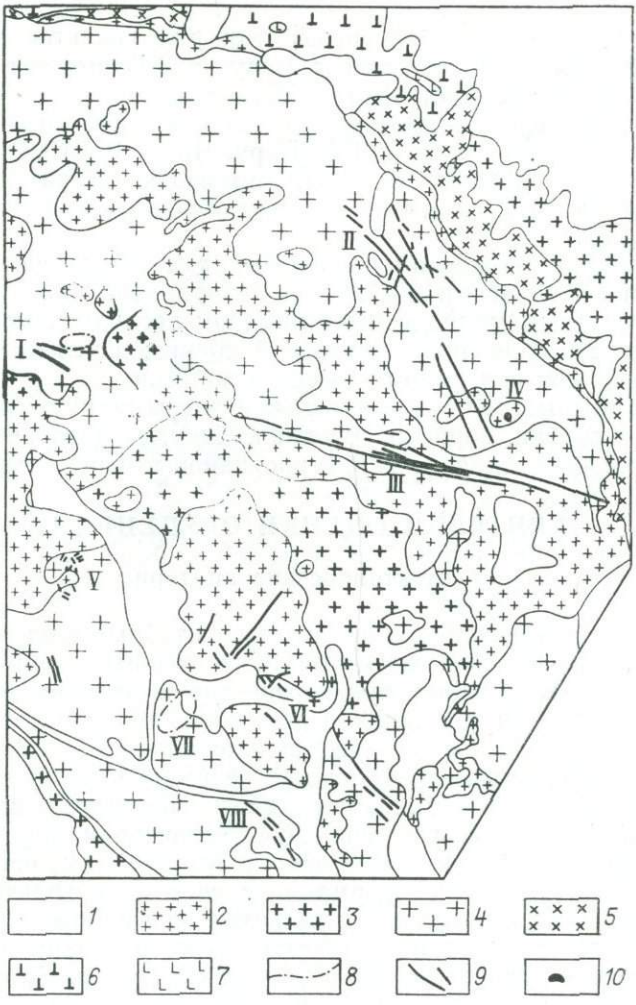


Рис. 34. Схематическая геологическая карта и расположение месторождений Восточно-Коунрадского гранитного массива. *По Г. Д. Зиновьеву.*

1 — четвертичные отложения; граниты: *2* — мелкозернистые, *3* — среднезернистые, *4* — крупнозернистые; *5* — гранофиры и гранофировые граниты; *6* — диориты и гранодиориты; *7* — порфириты; *8* — контуры грейзеновых зон; *9* — кварцевые жилы; *10* — кварцевое тело. Рудные объекты: I — Северная площадь, II — Северный Коунрад, III — Восточный Коунрад, IV — Кварцевое тело, V — Вольфрамовые сопки, VI — Южный Коунрад, VII — Южная площадь, VIII — Шеелитовые жилы

Месторождения рассматриваемого типа представлены сериями параллельных жил одного или двух, редко более направлений, залегающих чаще всего в эндоконтактовых зонах гранитоидных плутонов (рис. 34). Мощности жил обычно 0,3—0,5 м, редко достигают 2 м; протяженность — от нескольких десятков до нескольких сотен метров, редко до нескольких километров. Максимальная глубина распространения промышленного оруденения 400 м.

БРЕКЧИЕВЫЙ ТИП

Брекчиевые руды развиты довольно широко, при этом чаще всего встречаются в штокверковых месторождениях в сочетании с вкрапленно-прожилковым оруденением, составляя не более 10 % от общих за-

пасов руды (Сорское, Жирекен, Дастакерт и др.). Однако имеются месторождения, в которых брекчиевый тип руд является единственным или главенствующим (Токвепала в Перу, Эль-Тениенте в Чили, Каратас IV в Казахстане, Булуктай и Жарчихинское в Бурятской АССР и др.). Это в основном медные месторождения с попутным молибденом, широко распространенные в США, Перу, Чили. В СССР известны молибденовые месторождения с попутными медью (Каратас IV) и вольфрамом (Булуктай), а также с монометалльными рудами (Жарчихинское — рис. 35).

Размеры месторождений брекчиевых руд самые разнообразные — от небольших с запасами 6—12 тыс. т молибдена до очень крупных медных с попутным молибденом. Примером последних может быть месторождение Эль-Тениенте с суточной производительностью рудника 30 тыс. т руды при подземном способе отработки.

Формы рудных тел, сложенных брекчиевыми рудами, весьма разнообразны — трубки, воронки, линейновытянутые и кольцеобразные зоны, тела гнездообразной, линзо-, серповидной и неправильной формы.

КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ОРУДЕНЕНИЯ

Геотектонические критерии

На основе анализа мелко- и среднемасштабных геологических карт, истории геологического и магматического развития территорий производится их оценка в отношении перспектив выявления месторождений той или иной рудной формации. Поскольку набор полезных компонентов и их содержание в рудах месторождений молибденовой, медно-молибденовой и вольфрам-молибденовой формаций разные, районирование территорий по формационным типам месторождений молибдена имеет большое практическое значение. Территории, перспективные на промышленное оруденение, выделяются по ареалам распространения рудоносных магматических формаций с учетом не только их выходов на поверхность, но и возможного развития на глубине. Продуктивность территории определяется по аналогии с уже изученными районами с учетом возраста рудоносных формаций и степени их эродированности. Безусловно, очень большую роль в общей оценке территорий играет определение региональных тектонических структур, контролирующих рудоносные магматические формации, а следовательно, и оруденение.

Бóльшая часть месторождений расположена в зонах крупных разломов, многие из которых являются глубинными, продолжительно унаследованно развивавшимися. Это крупные продольные разломы в складчатых областях, частично, вероятно, заложенные на ранних этапах эволюции геосинклиналей, но в основном проявившиеся в связи с орогеническими процессами (меридиональные разрывные нарушения Внутренних Анд, сбросы и надвиги Кордильер, Дебаклинский и Мисханский разломы Малого Кавказа, Центрально-Камчатский глубинный разлом и др.). В областях эпиплатформенной орогении — это зоны разрывных нарушений в боротовых частях впадин внегеосинклинального происхождения, разломы, которые, наследуя в определенной мере план складчатых деформаций, нередко косо- или поперечно рассекают складчатые структуры и области, консолидировавшиеся в разное время (Центрально-Казахстанский разлом, разломы Успенской зоны смятия и Караоба-Шалгиинская зона разломов в Центральном Казахстане, разломы северо-западной и северо-восточной ориентировки в Западном Забайкалье, развивавшиеся в течение всего фанерозоя и др.).

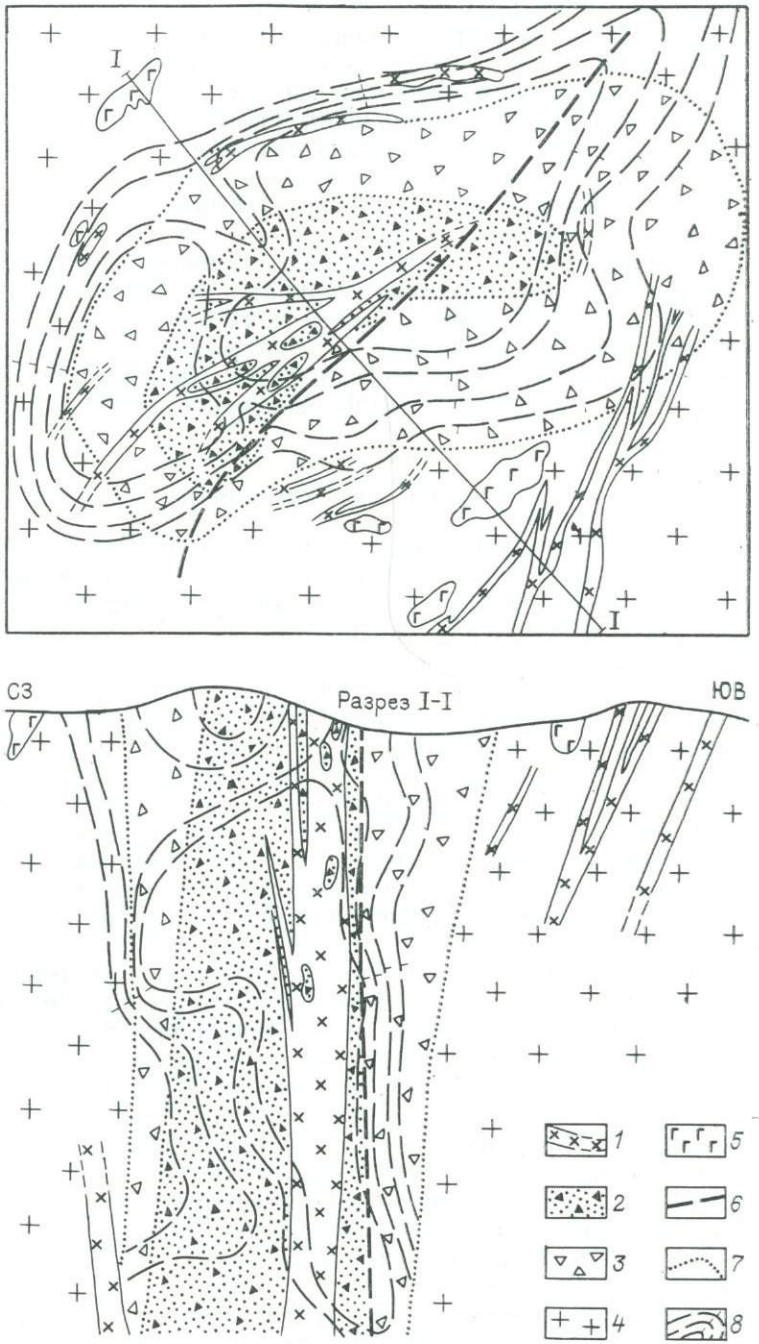


Рис. 35. Схематическая геологическая карта и разрез Жарчихинского месторождения
Составлены с использованием материалов В. Л. Верника.

1 — дайки граносиенит-порфиров и трахилипаритовых порфиров; *2* — внутренняя брекчия с трахилипаритовым цементом; *3* — внешняя брекчия с цементом тонко раздробленного и уплотненного материала гранитоидов; *4* — палеозойские граниты, граносиениты, сиениты; *5* — ксенолиты монцонитов и монцодиоритов; *6* — разлом; *7* — границы эксплозивных брекчий; *8* — изолинии содержаний молибдена

Крупные разломы и оперяющие их структуры определяли план разрывных деформаций на площадях, в пределах которых размещены месторождения. Поэтому формирование основных структур месторождений и рудных полей обусловлено развитием таких разломов.

Обычно месторождения расположены в местах пересечения разрывных нарушений разных направлений (Тырныауз, Коктенколь, Жирекен, Юред-Гендерсон и др.), участках сопряжения зоны главного рудоконтролирующего разлома с зонами косо- или поперечно к нему ориентированных оперяющих нарушений (Климакс, Каджаран), в разрывах, сопровождавших разного рода пликативные нарушения (Тырныауз, Киялых-Узень), в структурах, становление которых связано с вулканической деятельностью (аппараты центрального и трещинного типа) и др. Материнские плутоны и их апикальные (т. е. рудоносные) части находятся в наиболее ослабленной, легкопроницаемой среде, тектоническая структура которой была уже подготовлена к моменту внедрения магмы, что сыграло решающую роль в локализации массивов.

Магматические критерии

В первом издании данной книги приведена достаточно подробная характеристика магматизма, ответственного за формирование месторождений молибдена, поэтому, не повторяя ее полностью, подчеркнем следующее. Материнские для молибденовых месторождений магмы образуют непрерывный ряд известково-щелочных пород — от диоритов, монцонитов и сиенитодиоритов до лейкократовых гранитов и аляскитов. В целом эти породы характеризуются заметно повышенными содержаниями алюминия и щелочных металлов, особенно калия. Типичны для них парагенезисы калиевого полевого шпата с лабрадором, андезином, роговой обманкой и биотитом. Повышенная железистость биотитов, местами высокое содержание в них титана, повышенное значение отношения суммы щелочных металлов к алюминию вместе с названными парагенезисами свидетельствуют о повышенной щелочности рудопродуцирующих магм и о высокой активности калия в магматическом процессе.

Щелочные и ферромагнезиальные компоненты находятся в переменных количествах, а их содержания обычно связаны обратной зависимостью. Следует отметить также, что в гибридных породах, слагающих плутоны пестрого состава, т. е. образовавшихся в период эпигеосинклинальной орогении, содержание кальция и железа выше, чем в средних (по Р. Дэли) типах пород, а содержание кремнекислоты ниже. Недосыщенность кремнекислотной отмечается также и для умеренно кислых гранитов, материнских для монометалльных молибденовых месторождений периода эпиплатформенной орогении. В то же время лейкократовые граниты (вольфрам-молибденовая формация), образовавшиеся также в ходе эпиплатформенной орогении, характеризуются пересыщенностью кремнекислотой.

Поскольку молибденовые месторождения очень тесно связаны с апикальными частями интрузивов, в пределах рудных полей обычно наблюдается довольно сложная петрографическая обстановка, обусловленная, с одной стороны, присутствием пород эндоконтактовых и переходных к внутренним магматических фаций, с другой — дополнительными фазами внедрения магматического расплава и инъекциями жильных порфировых пород. Неоднородность проявляется в частой смене как структур и текстур гранитоидов, так и их состава. Нередко

картина осложняется еще присутствием ксенолитов пород, вмещающих интрузивы; обычно это интенсивно биотитизированные или амфиболизированные алюмосиликатные породы, реже скарноиды.

В экзоконтактовых зонах мощностью до нескольких сотен метров над апикальными частями плутонов широко проявлены процессы ороговикования, биотитизации, амфиболизации и фельдшпатизации, развивавшиеся на магматической стадии процесса.

Структурно-морфологические критерии

Обоснованность оценки оруденения во многом определяется тем, насколько правильно установлены масштабы оруденения, его морфология и внутреннее строение. Степень приближения будет различной на разных стадиях геологоразведочного процесса, но все увеличивающейся по мере детализации работ. Оценивать оруденение приходится уже на стадии общих поисков, когда геолог располагает лишь данными геологической, геохимической и геофизической съемок масштаба 1 : 50 000, а также результатами опробования и документации сравнительно редкой сети канав и шурфов. Понятно, что чем более качественной будет съемка, тем более надежна и прогнозная оценка оруденения (однако во многом она зависит и от опыта геолога). Поэтому выявление факторов, определяющих морфологию рудного тела и его внутреннее строение, на ранних стадиях геологоразведочных работ (общие и детальные поиски, поисково-оценочные работы) позволяют более надежно оценивать оруденение.

Несмотря на примерно одинаковые позиции месторождений молибдена относительно материнских плутонов, морфология оруденения весьма разнообразна, а внутреннее строение достаточно сложно. При этом месторождения можно объединять в те или иные морфологические типы, но в деталях и по внутреннему строению они никогда не повторяют друг друга.

Рудные тела формировались, как правило, в поднимающихся блоках земной коры, в обстановке ее растяжения, что, вероятно, и обусловило преобладающее развитие штокверкового и жильно-штокверкового типов оруденения. Жильные месторождения распространены меньше и чаще находятся в эндоконтактовых зонах материнских плутонов.

Характер тектонической и литологической обстановок во многом определяет строение апикальных частей рудопродуцирующих плутонов и морфологию связанного с ними оруденения. В зоне одного нарушения возникает хребтообразный выступ, в узле пересечения двух тектонических зон — гранитный купол; в тех случаях, когда зона одного нарушения пересекается с рядом поперечных зон, хребтообразный выступ сочетается с несколькими куполообразными, как это отмечается на месторождении Коктенколь; если зоны повышенной трещиноватости образуют решетку, создаются условия для формирования сложной многокупольной поверхности рудопродуцирующего плутона.

Строение верхней части рудоносного плутона в значительной мере определяет форму штокверкового рудного тела. Кроме того, как установлено при анализе материалов многих достаточно детально изученных месторождений и рудопроявлений, именно куполо- или конусообразная апикальная часть плутона обеспечивает при прочих равных условиях крупные размеры рудного штокверка, а уплощенная верхняя поверхность плутона, осложненная многочисленными небольшими куполами (с каждым из которых обычно связана рудная минерализация), не способствовала концентрации рудоносного потока. В последнем слу-

чае рудные компоненты рассеивались, возникали многочисленные, но незначительные по размерам и вертикальной протяженности рудопроявления (рис. 36).

Условия локализации штокверкового оруденения в экзо- и эндоконтактовых зонах материнских плутонов неодинаковы, и это отражается на его морфологических и структурных особенностях. Структурная

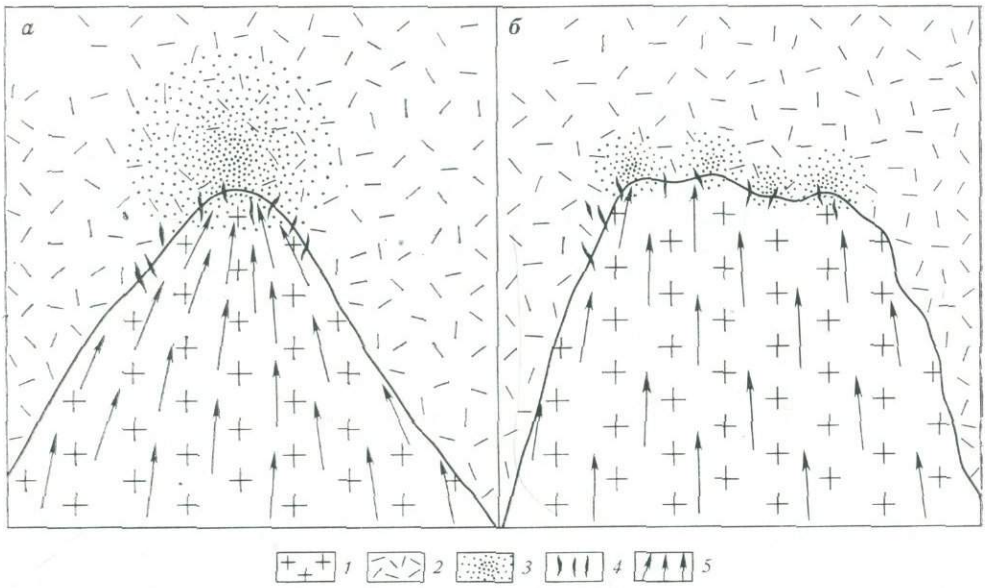


Рис. 36. Влияние морфологии кровли плутона на концентрацию оруденения (схематические разрезы однокупольного — *а* — и многокупольного — *б* — плутонов).

1 — граниты; *2* — вмещающие породы; *3* — оруденение штокверкового типа; *4* — рудоносные кварцевые жилы; *5* — направление движения рудоносных растворов

обстановка в экзоконтакте, безусловно, более сложная, поскольку здесь проявились и дизъюнктивные, и пликативные тектонические процессы, предшествовавшие продуктивному магматизму. История тектонических процессов в эндоконтакте значительно более короткая и связана лишь с периодом становления плутона. Кроме того, породы экзоконтакта, как правило, существенно отличаются от гранитов эндоконтакта по происхождению, химическому и минеральному составу, физико-механическим свойствам и характеризуются нередко значительной литологической неоднородностью. Физико-механическая анизотропия пород при разрядке напряжений в существенной мере сказывается на распределении разрывных нарушений и, следовательно, предопределяет сложность внутреннего строения штокверкового оруденения.

Наличие в экзоконтактовых зонах пород с разными физико-механическими свойствами (плотность, пористость, прочность на скалывание, трещиноватость и др.) создает неодинаковые условия для движения рудоносных растворов и отложения рудных минералов. Одни породы были доступны для проникновения гидротерм и отложения рудных компонентов, другие — экранировали их, в связи с чем одни разности пород более минерализованы, а другие — менее.

Несомненно, что и позиции месторождений относительно материнских интрузивов также в значительной мере зависят от соотношения степени трещиноватости и пористости рудоносных гранитов и пород их

кровли в период рудообразования. В том случае, когда породы кровли в значительной мере экранировали рудоносные растворы, т. е. были менее трещиноватыми и пористыми, чем граниты, бóльшая часть рудной минерализации концентрировалась в эндоконтактовых зонах, под породами кровли. Это справедливо в отношении месторождений Акчатау, Сорского, Центрального участка месторождения Қараоба, оруденения в Восточно-Коунрадском плутоне. К этому же типу, по-видимому, следует относить месторождение Эндако и ряд других в Канаде.

При условии достаточно хорошей проницаемости пород кровли оруденение в основном локализуется в экзоконтактовых зонах рудопродуцирующих плутонов. Примерами служат месторождения Қоктенколь, Джанет, Батыстау, Верхне-Кайрактинское (Қазахстан), Бугдая (Восточное Забайкалье), Юред-Гендерсон, Клаймакс (США) и др. Существует вместе с тем много месторождений, где оруденение развито примерно в равной мере в экзо- и эндоконтактах материнского плутона. Так, на месторождении Джида Первомайский молибденовый штокверк находится в материнских гранитах, а более поздний Инкурский вольфрамовый штокверк и Холтосонские вольфрамоносные жилы залегают в породах экзоконтакта.

Подчеркивая сложность структурной обстановки экзоконтактовых зон, нельзя не отметить также и возможное сходство условий локализации оруденения в экзо- и эндоконтакте материнского плутона. В период внедрения магмы и последующего становления плутона разлом (или место пересечения разломов), в зону которого интрудировала магма, как правило, не ведет себя пассивно, а продолжает развиваться, т. е. по нему происходят тектонические движения. Это, безусловно, отражается на тектонической структуре формирующегося плутона. Поэтому нередко основные рудоконтролирующие структуры в экзо- и эндоконтакте подобны по происхождению и ориентировке. Однако в эндоконтакте они сочетаются преимущественно с разрывами контракционного происхождения, а в экзоконтакте — с более сложной системой разрывных нарушений, развивавшейся более длительно и сложно. Поэтому в экзоконтакте рудоконтролирующими часто являются разрывные нарушения двух и более систем, что и обусловливает образование штокверкового оруденения достаточно крупных размеров, а с переходом в эндоконтактовую зону штокверк нередко уменьшается в размерах и трансформируется в систему минерализованных зон или жил одного, реже двух, направлений. Сказанное, однако, не исключает возможности формирования настоящего штокверкового оруденения и в эндоконтактовых зонах, как, например, на месторождениях Жирекен, Қараоба, Восточный Коунрад и др.

Нередко в работах, посвященных структурам штокверковых месторождений (Т. М. Лаумулин и др.), большое значение придается сокращению объема интрузива при его остывании и кристаллизации, как причине обрушения и проседания его кровли, с чем связывается широкое распространение в ней пологих и кольцевых трещин, вмещающих рудные прожилки. Не отрицая полностью возможности сокращения объема интрузива при остывании, заметим следующее.

Во-первых, кровля интрузива часто имеет сводовый характер, что придает ей большую устойчивость. В связи с различиями в интенсивности теплоотдачи, апикальные части интрузивов охлаждаются и кристаллизуются быстрее, чем пологие и тем более вогнутые поверхности. В результате на этих участках уже в самые ранние стадии остывания интрузива возникает куполообразная твердая оболочка повышенной мощности, которая обладает высокой прочностью и устойчивостью к

различного рода деформациям, что создает благоприятные, спокойные в тектоническом отношении, условия для кристаллизации остывающего расплава. Это, в свою очередь, приводит к сокращению объема интрузива в основном за счет формирования внутренней пустотности, а не проседания кровли (М. А. Осипов). Кроме того, прочность пород кровли увеличивается в результате процессов ороговикования, базификации и внедрения многочисленных апофиз интрузива, залечивающих в ней разрывные нарушения и скрепляющих отдельные блоки пород.

Во-вторых, не учитываются длительность остывания плутона и неспокойная обстановка этого процесса. Плутон остывает постепенно, и корка кристаллической породы, образующаяся во внешней части магматической камеры, постепенно увеличивается в мощности, разрастаясь в глубь магматической камеры. В этой кристаллической корке в результате остывания и тектонических подвижек возникают трещины, которые достигают внутренней, еще не раскристаллизованной части плутона, вызывая подъем магмы. Таким образом, в основном теле плутона происходит становление дополнительных интрузивов и многочисленных жильных проявлений. Процесс повторяется, и поэтому прямые расчеты сокращения объема плутона в целом в результате его охлаждения и кристаллизации не отражают истинной величины этого сокращения: вероятно, она во много раз меньше.

Для правильной оценки оруденение уже на ранних стадиях геологоразведочного процесса очень важно установить морфологию рудного тела, хотя бы в первом приближении. Изометричная и столбообразная формы штокверков наблюдаются в местах пересечения зон повышенной трещиноватости в относительно однородных вмещающих породах (Жирекен, Каджаран, Агарак и др.). Штокверковые зоны обычно контролируются сравнительно неширокими зонами повышенной трещиноватости, в которых развиты трещины не только согласные с ориентировкой главной зоны, но и других направлений (Малый Ойногор, Бощекуль, в какой-то мере Ипчуль). Штокверки в форме перевернутой чаши распространены над апикальными куполообразными выступами материнских гранитов, в местах пересечения двух или более зон повышенной трещиноватости; эти штокверки конформны гранитным выступам (Гендерсон, Клаймакс в США). Трубообразная форма отмечается в участках пересечения разноориентированных зон повышенной трещиноватости, в которых центральная стержневая часть выполнена молодыми магматическими породами или интенсивно окварцована и поэтому оказалась неблагоприятной для развития в ней оруденения, сконцентрированного вокруг нее. Штокверки уплощенной, линзообразной формы нередко наблюдаются под геологическим экраном или в случае глубокой эрозии столбообразных или изометричных штокверков.

Штокверки более сложных форм представляют собой комбинации тех или иных перечисленных морфологических типов, сформировавшиеся в сложной структурно-литологической обстановке.

Характеризуя главные факторы локализации штокверкового оруденения, следует отметить, что нередко в штокверковых месторождениях встречаются эксплозивные брекчиевые образования в форме трубок, зон, линз, являющихся благоприятными рудовмещающими структурами. Брекчиевые руды контрастно выделяются среди прожилково-вкрапленного оруденения макроскопически благодаря повышенной концентрации полезных компонентов, хотя в общих запасах обычно составляют не более 15 %. Они занимают разное положение в штокверке (в его центральных и периферических частях), известны и за его пределами, на некотором удалении от основного рудного тела.

Обычно ко времени рудоотложения тектоническая структура месторождения в основных чертах уже была сформирована. Поэтому в строении рудного тела нередко сказывается последовательность проявления стадий минерализации. При этом минерализация ранних стадий нередко занимает центральные части месторождений, окруженные зонами минерализации более поздних стадий.

Наконец, большую роль в формировании общей морфологии оруденения, которое приходится оценивать, нередко играет пострудная тектоника. Установлено, что пострудные смещения могут достигать нескольких сотен метров и расчленять штокверки на достаточно крупные блоки с оруденением, характеризующимся разной степенью эродированности, а следовательно, различными перспективами на глубину. Так, на центральном участке месторождения Коктенколь, в пострудном грабене с амплитудой перемещения до 300 м сохранилась мощная кора выветривания, и преимущественным развитием пользуется вольфрамовая минерализация, в то время как на Северном и Южном участках, значительно эродированных, полностью отсутствует кора выветривания и в соответствии с рудной зональностью вольфрам-молибденовых месторождений преобладает молибденовая минерализация. На месторождении Малый Ойногор южная часть опущена относительно северной не менее чем на 250 м. На северном участке глубина распространения оруденения не превышает 280 м, а на южном — промышленное оруденение начинается с глубины 80—100 м и без признаков затухания прослежено до глубины 500 м.

Как правило, плутоногенные штокверковые месторождения приурочены к апикальным частям материнских интрузивов. Однако месторождения Орекиткан, Агаскыр, Батыстау, Шалгиинское расположены в боковых экзоконтактах существенно эродированных рудоносных плутонов. Такое положение оруденения можно было бы объяснить залеганием крупных гранитных сателлитов под перечисленными месторождениями, но изучение тектонической структуры рудных полей показывает, что нельзя исключить также возможность перемещения и опускания оруденения относительно материнских плутонов.

Внутреннее строение рудного штокверка очень тесно связано с характером трещиноватости горных пород, поэтому изучение локальных факторов, определяющих относительную степень ее густоты, безусловно, способствует обоснованной оценке оруденения. Прежде всего это зоны повышенной трещиноватости пород, формирующиеся под влиянием напряжений, обусловивших развитие главных тектонических структур района и рудного поля.

Наряду со структурно-тектоническими факторами, предопределяющими общую тектоническую подготовку соответствующих участков земной коры, создавая благоприятные условия для внедрения магматических расплавов и поступления рудоносных растворов, на размещение оруденения в рудных полях влияет и магматизм. Помимо того, что оруденение пространственно тяготеет к апикальным частям крупных материнских плутонов, оно очень тесно ассоциирует в пространстве с небольшими интрузивами трещинного типа, штоками, субвулканическими телами и вулканическими аппаратами и обычно сопровождается комплексами даек. Последние являются наиболее поздними дифференциатами магматических комплексов, и их формирование нередко тесно связано во времени и пространстве с процессами рудообразования.

Участие магматизма в формировании структур рудных полей проявляется наиболее активно в процессе внедрения и становления магматических тел. Роль магматического фактора контроля оруденения

возрастает при снижении роли разрывных нарушений, предшествовавших магматизму. Так, для грейзеновых месторождений, тесно связанных с куполами интрузивных массивов, нередко характерна приуроченность залежей к прикровельной части интрузивных массивов. Форма рудоносных грейзеновых залежей повторяет форму поверхности кровли массивов, что объясняется исследователями их локализацией в контракционных трещинах, параллельных кровле. Грейзеновый процесс здесь происходил в условиях слабой проницаемости кровли. Примером может служить грейзеновое вольфрам-молибденовое месторождение Югодзырь (МНР).

Другой магматический фактор, активно воздействующий, по данным В. В. Ревердатто и Р. М. Слободского, на формирование структуры месторождения — динамическая активность магмы. Она проявляется при формировании интрузий центрального типа, образовании радиально-кольцевых систем трещин, эруптивных и эксплозивных минерализованных брекчий. Это явление связано со становлением вулканогенных комплексов и интрузивных массивов и объясняется воздействием магмы (давление или удары магмы снизу). Так интерпретируются И. П. Кушнаревым некоторые особенности структуры Джидинского рудного поля и кольцевая структура месторождения Эль-Тениенте в Чили [49]. Известные в литературе примеры показывают, что эруптивные брекчии и радиально-кольцевые системы трещин чаще встречаются в малоглубинных условиях в связи с субвулканическими и экструзивными телами или вулканическими аппаратами.

Породы, вмещающие месторождения молибдена, по составу весьма разнообразны. Это гранитоиды, эффузивы кислого и среднего состава, песчаники и сланцы, метаморфизованные карбонатные и различного рода метаморфические породы. Роль вмещающих пород, как благоприятной физико-химической среды для рудообразования, наиболее отчетливо проявляется при формировании скарновых и грейзеновых месторождений. Для жильных и штокверковых месторождений, тесно связанных с трещинами, влияние физико-химических свойств вмещающих пород менее существенно. Однако и в этом случае на характере распределения оруденения сказываются их физико-механические свойства. Это выражено в экранировании рудоносных растворов, приуроченности месторождений к литологически благоприятным породам, в локализации рудных тел около своеобразных «жестких упоров».

В роли экранов выступают осадочно-вулканогенные толщи, песчано-сланцевые породы, пологозалегающие дайки и разрывные тектонические нарушения. Поведение оруденения под экранирующими поверхностями различно. В одних случаях экранирующие толщи по существу служили покрышкой, которая ограничивала продвижение рудоносных растворов в верхние горизонты земной коры. Такие толщи, вероятно, создавали относительную замкнутость системы, в которой происходило рудообразование.

Так, на Умальтинском месторождении (Дальний Восток) молибденит-кварцевые жилы мезозойского возраста залегают в палеозойских гранитах под перекрывающими их нижнеюрскими базальными конгломератами. На Сорском месторождении диориты, являющиеся кровлей лейкократовых гранитов, экранировали штокверковое оруденение. Г. И. Бедров предполагал, что штокверковые руды Верхне-Кайрактинского молибден-вольфрамового месторождения формировались под лавами девонского возраста, в свое время перекрывавшими рудовмещающую песчано-сланцевую толщу силура. Можно не без основания предполагать, что эффузивы кислого состава, распространенные в рудном

поле месторождения Бугдая, в период рудообразования полностью перекрывали рудовмещающие палеозойские граниты и ограничивали продвижение рудоносных растворов вверх.

Избирательная локализация оруденения в определенных типах пород, которые по физико-механическим свойствам существенно отличаются от вмещающих толщ, широко описана в литературе; известны месторождения, где оруденение контролируется дайками, горизонтами или участками более хрупких и более пористых, например, калишпатизированных пород и т. д. Так, к дайкам приурочено оруденение на Шалгиинском месторождении в Центральном Казахстане. Здесь молибденовое оруденение связано в основном со штоком и дайками микрогранитов и гранит-порфиров, залегающими среди более древних серпентинитов и амфиболитов, оказавшихся неблагоприятными для проникновения в них рудоносных растворов.

Автором уже неоднократно подчеркивалось, что калишпатизированные породы весьма благоприятны для отложения и концентрации молибденита. Происходит это по двум причинам: постоянная повышенная пористость калишпатизированных пород способствует проникновению в них рудоносных растворов; кроме того, на калиевом полевом шпате молибденит обычно избирательно концентрируется (осаждается).

Наконец, на ряде месторождений физико-механические свойства пород обусловливают расположение оруденения вокруг штокообразных массивов или блоков пород. Еще в 1969 г. Ф. И. Вольфсон и В. А. Невский обратили внимание, что в ряде случаев развитие трещин происходит около жестких массивов, которые они назвали «жесткими упорами».

В штокверковых месторождениях трубообразной формы в качестве жестких упоров выступают штоки интрузивных пород или блоки пород, подвергшихся раннему окварцеванию — так называемые кварцевые ядра. Примерами таких месторождений могут быть в той или иной мере Ипчуль и Сорское в Хакасии, Бугдая в Забайкалье, Кальмакыр в Средней Азии.

«Жесткими упорами» нередко служат и дайки. На месторождениях, где они широко распространены, отмечается концентрация оруденения в прилегающих к ним зонах вмещающих пород с одного или обоих боков. Это можно объяснить следующим образом. Дайки внедрялись в зоны повышенной трещиноватости, в одну из открывавшихся трещин. Будучи малотрещиноватыми молодыми образованиями, они экранировали рудоносные растворы, что способствовало концентрации *оруденения в прилегающих к ним зонах вмещающих более трещиноватых* пород. Это явление отчетливо наблюдается на месторождениях Каджаран и Жирекен в связи с дайками гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров [31].

Вертикальная протяженность оруденения, его зональность и морфология в постмагматических плутоногенных месторождениях во многом обусловлены характером теплового ореола, который возникает в результате теплообмена предрудного магматического тела с окружающей средой. Из-за различий в теплофизических свойствах пород тепловое поле обычно неоднородное. Ф. А. Летников и В. А. Нарсеев отмечали, что сочетание тепловых проводников и тепловых аккумуляторов дает различные типы природных теплофизических систем — термостатов, тепловых экранов, тепловых изоляторов. Геометрия таких термостатированных структур разнообразна и в значительной мере определяется геологическими факторами. Вместе с трещиноватостью, порис-

тостью, проницаемостью они нередко влияют на морфологию и протяженность (по падению и простиранию) рудных тел.

Таким образом, размещение оруденения в рудных полях и месторождениях контролируется сочетанием структурно-тектонических, магматических и литологических факторов, которые порой выступают также в роли рудолокализующих.

При оценке оруденения необходимо учитывать также пострудную тектонику, в результате действия которой месторождения могут быть расчленены на блоки с оруденением разной степени эродированности, а следовательно, и разными перспективами на глубину.

Минералогические критерии

Минералогические критерии, без которых нельзя дать оценку выявленному оруденению, базируются на сравнительной характеристике вещественного состава руд и минеральных парагенезисов промышленных месторождений разного достоинства и мелких бедных рудопроявлений. При этом всегда следует помнить, что образование достаточно крупных месторождений происходило стадийно со следующими отличительным особенностями.

Послемагматические процессы начинались дорудными калишпатизацией и сменявшей ее альбитизацией продуктивных гранитов, а также скарнированием карбонатных пород экзоконтакта. Эти метасоматические изменения протекали при температурах от 450 до 750 °С.

Калиевые полевые шпаты месторождений разных рудных формаций отличаются по содержанию в них рубидия, а следовательно, и по отношению калия к рубидию. Для месторождений различных формаций значения этого отношения составляют: для вольфрам-молибденовой 100—150, молибденовой 150—450, медно-молибденовой 500—800. По-видимому, это отражает степень дифференциации материнской магмы и соотношение в ней корового и подкорового веществ. Роль последнего явно убывает в направлении от медно-молибденовой формации к вольфрам-молибденовой.

Параллельно с процессами калишпатизации и альбитизации в карбонатной среде развивались известковые скарны, среди которых, согласно В. А. Жарикову, можно различать следующие температурные фации: пироксен-гранат-волластонитовую (550—750—800 °С), пироксен-гранатовую (500—550 °С), гранат-эпидотовую (400—500 °С) и пироксен-эпидотовую (400—450 °С). Из выделяемых В. А. Жариковым в зависимости от μMg и μFe фаций железистости скарнов на месторождениях молибдена можно встретить диопсидовую, салитовую, геденбергитовую и андрадитовую.

На дорудные метасоматические образования, представленные калишпатизированными и альбитизированными породами и известковыми скарнами, накладывалась рудная минерализация. В основном она связана с различными кварцевыми образованиями, в которых ассоциируют те или иные рудные минералы.

К наиболее ранним относятся кварцевые жилы и прожилки с магнетитом, на контакте с которыми во вмещающих породах лишь биотит и роговая обманка частично замещены хлоритом и карбонатом. Затем отлагалось основное молибденовое оруденение — сначала молибденит, вкрапленный во вмещающие породы, и кварцевые прожилки с крупночешуйчатым молибденитом, позднее — кварцевые прожилки с мелкочешуйчатым молибденитом. Температура формирования раннего молибденита 370—450 °С, позднего — 300—370 °С. В ассоциации с молибде-

нитом встречаются кубанит, рутил, вольфрамит, молибдошеелит, а также пирит и халькопирит, образующий структуры распада в борните.

На молибденовых и вольфрам-молибденовых месторождениях молибденит по существу является единственным промышленно ценным рудным минералом данной стадии рудного процесса, а на медно-молибденовых с ним ассоциируют сульфиды меди, заключающие в себе основную часть промышленной меди этих месторождений. Околожильные изменения обычно представлены слабой мусковитизацией вмещающих пород, и лишь на некоторых месторождениях (Восточный Коунрад, Умальтинское) распространены слюдисто-кварцевые грейзены.

В жильном кварце присутствуют газовые (редкие), газово-жидкие (20—30 % газовой фазы), многофазовые и углекислотные первичные включения. Твердую фазу составляют галит и сильвин; по данным криометрии установлены растворы существенно хлоридного состава. Характерны случаи совместного нахождения углекислотных, газово-жидких, существенно газовых и многофазовых включений, имеющих одинаковую температуру полной гомогенизации, что свидетельствует о происходившем вскипании растворов.

На вольфрам-молибденовых месторождениях вслед за молибденовой минерализацией развивалась вольфрамовая при температурах 280—350 °С. Она связана с кварцевыми жилами и прожилками, сопровождающимися интенсивной грейзенизацией вмещающих пород и образованием фторсодержащих минералов. Ранняя ассоциация вольфрамита (или шеелита) с пиритом, висмутином, флюоритом, топазом, мусковитом, очень небольшими количествами молибденита, иногда касситерита и акцессорным ильменорутилом сменяется более поздней ассоциацией гюбнерита с пиритом, флюоритом, мусковитом.

Для кварца и флюорита обычны газово-жидкие (15—25 % газовой составляющей) и углекислотные первичные включения. По сравнению с предыдущими стадиями здесь, а также в последующих стадиях значительно возрастает роль углекислоты — до 70 % включений содержит CO_2.

На месторождениях всех трех формаций широко распространены кварцевые прожилки с пиритом, халькопиритом, нередко с пирротином и золотом. Вмещающие породы около них обычно интенсивно серицитизированы. В кварце наблюдаются газово-жидкие (15—20 % газовой фазы) и углекислотные первичные включения с температурой гомогенизации от 250 до 310 °С.

Позже формировались кварцевые и карбонатно-кварцевые прожилки и жилы со следующими минералами: сфалеритом, пиритом, пирротином, марказитом, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом, висмутином, самородным висмутином, буланжеритом, галеновисмутитом, минералами ряда козалит — кобеллит, теннантитом, тетраэдритом, реже самородным золотом, минералами серебра и некоторыми другими. На месторождениях молибденовой и вольфрам-молибденовой формаций среди жильных минералов этой ассоциации значительную, а иногда и преобладающую роль играют карбонаты: кальцит, родохрозит, анкерит и сидерит. Около прожилков развиты кварц-мусковитовые метасоматиты с карбонатами (до 10 %) и пиритом (до 5 %).

Первичные включения в кварце газово-жидкие (10—15 % газовой фазы) и углекислотные, температура их гомогенизации 220—290 °С. После рудообразования вмещающие породы подвергались пропилитизации и аргиллизации, а завершался гидротермальный процесс отложением карбонатов и цеолитов из низкотемпературных (50—150 °С) растворов.

Охарактеризованные стадии постмагматического процесса и последовательность их эволюции присущи всем промышленным месторождениям, хотя объемы минеральных образований рудных стадий не везде одинаковы. Как подчеркивал автор еще в 1970 г., весьма надежный признак промышленного оруденения — полнота проявления всех описанных стадий постмагматического процесса, начиная с дорудной калишпатизации вмещающих пород и кончая их послерудной аргиллизацией и формированием карбонатных и цеолитовых прожилков. Особенно важно подчеркнуть гипертрофированное развитие молибденовой минерализации по сравнению со всей остальной рудной минерализацией; процесс ее становления растянут во времени, что выражено проявлением нескольких (два-три и более) импульсов. Пространственное совмещение молибденит-кварцевой минерализации разных импульсов создает высокие концентрации молибдена в рудных телах.

По сравнению с промышленными месторождениями на небольших рудопроявлениях послемагматический процесс обычно редуцирован. Здесь, как правило, слабо на небольшой площади развиты калишпатизация и аргиллизация, и что особенно важно отметить, на подобных рудопроявлениях молибденовое оруденение формировалось одноактно. Это или вкрапленность молибденита во вмещающих породах, или сравнительно редкие жилы и прожилки кварца с молибденитом без признаков наложения на них более поздней молибденовой минерализации.

Следует также подчеркнуть, что на промышленных месторождениях, где кварцевые образования характеризуются высокими содержаниями молибденита, ассоциирующий с ним пирит, как правило, присутствует в небольших количествах. На бедных, непромышленных месторождениях в кварцевых жилах и прожилках мало молибденита, но зато в них резко возрастает содержание пирита (не наложенного, а в парагенезисе с молибденитом!). Кроме того, в них вместе с пиритом нередко присутствует магнетит. Примерами таких месторождений, бедных по содержанию молибдена в рудах, могут служить Адырлыхское, Камыштинское (Батеневско-Балышское поднятие), Ширгинское, Люндорское, Кудиканское, Джекдачинское (Восточное Забайкалье), Загиндзор, Мроцкое, Твакарское, Команлуйское (Мисхано-Зангезурская зона) и др. Наблюдающаяся последовательность выделения рудных минералов на этих месторождениях: молибденит→пирит→магнетит позволяет предположить, что при высоких концентрациях молибдена в гидротермальном растворе практически вся реакционноспособная сера расходовалась на построение молибденита — наиболее высокотемпературного сульфида, и процесс сводился к образованию лишь одного сульфида. При низкой концентрации молибдена в растворе после кристаллизации молибденита оставалось значительное количество серы, которая соединялась с железом, всегда присутствовавшим в достаточно большом количестве и в самих растворах, и во вмещающих породах. После связывания всей серы с железом, вследствие повышения pH растворов в условиях высоких температур могли выделяться окислы железа вплоть до магнетита.

Рудная зональность

Постоянными спутниками молибдена в рассматриваемых месторождениях являются медь, свинец, цинк, вольфрам, висмут, редко олово. Устойчиво повторяющаяся зональность в размещении этих элементов, ее сочетание с зональностью метасоматических изменений в породах

и анализ общей геологической обстановки позволяют судить об уровне эрозионного среза оруденения.

На медно-молибденовых месторождениях отношение молибдена к меди обычно возрастает с глубиной и уменьшается по направлению к флангам. Свинцово-цинковая минерализация, как правило, находится в периферических частях рудных полей, нередко образуя внешний кольцеобразный ореол. Примером месторождений с такой зональностью могут служить Кальмакыр, Агарак, Каджаран, Каратас и др. Аналогичную зональность можно наблюдать и на месторождениях молибденовой формации с той только разницей, что медь на этих месторождениях проявлена значительно слабее (Жирекен, Бугдая и др.). При этом основную молибденовую и медно-молибденовую минерализацию вмещают калишпатизированные, окварцованные и серицитизированные породы, расположенные во внутренних частях месторождений. Обрамляющая их куполообразная зона существенно медной минерализации совпадает с внешними зонами окварцевания и серицитизации и с бóльшей частью зоны аргиллизации. Интенсивная пиритизация совмещена с периферическими частями медного оруденения и захватывает внешнюю часть зоны аргиллизации и пропилитизированные породы.

Необходимо отметить, что разработанная Р. Силлитоу для медно-порфировых месторождений идеальная схема зональности метасоматических изменений очень часто не выдерживается. Эти изменения проявляются как результат прерывисто, стадийно развивающегося гидротермального процесса. Поэтому разные метасоматические изменения нередко бывают пространственно совмещенными — можно наблюдать как чередование зон калишпатизации, окварцевания и т. д., так и односторонне выраженную горизонтальную зональность, а также более сложное пространственное размещение метасоматически измененных пород, когда охарактеризованное распределение рудной минерализации в метасоматически измененных породах нарушается.

На верхних горизонтах и на флангах месторождений или рудных полей вольфрам-молибденовой формации сосредоточены максимальные концентрации вольфрама и висмута, в то время как максимальные концентрации молибдена находятся в их центральных частях и на более низких горизонтах, т. е. вольфрам и висмут всегда располагаются дальше от предполагаемого источника оруденения, чем молибден. На месторождениях жильного типа эта разобщенность выражена контрастно, вплоть до полного пространственного разделения (рудное поле Восточно-Коунрадского гранитного массива). На месторождениях штокверкового типа она предстанет как несовпадение максимумов концентраций молибдена, с одной стороны, вольфрама и висмута — с другой. При этом молибден пространственно обычно теснее связан с апикальными частями гранитных плутонов, а вольфрам и висмут распространены дальше в экзоконтактовую зону (месторождения Джида, Коктенколь, Джанет и др.).

Свинцово-цинковая минерализация на вольфрам-молибденовых месторождениях менее распространена, чем на медно-молибденовых и молибденовых. Обычно она связана с карбонатами и кварц-карбонатными прожилками и приурочена к нижним горизонтам месторождений.

Из приведенного материала следует, что характер рудной зональности позволяет судить по соотношению молибдена с элементами-спутниками и их взаимному пространственному расположению о глубине эродированности оруденения и, следовательно, о его перспективах на глубину. Например, крупный ореол молибденовой минерализации, установленный в плутоне лейкократовых гранитов со следами значи-

тельного эрозионного среза, явно неперспективен. А совмещенные ореолы молибдена, вольфрама и висмута, обнаруженные над апикальной частью не вскрытого эрозией гранитного плутона, дают возможность положительно оценить рудопроявление в отношении выявления на глубине промышленного оруденения.

На месторождениях жильного типа обычно промышленное значение имеют средние горизонты, нередко характеризующиеся полосчатыми и брекчиевыми текстурами, образовавшимися в результате телескопирования молибденит-кварцевой минерализации двух и более генераций. Верхним горизонтам жил присущи редкая вкрапленность молибденита в ассоциации с еще более редким вольфрамитом, а также наиболее интенсивные грейзенизация и серицитизация вмещающих пород. *Нижние части жил обычно бедны рудными минералами, в них проявляются* выделения калиевого полевого шпата, а вмещающие околожильные породы едва затронуты процессом мусковитизации (месторождения Умальтинское, Восточный Коунрад и др.).

Необходимо отметить, что в вольфрам-молибденовых месторождениях, локализованных в карбонатных породах и скарнах, дифференциация в пространственном размещении вольфрама и молибдена не проявлена *или проявлена слабо. Вместе с этим от верхних горизонтов к* нижним в шеелите постепенно нарастает содержание примеси молибдена, а в корневых частях рудных тел преобладают шеелиты, богатые повеллитовой составляющей.

Месторождениям всех трех охарактеризованных формаций свойственно повышенное содержание карбонатов в корневых частях оруденения. Работы, проведенные на юге Красноярского края, показали, что в *жильном кварце корневых частей месторождений и бедных рудопроявлений* почти полностью отсутствуют или незначительно развиты газово-жидкие включения.

Геофизические критерии

Геофизические работы при поисках месторождений молибдена направлены главным образом *на решение геологокартировочных задач*, выявление рудоконтролирующих структур и по отношению к объекту поисков носят косвенный характер. Тем не менее геофизические методы чрезвычайно эффективно применяются при поисках месторождений молибдена.

Проблема выявления месторождений вольфрам-молибденовой формации во многом сводится к обнаружению не вскрытых эрозией апикальных частей массивов лейкократовых гранитов и определению морфологии их верхней поверхности. Плотность этих гранитов обычно меньше плотности вмещающих пород на 0,05—0,12 г/см^3, что обусловливает четкие минимумы в гравитационном поле и позволяет определить по данным их количественной интерпретации морфологию верхней поверхности не вскрытых эрозией плутонов, глубину ее залегания в пределах до 2000 м ниже дневной поверхности, а также глубину нахождения нижней кромки плутона (6—10 км). При этом минимальное значение гравитационного поля отвечает месту максимального приближения гранитов к дневной поверхности.

Над ороговикованными и биотитизированными породами в экзоконтакте апикальных частей рудоносных плутонов обычно устанавливаются резко изменяющиеся по амплитуде повышенные магнитные поля, обусловленные развитием здесь магнетита. По совпадению минимумов гравитационного поля с максимумами *магнитного довольно надеж-*

но определяется эпицентр не выходящего на дневную поверхность гранитного купола, к которому может быть приурочено оруденение.

Применение геофизических методов при поисках месторождений других формаций в сочетании с другими методами позволяет также успешно решать довольно сложные поисковые задачи. Поэтому всегда необходимо учитывать следующее.

1. Гидротермально измененные породы, с которыми ассоциирует молибденовое оруденение, при геофизических съемках, проводимых в масштабе 1 : 50 000 и крупнее, картируются локальными отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями.

2. Метод вызванной поляризации позволяет фиксировать участки, обогащенные сульфидной минерализацией.

3. Калишпатизированные гранитоиды, к которым часто приурочено молибденовое оруденение, характеризуются низкой функциональной зависимостью между K и Th и хорошо выделяются при гамма-спектрометрической съемке.

4. Рудоносные скарны хорошо отражаются в гравитационных и магнитных полях.

Факторы, учитываемые при определении прогнозных ресурсов

При определении прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 необходимо учитывать целый ряд факторов: тектоническую структуру рудного поля, особенности локализации оруденения в ней, его позицию относительно материнского интрузива, морфологию последнего и степень его эродированности, размеры и морфологию уже выявленных рудных тел, рудную и геохимическую (ореольную) зональности, расположение метасоматически измененных пород, минеральные парагенезисы, литологию вмещающих пород и характер трещиноватости в них, наличие или отсутствие геологического экрана, геохимические и геофизические поля и др., т. е. следует провести детальный анализ структуры рудного поля и размещения в нем рудных компонентов. Методы этого анализа детально разработаны, и поэтому здесь нет необходимости на них останавливаться.

Общие запасы месторождений во многом зависят от размеров и морфологии рудопродуцирующих плутонов, а также от степени сохранности оруденения, т. е. глубины его эрозионного среза (рис. 37). Наиболее крупное и концентрированное оруденение локализовано в апикальных частях плутонов, характеризующихся простой куполообразной верхней поверхностью. В плане такие плутоны имеют изометричные, обычно овальные очертания с площадью по нижней кромке 100—300 км^2. Мощность их в центральных частях 8—10 км. Максимальная реально наблюдаемая вертикальная протяженность штокверковой вольфрам-молибденовой минерализаци, связанной с такими плутонами, достигает 1500 м при глубине залегания апикальной части плутона 1300 м ниже дневной поверхности. Вольфрам в таких месторождениях преобладает над молибденом.

При разном уровне эрозионного среза вольфрам-молибденовых месторождений, т. е. при разной глубине залегания рудопродуцирующих гранитов от современной дневной поверхности, вертикальная протяженность оруденения и состав руд будут варьировать. Установлены следующие закономерности (рис. 38).

1. Очень крупные месторождения, в которых запасы вольфрама преобладают над запасами молибдена, размещаются над апикальными частями материнских плутонов, залегающих на глубинах 1000—

1500 м ниже дневной поверхности. Запасы трехокиси вольфрама и молибдена могут достигать много тысяч тонн, при этом основные запасы молибдена сосредоточены на глубоких горизонтах.

2. Наиболее оптимальные зоны развития молибденового оруденения находятся непосредственно над гранитными куполами в их ближайшем экзоконтакте мощностью 300—400 м. Запасы промышленного

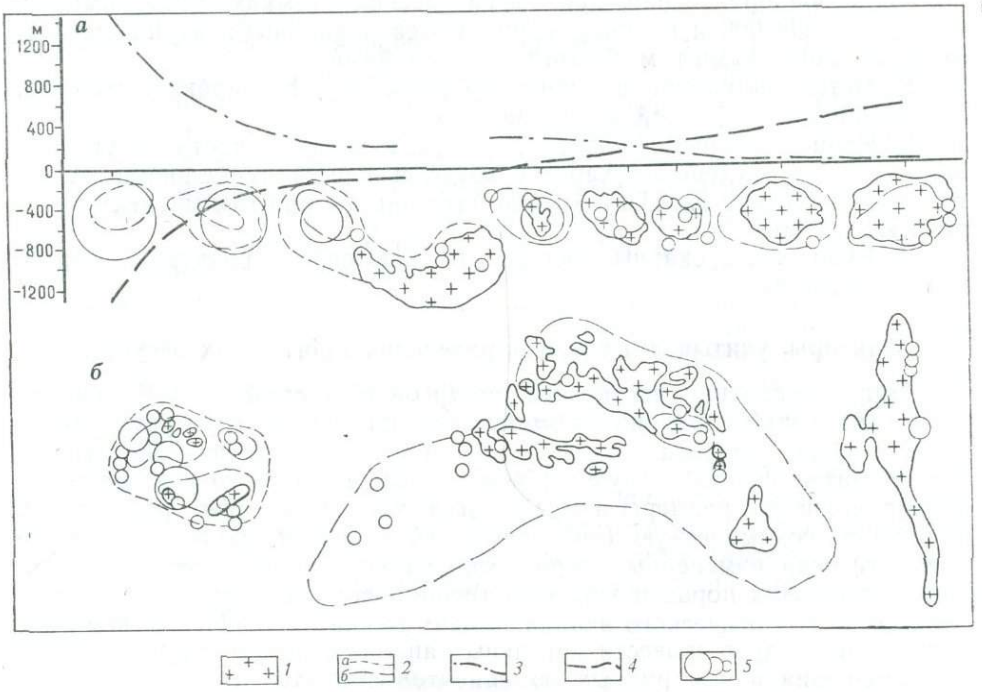


Рис. 37. Зависимость масштабов и вертикальной протяженности оруденения от морфологии, глубины залегания и эрозионного среза гранитных плутонов: *а* — однокупольных, *б* — многокупольных.

1 — обнаженные части гранитных плутонов; *2* — контуры плутонов по геофизическим данным: *а* — на глубине более 1 км, *б* — на глубине менее 1 км; кривые изменения: *3* — вертикальной протяженности оруденения, *4* — глубин залегания апикальных частей плутонов и величины их эрозионного среза; *5* — условные относительные размеры оруденения

молибдена здесь могут достигать 600 тыс. т при содержании металла в рудах 0,08—0,12 %. Вольфрам в этой зоне обычно присутствует как попутный компонент, но если в ней распространены карбонатные породы, то вертикальная дифференциация в пространственном распределении вольфрама и молибдена не проявлена или проявлена слабо, и основные запасы как вольфрама, так и молибдена сконцентрированы в породах ближайших экзоконтактов материнских плутонов.

3. При залегании апикальных частей материнских плутонов на глубине 100—150 м ниже дневной поверхности молибденовое оруденение в значительной степени, а вольфрамовое — в основном эродированы; в этом случае запасы молибдена не превышают 150 тыс. т.

4. В апикальных частях плутонов, едва вскрытых эрозией, обычно локализуются месторождения жильного типа мелких и средних размеров, в которых иногда междужильное пространство занято бедным штокверковым оруденением.

5. Гранитные плутоны, вскрытые эрозией на площади свыше 100—150 км², как правило (за редким исключением), не сопровождаются промышленным молибденовым оруденением.

При анализе материалов более чем по 100 месторождениям и рудопроявлениям установлено, что вероятность встречи промышленных (по содержанию молибдена) месторождений составляет: в плутонах,

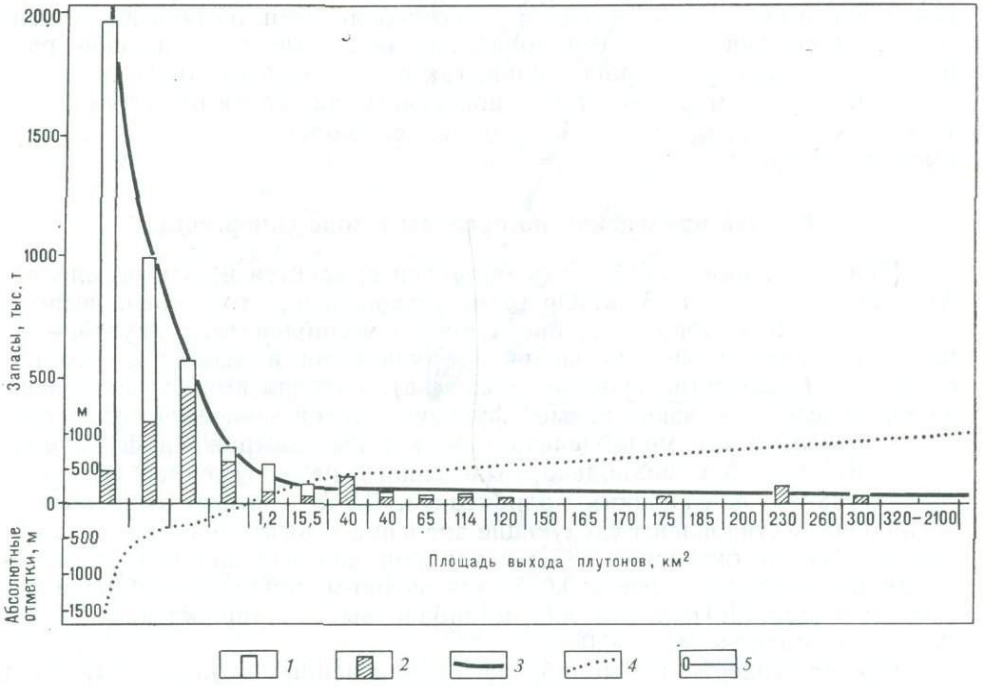


Рис. 38. Зависимость запасов вольфрама и молибдена от глубины залегания апикальных частей материнских плутонов и уровней их эрозионного среза.

Запасы: *1* — вольфрама, *2* — молибдена; *3* — кривая изменения суммарных запасов вольфрама и молибдена; *4* — положение апикальных частей материнских плутонов по отношению к уровню современного эрозионного среза; *5* — уровень современного эрозионного среза

не вскрытых эрозией и залегающих на глубинах более 150 м, — 20 %; в плутонах при площади обнажения до 10 км² — 10 %; от 10 до 20 км² — 6 %; более 20 км² — 3—4,5 %.

Оруденение небольших масштабов, малоконцентрированное, с вертикальной протяженностью от нескольких десятков до 200 м ассоциирует с плутонами небольших размеров (площадь горизонтального сечения от долей до нескольких квадратных километров) резко удлиненной формы, а также с плутонами крупных размеров (площадь горизонтального сечения превышает 1000 км²) с уплощенной верхней поверхностью, осложненной многочисленными мелкими куполами.

Мировая и отечественная практика геологоразведочных работ на месторождениях молибденовой формации показывает следующее.

1. Крупные месторождения с запасами молибдена от 300 до 800 тыс. т локализуются в экзоконтактах рудопродуцирующих плутонов, над их апикальными частями, залегающими на глубине 400—500 м, или сбоку от едва вскрытых эрозией гранитных куполов, обнаженных на площади до нескольких квадратных километров.

2. Месторождения средних размеров с запасами молибдена от 50 до 100 тыс. т связаны с неглубоко эродированными плутонами, характеризующимися развитием эндоконтактовых фаций не только в краевых, но и в центральных частях обнаженных массивов гранитоидов; площади выходов таких плутонов на поверхность не превышают 100 км².

3. Плутоны, эродированные значительно (площадь выхода на дневную поверхность 200—300 км² и более), как правило, сопровождаются небольшими рудопроявлениями и редко небольшими, обычно жильными месторождениями с запасами молибдена до 20 тыс. т; оруденение располагается как внутри гранитоидов, так и в их экзоконтактовых зонах.

4. К плутонам резко удлиненной формы также тяготеют незначительные рудопроявления, в которых запасы молибдена обычно не превышают 10 тыс. т.

Оценка оруденения по ореолам в зоне гипергенеза

При окислении молибденита молибден выносится из зон окисления. Автором совместно с В. Г. Орловым установлено, что степень выноса зависит, с одной стороны, от окисленности молибденита, с другой, — от климатических условий развития зон окисления и вещественного состава руд (количества сульфидов железа). Степень выноса молибдена из зон окисления связана прямой функциональной зависимостью со степенью окисленности молибденита и может быть выражена формулой: $x=kc$, где x — доля молибдена, вынесенного из зоны окисления; c — относительная окисленность молибденита, %; k — коэффициент выноса молибдена. Установлены следующие значения коэффициента выноса молибдена из зон окисления [33]: в аридном климате для вольфрам-молибденовых месторождений 0,015, для медно-молибденовых 0,01; в холодном гумидном климате для молибденовых месторождений 0,0047, для медно-молибденовых 0,003.

Среднее содержание молибдена в неокисленных рудах, залегающих ниже зоны окисления, определяется по формуле: $X_1=a/(1-kc)$, где X_1 — среднее содержание молибдена в неокисленных сульфидных рудах, в %; a — среднее содержание молибдена по поверхностным горным выработкам, в %; kc — доля молибдена, вынесенного из приповерхностной части зоны окисления (рис. 39). При этом степень окисления молибденовых руд должна определяться по пробам, равномерно характеризующим поверхность месторождения.

Выявлена также зависимость между коэффициентом пропорциональности (по А. П. Соловому) и мощностью рыхлых образований, согласно которой в Центральном Казахстане на вольфрам-молибденовых месторождениях при мощности элювиально-делювиальных отложений 0,5; 1,5 и 2 м содержание молибдена во вторичном ореоле соответственно в два, четыре и шесть раз ниже, чем в приповерхностном коренном оруденении.

В рыхлых образованиях на медно-молибденовых месторождениях в присутствии большого количества гидроокислов железа вынос молибдена происходит примерно в два раза медленнее по сравнению с маложелезистым чехлом рыхлых образований вольфрам-молибденового оруденения. В Восточном Забайкалье в рыхлых образованиях происходит главным образом механическое рассеяние молибдена, а доля солевой составляющей вторичного рассеяния молибдена в три раза ниже, чем в Центральном Казахстане — при мощности рыхлых отложений 1,5 и 2 м коэффициент пропорциональности соответственно равен 0,8 и 0,5.

В формировании вторичных ореолов участвует минерализация не только промышленного, но и непромышленного характера (независимо от типа оруденения — штокверкового, жильного или скарнового); при этом по объему вторая нередко в 2—3 раза превышает первую. Следовательно, для правильной оценки оруденения весьма важно выделить ту часть ореола, которая отвечает его промышленному контуру. В об-

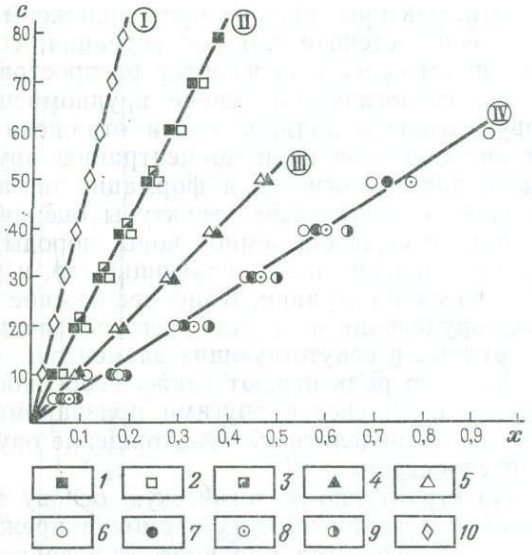


Рис. 39. Графики зависимости выноса молибдена из зон окисления (x, в долях от его первоначального содержания) от окисленности руд (c, в %).

Графики месторождений, расположенных: I—II — в холодном гумидном климате (I — медно-молибденовые, II — молибденовые); III — IV — в жарком аридном климате (III — медно-молибденовые, IV — вольфрам-молибденовые).
Месторождения: *1* — Жирекен, *2* — Бугдая, *3* — Ширгинское, *4—5* — Каратас (*4* — скарны, *5* — вкрапленно-прожилковые и брекчиевые руды в алюмосиликатных породах), *6* — Джанет, *7* — Коктенколь, *8* — Батыстау, *9* — Восточный Коунрад, *10* — Сорское

щем случае этот контур будет очерчен изолинией, значение которой во вторичном ореоле может быть определено по формуле [33]: $C_{вт} = C_{кор}K$, где $C_{вт}$ и $C_{кор}$ — значения искомой изолинии соответственно во вторичном ореоле и в остаточном оруденении в верхах коренных пород, K — коэффициент пропорциональности для конкретной мощности плаща рыхлых отложений.

Таким образом, определение величины выноса молибдена из зон окисления и зависимости между мощностью рыхлых образований и значением коэффициента пропорциональности, а также выделение той части вторичных и остаточных ореолов, которая отвечает промышленному контуру оруденения, являются необходимыми условиями его оценки при подсчете прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2. Такую оценку можно осуществить на основе детальных поисков, проведенных в масштабе 1 : 10 000 [33].

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Основанием для прогнозирования месторождений и определения прогнозных ресурсов служат геологические карты, результаты поисковых работ и металлогенический анализ, базирующийся на формационном анализе геологических и рудных образований. При этом необходимо знать все главные факторы, обусловливающие образование месторождений: пространственную и временну́ю связь оруденения с геологическими формациями и фациальной обстановкой, положение геологических и ассоциирующих с ними рудных формаций в основных структурных элементах земной коры и их место в истории ее разви-

тия, приуроченность оруденения к региональным и локальным рудоконтролирующим и рудолокализующим тектоническим структурам. Детальное изучение геологического строения, структурно-морфологических особенностей, рудной зональности месторождений, геохимических и геофизических полей, их взаимосвязи и взаимообусловленности позволяет ответственно прогнозировать и оценивать месторождения полезных ископаемых.

Эти факторы должны быть положены в основу оценки масштабов оруденения, степени его концентрации, сохранности при современном эрозионном срезе и перспектив распространения на глубину.

На геологической основе крупномасштабных прогнозных карт в первую очередь должны найти отражение главные факторы, определяющие образование и концентрацию оруденения. Это прежде всего: рудоносная геологическая формация и ареалы ее распространения, основные тектонические структуры оцениваемой территории, элементы глубинного строения земной коры, породы, благоприятные для локализации оруденения и экранирующие его, и ряд других в зависимости от геологической ситуации. Наиболее важное значение имеют прямые признаки оруденения и прежде всего первичные и вторичные ореолы главных рудных и сопутствующих элементов.

Важную роль играют также особенности геофизических полей, которые в комплексе с другими признаками и оценочными критериями помогают определить местонахождение оруденения, площадь и глубину его распространения.

На структурно-геологическую основу наносятся данные литогеохимических и геофизических съемок и прежде всего результаты с успехом применяющихся при прогнозировании молибденового оруденения, грави-, магнитометрии, гамма-спектрометрии, электропрофилирования и метода вызванной поляризации.

Поскольку нагрузка большая, составляются серии карт; к ним прилагается объяснительная записка, в которой анализируются все выявленные геологические предпосылки, прямые и косвенные признаки оруденения, его характер, условия нахождения и сохранность.

При количественной прогнозной оценке оруденения нередко используется балльная система, когда каждому рудоконтролирующему и рудолокализующему признаку дается условное цифровое значение. Однако набор рудоконтролирующих факторов и их значимость могут быть различными для разных месторождений и даже для отдельных участков одного и того же месторождения. Поэтому из всей совокупности рудоконтролирующих и рудолокализующих факторов необходимо выделить самые главные, те, которые определяют в каждом конкретном случае количественную и качественную стороны оруденения. Формальный же способ балльных оценок нивелирует индивидуальные особенности оцениваемых объектов. По мере детализации прогноза возрастает роль прямых данных об оруденении, достоверность прогноза увеличивается.

Приведем пример основного содержания макета прогнозных карт с количественной оценкой прогнозных ресурсов.

Геологической съемкой, проведенной в масштабе 1 : 50 000, выявлен небольшой (около 0,3 км^2) выход лейкократовых гранитов среди эффузивно-осадочных пород, в которых обнаружены кварцевые прожилки с вольфрамитом, свидетельствующие о штокверковом характере оруденения.

Интерпретация результатов площадных гравиметрических работ показала, что обнаруженный на поверхности выход гранитов представ-

ляет собой верхушку скрытого в недрах крупного плутона с куполообразной верхней поверхностью. Магнитной съемкой установлено повышенное магнитное поле над выходом гранитов и к югу от него. Магнитная аномалия совпадает с участком распространения темных биотитизированных пород с повышенным содержанием магнетита. При литогеохимической съемке в масштабе 1 : 50 000 обнаружено два вторичных ореола молибдена, максимумы которых отстоят один от другого на расстояние 3 км. Помимо молибдена, в геохимических ореолах отмечены вольфрам, висмут, медь. При этом наиболее ярко проявлен вольфрам. Ореолы молибдена, оконтуренные по изолинии 0,0005 %, имеют значительную площадь, а наиболее высокие содержания молибдена оконтуриваются изолинией 0,005 %. Вторичные геохимические ореолы совпадают с областью повышенных значений магнитного поля и пониженных значений гравитационного поля и находятся главным образом в экзоконтактовой зоне апикальной части едва вскрытого эрозией плутона лейкократовых гранитов. Поэтому участок выявленных вторичных геохимических аномалий заслуживает проведения детальных поисков.

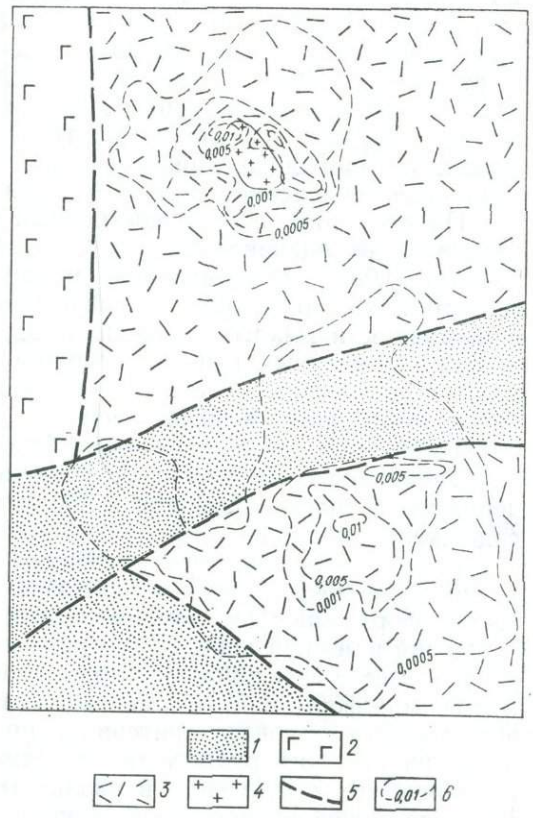


Рис. 40. Макет схематической геологической карты молибденового проявления с вторичными геохимическими ореолами.

1 — песчаники; *2* — андезитовые порфириты; *3* — туфы липаритовых порфиров; *4* — граниты; *5* — разрывные нарушения; *6* — изолинии содержаний молибдена (в %)

Детальными поисками, проведенными в масштабе 1 : 10 000, подтвержден устойчивый характер вторичных ореолов, уточнены их границы и внутреннее строение (рис. 40). По данным гравиметрической съемки построен рельеф гранитов, находящихся непосредственно под вторичными ореолами. Они залегают в виде хребта, ориентированного в северо-северо-западном направлении и осложненного тремя куполами, из которых северный вскрыт эрозионным срезом, а глубина залегания двух других 250—300 м.

Для южного геохимического ореола, выявленного в рыхлых элювиальных образованиях мощностью 1,5 м, изолиния 0,001 % молибдена может рассматриваться в условиях теплого аридного климата в качестве изолинии, ограничивающей площадь распространения промышленного штокверкового оруденения. Среднее содержание молибдена в рыхлых отложениях внутри этой изолинии составляет 0,005 %, а запасы в слое покрова мощностью 1 м — 120 т.

В рыхлых элювиальных отложениях при их средней мощности 1,5 м содержится молибдена в четыре раза меньше, чем в непосредст-

венно залегающих под ними коренных породах. Поэтому в слое коренных пород мощностью 1 м запасы молибдена могут быть оценены в 480 т, а его среднее содержание в 0,02 %. По данным опробования немногочисленных канав и шурфов среднее содержание молибдена в верхней части зоны окисления составило 0,023 %, а степень окисленности молибденита — 50 %. При такой окисленности в верхней части зоны окисления, т. е. на уровне эрозионного среза коренных пород остается примерно 1/3 первоначального молибдена. Поэтому для расчета прогнозных ресурсов сульфидных руд необходимо ввести поправку на содержание и запасы молибдена в слое коренных пород мощностью 1 м: это будут соответственно 0,06 % и 1440 т. До глубины 300 м (первая очередь карьера) запасы составят 432 тыс. т молибдена. Геологические позиции оруденения позволяют принять такую глубину распространения оруденения с большой надежностью.

По северному ореолу прогнозные ресурсы молибдена на данной стадии работ оцениваются в 180 тыс. т при среднем содержании молибдена 0,05 %. В промежутке между северным и южным ореолами геохимические аномалии не зафиксированы, по-видимому, из-за большой мощности рыхлых отложений. Однако поскольку здесь на глубине залегает гранитный купол, то можно предполагать, что с ним также связано оруденение, показатели которого примерно средние по сравнению с теми, какие были рассчитаны для южного и северного участков, т. е. со средним содержанием молибдена 0,055 % и запасами 300 тыс. т.

Таким образом, общие прогнозные ресурсы открытого месторождения могут быть определены в 900 тыс. т по категории P_2 при среднем содержании молибдена в руде 0,05—0,06 %.

В заключение следует подчеркнуть, что плутоногенные месторождения молибдена являются естественными составляющими магматических формаций. Поэтому закономерности размещения этих месторождений в земной коре, ее тектонических структурах следует рассматривать вместе с закономерностями размещения в ней рудоносных магматических формаций. При поисковых и поисково-оценочных работах необходимо использовать критерий и признаки, отражающие закономерности размещения рудных тел относительно материнских плутонов, в тектонических структурах, в различных литологических разностях пород и др., позволяющие устанавливать уровень эрозионного среза рудных тел, масштабы развития и степень концентрации полезных компонентов.

Предложенная формационная систематика месторождений молибдена учитывает в первую очередь комплекс признаков, отражающих первопричины образования оруденения и условия его локализации. Выделенные формационные группы и входящие в них морфогенетические типы месторождений отражают все многообразие геологических условий формирования молибденовых месторождений, а разработанные поисково-оценочные критерии являются геологической основой для определения прогнозных ресурсов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛОВА

Потребление олова во всех странах мира неизменно растет. Области использования его заметно расширяются. В преобладающей части основных оловоносных провинций мира отмечаются тенденция снижения обеспеченности качественным сырьем оловодобывающих предприятий и большой рост объемов его переработки. Во многих странах мира в сферу геологической разведки и промышленного использования вовле-

каются бедные и убогие руды штокверковых месторождений с крупными запасами. Интересные открытия сделаны по оловянно-порфировым рудам и оловоносным скарнам. Определенные успехи наблюдаются в эффективном использовании олово-сульфидных руд сложного состава.

В СССР имеются перспективы дальнейшего расширения сырьевой базы оловянной промышленности в пределах основных оловоносных провинций. Долг геологической службы — реализовать эти возможности и как можно быстрее и с высокой эффективностью выявить, оценить и разведать новые сырьевые базы для добычи олова. В этом, по мнению автора, заключена важнейшая задача на ближайший период производственных и научно - исследовательских организаций страны, ведущих работы по олову.

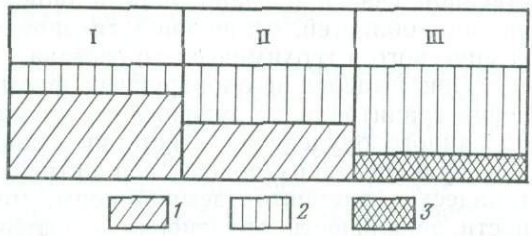


Рис. 41. Соотношение объемов проявления оловорудных формаций герцинского (I), мезозойского (II) и альпийского (III) тектоно-магматических циклов.

Оловорудные формации: *1* — касситерит-кварцевая, *2* — касситерит-силикатная, *3* — касситерит-сульфидная

Современные учтенные и прогнозные ресурсы олова мира распределены по тектоно-магматическим циклам следующим образом (в %): в докембрийском — 0,7; каледонском 9,1; герцинском 11; киммерийском 62,5; альпийском 16,7. Размещение этих скоплений олова по основным геоструктурным элементам земной коры таково: около 75 % в разновозрастных геосинклинально-складчатых областях, около 10 % — на срединных массивах среди складчатых областей указанных типов, до 10 % — в мезо-кайнозойских вулканических поясах и 5 % на щитах.

Следовательно, геосинклинально-складчатые области сиалического типа вмещают основные промышленные скопления олова в земной коре. Эти скопления представлены преимущественно следующими формационными и промышленными типами: в докембрии и раннем палеозое оловоносными пегматитами и имеющими меньшее значение грейзеновым, кварцевым и скарновым касситерит-кварцевой формации; в палеозое и мезозое кварцевым, грейзеновым и скарновым касситерит-кварцевой формации, которым резко уступают минеральные комплексы оловоносных редкометалльных пегматитов; в позднем палеозое и мезозое — раннем кайнозое турмалиновым, хлоритовым, многосульфидным, реже скарновым касситерит-силикатной формации; в палеогене и неогене касситерит-сульфидной и риолитовой формациями (рис. 41).

Таким образом, в истории развития земной коры от наиболее древних докембрийских эпох оруденения к молодым — кайнозойским происходило закономерное изменение интенсивности проявления оловянного оруденения, смена оловоносных минеральных комплексов и формационных типов. Основными причинами подобных явлений можно считать изменение физических свойств земной коры, характера и интенсивности проявления тектоно-магматических процессов, а также неодинаковую глубину зарождения оловоносных магматических очагов и последующего становления интрузивов в процессе формирования геологических структур.

Этим обусловлены, по-видимому, значительные различия в петро- и геохимическом составе разновозрастных кислых дифференциатов рудоносных плутонических и вулкано-плутонических комплексов и связанного с ними оловянного оруденения различных формационных типов.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В развитие научных положений С. С. Смирнова, С. Ф. Луговым и Б. В. Макеевым [22] под оловорудной формацией понимаются месторождения и рудопроявления олова, характеризующиеся общностью минерального состава, околорудных изменений, генетической и пространственной связей с гранитоидами определенных этапов эволюции подвижных областей, отличающихся определенными особенностями петрохимического и геохимического состава.

При выделении оловорудных формаций учитывают: время проявления гранитоидного рудоносного магматизма и ассоциирующего с ним оловянного оруденения в истории становления подвижных складчатых зон, вулканических поясов, зон активизации и других крупных геотектонических элементов земной коры; минеральный состав руд, особенности зональности оруденения, специфические для каждой формации, положение оруденения относительно ореолов контактового метаморфизма; влияние состава вмещающих пород на состав руд и морфологию рудных залежей; типоморфные элементы примеси в касситеритах; роль фтора, бора, хлора, серы при образовании руд олова. Определение принадлежности оруденения к той или иной формации и промышленному типу производится с целью качественно-количественного прогнозирования перспектив промышленной оловоносности в различного типа геологических структурах, известных в том или ином регионе.

По совокупности геологических, металлогенических и геохимических факторов выделяются следующие оловорудные формации, с которыми связаны промышленные скопления олова различного масштаба и минерального состава руд: оловоносных редкометалльных пегматитов, касситерит-кварцевая, касситерит-силикатная и касситерит-сульфидная, включающие ряд минеральных ассоциаций, морфологических и промышленных типов месторождений, значение которых далеко не равнозначно.

ФОРМАЦИЯ ОЛОВОНОСНЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В общем комплексе оловорудных формаций месторождения оловоносных редкометалльных пегматитов — наиболее ранние и высокотемпературные образования в истории развития коры и крупных геологических структур. Олово в виде попутного компонента встречается в редкометалльных пегматитах обычно в ограниченных количествах и, как правило, не имеет самостоятельного практического значения. Поэтому здесь приводятся лишь самые общие сведения о них. Касситерит в виде примеси характерен для большинства пегматитов. Однако только в некоторых из них олово образует скопления, представляющие некоторый интерес при разработке их на основное сырье — редкие металлы.

Районами преимущественного распространения оловоносных редкометалльных пегматитов являются Африканский, Бразильский щиты. Значительно слабее они развиты на Австралийском, Канадском и Балтийском щитах, а также в краевых и внутренних поднятиях фундамента платформ (Восточные Саяны, Енисейский кряж и др.) и оловоносных поясах герцинид (Тянь-Шань и др.), реже мезозоид (Северо-Восток СССР, Забайкалье и др.). Редкие проявления пегматитов известны в кайнозойских складчатых областях.

Возраст оловоносных редкометалльных пегматитов варьирует от 2650 млн. лет (Зимбабве) до 18 млн. лет (Япония). Примечательно,

что 90 % оловосодержащих пегматитов размещено в структурах докембрия (58 %) и раннего палеозоя (32 %) и только 10 % — в структурах мезозоя (7 %) и кайнозоя (3 %). Таким образом, формирование оруденения формации оловоносных редкометалльных пегматитов наиболее типично для докембрийских, байкальских, в меньшей мере каледонских структур.

КАССИТЕРИТ-КВАРЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ

Промышленное значение оруденения данной формации огромно. Проявления олова этой формации служат коренными источниками преобладающей части россыпей олова, из которых в мире добывается до 70 % олова в концентрате. В балансе запасов олова СССР руды рассматриваемой формации занимают значительный объем. Вместе с касситеритом в преобладающей части месторождений практическое значение имеет также и вольфрамит. Оба минерала содержат несколько повышенную примесь тантала и ниобия. Масштабы месторождений варьируют от мелких до крупных; последние, как правило, характерны для штокверковых руд.

Геолого-структурная позиция и магматизм

Основная масса проявлений олова касситерит-кварцевой формации размещена в геосинклинально-складчатых системах мезозоид (Северо-Восток СССР и Юго-Восточная Азия, Восточное Забайкалье), герцинид (Средняя Азия, Казахстан и др.), реже каледонид, байкалид и альпид. Оруденение часто локализуется на срединных массивах, подвергшихся активизации под влиянием сопредельных подвижных областей (Буреинский, Ханкайский, Кокчетавский, Чешский массивы и др.), образуя в их пределах ряд оловорудных районов. На щитах оруденение данной формации не имеет практического значения, оно также не свойственно молодым вулканическим зонам.

Оловоносные площади с преимущественным развитием оруденения касситерит-кварцевой формации в геосинклинально-складчатых областях обычно расположены в зонах ранней консолидации, интрагеосинклинальных поднятиях, характеризующихся устойчивым воздыманием. Такие площади часто тяготеют к нарушениям с общескладчатым простиранием и концентрируются вдоль вытянутых зон с относительно неглубоким прогибанием геосинклиналей и часто сопровождаются крупными выходами гранитоидных интрузий батолитоподобного типа. Вмещающими породами гранитоидов и оловянного оруденения служат разновозрастные образования различного литологического состава.

Для рудоносных гранитов типичны повышенное содержание кремнезема и щелочей при преобладании калия над натрием, тесная ассоциация ортита со сфеном, значительное количество циркона, апатита, флюорита и в виде примеси — касситерита. Их отличительные геохимические особенности — повышенные против кларка содержания олова, иттрия, скандия, близкие к кларку — свинца, циркония, ниже кларка — тория, цинка. В наиболее поздних дифференциатах гранитоидов заметно возрастает количество примесей олова, ниобия, мышьяка, рубидия. Количество бора в гранитах обычно низкое.

Возраст рудоносных гранитов и связанного с ним оловянного оруденения данной формации значительно варьирует. При этом интенсивность проявления минерализации олова была минимальной в связи с тектоно-магматическими циклами протерозоя и кайнозоя и максималь-

ной — в раннем — среднем мезозое (Юго-Восточная Азия и Северо-Восток СССР) и среднем — позднем палеозое (Средняя Азия, Центральная и Западная Европа).

Особенности состава руд

В минеральном составе проявлений олова резко преобладает кварц, местами в значительных количествах присутствует также мусковит, часто ассоциирующий с топазом, реже с флюоритом, полевыми шпатами, арсенопиритом, вольфрамитом и касситеритом. При этом касситерит во множестве случаев является единственным оловоносным минералом. Содержание олова и вольфрама в рудах варьирует от долей до нескольких процентов, в среднем составляет 0,8—1,5 % (по сумме металлов). Для таких руд типично отсутствие в их составе турмалина и хлорита. Местами турмалин наблюдается во вмещающих породах и зальбандовых частях жил, где он обычно образовывался в дорудный этап.

Определенное осложнение состава оловянных руд данной формации присуще только оруденению скарнового типа. Это связано с тем, что скарны, возникшие в дорудный этап, имеют сложный минеральный состав, обусловленный непостоянством первичного состава карбонатных пород и минеральными новообразованиями в процессе скарнирования.

Промышленное оловянное оруденение повсеместно наложено на ранее сформировавшиеся скарны, которые являются только вмещающими породами, и связано с процессами грейзенизации. Пространственно и генетически оловоносные скарны на локальной площади рудных полей и месторождений олова при наличии соответствующей геологической обстановки — карбонатных пород — тесно ассоциируют с другими минеральными типами оловянного оруденения, характерными для каждой оловорудной формации.

Оловянное оруденение районов развития касситерит-кварцевой формации обычно широко представлено двумя минеральными комплексами — кварцевым и грейзеновым. При наличии карбонатных пород на территории оловоносных площадей с оруденением касситерит-кварцевой формации оловоносные скарны пользуются столь же широким распространением, как кварцевый и грейзеновый минеральные комплексы. Более того, в таких оловорудных районах наиболее крупные промышленные скопления олова часто сосредоточены в скарновом типе оруденения, а кварцевый и собственно грейзеновый типы часто не несут промышленно интересных скоплений олова; примеры сказанного многочисленны, среди них прежде всего следует отметить районы западной части Рудных гор и юго-западной части КНР.

Помимо отмеченных трех основных минеральных комплексов оловянного оруденения касситерит-кварцевой формации, отдельные исследователи дополнительно выделяют касситерит-полевошпатовый и касситерит-топазовый комплексы или объединяют их в один — касситерит-полевошпат-топазовый, весьма ограниченно развитый и включающий совсем незначительные скопления олова.

На месторождениях данной формации наиболее распространенными минеральными ассоциациями являются следующие: альбитовая, широко представленная в купольных частях рудоносных гранитных массивов; касситерит-альбит-кварцевая с некоторым количеством топаза, вольфрамита и редких металлов, размещающаяся в гранитах и вмещающих породах экзоконтакта в непосредственной близости от гранитного купола. При формировании оловянного оруденения скарнового ти-

па по карбонатным породам отмечается обилие минеральных ассоциаций, среди которых чаще других встречаются слюдисто-флюоритовая, слюдисто-кварц-полевошпат-флюоритовая и др.

Типы рудных районов

По геолого-структурной позиции, характеру проявления магматизма и оруденения среди площадей проявления оловянного оруденения касситерит-кварцевой формации выделяются два типа оловорудных районов [28]: 1) на срединных массивах; 2) в геосинклинально-складчатых областях и зонах активизации или платформ (КНР). Как уже отмечалось, основные промышленные скопления олова размещены в оловорудных районах геосинклинально-складчатых областей мезозоид и герцинид.

В районах развития оруденения данной формации на срединных массивах повышенные скопления олова сосредоточены в активизированных частях таких массивов, расположенных в пределах геосинклинально-складчатых областей герцинид (Кокчетавский, Буреинский, Чешский) значительно реже мезозоид (Колымский). Отличительные особенности оловянного оруденения на срединных массивах таковы: тесная пространственная ассоциация оруденения с гранитами кислого и ультракислого состава и локализация его часто в купольных и надкупольных частях выступов скрытых крупных гранитных плутонов; постоянное присутствие в рудах переменного количества вольфрамита, содержащего повышенное количество рассеянного тантала; ассоциация вольфрама местами со слабой минерализацией молибдена при соответствующем снижении интенсивности оловянного оруденения.

В районах развития оловянного оруденения данной формации в геосинклинально-складчатых областях наиболее крупные скопления олова сосредоточены в мезозоидах. Однако такого типа оруденение слабо представлено в альпидах и байкалидах. К перспективному и важному морфологическому типу оловянного оруденения принадлежат штокверки, характеризующиеся часто значительными массами руды с рядовыми содержаниями и пригодные для открытой разработки. Оруденение размещено как в гранитах, так и во вмещающих их породах. Руды месторождений в основном комплексные — олово-вольфрамовые с переменным количеством основных компонентов. В виде постоянной примеси в рудах встречаются висмут, тантало-ниобаты, реже золото. Местами отмечается несколько повышенное количество рассеянного арсенопирита. Сульфиды полиметаллов присутствуют обычно в ограниченном количестве. Наиболее распространенными минеральными типами оруденения являются кварцевый, представленный жилами и прожилками выполнения трещинных систем, и грейзеновый; менее развиты оловоносные скарны. В скарновом типе оруденения с оловянной минерализацией нередко ассоциируют полиметаллическая и медная.

КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНАЯ ФОРМАЦИЯ

Наиболее крупные промышленные скопления коренного олова в мире сосредоточены в месторождениях данной формации; они отличаются высоким качеством руд и интенсивно разрабатывались в прошлом и разрабатываются в настоящее время (Великобритания, Боливия, Австралия и др.). Руды месторождений являются преимущественно комплексными, вместе с оловом в них встречаются, часто в повышенных количествах, медь, цинк, свинец, кадмий, реже вольфрам, серебро, а так-

же рассеянные элементы (индий, галлий и др.). Использование гаммы попутных компонентов в рудах месторождений формации повышает практическую их значимость.

Геолого-структурная позиция и магматизм

Месторождения олова касситерит-силикатной формации главным образом локализованы в структурах, сформированных на коре континентального типа — в сиалических геосинклинально-складчатых областях (поздние герциниды, мезозоиды, альпиды). Такое оруденение также развито в молодых мезо-кайнозойских вулканических поясах, в зонах сочленения разновозрастных структур мезозоя и кайнозоя. Однако оно практически отсутствует на срединных массивах, платформах и щитах — это одна из отличительных черт пространственного размещения оловянного оруденения данной формации.

Оловянное оруденение касситерит-силикатной формации пространственно и генетически связано с многофазными интрузиями гранитоидов повышенной основности, в которых процессы дифференциации заканчивались образованием наиболее кислых дериватов — лейкократовых гранитов и гранит-порфиров. Характерная особенность рудоносных магматических комплексов, ассоциирующих с оруденением касситерит-силикатной формации, — наличие местами повышенных скоплений акцессорного турмалина в наиболее поздних кислых дифференциатах (турмалинсодержащие граниты). Такого типа турмалины слабо представлены также и в оловоносных метасоматических залежах. Материнские рудоносные интрузивы, большей частью небольшие по размерам, обычно не обнажены и расположены на небольшой глубине в пределах рудных полей с касситерит-силикатной минерализацией.

В СССР (Северо-Восток СССР, Дальний Восток, Средняя Азия и другие оловоносные территории) преобладающая часть оловоносных площадей с оруденением данной формации размещается в надкупольных зонах скрытых рудоносных гранитоидов. Наличие в пределах рудных полей гранитных интрузивов на некоторой глубине подтверждается данными геофизических и геохимических исследований, а также бурения. На современной поверхности рудных полей с оруденением касситерит-силикатной формации часто широко развиты дайковые образования основного, среднего, реже кислого состава. В зависимости от величины эрозионного среза для таких оловорудных полей типично проявление тех или иных метасоматических процессов: турмалинизации, биотитизации, пропилитизации, хлоритизации и сульфидизации.

Возраст рудоносных гранитоидов варьирует от позднего палеозоя (Средиземноморский пояс) до неогена включительно (Тихоокеанский пояс). Оловянное оруденение данной формации более древнего возраста, чем поздний палеозой, достоверно пока не установлено. Максимум оловянного оруденения формации приходится на поздний палеозой, поздний мел — кайнозой.

Оловоносные площади с оруденением касситерит-силикатной формации в геосинклинально-складчатых областях приурочены к системе крупных разрывных нарушений, а также наложенным прогибам, секущим геосинклинально-складчатые зоны. В этом важная структурная особенность пространственного размещения оловянного оруденения данной формации. Такого типа секущие структуры установлены практически во всех оловоносных районах СССР и мира, где известно оруденение рассматриваемой формации.

Пространственно наиболее крупные оловоносные площади с оруденением касситерит-силикатной формации размещены в пределах Тихоокеанского рудного пояса — на территории Приморской, Приамурской, Колымо-Верхоянской, Чукотской, Центрально-Корякской оловоносных провинций. Значительно реже такое оруденение встречается в Восточном Забайкалье. Интересные проявления оруденения этого формационного типа в последние годы установлены в Южно-Тяньшаньской оловоносной провинции. Аналогичного типа оруденение возможно ожидать в поздних мезозоидах Памира. В Средиземноморском поясе оруденение касситерит-силикатной формации позднепалеозойского возраста исключительно широко распространено в Корнуоллской провинции.

Примечательно, что на таких площадях, как правило, не формируются значительные скопления олова в россыпях. Большей же частью в долинах водотоков, дренирующих подобные рудные поля, даже значительной площади, наблюдаются локальные, мелкие россыпи касситерита.

Для рудоносных гранитов типичны резкое преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом, слабое развитие биотита, представленного высокожелезистой разностью, и высокое содержание кварца. Содержание рассеянного олова в них в 3—4 раза выше кларкового; характерно также повышенное количество рассеянного олова; устанавливается наличие фтора, свинца, галлия и др.; к акцессорным минералам обычно относятся турмалин, циркон, ортит, ксенотим, магнетит, флюорит и касситерит; отмечаются весьма низкие содержания апатита; практически отсутствуют сфен и вольфрамит. Рудоносные граниты формировались в условиях нормальной и повышенной щелочности и имеют более кислый состав, чем граниты, ассоциирующие с оруденением касситерит-кварцевой формации.

Особенности состава руд

В минеральном составе проявлений олова резко преобладают силикаты железа — турмалин и хлорит, ассоциирующие с кварцем, сульфидами железа, цинка, меди, свинца, реже мышьяка. Количественное распределение минералов в рудах формации по геохимическим группам примерно следующее: литофильные до 75 %, халькофильные до 25 %; соответственно распределены по тем же геохимическим группам и минералы олова — 95 и 5 %; местами отмечается станнин. Касситерит часто встречается в повышенных количествах и характеризуется повышенной примесью индия (до 0,005 %), что отличает его от касситеритов из месторождений касситерит-кварцевой формации, и тем более, из оловоносных редкометалльных пегматитов, где индий в касситеритах практически отсутствует.

В районах развития оловянного оруденения рассматриваемой формации широко проявлена полиметаллическая минерализация, образующая местами значительные скопления руд цинка, свинца, реже меди, которые часто в повышенных количествах также наблюдаются в месторождениях олова данной формации. Примечательно, что станнин в таких оловорудных месторождениях пользуется ограниченным распространением. Сульфидное олово в подобных месторождениях, как правило, составляет более 10 % от общей суммы олова в руде. Оловорудным районам и месторождениям описываемой формации присуща также тесная ассоциация минерализации халькофильного и литофильного

профилей (Приморская, Приамурская, Колымо-Верхоянская, Чукотская, Южно-Тяньшаньская, Корнуоллская оловоносные провинции).

Оловянное оруденение касситерит-силикатной формации представлено рядом минеральных комплексов, характеризующих в большинстве случаев изменение температурных условий рудоотложения в рудной колонке относительно скрытого или обнажающегося материнского гранитоидного источника как в вертикальном разрезе рудных залежей, так и в горизонтальном плане. Среди многообразия минеральных комплексов данной формации отчетливо преобладают турмалиновый и хлоритовый (турмалин-хлоритовый), реже многосульфидный; эти комплексы, составляющие основную массу руд, нередко встречаются в пределах одного месторождения, образуя единую зональность. Ограниченным развитием в пределах данной рудной формации пользуются грейзеновый, сидерофиллитовый, альбитовый и скарновый минеральные комплексы, которые обычно возникают в определенных условиях: например, скарновый — на площадях, сложенных карбонатными породами; грейзеновый, реже альбитовый — в гранитоидах, часто в ассоциации с другими минеральными комплексами.

Типы рудных районов

По геологическому строению и характеру связи магматизма с оруденением касситерит-силикатной формации Б. В. Макеев выделяет два типа оловорудных районов [28]:

1) в пределах поперечных структур, расположенных вблизи вулканических поясов, с интенсивным развитием магматических процессов;

2) в зонах активизации поперечных глубинных разломов, причленяющихся к вулканическим поясам; становление этих глубинных структур обычно сопровождается формированием приразломных прогибов, заполняющихся континентальными осадками. Этим, по-видимому, обусловлена и более разнообразная металлогения этого типа рудных районов, в которых наряду с месторождениями касситерит-силикатной формации встречаются месторождения олова касситерит-сульфидной формации, связанные с разнотипным магматизмом.

КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Проявления олова данной формации местами образуют значительные скопления металла в комплексных рудах. Большей же частью это мелкие и средние по масштабам оловянного оруденения месторождения. Им свойственны повышенные содержания цинка, свинца и меди. При комплексном использовании руд практическая значимость месторождений возрастает.

Отдельные исследователи к касситерит-сульфидной формации необоснованно относят месторождения олова с повышенным количеством сульфидов — многосульфидный тип касситерит-силикатной формации. Установлено, однако, что проявления олова касситерит-сульфидной формации и многосульфидный тип оруденения по структурной позиции, характеру рудоносного магматизма, минеральному составу руд, геохимии олова и по практической значимости являются геологическими разнородными образованиями.

Геолого-структурная позиция и магматизм

Месторождения олова данной формации ассоциируют с гранитоидами повышенной основности, дайками кислого, среднего и основного

состава, субвулканическими телами. Пространственно они часто тяготеют к молодым вулканическим поясам Тихоокеанского побережья. На площадях развития оруденения касситерит-сульфидной формации магматические образования часто представлены комагматичными вулканоплутоническими и вулканическими комплексами, которые формировались в послеорогенный этап эволюции геосинклинально-складчатых систем. Магматические образования обычно выполняют трещинные системы региональных долгоживущих разломов, простирание которых местами совпадает с направлением складчатых структур основания.

Оловоносными площадями — районами с оруденением касситерит-сульфидной формации — являются Восточно-Сихотэалинский и Охотско-Чукотский вулканические пояса и Олюторская структурная фациальная зона на северо-северо-востоке Камчатки. Крупные скопления олова данной формации известны в южной части Боливии, значительно реже они встречаются на островах Японии и в других районах внутренней зоны Тихоокеанского пояса. Возраст кислых магматических дифференциатов, ассоциирующих с оловянным оруденением формации, варьирует от 50 (рудное поле Хета) до 8 млн. лет (Южная Боливия).

Характерные особенности пространственного размещения оловянного оруденения рассматриваемой формации — частая его приуроченность к площадям широкого развития минерализации сульфидов, сульфосолей и сульфостаннатов, а также их тесная пространственная связь. На таких площадях обычно проявлена целая гамма предрудных метасоматитов: хлоритовых, серицитовых, каолинитовых, алунитовых, реже пропилитовых.

Особенности состава руд

Минеральный состав проявлений олова касситерит-сульфидной формации весьма сложный: наблюдается обилие минералов халькофильной группы — сульфидов, сульфосолей, количество которых варьирует от 60 до 80 %. Среди сульфидов преобладают пирротин, пирит, сфалерит, станнин, реже встречаются галенит и арсенопирит; сульфосоли представлены минералами серебра, свинца, сурьмы; нерудные минералы — кварцем (до 25 %), карбонатами, алунитом и др. Весь этот сложный минеральный комплекс образует ряд минеральных ассоциаций, среди которых отчетливо доминируют две: сфалерит-галенит-сульфостаннатная (оловянно-полиметаллическая или станнин-сульфидная) и пирит-серебряно-сульфосольная (оловянно-серебряная). Местами по вертикали проявлена зональность оруденения.

Важнейшая геохимическая особенность руд описываемой формации (в частности оловянно-полиметаллического типа) — резко повышенное содержание сульфидного олова, достигающее 50 % от общего его количества в рудной массе. Касситерит из месторождений данной формации практически не содержит примеси тантала и ниобия; в то же время в нем отмечается резко повышенное количество индия (до 0,05 %, иногда более). В месторождениях такого типа широко представлено колломорфное (деревянистое) олово.

Типы рудных районов

Согласно И. Н. Томсону [28], выделяется два типа оловоносных районов с преимущественным развитием оруденения рассматриваемой формации: 1) боливийский — в неогеновых вулканических поясах, на-

ложенных на жесткие блоки; 2) приморский — в купольных и глыбовых поднятиях по периферии вулканических поясов.

Наиболее крупные промышленные скопления олова этой формации отмечаются в районе Оруро — Лаллагуа (Южная Боливия), где известны многочисленные месторождения олово-серебряных руд с переменным количество сульфидов. Руды имеют сложный состав, в них преобладают серебро и олово; местами в повышенных количествах встречаются цинк, свинец, сурьма, медь, кадмий, золото.

ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Промышленные типы руд и морфологические особенности рудных залежей являются основными геологическими объектами при разработке и решении вопросов крупномасштабного количественного прогнозирования, поисков и оценки оловорудных месторождений.

При выделении промышленных типов месторождений олова в основу положена классификация В. А. Ларичкина, построенная на принципах формационного анализа; в нее внесены частичные дополнения и уточнения. На данной стадии изучения различают следующие промышленные типы оловорудных месторождений: грейзеновый, кварцевый, скарновый, силикатный, многосульфидный, сульфосольно-сульфидный.

ГРЕЙЗЕНОВЫЙ ТИП

Этот тип месторождений распространен преимущественно в районах развития оруденения касситерит-кварцевой, гораздо реже касситерит-силикатной формаций. Сравнительно редко встречаются месторождения богатых руд, чаще наблюдаются скопления бедных руд, местами значительные. Нередко рассматриваемый тип тесно ассоциирует с кварцевым типом. При локализации силикатного типа оруденения касситерит-силикатной формации в гранитоидных породах оловоносные грейзены также возникают в зальбандовых частях рудных тел и вне их. (Валькумейское месторождение.)

В природе известны самостоятельные, преимущественно мелкие и средние месторождения грейзенового типа, например, Тариэль, Экуг, Одинокое и другие на Северо-Востоке СССР; Циновец, Крупка, Шнеда и другие в Рудных горах (ЧССР и ГДР); такие месторождения распространены в Афганистане, Средней Азии, Казахстане, Юго-Восточной Азии и др.

Пространственно оруденение грейзенового типа обычно тяготеет к купольным частям гранитоидов или пологим их контактам под экраном перекрывающихся пород, и дайкам кислого состава. В случае внедрения рудоносных штоков гранитов в более древние гранитоиды грейзеновая минерализация развивается как в материнских магматических образованиях, так и во вмещающих оруденение гранитоидах. Грейзеновый тип минерализации также формируется по кристаллическим сланцам и гнейсам, вмещающим рудоносные граниты (Чешский массив, Афганистан, Юго-Восточная Азия).

Минеральный состав грейзенов замещения разнообразен и во многом определяется составом пород, подвергшихся грейзенизации, а также особенностями состава рудных эманаций. Наиболее часто процесс грейзенизации сопровождается образованием мусковит-кварцевого и мусковитового агрегатов. В мусковитовых и флюоритовых грейзенах происходит практически полное замещение полевых шпатов. Местами в них встречаются тонкоигольчатый турмалин; количество топаза в со-

ставе топаз-мусковитовых и топазовых грейзенов резко возрастает, а количество мусковита заметно уменьшается и его место часто занимает циннвальдит; снижается в них также количество флюорита.

Наиболее распространенный морфологический тип грейзеновых оловоносных залежей — минерализованные зоны, реже встречаются штокверки и трубообразные тела; форма рудных тел крайне сложная. В зонах проявления грейзеновой минерализации наблюдаются изолированные участки, характеризующиеся непостоянством форм и распределения оруденения — спорадические гнезда. Значительно реже отмечаются грейзены жильного типа, приуроченные к обособленным крутопадающим трещинам. При этом мощность кварцевых жил обычно уступает мощности измененных околожильных пород.

Преобладающая часть морфологических типов грейзеновых залежей имеет ограниченную глубину распространения промышленного оруденения, в особенности в случае их размещения на пологом склоне поверхности гранитного выступа. На примере месторождений Рудных гор (штоки Губер и Шнеда в ЧССР, Эренфридерсдорф в ГДР) и Чукотки установлено, что кварцевый жильный тип оруденения из надкупольной части на глубине — в гранитном выступе — переходит в грейзеновый тип.

Среди грейзеновых месторождений преобладают мелкие, реже встречаются средние. Содержания олова в руде, как правило, невысокие (0,3—0,5 %) при весьма высокой их дисперсии. Вследствие этого крайне неравномерно распределение олова в залежах, обогатимость руд несколько ниже, чем руд кварцевого типа (75—80 % по данным В. А. Ларичкина). Вольфрам в грейзеновых залежах редко образует заметные скопления. Типовыми примерами месторождений грейзенового типа являются: Одинокое, Экуг, Тариэль и другие (СССР), Циновец (ЧССР), Альтенберг (ГДР), Клигга Хэд (Великобритания).

КВАРЦЕВЫЙ ТИП

Данный тип резко доминирует на площадях развития оруденения касситерит-кварцевой формации и местами образует значительные скопления олова, особенно в штокверковых месторождениях. Оруденение этого типа исключительно широко представлено на Северо-Востоке СССР, в Восточном Забайкалье, Средней Азии, Казахстане, в юго-восточной части КНР, Рудных горах (ГДР и ЧССР) и др. В ряде оловоносных районов мира месторождения олова кварцевого типа были и остаются основными объектами промышленной разработки. Попутно с оловом из руд также добывается вольфрам, реже редкие металлы.

Отличительная особенность минерального состава руд этого типа — его простота, обусловленная резким преобладанием кварца, количество которого в рудных жилах достигает 90 % (иногда и более), при практическом отсутствии турмалина; отмечается повышенное количество арсенопирита (иногда превышает сумму касситерита и вольфрамита или близко к ней), являющегося частым спутником оловянных руд кварцевого типа; реже встречается лёллингит, в весьма ограниченном количестве присутствуют сульфиды железа, меди и др.; практически отсутствует или весьма ограниченно развит в рудах молибденит. В отдельных участках наблюдаются мусковит, акцессорный флюорит. Минеральные ассоциации обычно выполняют трещинные системы, образуя иногда протяженные жильные системы — рудные поля (Чукотка, Якутия, Казахстан, Киргизия, Памир — СССР, а также на юге КНР, в Рудных горах и на Пиренейском полуострове).

При близком расположении маломощных прожилков и жил выполнения трещинных систем возникают минерализованные зоны и штокверкоподобные залежи. Такие морфологические типы рудных тел размещаются преимущественно среди ороговикованных (часто интенсивно) песчано-сланцевых толщ в надкупольной зоне скрытых на глубине гранитных интрузивов, часто сложенных гранит-порфирами. Оруденение также развивается в эндоконтактовых частях гранитных массивов, нередко совместно с грейзеновым типом минерализации.

В глубоко эродированных материнских гранитных интрузивах промышленное оруденение данного минерального типа обычно не встречается. Наиболее крупные скопления олово-вольфрамовых руд кварцевого типа приурочены к надкупольным зонам скрытых гранитных выступов. При этом оруденение распространяется во вмещающих породах надкупольной зоны на сотни метров от скрытого рудоносного выступа. Иногда рудные тела по падению переходят из пород надкупольной зоны в материнские граниты, в которых прослеживаются еще 100—150 м.

В породах, вмещающих рудоносные образования кварцевого типа, отмечаются различной интенсивности окварцевание, биотитизация, а также привнос олова и бора. На таких площадях часто отчетливо устанавливаются первичные эндогенные ореолы с повышенным содержанием указанных элементов. При залегании кварцевых жил и прожилков в гранитоидах в последних на контакте с ними развиты грейзены, сопровождающиеся новообразованиями мусковита, кварца, топаза, касситерита, реже турмалина, вольфрамита и сульфидов. Мощность околожильных грейзенов и их минеральный состав меняются в широких пределах.

В глубоко вскрытых выработками месторождениях кварцевого типа отмечается проявление температурной зональности рудоотложения, выраженное в закономерном изменении с глубиной количественного соотношения минералов, их ассоциацией, в частности вольфрамита и касситерита. В отдельных системах рудных тел с глубиной отмечается закономерное повышение содержания элементов-примесей тантала, ниобия в вольфрамите и касситерите и изменение их соотношения. Содержание примеси тантала в основных рудных минералах в кварцевом типе месторождений изменяется от 0,01 до 1 % (Рудные горы, Забайкалье, Северо-Восток СССР). Повышенные содержания тантала в минерале (до 0,2 %) обычно характерны для глубинных частей рудных тел.

Руды месторождений кварцевого типа являются комплексными олово-вольфрамовыми, в виде редкой примеси иногда содержат висмут, золото, тантал. По количественному составу вольфрамита и касситерита на площади рудного узла нередко выделяются рудные тела с преимущественным развитием то олова, то вольфрама. Содержание олова в рудах 0,3—0,8 %, вольфрама до 1,5 %; извлечение олова из руд 80—85 % (В. А. Ларичкин, 1981 г.).

Масштабы проявления оловянного оруденения отдельных месторождений кварцевого типа в основном мелкие и средние. Однако такие месторождения в пределах рудных узлов и районов нередко встречаются группами, что повышает экономическую их значимость. Крупные месторождения олова кварцевого типа отмечаются редко. Вместе с тем, штокверковые месторождения этого типа нередко являются крупными и средними по масштабам, несмотря на относительно низкие содержания олова в рудах (до 0,4 %). К типовым месторождениям кварцевого жильного типа относятся Иультинское, Светлое, Полярное и другие (СССР), Эренфридерсдорф (ГДР), Пиньок и Лабу (Таиланд).

СКАРНОВЫЙ ТИП

Скарновый тип пока слабо изучен, так как до последнего периода не являлся объектом направленных поисков и оценки из-за отсутствия технологии переработки таких руд. В 70-х годах сделаны весьма масштабные открытия оловянных руд скарнового типа в Рудных горах; установлены проявления этого типа также и в ряде других регионов. Имеющиеся геологические материалы по основным оловоносным территориям СССР, а также современные представления о металлогении олова позволяют считать, что в перспективе скарновый тип оловорудных месторождений может занять одно из ведущих мест среди других промышленных типов оловянных руд.

Как уже отмечалось, оловоносные скарны наиболее часто встречаются в районах развития оруденения касситерит-кварцевой формации, где в геологическом строении участвуют карбонатные породы, прорываемые рудоносными гранитами. Часто месторождения олова скарнового типа размещены в зонах активизации (отраженной) срединных массивов, древних выступов платформ, в строении которых участвуют карбонатсодержание породы.

На территории СССР потенциально перспективными на скарновый тип оруденения могут явиться площади в Северном Приладожье, Кокчетавском, Буреинском, Ханкайском, Украинском, Колымском, Чукотском массивах, на Памире, юге Прибалхашья, в Северо-Восточном Приаргунье, в Южно-Тяньшаньской структурной зоне и других регионах.

Формирование собственно скарнов, как горных пород, повсеместно обычно предшествовало наложенному на них промышленному оловянному оруденению, т. е. скарны и минерализация олова во времени, как правило, разорваны. В большинстве случаев скарнирование первично карбонатных пород на локальной рудоносной площади связано с более ранними фазами становления гранитоидов, чем собственно оловянное оруденение.

Оловоносные скарны весьма разнообразны по минеральному составу; в них присутствуют собственно скарновые минеральные ассоциации — пироксен, амфибол, гранат, магнетит, гипогенные бораты и др. и наложенные на них оловянная и сульфидная минерализации. Наложенный характер рудной минерализации на скарны везде устанавливается однозначно.

В скарнах по известковым породам обычно образуются гранат, диопсид и везувиан, содержащие олово в решетке или в виде механической примеси в количестве от 0,003 (везувиан) до 0,8 % (гранат). При наличии доломитов на ранних этапах скарнообразования в большом количестве возникает магнезиальный борат — людвигит — с повышенным содержанием олова (до 0,5 %), котоит и другие борные минералы. Позднее, при более низкой температуре формируется собственно касситерит, иногда в ассоциации с редкими выделениями турмалина.

Глубина распространения промышленного оловянного оруденения в скарнах часто значительна и во многом сопоставима с таковой оруденения кварцевого типа. Масштабы такого типа оловорудных месторождений нередко крупные (Рудные горы, Австралия, КНР, Аляска и др.); более часто встречаются месторождения средние и мелкие, иногда размещенные в пределах единого рудного поля или узла, что обусловливает значительную масштабность последних.

Морфология промышленных рудных тел крайне сложная. При общей значительной протяженности скарновых залежей, рудные тела в

их пределах имеют длину от 50 м до нескольких сотен метров при колебании их мощности от первых десятков сантиметров до нескольких метров. По падению залежей протяженность рудных тел с промышленным оруденением часто составляет сотни метров. Нередко основное рудное тело сопровождается более мелкими залежами. В рудных телах оруденение олова нередко сопровождается повышенным количеством сульфидов цинка и меди, отмечаемых обычно в верхних горизонтах. Типовым и наиболее изученным в СССР месторождением является Кительское. В Рудных горах (ГДР) в последние годы установлен и разведан ряд масштабных месторождений скарнового типа. Содержание олова в рудах 0,3—0,6 %. Олово извлекается преимущественно металлургическим способом с высокими показателями (более 90 %).

СИЛИКАТНЫЙ ТИП

Силикатный тип пользуется весьма широким распространением и объединяет два минеральных типа оруденения касситерит-силикатной формации — турмалиновый и хлоритовый, которым присущи близкие горно-обогатительные характеристики. Месторождения этого типа пока служат основной сырьевой базой оловодобычи из коренных руд и представляют собой главную массу оловянных руд. Руды такого типа часто образуют крупные месторождения с рудами повышенного или высокого качества (0,4—2 %). Вместе с оловом в рудах, нередко в повышенных количествах, содержатся цинк, медь, свинец, кадмий, реже вольфрам.

При значительной вертикальной протяженности рудных тел местами наблюдается постепенная смена минерализации хлоритовых руд на верхних горизонтах турмалиновыми на нижних. Встречаются месторождения, в которых доминирует или турмалин, или хлорит; при этом другой минерал из этой пары присутствует обычно в подчиненном количестве. Практически повсеместно, особенно в верхних горизонтах, слабо эродированных месторождений олова силикатного типа отмечается несколько повышенное количество сульфидов (многосульфидный тип), иногда прослеживающихся на значительную глубину.

Минеральный состав руд силикатного типа довольно сложный, что в основном обусловлено наличием сульфидов различного состава и нескольких стадий минералообразования. Кроме турмалина, хлорита и кварца, в повышенных количествах в рудной массе встречаются арсенопирит, пирит, местами халькопирит, галенит и сфалерит.

Рудные тела с промышленным оловянным оруденением силикатного типа представлены преимущественно минерализованными зонами, реже жилами и еще реже штокверками. Если олово формирует повышенное скопление в рудных телах жильного морфологического типа, то оно развивается иногда — в зависимости от литологии пород — также и в околорудных метасоматитах, которые отрабатываются вместе с жильным выполнением. Распределение олова в рудных телах неравномерное. Длина рудных тел варьирует от нескольких десятков до нескольких сотен метров, в среднем же составляет 1—3 м для жильного типа и минерализованных зон; площадь штокверковых залежей может составлять от 100×300 до 200×500 м при сравнительно низких средних содержаниях олова — первые десятые доли процента. Руды силикатного типа месторождений имеют высокие технологические свойства; извлечение олова из них 70—75 %.

Глубина распространения оруденения в залежах руд силикатного типа в зависимости от состояния эрозионного среза варьирует в весьма

широких пределах: от нескольких десятков метров (Индустриальное, отдельные поля месторождения Валькумей и др.) до многих сотен метров (Приморье, Приамурье, Средняя Азия, Корнуолл). Масштабы месторождений средние, мелкие и крупные. В качестве типовых примеров месторождений данного типа возможно привести рудные объекты им. Дубровского и Депутатское.

МНОГОСУЛЬФИДНЫЙ ТИП

Многосульфидный тип — пользуется развитием в районах распространения оруденения силикатного типа касситерит-силикатной формации и отличается от силикатного типа наличием резко повышенного количества сульфидов преимущественно железа, меди, цинка и свинца. Обилие сульфидов, тесное их прорастание — как взаимное, так нередко и с мелкокристаллическим касситеритом — часто приводят к существенному ухудшению технологических свойств руд и снижению извлечения из них металла. Руды этого типа нередко слагают самостоятельные месторождения (Лазо, Эге-Хая, Левицкое, Улахан-Эгеляхское и др.), в других случаях они формируют верхние горизонты месторождений силикатного типа — отдельные участки месторождения Валькумейское, а также рудных объектов Комсомольского, Кавалеровского, Айнаветкинского рудных районов и др.

Минеральный состав многосульфидного типа сложный. Количественно обычно преобладают сульфиды, представленные пирротином, арсенопиритом, пиритом, марказитом, халькопиритом, сфалеритом, реже галенитом. Сульфиды ассоциируют с кварцем, кальцитом; в ограниченных количествах встречается турмалин, еще реже — магнетит, сидерит, хлорит; в виде примеси отмечаются станнин, шеелит, висмутин, вольфрамит, минералы серебра. В приповерхностных горизонтах таких месторождений широко развиты минералы зоны окисления.

Содержания олова на жильную массу обычно высокие (0,4—1,0 %); извлечение олова из руд составляет 50—60 %; сульфидное олово в общей массе, как правило, не превышает 10 % (относительных). В этом состоит существенное отличие данного типа руд от руд месторождений сульфосольно-сульфидного типа. Этим обусловлена резко отличающаяся промышленная значимость руд указанных типов.

Морфология рудных тел весьма сложная; представлены они жилами и минерализованными зонами, мощность которых по простиранию и падению меняется в широких пределах; на небольших интервалах пережимы сменяются раздувами, что весьма отрицательно влияет на технологию отработки рудных тел и качество добываемой руды.

Глубина распространения промышленного оруденения в месторождениях рассматриваемого типа, как правило, значительная — сотни метров (Центрально-Колымский, Центрально-Янский, Комсомольский, Восточный рудные районы Дальнего Востока СССР) и десятки — первые сотни метров в комплексных месторождениях силикатного и многосульфидного типов, где многосульфидный тип обычно слагает верхние горизонты месторождений (Валькумейское, Безымянное, Улахан-Эгеляхское, Арсеньевское, Левицкое и др.).

СУЛЬФОСОЛЬНО-СУЛЬФИДНЫЙ ТИП

Этот тип пользуется ограниченным развитием на территории СССР, где известен преимущественно в пределах вулканических поясов Тихоокеанского рудного пояса. Вместе с оловом в таких рудах в

повышенных количествах встречаются цинк, свинец, кадмий, индий и др. Использование всей гаммы попутных компонентов в руде значительно повышает их значимость и рентабельность переработки руд этого типа. Сказанное наглядно подтверждено на примере разработки и переработки таких руд в Приморье (месторождения Смирновское и Южное).

Минеральный состав руд месторождений весьма сложный, резко преобладают сульфиды и сульфостаннаты, в том числе олова; общее количество сульфидов достигает 70 %. Представлены они в основном пирротином, сфалеритом, галенитом, реже станнином, халькопиритом, редкими минералами серебра, висмута. Касситерит обычно мелкий, ассоциирует с кварцем и часто находится в срастаниях с сульфидами. Сульфидное олово в рудах количественно встречается практически в равной мере с окисным, а иногда и преобладает над ним. Отличительные особенности касситерита из руд этих месторождений — практическое отсутствие в них элементов примесей тантала и ниобия и высокое содержание индия. По данным В. А. Ларичкина, содержание олова 0,2—0,6 %, извлечение его из руд 40—50 %.

Морфология рудных тел крайне сложная, формы залежей меняются на близких расстояниях как по падению, так и по простиранию; преимущественно это рудные тела неправильной формы, формирующиеся часто на пересечении разрывных нарушений различных направлений. Прослеженность отдельных рудных залежей на глубину достигает первых сотен метров при значительной их вытянутости по простиранию и малой мощности. Масштабы месторождений большей частью мелкие и средние. Типовое месторождение рассмотренного типа — Хатинское.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ И ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

Потенциально перспективные для поисков оловоносные площади соответственно и поисково-оценочные критерии устанавливаются по совокупности геологических факторов на основании формационного анализа применительно к тем или иным рудоносным структурам и районам. Геологической основой выделения таких площадей под общие и детальные поиски служат средне- и крупномасштабные геологические и металлогенические прогнозные карты, составленные с использованием результатов геофизических, в том числе гравиметрических, и геохимических исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ

Современные познания геологии олова позволяют, с учетом геофизических и геохимических данных, предсказывать, в какой геолого-структурной обстановке, в связи с какими магматическими рудоносными комплексами и в породах какого литологического состава возможно ожидать проявления промышленного оловянного оруденения и к какому формационному и промышленному типам оно будет принадлежать. Установлено, что оловянное оруденение в истории эволюции земной коры широко развито: возраст известных месторождений — от глубокого докембрия до неогена включительно. При этом отмечается закономерное изменение состава минеральных комплексов (см. рис. 41),

геохимических черт олова и ассоциирующих с ним магматических рудоносных комплексов.

По данным С. Ф. Лугова, Б. В. Макеева, И. Н. Томсона [28], выделяются следующие эпохи проявления разнотипного оловянного оруденения: протерозойская, позднепротерозойско-раннекембрийская (байкальская), раннепалеозойская (каледонская), позднепалеозойская (герцинская), позднепалеозойско-мезозойская (тихоокеанская) и позднемезозойско-кайнозойская (альпийская). По структурной позиции, минеральному составу руд и геохимии олова эти эпохи заметно отличаются между собой, различна также прикладная значимость руд и месторождений.

Протерозойская эпоха оруденения преимущественно проявлена в пределах древних щитов; для нее характерны главным образом редкометалльные оловоносные пегматиты, реже объекты касситерит-кварцевой формации. Значение проявлений олова невелико, практический интерес имеют обычно россыпи, возникшие при разрушении коренных источников. При образовании оловоносных скарнов масштабы коренных месторождений могут быть крупнее.

Позднепротерозойско-раннекембрийская и раннепалеозойская эпохи оруденения, связанные с развитием байкальского и каледонского тектоно-магматических циклов, приурочены к зонам активизации более древних структур и складчатым областям. Подобно протерозойской эпохе масштабы оловянного оруденения невелики.

Позднепалеозойская эпоха оловянного оруденения представлена весьма интенсивно, продуктивно и широко (Забайкалье и Средняя Азия, Казахстан, Западная и Центральная Европа и др.). Для этой эпохи типично распространение оруденения касситерит-кварцевой формации и размещение его в зонах активизации срединных массивов, расположенных в пределах герцинских геосинклинально-складчатых сооружений. Реже оруденение отмечается непосредственно в складчатых структурах герцинид.

Позднепалеозойско-мезозойская эпоха оруденения исключительно широко и масштабно проявлена. Пространственно оруденение локализуется преимущественно в мезозойских геосинклинально-складчатых областях, реже в более древних структурах на стыке с мезозоидами и поздними герцинидами на площади трех планетарных рудных поясов: Тихоокеанского (внешняя зона), Средиземноморского и Атлантического. Оруденение представлено двумя оловорудными формациями, резко отличающимися минеральным составом: касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной, которые занимают различную геолого-структурную позицию; в частности, оруденение первого типа обычно тяготеет к крупным нарушениям соскладчатого направления и зонам тектонической активизации в более древних геологических структурах; второй тип оруденения, как правило, развит в секущих складчатые сооружения структурах. Оруденение обоих формационных типов как в герцинидах, так и в мезозоидах формируется в посторогенный этап. Оруденение касситерит-кварцевой формации обычно связано со средними стадиями развития геосинклинально-складчатых областей, а касситерит-силикатной формации — с поздними стадиями.

Позднемезозойско-кайнозойская эпоха наиболее масштабно проявлена в альпидах внутренней зоны Тихоокеанского (Боливия, Корякское нагорье в СССР и др.) и слабее на площади Средиземноморского (Памир) рудных поясов. К этой же эпохе оруденения отнесены проявления олова вулканических поясов зоны сочленения

внешней и внутренней зон Тихоокеанского пояса (Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэалинский).

На территории нашей страны благодаря многолетним исследованиям большой группы специалистов отчетливо выделяются следующие крупные оловоносные пояса: Верхояно-Чукотский, Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский, Приамурский, Забайкальский, Памирский, Тянь-Шаньский, Калбинский, Центрально-Североказахский, а также отмечается ряд обособленных оловорудных районов: Северное Приладожье, северо-западная часть Украинского кристаллического щита и др.

Магматические и литолого-фациальные предпосылки, наравне с геотектоническими, предопределяют возможность формирования разнотипного оловянного оруденения и его масштабность. Этим вопросам посвящены публикации Е. А. Радкевич, М. И. Иициксона, В. Т. Матвеенко, Е. Т. Шаталова, С. Ф. Лугова, М. П. Материкова, Б. В. Макеева, А. Б. Павловского, В. К. Политова и др.

На основании анализа большого фактического материала Б. В. Макеевым с соавторами [28] выделяются следующие формации (комплексы) оловоносных магматических образований: гранодиорит-гранитная, габбро-гранодиорит-гранитная и андезит-липаритовая вулкано-плутоническая, характеризующиеся различными петрохимическими и геохимическими особенностями и условиями становления и сопровождающиеся соответственно разнотипным оловянным оруденением.

Роль литологического фактора в формировании оловянного оруденения значительна, особенно заметна она при образовании рудных тел и залежей в распределении в их пределах оловянной минерализации, что во многом обусловлено физико-механическими свойствами вмещающих пород. Этот фактор предопределяет нередко и общие масштабы оруденения. В меньшей мере отмечается влияние литологии пород на состав минеральных комплексов и промышленных типов руд олова. Наиболее сильно оно сказывается при формировани грейзенового и скарнового типов оловянных руд, которые в основном связаны с пневматолито-метасоматическими процессами и размещены соответственно: грейзеновый тип — в гранитоидах, кристаллических сланцах, реже в гнейсогранитах, а скарновый — в карбонатных и карбонатсодержащих (амфиболиты) породах, в тесной генетической и пространственной связи с рудоносными гранитоидами.

ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

При поисках и оценке оловорудных проявлений вместе с геологическими факторами — критериями, достаточно полно рассмотренными при характеристике формационных и промышленных типов месторождений, на стадии крупномасштабных — детальных — поисков и при выделении локальных площадей под поисково-оценочные работы важное значение приобретают следующие критерии: геофизические, геохимические, минералогические (в совокупности с магматическими, структурно-тектоническими и формационно-генетическими).

Геофизические критерии

Исследованиями этого направления установлено, что оловорудные поля различных формационных типов отличаются своеобразием физических свойств как магматических, так и вмещающих их осадочно-вулканогенных пород. Учет и анализ этих особенностей позволяют локализовать площади для поисковых работ. При этом в зависимости от уров-

ния эрозионного среза изменяется характер (рис. 42) основных физических полей.

Крупномасштабная гравиметрическая съемка позволяет выделять отличительные особенности глубинного строения геологических структур, блоков различных порядков, оконтуривать скрытые выступы гранитоидов в том числе оловоносных, так как месторождения олова наи-

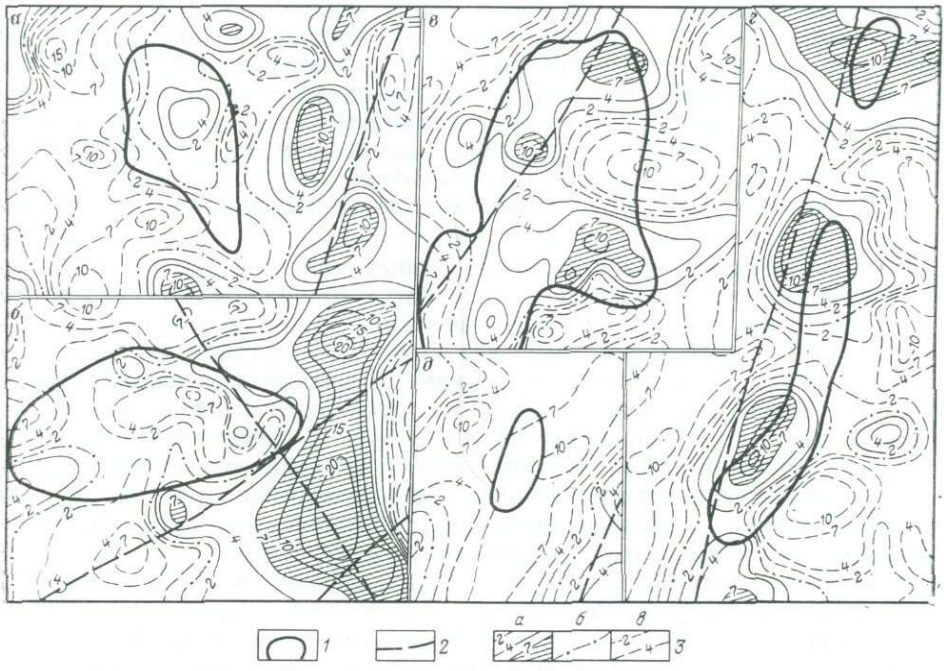


Рис. 42. Положение оловорудных месторождений надрудного (*а* и *б*), верхнерудного (*в*), рудного (*г*) и нижнерудного (*д*) эрозионных срезов относительно локальных аномалий. *По В. И. Латикайнену.*

1 — контуры рудных полей; *2* — зоны глубинных разломов; *3* — изолинии локальных аномалий, 10−6 м/с²: *а* — положительные, *б* — нулевые, *в* — отрицательные

более часто локализованы в их надкупольных зонах или эндоконтакте. Бóльшая часть скоплений олова обычно тяготеет к площадям со значительной мощностью коры, при общей их тенденции к воздыманию. А. А. Николаевским в 1967 г. установлено, что оловянное оруденение касситерит-силикатной формации преимущественно приурочено к межглыбовым разломам, поперечным и соскладчатым структурам и обычно размещено в линейных зонах или на их пересечениях. В противоположность этому, месторождения касситерит-кварцевой формации, как правило, связаны с межглыбовыми магмоконтролирующими разломами, согласными по простиранию с основными складчатыми структурами.

Геофизическими исследованиями на Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР установлено, что мощности коры и гранитного слоя различны в районах развития срединных массивов, складчатых сооружений мезозоид и вулканических поясов, несущих соответственно оловянное оруденение различных формаций; например, по данным А. А. Николаевского, Э. Н. Лишневского и др., месторождения касситерит-кварцевой формации размещаются в складчатых структурах с широким проявлением гранитоидного магматизма в блоках с повышенной мощно-

стью коры и гранитного слоя (40—45 км), касситерит-силикатной формации — с несколько меньшей мощностью (35—40 км), а касситерит-сульфидной — с еще меньшей мощностью.

В простейшей плоскостной модели оловорудного поля, где породы купола гранитоидов имеют плотность 2,56 г/см^3, а роговики («биотиты») и гидротермальноизмененные пропилиты соответственно 2,78 и 2,65 г/см^3, в зависимости от глубины залегания надинтрузивных структур и характера вмещающих пород могут наблюдаться самые разнообразные по интенсивности и значению (положительные, отрицательные) аномалии или они будут отсутствовать. В целом геофизиками делается заключение о том, что положительные локальные аномалии более свойственны рудным полям месторождений надинтрузивной зоны формирования, а отрицательные локальные аномалии поля Δg типичны для месторождений интрузивной и экзоконтактовой зон в тех случаях, когда купола гранитов находятся относительно на небольшой глубине от современного эрозионного среза.

Магнитометрическая съемка различных масштабов (аэро и наземная) в принципе решает те же задачи, что и гравиразведка. По данным магнитной съемки отчетливо выделяются магнитные и немагнитные интрузивы, фиксируются разломы, различные по магнитным свойствам вулканогенные поля, вулканоструктуры. Оловоносные гранитоиды в преобладающем большинстве случаев являются немагнитными или слабомагнитными; в частности, отмечается, что на Северо-Востоке СССР оруденение касситерит-силикатной формации преимущественно тяготеет к районам развития слабомагнитных гранитоидных интрузий. При этом существует закономерная корреляционная связь между геохимическими, металлогеническими особенностями гранитоидов и их намагниченностью (следствие единой причины — физико-химических условий формирования интрузивов).

Электрические поля на оловорудных месторождениях обусловлены процессами регионального и контактового метаморфизма, а также постмагматической деятельности. Изменения электрического поля связаны с наличием сульфидов на площади месторождения и присутствием на более глубоких горизонтах высокоомных образований — роговиков и повышенного количества кварца в породах, возникших в процессе окварцевания и ороговикования в результате воздействия интрузивных масс.

Зоны минерализации и рудоносные структуры обычно картируются в виде линейно вытянутых зон пониженных сопротивлений (ρ_x — 400—800 Ом·м); в частности, в Комсомольском районе с оруденением касситерит-силикатной формации около 70 % перспективных оловорудных структур фиксируются зонами пониженных значений. Для оруденения касситерит-кварцевой формации часто наблюдаются высокие значения ρ_x (2000—5000 Ом·м и более).

Рудные поля месторождений олова при съемках в масштабе 1 : 50 000 отмечаются изотермическими аномалиями ЕП интенсивностью от —100 до —500 мв.

На месторождениях касситерит-кварцевой формации при аэрогамма спектрометрических съемках выделяются локальные радиоактивные аномалии урановой природы в пределах калиевых аномалий слабой интенсивности. На площадях развития оруденения касситерит-силикатной формации, частично касситерит-сульфидной, наряду с повышенными концентрациями калия отмечаются аномальные концентрации тория при фоновых значениях урана. При этом максимумы аномалий калия и тория обычно совмещены и разобщены от урановых. При оценке оло-

ворудных зон возможно также использовать естественную гамма-активность пород, которая по мере удаления от рудных тел закономерно снижается.

Геохимические критерии

На оловорудных полях вокруг рудных тел устанавливаются ореолы рассеяния, характеризующиеся повышенным содержанием различных элементов. По площади ореолы рассеяния обычно превосходят собственно рудные тела. Геохимические ореолы подразделяются на первичные — эндогенные и вторичные — экзогенные. Первые непосредственно связаны с формированием месторождения; вторые — образуются как вокруг рудных тел, так и их первичных ореолов.

Первичные — эндогенные — ореолы рассеяния. В зависимости от формационного типа оловорудного месторождения набор типовых элементов будет различный; например, для касситерит-кварцевой формации характерны олово, мышьяк, серебро, медь, цинк, свинец, молибден, вольфрам, бор, а для касситерит-силикатной и сульфидной формаций — олово, сурьма, мышьяк, свинец, медь, серебро, цинк.

Размеры первичных ореолов таковы: горизонтальная протяженность и ширина залежей месторождений касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций могут достигать соответственно 2500 и 400 м; 1000 и 100 м, вертикальная их протяженность до 300 м. Для оценки перспектив рудоносности геохимических аномалий используются разнообразные характеристики первичных ореолов: элементный состав, близкий составу рудных тел, ряды элементов-индикаторов зональности (вертикальный, продольный, поперечный), линейная продуктивность ореолов, коэффициенты контрастности залежей и др. Все эти вопросы и способы количественной интерпретации рассмотрены в работах А. П. Солового и др., С. В. Григоряна, Л. Н. Овчинникова и С. В. Григоряна, С. В. Григоряна и Э. С. Кравченко.

Вторичные — экзогенные геохимические ореолы. Теоретические и практические вопросы анализа и оценки значения вторичных ореолов рассеяния подробно изложены в работах В. М. Крейтера, В. И. Красникова и в соответствующих инструктивных материалах. По А. А. Беусу и С. В. Григоряну, вторичные ореолы представляют собой зоны аномально-повышенных концентраций определенных элементов — индикаторов оруденения, которые формируются в толще рыхлых образований вокруг рудных тел и их первичных ореолов на уровне эрозионного среза. Отмечается тесная пространственная связь первичных и вторичных ореолов при закономерном уменьшении концентраций элементов-индикаторов от коренных пород к почвам. По характеру образования вторичные ореолы делятся на остаточные, возникающие на месте ранее существовавших рудных тел или их первичных ореолов, и наложенные, в контурах которых до развития вторичных процессов ореолообразования первичная минерализация отсутствовала. Для оценки продуктивности полей рассеяния существуют соответствующие формулы, предложенные А. П. Сололовым.

Минералогические критерии

К числу этих критериев прежде всего следует отнести данные кристалломорфологического метода, метода изучения элементов-примесей в касситеритах, минералого-геофизического метода исследования

термоэлектрических свойств минералов и данные о других особенностях типоморфизма касситеритов и сопутствующих минералов.

Кристалломорфологический метод, разработанный Н. З. Евзиковой, позволяет с относительной достоверностью определять уровни эрозионного среза рудных тел и глубину распространения оруденения; *он основан на изучении изменений типоморфических свойств* минерала в вертикальном и горизонтальном разрезе залежей. Малоэффективен этот метод в тех случаях, когда при формировании месторождений происходила смена истинных и коллоидных растворов. Использование данного метода наиболее эффективно в комплексе с другими минералого-геохимическими методами.

Метод количественного распределения элементов-примесей в касситеритах (Ta, Nb, In, Sc) позволяет оценивать глубину возможного распространения оруденения на локальных участках рудных полей. Н. Н. Никулин предложил использовать индий в качестве геохимического индикатора глубины отложения касситерита. При этом установлено, что с глубиной содержание индия убывает. Количество его существенно повышается в касситеритах из близповерхностных месторождений. Этот метод апробирован на месторождениях Дальнего Востока СССР.

Метод изучения электрофизических свойств минералов разработан специалистами ЗабНИИ и находит практическое применение при прогнозировании оруденения на глубину. По электрофизическим свойствам минералы рудных залежей подразделяются на две группы: 1) с отрицательным значением термоэдс и электронной проводимостью (касситерит, галенит и др.); 2) с положительным значением термоэдс и дырочной проводимостью (арсенопирит, пирит и др.). Для решения прикладных задач интерес представляет арсенопирит. Установлено, что значение термоэдс и соответственно тип проводимости арсенопирита закономерно изменяются от верхних частей залежей к средним и далее к нижним; в частности, установлено, что преобладание в рудах арсенопирита с дырочной проводимостью, как правило, свидетельствует о глубоком эрозионном срезе и ограниченной перспективности оловянного оруденения.

Магматические критерии

Оловянное оруденение всех формационных типов пространственно и генетически ассоциирует с гранитоидами и вулкано-плутоническими образованиями, а поэтому магматические критерии приобретают важное значение при выборе площадей под поиски. По данным Б. В. Макеева [28], к числу благоприятных факторов возможного размещения оловянного оруденения относятся следующие.

1. Ореолы развития гранитных комплексов с повышенными содержаниями рассеянного олова и сопутствующих ему элементов — бора, фтора, вольфрама и др., их надынтрузивные зоны, фиксируемые геофизическими методами, а также эндо- и экзоконтактовые зоны гранитных тел, вскрытых и невскрытых эрозией. Такие локальные рудоносные площади часто сопровождаются шлиховыми ореолами. Состав последних позволяет говорить о возможном формационном типе оруденения, развитом на изучаемой площади.

2. Существенно отличающаяся морфология интрузивных тел, с которыми ассоциирует оруденение касситерит-кварцевой (обычно изометричные тела различной величины) и касситерит-силикатной (цепочки мелких, часто удлиненных залежей) формаций, и определенное поло-

жение их в складчатых структурах. Магматические тела в «рядах» обычно представлены вытянутыми гранитоидными телами и многочисленными дайками переменного состава.

3. Ореолы развития вулканических пород преимущественно среднекислого состава, слагающих покровы и субвулканические тела на обширных полях развития вулканических поясов и зон. Наиболее перспективные проявления олова чаще всего локализуются в нижних частях разреза вулканитов и породах основания вулканических построек. Для таких структур наиболее типично оруденение касситерит-сульфидной и риолитовой формаций.

4. Ореолы развития вулкано-плутонических ассоциаций, размещенных в основном в зоне сочленения геосинклинально-складчатых и вулканогенных поясов; для них характерно проявление оруденения как касситерит-силикатной, так и касситерит-сульфидной формаций.

Структурно-тектонические и формационно-генетические критерии

Критерии данной группы являются определяющими при формировании оловорудных районов с оруденением месторождений олова различного типа. Существо их вытекает из формационного анализа и научно обоснованной промышленно-генетической классификации оловорудных месторождений (табл. 19).

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ, МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КРУПНОМАСШТАБНЫХ КАРТ И ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

Под прогнозными ресурсами обычно понимают неразведанные запасы полезного ископаемого, возможность нахождения которого на перспективных площадях устанавливается на основании общих закономерностей формирования и размещения, характерных для соответствующих типов месторождений. Параметры таких месторождений неизвестны и определяются на основании косвенных факторов — геологического строения территории и истории ее развития, комплексных геолого-металлогенических, геофизических и геохимических данных; используется также метод аналогии — сопоставления с другими изученными объектами. При прогнозировании ресурсов олова в недрах необходимо учитывать существующие требования (кондиции) к сырью. По совокупности геологических факторов возможно относительно удовлетворительно количественно оценить ресурсы в районе известных сырьевых баз (P_{1-2}) и качественно-количественно — в новых рудных районах (P_{3-2}).

Прогнозирование перспектив оловоносности в районах известных сырьевых баз

Количественную прогнозную оценку перспектив олова в недрах в какой-то мере обоснованно можно произвести только в пределах известных рудных полей и узлов, где отдельные месторождения вскрыты на различную глубину. При этом целесообразно широко использовать метод аналогии и сравнительного анализа для оценки оруденения сходных морфогенетических и промышленных типов. Решение поставленной задачи должно основываться на детальном изучении и оценке геолого-структурных факторов локализации оруденения: морфологии рудных залежей и размещении их относительно рудоносного интрузива (в над-

Таблица 19

Геологические особенности размещения различного типа оловорудных районов

Типы оловорудных районов	Геолого-структурная позиция	Характер магматизма	Оруденение	Районы
Преимущественного развития оловоносных редкометальных пегматитов	На щитах в гранитогнейсовых комплексах в структурах ранней консолидации байкалид, каледонид, герцинид и мезозоид (инверсионный—раннеорогенный этапы)	Разновозрастные кислые граниты, слагающие средние и мелкие интрузивы	Тантало-ниобиевое, реже вольфрамовое, редкометальное и оловянное	Африканский и Бразильский щиты, Восточные Саяны, герциниды Средней Азии, Казахстана, мезозоиды Северо-Востока СССР
Преимущественного развития месторождений касситерит-кварцевой формации	Зоны аквитизации срединных массивов и платформ в структурах ранней консолидации и антиклинориях геосинклинально-складчатых областей (средние эпохи развития)	Многофазные комплексы порфировидных, двуслюдяных гранитов, орогенные субабиссальные гранодиорит-гранитные комплексы, батолиты и штоки	Оловянное и вольфрамовое, реже висмутовое, очень редко молибденовое	Срединные массивы Западной Европы, Кокчетавский массив, юго-восточная Азия и Северо-Восток СССР
Преимущественного развития месторождений касситерит-силикатной формации	На активизированных площадях палеозойских эвгеосинклиналей, мезозойских и кайнозойских миогеосинклиналей; в пределах поперечных разломов и наложенных впадин	Многофазные гипабиссальные гранитоидные комплексы, дайковые тела повышенной основности и кварцевых порфиров; монцонит-гранитные комплексы, более ранние покровы андезитов и липаритов	Оловянное, свинцово-цинковое, медное, реже вольфрамовое	Корнуолл, Восточно-Азиатские и Центрально-Азиатские оловоносные пояса
Преимущественного развития месторождений касситерит-сульфидной формации	В активизированных жестких блоках с наложенными неогеновыми вулканическими поясами, в зонах поперечных разломов; в купольных и глыбовых поднятиях, выступающих из-под вулканитов наложенных поясов	Интрузивные комплексы гранитоидов повышенной основности и более поздние субвулканические тела; комплексы малых интрузий, дайковые комплексы диоритовых порфиритов	Оловянное, включая сульфиды олова, цинковое, висмутовое, сурьмяное, редко ртутное	Южная Боливия, Япония, северо-западный сектор Тихоокеанского рудного пояса

интрузивной зоне, теле массива, его экзоконтакте), генетического типа рудовмещающих трещин (отрыв, скол), размеров рудных тел и др. К числу важных факторов оценки перспектив олова в недрах относятся и особенности проявления зональности рудоотложения.

Решение поставленной сложной задачи предусматривает оценку следующих основных параметров, прямо или косвенно влияющих на количественную прогнозную оценку: формационной принадлежности оруденения, полноты и характера проявления отдельных минеральных ассоциаций в единой рудной колонке, свойственной оруденению данной формации, площади рудного поля, числа рудных тел, их размеров и морфологических типов; коэффициента рудоносности, состава вмещающих оруденение пород и способности их к образованию рудолокализующих структур (трещинных систем); интенсивности ороговикования (для оруденения касситерит-кварцевой формации) турмалинизации и биотитизации (для оруденения касситерит-силикатной формации) при размещении промышленной минерализации в надкупольной (надынтрузивной) зоне; глубины распространения промышленного оруденения, характерной для отдельных формационных и промышленных типов; зональности отложения руд — смены отдельных типов оруденения по вертикали; величины эрозионного среза и др.

При оценке возможной глубины развития промышленного оловянного оруденения на локальных участках и типа проявления зональности целесообразно использовать методики прогнозирования оловянного оруденения, рассмотренные в предыдущих разделах. Судить о глубине распространения промышленного оловянного оруденения, а следовательно, дать его количественную оценку можно, анализируя представительные данные о температурной зональности рудоотложения в рудных телах. Для целей прогнозирования на локальных рудоносных площадях возможно использовать данные Н. З. Евзиковой о закономерном изменении морфогенетических свойств касситерита в рудных залежах с глубиной, а также методические разработки по анализу и интерпретации геохимических аномалий.

По данным исследований представляется возможным определить глубину эрозионного среза залежей, оценить и классифицировать шлиховые ореолы для целей прогнозирования слабо вскрытого оруденения. При количественном прогнозировании на локальных рудных полях важное значение приобретают данные различных методов электроразведки, вызванной поляризации (ВП) в инфразвуковом варианте, а также индуктивные методы (на частотах первых килогерц); метод низкочастотного зондирования (ПЧЗ) и др.

Следует еще раз подчеркнуть, что только комплексный учет геолого-структурных, магматических, литологических факторов, геохимических и геофизических гравиметрических данных, а также использование методов формационного и сравнительного анализов позволяют с наибольшей относительной достоверностью подойти к решению сложной задачи — к оценке перспектив оловоносности геологических структур, районов, рудных узлов, месторождений.

Прогнозирование перспектив оловоносности в новых районах

В пределах новых районов в первую очередь целесообразно производить качественную оценку перспектив оловоносности — определять возможные формационные типы оруденения, что позволит косвенно судить о возможных количественных перспективах в недрах рассматрива-

емых рудоносных площадей и структур. При прогнозной оценке оловоносности в таких районах надлежит широко использовать принцип сравнительного анализа. При этом необходимо учитывать установленные геологической практикой и наукой особенности проявления коренной и россыпной оловянной минерализации.

При оценке потенциальных перспектив оловоносности различных формационных типов в новых районах, в особенности при качественной характеристике возможных типов оловянного оруденения, большая роль должна отводиться результатам грави- и магнитометрических исследований, а также металлометрических съемок различного масштаба. Решение поставленной задачи — оценки перспектив оловоносности — возможно при применении и рациональном комплексировании геологической, геофизической и геохимической информации. При этом следует иметь в виду, что геофизические методы исследований, в частности грави- и магнитометрия, не являются прямыми методами прогнозирования (как и поисков) оловянного оруденения, но они весьма эффективны в качестве косвенных методов.

Выбор площадей для проведения поисковых работ

При выборе площадей для проведения поисковых работ различного масштаба на олово надлежит исходить из следующих определяющих факторов: состояния геологической, геофизической и геохимической изученности и их результатов; опоискованности территории и детальности проведенных работ; характера проявления оловянного оруденения на территории района, минеральных и морфологических его типов; наличия действующих и проектируемых оловодобывающих предприятий и их обеспеченности сырьем; экономического положения района; существующей прогнозной оценки перспектив промышленной оловоносности района или отдельных его частей; имеющихся прогнозно-металлогенических карт и их масштаба.

Учитывая приведенные факторы, при выборе площадей под поиски целесообразно четко разграничивать работы такого направления и назначения применительно к двум группам оловорудных районов. К первой группе относятся оловоносные площади в районах разрабатываемых месторождений и созданных новых сырьевых баз с запасами руд, где поисковые работы направлены на обеспечение и расширение сырьевых баз оловодобывающих предприятий; ко второй принадлежат оловоносные площади на новых слабоизученных оловорудных территориях в пределах известных оловоносных провинций, где практически отсутствуют разведанные запасы, а перспективы их выявлены и оценены на основании геолого-структурных и металлогенических факторов различной степени детальности; задача поисковых работ в таких районах — создание новых сырьевых баз для оловодобывающей промышленности.

Поисковые работы в районах двух указанных групп основываются на геологических материалах различной детальности изучения, имеют далеко не одинаковые перспективы на выявление новых месторождений олова и характеризуются различными затратами на их производство.

Комплекс материалов и методов, обеспечивающих составление прогнозных карт *

Крупномасштабные прогнозные карты должны отображать основные закономерности размещения рудных залежей. Содержание таких

* Раздел составлен по материалам В. К. Политова, Б. В. Макеева, С. Ф. Лугова.

карт — схематическое изображение геологических элементов, определяющих важнейшие рудоконтролирующие и рудолокализующие факторы и возможную концентрацию металла [14]. Объектами исследования и составления прогнозных карт являются рудные поля и месторождения. Карты составляются в масштабах 1 : 25 000—1 : 5000 и сопровождаются комплексом дополнительных графических приложений. В случае проведения глубинного геологического картирования прогнозная карта служит основным геологическим документом. В оловорудных районах с известными и отрабатываемыми оловорудными месторождениями прогнозные карты периодически должны обновляться с учетом новой геологической информации.

Комплекс материалов и методов, обеспечивающих составление качественных прогнозных карт, таков.

1. Геологические методы, включающие: геологическую съемку с использованием аэрофотоснимков масштабов 1 : 25 000—1 : 20 000 и их репродукций, увеличенных до масштаба 1 : 10 000 (на последних нередко можно выделить контакты пород разного литологического состава, трещинные системы, дайки и другие важные факторы геологического строения изучаемой территории); дешифрирование должно проводиться по соответствующим методикам. При оценке рудных полей с преобладанием рудоконтролирующих структур складчатого типа важное место должно отводиться исследованию пород осадочного комплекса, складчатых форм, а для рудных полей с преобладанием дизъюнктивной тектоники особое внимание надлежит уделять изучению трещинных, в особенности рудоносных систем; для рудных полей, где оруденение отчетливо контролируется тектоно-магматическими факторами, важнейшее значение приобретает изучение прототектоники интрузивов, палеовулканизма, деталей вулканоструктур.

При анализе отдельных геологических факторов, определяющих особенности формирования соответствующих типов оловорудных полей, следует фиксировать внимание на следующем.

При локализации оруденения в надкупольных и эндоконтактовых зонах рудоносных выступов гранитов важную роль, наравне со структурными критериями — трещинными структурами, играют магматические критерии — тепловые поля и физико-химическая обстановка среды, существовавшие в момент формирования интрузивов. Целесообразно детально изучать формы кровли выступов гранитов, положение и формы плоскостей их контактов. Наличие таких выступов отчетливо фиксируется при крупномасштабной гравиметрической съемке, а также при детальном изучении проявлений контактового и гидротермального метаморфизма и детальном картировании фациальных разновидностей гранитоидов.

Складчатые формы нередко предопределяют характер залежей оловянного оруденения, в частности рудных тел оловоносных скарнов, приуроченных к отдельным пачкам скарноидов.

2. Детальные структурные исследования (микроструктурный анализ и др.) приобретают весьма важное значение для выявления особенностей формирования жильных и штокверковых залежей различных промышленных типов месторождений. Содержание и направленность таких исследований широко известны по публикациям И. П. Кушнарева, И. Н. Томсона и др.

3. Для получения необходимой информации при решении вопросов оценки потенциала оруденения и составления соответствующих прогнозных карт важно провести изучение физико-механических свойств

горных пород, характера проявления контактового метаморфизма и постмагматических изменений вмещающих пород.

Кроме общегеологической информации, для решения поставленной задачи по составлению прогнозных карт необходимо иметь кондиционную геологическую карту крупного масштаба (для этого надлежит предусматривать соответствующие объемы картировочного бурения, горных выработок — поверхностных), а также комплекс других карт масштабов 1 : 25 000—1 : 10 000: геофизической съемки, в том числе грави-, магнитометрической съемки и электроразведки, геохимической с выделением первичных и вторичных ореолов, шлиховой, гамма-спектрометрической (в наземном и аэро вариантах) и др.

Составление прогнозных карт, их макеты

По данным В. К. Политова, существует два направления составления прогнозных карт.

Для первого — наиболее широко распространенного — характерны преимущественно качественный подход к выделению и оценке рудоконтролирующих факторов, расположению последних по степени важности и определению сфер их влияния. При этом фактически не учитывается степень значимости рудоконтролирующих факторов. Приемы качественного анализа, а также геологического выражения на прогнозных картах таких факторов и признаков оруденения на протяжении длительного времени разрабатывались большим коллективом специалистов под руководством Е. Т. Шаталова, рассматриваются эти приемы и в соответствующей инструкции по геологической съемке и поискам.

Второе направление объединяет исследования, в которых осуществлена попытка количественного подхода к оценке рудоконтролирующих факторов; оно начало складываться в последние два десятилетия. Существует ряд методических подходов к оценке относительной значимости отдельных геологических факторов. Наиболее полно они изложены в работе П. А. Шехтмана и др. [14]. Однако нельзя не отметить, что предложенные авторами книги основные принципы составления прогнозных карт и оценки перспективных ресурсов сырья еще весьма далеки от количественного прогноза полезного ископаемого в недрах изучаемых площадей. Анализируя состояние изученности этой актуальнейшей проблемы для прикладной геологии, следует подчеркнуть, что в настоящее время происходит интенсивное накопление фактического материала для последующей разработки более совершенной методики количественного прогнозирования.

Приведем краткую характеристику методических приемов составления прогнозных карт по двум рассмотренным направлениям.

Составление прогнозных карт качественными методами. По этой методике прямые и косвенные поисковые критерии оруденения и рудоконтролирующие факторы выявляются, классифицируются и оцениваются специалистами путем их описания, а составление прогнозных карт складывается из последовательного графического изображения всех этих признаков, совмещения их на единой сводной карте с выделением на ней площадей с различным числом признаков и факторов. Затем эти площади классифицируются по перспективности или по масштабам прогнозных ресурсов. Такие прогнозные карты составляются на основе целой серии карт: проявлений оловоносной минерализации, шлиховой, геохимических, прямых и косвенных признаков, геофизических (в первую очередь гравиметрической), литологической, рудоконтролирующих факторов. Все эти вспомогательные карты составляются обычно на

слабораскрашенной или бланковой геологической карте с разреженной топоосновой. Порядок их составления рассмотрен в работах Е. М. Захарова, А. Ф. Гуреева и др.

Следует весьма кратко остановиться на характере составления *карты рудоконтролирующих факторов, представляющей собой* схематизированную геолого-структурную карту и являющейся, по сути, основой для познания особенностей локализации оловянного оруденения. На такой карте должны быть отражены следующие факторы: элементы морфологии и внутреннего строения рудоносных гранитных массивов (выступы и купола), в частности, изолинии их кровли, литологические типы пород; магмо- и рудоконтролирующие разломы; рудолокализующие трещины; элементы складчатой структуры и др. На карте обязательно выделяются участки, оптимальные для рудолокализации, ограниченные определенными условными поверхностями, — равноотстоящими от рудоопределяющих разрывов, кровли гранитов, — а также *предполагаемое положение геохимических барьеров и др. Для* определения типа рудных полей важно отображение зон мелкой трещиноватости, поясов даек и ореолов контактового метаморфизма.

После анализа фактического материала вспомогательных карт производится отбор важнейших факторов для нанесения их на сводную прогнозную карту. Эти факторы будут значительно отличаться для оруденения основных формационных типов, в частности, для касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций. В итоге обобщения и анализа огромной геолого-геофизической и геохимической информации *применительно к конкретным формационным и промышленным типам* оруденения выделяются перспективные рудоносные и рудоносные участки (площади) и оценивается их возможный потенциал. Одновременно производится количественная оценка известных проявлений олова.

Составление прогнозных карт с применением количественных методов обычно осуществляется с целью количественной оценки признаков оруденения и рудоконтролирующих факторов при составлении прогнозных карт масштаба 1 : 25 000 и крупнее. Методика составления таких карт рассмотрена в работе П. А. Шехтмана и др. [14]. При систематизации рудоконтролирующих факторов, с учетом их неоднородности, раздельно группируются рудообразующие, рудораспределяющие и рудолокализующие факторы, обработка которых производится отдельно. Более того, проводится систематика рудоконтролирующих поверхностей, требующих соответствующего отображения на прогнозных картах; в частности, принято выделять следующие подобные поверхности: рудоконтролирующие, рудопроводящие, рудораспределяющие, рудолокализующие, маркирующие, рудоограничивающие.

Информация о рудообразующих факторах обрабатывается с помощью системы качественных оценок. Для этого изучаемая территория делится на ячейки равной площади и в каждой из них определяются информативные признаки — рудоконтролирующие факторы, прямые и косвенные индикаторы оруденения, которые кодируются и вводятся в ЭВМ. Последующая обработка на ЭВМ осуществляется с применением различных методов — программ распознавания образов («Кора» и др.), автоматической классификации (программы «Кластер», «Форель» и др.), дисперсного анализа и т. д. В итоге выделяются площади с различной степенью вероятности, сопоставимые с заведомо рудоносными ячейками и являющиеся перспективными на выявление оловянного оруденения соответствующего формационного типа. Степень перспективности выделяемых площадей устанавливается по значениям вероятности

или другими способами. Соответствующими методами обрабатываются также рудораспределяющие и рудолокализующие факторы.

После обработки данных по рудоконтролирующим факторам составление прогнозных карт производится в такой последовательности.

1. Выбор метода геометризации рудоконтролирующих поверхностей. В зависимости от масштаба и условий залегания оловорудных проявлений используются структурные или геологические методы геометризации.

2. Нанесение на карту участков проявления каждого рудоконтролирующего фактора в границах оптимальных, благоприятных, нейтральных и неблагоприятных значений. Вслед за этим выделяются однородные участки, где значения факторов постоянны; они оконтуриваются линиями граничных значений. Для каждого из факторов составляется отдельная накладка на восковке, которые затем совмещаются, и площади с максимальным числом факторов рассматриваются как наиболее перспективные при прогнозировании.

3. Для каждого однородного участка оцениваются значения рудоконтролирующих факторов, таких как степень благоприятности участка для размещения соответствующего типа оруденения в геолого-структурном отношении; наличие и интенсивность проявления оруденения и его индикаторов, уровень эрозионного среза; степень (характер) связи рудоконтролирующих факторов с показателями поисковых признаков.

4. Оценивается продуктивность однородных участков, определяются возможный структурный характер и минеральный тип оловорудного проявления, морфологический тип рудных полей и тел, устанавливаются возможные места и объемы рудных блоков; далее вычисляются прогнозные ресурсы олова раздельно по категориям P_1, P_2 и P_3 с указанием примерного качества руд.

Макет прогнозной крупномасштабной карты. Подавляющая часть сырьевых ресурсов оловорудных месторождений СССР связана с двумя формациями: касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной. Прогнозные карты составляются раздельно для обеих оловорудных формаций. В качестве типового примера рассмотрен вариант составления макета прогнозной карты масштаба 1 : 25 000 рудного поля месторождения касситерит-кварцевой формации (по В. К. Политову), занимающего значительную площадь рудного узла, в пределах которого развит ряд оловорудных проявлений сходного строения и состава.

Состояние геолого-геофизической изученности площади рудного узла и поля месторождения вполне удовлетворяет требованиям, предъявляемым при составлении подобных карт (рис. 43). Ранее здесь был произведен комплекс разноплановых исследований, включая литохимическое опробование элювиально-делювиальных отложений. Основные цели составления прогнозной карты — оценка перспектив на флангах и глубоких горизонтах рудного поля, осуществление количественного прогноза и разработка научного обоснования для дальнейшего развития геологоразведочных работ.

Месторождения и проявления рудного узла размещены в центральной части антиклинали и являются составной частью более крупной рудоносной структуры, вытянутой вдоль регионального разлома длительного развития. Разлом представляет собой крупный краевой шов, разделяющий антиклинальное поднятие с выходами догеосинклинального основания, и прогиб, выполненный геосинклинальным комплексом мезозоид. К геосинклинальному комплексу относятся образования аспидной формации, состоящей из двух серий: нижней верхнепермской аспидной мощностью 1 км, характеризующейся чередованием пачек пес-

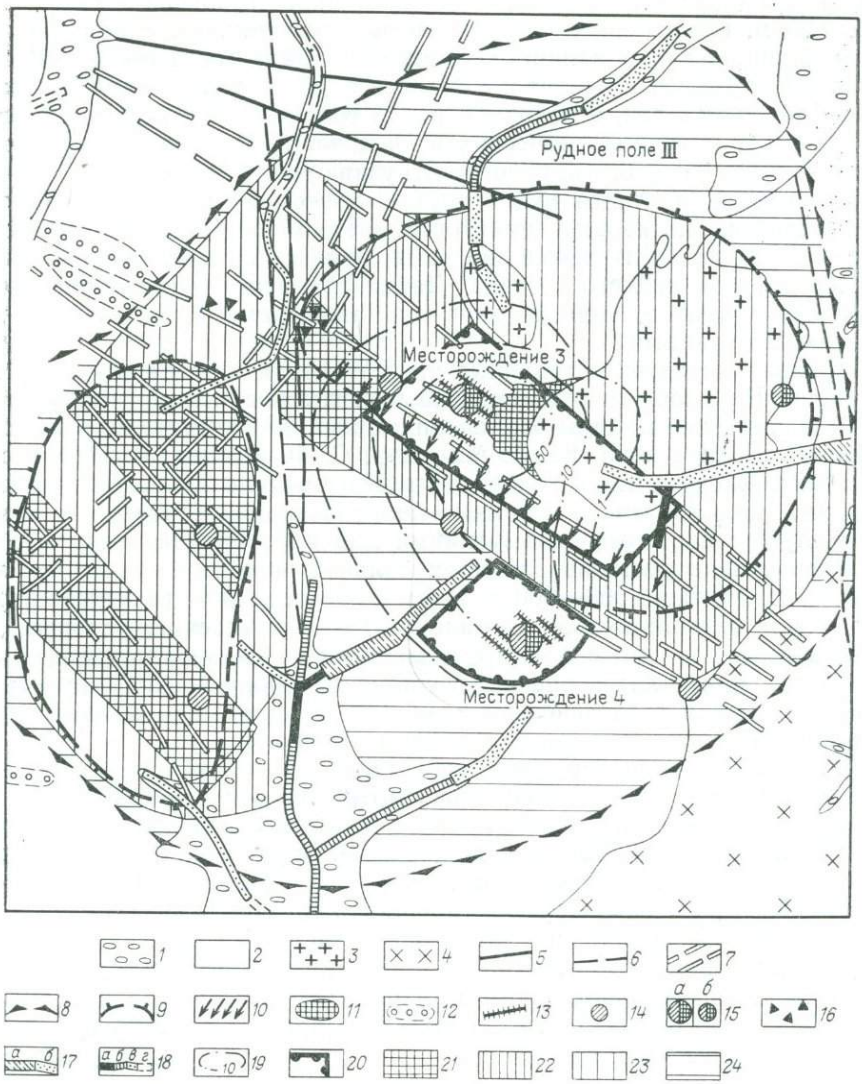


Рис. 43. Макет прогнозной карты рудного поля месторождения касситерит-кварцевой формации (масштаб 1 : 25 000).

1 — рыхлые четвертичные отложения; *2* — верхнепермские — нижнетриасовые отложения (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы); *3* — раннемеловой (оловоносный) интрузивный комплекс — лейкократовые биотитовые граниты; *4* — позднеюрский интрузивный комплекс — роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты; *5* — разрывы, входящие в систему главного рудоконтролирующего регионального разлома; *6* — рудоограничивающие разрывы; *7* — рудораспределяющие трещинные зоны; *8* — крутые контакты скрытого интрузива оловоносных гранитов, предполагаемые по геофизическим данным; *9* — границы апикальных куполов гранитов II порядка, предполагаемые по геофизическим данным; *10* — морфологические элементы кровли гранитов III порядка; *11* — залежи грейзенов и грейзенизированные граниты; *12* — зоны окварцевания; *13* — кварцевые, мусковит-кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом; *14* — рудопроявления кварцевого типа; *15* — рудные объекты мусковит-кварцевого типа: *а* — мелкие месторождения, *б* — рудопроявления; *16* — проявления висмута; *17* — промышленные оловянные россыпи с высоким (*а*) и рядовым (*б*) содержанием касситерита; *18* — шлиховые потоки рассеяния с различными содержаниями касситерита: *а* — высокими весовыми, *б* — низкими весовыми, *в* — с десятками зерен, *г* — с единичными зернами; *19* — изолинии содержания касситерита (г/м³) в шлиховых (копушных) ореолах рассеяния; *20* — контуры разведанных и эксплуатируемых месторождений с числом рудоконтролирующих факторов (РФ) 5—6; *21—24* — перспективные площади: *21* — наиболее перспективные (объекты I очереди) — фланги месторождений и узлы пересечения рудораспределяющих трещинных зон (РФ 4—5), 22 — высокой перспективности (объекты II очереди) — фланги месторождений и наиболее перспективных площадей (РФ 3—4); *23* — средней перспективности (объекты III очереди) — примыкающие к месторождениям (РФ 2—4); *24* — низкой перспективности (объекты работ IV очереди, РФ 1—3)

чаников и глинистых сланцев, и верхней нижнетриасовой мощностью около 800 м, сложенной преимущественно песчаниками с подчиненными им флишоидами и глинисто-сланцевыми пачками. Породы нижней толщи наблюдаются в центральной части рудного узла в виде брахиантиклинальной складки, а породы верхней толщи ее обрамляют. По данным грави- и магнитометрических исследований на глубине предполагается наличие скрытого крупного интрузива гранитоидов.

В центральной части рудного узла известны небольшие выходы лейкократовых биотитовых гранитов раннего мела. Их магнитные поля имеют низкие положительные значения; отмечается обилие даек основного, среднего и кислого состава. Дайки гранитов, гранит-порфиров и аплитовых гранитов, видимо, являются апофизами скрытых выступов оловоносных гранитов.

Проявления олова — типичные представители касситерит-кварцевой формации. На площади рудного узла развиты кварцевый (преимущественно) и грейзеновый типы оруденения; описание их приведено в публикациях Л. П. Цветкова, Ю. А. Маркина, С. Ф. Лугова, Б. В. Макеева и др. [22]. Следует лишь подчеркнуть, что проявления олова грейзенового типа самостоятельного практического значения не имеют, они частично служат коренными источниками для образования россыпей.

Рудное поле размещено в надкупольной зоне кровли интрузива, скрытого на глубине 500—600 м. Этим, надо полагать, во многом предопределены благоприятные в температурном отношении условия для рудоотложения и проявления геохимической и минералогической зональности. Критериями оценки глубины распространения оруденения являются: общая геологическая позиция, геофизические данные, минералогическая зональность, типоморфизм минералов.

Выделение прогнозируемых площадей и количественная оценка прогнозных ресурсов сводятся к рассмотрению геологической позиции; анализу магматических и структурных рудоконтролирующих факторов; анализу косвенных и прямых индикаторов оруденения; оценке уровня эрозионного среза; определению прогнозных ресурсов. В качестве типового примера прогнозируемой площади приведено рудное поле III (см. рис. 43), расположенное в восточной части рудного узла; оно тяготеет к апикальному выступу гранитов и к скрытой его части. Здесь проявлено оруденение грейзенового и кварцевого типов, образующее на отдельных участках зоны сближенных жил и прожилков типа штокверкоподобных залежей.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОЛЬФРАМА

Накопление вольфрама свойственно малоглубинным зонам земной коры, в которых его минеральные формы встречаются совместно с оловянной, молибденовой, медной, висмутовой, сурьмяно-ртутной и иной минерализацией. В ряде вольфрамоносных провинций фиксируется последовательное накопление вольфрама вначале в осадочно-вулканогенных, позднее в метаморфогенных формациях и в ареалах наиболее молодых малоглубинных плутонов гранитоидов корового происхождения.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При всем разнообразии генетических условий формирования все промышленные типы месторождений вольфрама содержат в составе руд технологически извлекаемые в концентраты минералы группы вольфрамита или шеелита. Минералы эти сравнительно устойчивы и

концентрируются в экзогенных образованиях в виде механических ореолов рассеяния, вплоть до различного типа россыпей.

Промышленные типы вольфрамовых месторождений приурочены к определенным структурам земной коры, где они образуют собственно вольфрамовые или комплексные рудные объекты: с оловом или молибденом, различными сульфидами цветных металлов и др.

Практически все объекты промышленного вольфрамового оруденения локализованы в наложенных структурах подвижных поясов, примыкающих к ним участках кратонов и возникают в эпохи активизации в различной степени консолидированных частей земной коры континентального типа. Такие структуры могут быть объединены в три класса, каждому из которых свойственны определенные отличия режима тектонического развития, магматизма и, как следствие этого, — разные формации вольфрамового и сопутствующего оруденения [7].

1. Структуры устойчивого геоантиклинального развития, усложненные орогенными прогибами и сводовыми поднятиями, с многократным проявлением магматизма в форме гнейсогранитных куполов и сопряженных гранитных плутонов. Продуктивны на вольфрамовое оруденение обычно обогащенные глиноземом, литием и фтором гранитоиды одного из поздних этапов развития сводовых поднятий. Возникающие в такой обстановке собственно вольфрамовые, оловянные и комплексные месторождения разных морфогенетических типов составляют о л о в о - в о л ь ф р а м о в у ю рудную формацию.

2. Линейные структуры активизации зон древней складчатости (обычно эвгеосинклинальных) и кратонов, представляющие собой сочетание рифтогенных впадин и поднятий мозаично-блокового строения. Вольфрамоносными являются поздние вулкано-плутонические ассоциации коровых гранитоидных пород повышенной калиевой щелочности, формирующие межформационные (усложненные куполами) многофазные плутоны, штоки и свиты даек, подчиненные структурам линейных и кольцевых разломов. Сопутствующее им собственно вольфрамовое, молибденовое или комплексное оруденение различного морфогенетического типа объединяется в м о л и б д е н - в о л ь ф р а м о в у ю рудную формацию.

3. Структуры некомпенсированных приразломных прогибов с заметно редуцированной континентальной корой, выполненные континентальной молассой, наземными вулканитами андезитовых серий и их интрузивными аналогами; последние по системам сопряженных разломов выходят за пределы прогибов в смежные поднятия (структуры основания вулканитов). Изменчивые по составу комплексные вольфрамоносные образования, обычно сопутствующие субвулканическим фациям порфировых пород, относятся к п о л и м е т а л л и ч е с к и - в о л ь ф р а м о в о й рудной формации.

В каждой из перечисленных формаций присутствуют близкие по морфогенетическим особенностям собственно вольфрамовые или комплексные месторождения, отличающиеся, однако, минералого-геохимическими особенностями, параметрами рудообразования, условиями локализации и прежде всего — условиями отложения и интенсивностью проявления минеральных парагенезисов предрудной, продуктивной и послерудной стадий гипогенного процесса.

К частным особенностям близких морфогенетических типов оруденения (скарновый, грейзеновый, жильный и штокверково-вкрапленный) разных формаций относятся, таким образом, условия локализации, минеральный состав и геохимические характеристики руд, — весьма пока-

зательные важные факторы для разработки прогнозно-поисковых и оценочных критериев соответствующих рудных объектов.

В качестве геологических предпосылок прогноза соответствующих вольфрамоворудных объектов подчеркнем некоторые региональные специфические черты провинции и рудных районов с объектами вольфрамового оруденения перечисленных формаций.

1. Наиболее близкой геологической формацией собственно вольфрамовых и комплексных месторождений олово-вольфрамовой формации являются эпигеосинклинальные и внегеосинклинальные батолиты гранитоидов устойчивых областей геоантиклинального режима развития. Гранитоиды данной формации охватывают длительный период формирования, при этом поздние фазы плутонов, с которыми наиболее тесно ассоциируют объекты оловянно-вольфрамового оруденения, проявляются в периоды блоковых деформаций сводов и отложения наиболее поздней континентальной молассы. Аналогичные плутонические образования проникают в срединные массивы и окраины примыкающих платформ.

Рудные поля с месторождениями разных генетических типов непосредственно тяготеют к куполам поздних лейкогранитов, слабо вскрытых или невскрытых, залегающих среди гранитоидов повышенной основности ранних фаз. Ореолы куполов продуктивных гранитов характеризуются отчетливо выраженной мусковитизацией, грейзенизацией и турмалинизацией окружающих пород. Позицию тел поздних лейкогранитов определяют узлы пересечения дизъюнктивных нарушений, возникших (или обновленных) на соответствующем этапе продуктивного магматизма. В наиболее перспективных участках литогеохимического ореола отчетливо возрастает дискретность распределения вольфрама, олова, фтора и некоторых других элементов и увеличивается сила их корреляционных связей.

2. Рудным районам молибден-вольфрамовой формации, впервые выделенной В. Т. Покаловым [31], свойственно сочетание объектов существенно вольфрамового, молибденового и комплексного оруденения, нередко с участием висмута, меди, свинца, цинка, иногда золота и плавикового шпата.

Для существенно вольфрамовых месторождений этой формации характерна локализация вдоль линейных структур длительного развития, представляющих собой линеаменты высокого ранга в структурах активизированной континентальной коры. На поздних этапах эволюции таких структур происходило накопление терригенно-вулканогенных континентальных формаций и завершающих их вулкано-плутонических ассоциаций среднекислых пород повышенной калиевой щелочности. Продуктивны на вольфрамовое оруденение, как правило, малоглубинные плутоны слабо изменяющегося состава в многократно повторяющихся интрузивных фазах. Обычны послегранитные серии даек повышенной основности и калиевой щелочности, поля которых смещены относительно куполов поздних гранитов, но пространственно сближены с позициями различных типов вольфрамоносных гипогенных образований.

Геофизические поля в пределах рудных районов фиксируют повышенную мощность коры, преимущественно ее «базальт-диоритового» слоя, при сокращенной мощности «гранитного» слоя, в котором локализуются пологие межформационные тела гранитоидных плутонов со сложной купольно-гребневидной поверхностью кровли. Вмещающие породы в ореолах плутонов обнаруживают последовательную базифика-

цию, калиевую фенитизацию, сульфидизацию и приобретают повышенную магнитность.

3. Вольфрамоносные объекты полиметаллически-вольфрамовой формации пространственно сближены с полиметаллическими, сульфидно-оловянными, сурьмяно-ртутными, золото-серебряными и другими типами месторождений, присущими периокеаническим поясам континентальных вулканитов, чаще всего приподнятым участкам основания вулканитов или их аналогам на флангах вулканических поясов. Центрами рудных полей часто являются субвулканические интрузии среднекислых пород, близкие аналоги примыкающих вулканитов; такие тела тяготеют к центрам или кальдерным ограничениям глубоко эродированных вулканоструктур или к узлам пересечения и сопряжения дизъюнктивных нарушений в породах их основания и флангов.

В рудных полях, приуроченных к структурам данного типа, обычно широко проявлен железно-магнезиальный метасоматоз (биотитизация, хлоритизация, амфиболизация, турмалинизация, сульфидизация; более локальны зоны скарнирования, пропилитизации и березитизации) с характерными элементами горизонтальной и вертикальной зональности.

Между многофазными магматическими инъекциями, различными метасоматитами и гипогенными образованиями рудных полей отсутствуют устойчивые пространственные связи; обычны до-, меж- и послерудная позиции поздних фаз малых интрузивных тел повышенной основности, как правило, специализированных на вольфрам, накапливающийся как в породообразующих, так и акцессорных (апатит, магнетит, сфен, турмалин, сульфиды) минералах, а также в сопровождающих эти тела метасоматитах.

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

Отличительные особенности состава и локализации вольфрамовых месторождений близких морфогенетических типов, принадлежащих к разным формациям, рассмотрены на примерах объектов скарново-шеелитового, грейзенового и жильного вольфрамового оруденения.

Так, для скарново-шеелитовых месторождений наиболее информативны следующие признаки.

1. Шеелитоносные скарны олово-вольфрамовой формации локализуются в морфологически усложненных участках непосредственного контакта гранитоидов повышенной основности с благоприятными по составу и структуре горизонтами карбонатных пород вмещающей толщи. Скарновые тела обычно совмещены с локальными структурами повышенной тектонической активности, что выражено в доинтрузивных, до- и послескарновых элементах дизъюнктивных нарушений, фиксируемых положением поздних жильных тел гранитоидов, зонами полевошпатовых метасоматитов или грейзенов, разновременными дайками порфировых пород.

2. Скарново-шеелитовые месторождения молибден-вольфрамовой формации непосредственно не связаны с контактами гранитных плутонов, нередко существенно удалены от последних, занимают межслойное или секущее положение во вмещающей толще, локализуясь вдоль тектонических нарушений, разделяющих литологически благоприятные для скарнообразования карбонатные и алюмосиликатные породы. К тем же структурам приурочены свиты различных по составу послегранитных даек, бóльшая часть которых относится к доскарновым.

3. Шеелитоносные скарны полиметаллически-вольфрамовой формации также не обнаруживают прямой связи с телами плутонических гра-

нитоидов. Положение скарнов и постоянно ассоциирующих с ними пропилитов и березитов контролируется блоками карбонатных или вулканогенных пород повышенной основности, размещенными в зонах хорошо проработанных дизъюнктивов. Одни интрузивные тела в пределах таких зон (штоки, силлы, дайки) относятся к доскарновым, другие — к меж- и послескарновым; в объеме пород рудных полей они заметно уступают различного типа минерализованным метасоматитам — скарнам, грейзенам, пропилитам, березитам, сульфидно-колчеданным залежам.

Шеелитоносные скарны первого типа нередко сопровождаются оловянной минерализацией или близко расположенными оловорудными объектами иных генетических типов. Скарны второго типа постоянно содержат молибденовую минерализацию в форме молибденита и молибдошеелита, особенно характерного для ранних минеральных ассоциаций. В поздних ассоциациях шеелиту сопутствуют молибденит, другие сульфиды и сульфосоли, плавиковый шпат, иногда барит и ангидрит. В скарново-шеелитовых проявлениях третьего типа существенный объем составляют сульфиды (реже арсениды) железа, меди, цинка, висмута; заметная роль принадлежит слюдам, флюориту и апатиту. В околорудных метасоматитах развиты разнообразные силикаты железа, кальция и магния, а в еще более широком ореоле проявлены биотитизация и хлоритизация окружающих алюмосиликатных пород.

В соответствии с указанными формационными отличиями скарново-шеелитовых месторождений изменяются их ведущие поисковые признаки: состав механических и литогеохимических ореолов рассеяния, физические поля месторождений и отдельных рудных тел. Так, в шлиховых ореолах скарнов олово-вольфрамовой формации шеелиту (практически лишенному примеси молибдена) сопутствуют касситерит и высокожелезистый гранат, содержащий заметные примеси олова, а в литогеохимических ореолах индикаторными элементами являются вольфрам, олово, мышьяк, бор, иногда медь и висмут. В ореолах скарнов молибден-вольфрамовой формации шлиховые комплексы включают молибдошеелит, молибденит, магнетит, флюорит, барит, а в литогеохимических ореолах рассеяния выделяются вольфрам, молибден, фтор, висмут, свинец, цинк, иногда медь и серебро. Механические ореолы рассеяния в полях скарнов полиметаллически-вольфрамовой формации отличаются обилием лимонита (образуется по сульфидам), обогащенного вольфрамом и висмутом; ассоциирующий с ним шеелит лишен примесей молибдена и редких земель, которыми обогащен в тех же ореолах апатит. В литогеохимических ореолах отмечаются железо, фосфор, медь, вольфрам, висмут, цинк, свинец, серебро и золото.

Существенно отличаются и физические поля тех же трех типов шеелитоносных скарнов: скарны олово-вольфрамовой формации развиты в полях обширных гравитационных минимумов, с узкими зонами пород повышенной плотности лишь вдоль ограниченных отрезков непосредственных контактов гранитоидных интрузивов; скарны молибден-вольфрамовой формации находятся в линейных зонах пониженной плотности с признаками геофизических ступеней. Рудные тела в таких зонах фиксируются локальными аномалиями повышенной плотности и магнитности. Скарны полиметаллически-вольфрамовой формации, наряду с линейными геофизическими аномалиями тектонической породы, сопровождаются характерными аномалиями электрического поля, благодаря поляризующим свойствам широко распространенных в их составе сульфидов, в том числе высокомагнитного пирротина.

Другие типы вольфрамовых месторождений (грейзеновые, жильные, штокверковые) разных формаций также обнаруживают определенные отличия состава и строения, а также автономные особенности литогеохимических и геофизических полей.

Рудоносные грейзены олово-вольфрамовой формации обычно представляют собой пологие залежи в надкупольных частях гранитоидов поздних фаз, под экраном вмещающих роговиков или гранитоидов ранних фаз. Штокообразные тела грейзенов обычно находятся над скрытыми куполами «внутренних» литий-фтористых гранитов. Грейзеновые тела имеют ритмично-зональное строение; в разных зонах отмечаются переменные соотношения кварца, мусковита, топаза, флюорита и некоторых реликтовых минералов гранитов при малом количестве сульфидов, переменном соотношении вольфрамита и касситерита, иногда тантало-ниобатов. Продуктивные фации грейзенов чередуются со слабоминерализованными останцами гранитов.

Грейзены молибден-вольфрамовой формации обычно слагают крутопадающие жильно-грейзеновые зоны или концентрически-зональные трубообразные тела; первые тяготеют к куполовидным поднятиям пологих контактов поздних фаз гранитоидов, а вторые — к их крутым контактам. Характерна поэтажная вертикальная и горизонтальная зональность различных по составу грейзенов, среди которых наиболее богатая минерализация свойственна кварц-топаз-мусковит-флоритовой фации грейзенов с кварцевыми ядрами и крупными сульфидными сегрегациями.

Жильные (иногда жильно-штокверковые) месторождения олово-вольфрамовой формации сформированы сближенными, кулисообразно сменяющими друг друга жильными телами одного или нескольких направлений; мощности отдельных жил обычно не превышают 1 м; протяженность их достигает нескольких сотен метров. Существенно кварцевые жилы и сопровождающие их метасоматиты (полевошпатовые, слюдисто-грейзеновые) приурочены к трещинам разрывов, реже к пологим трещинам отрыва и отслоения, генетически связанным с механизмом эруптивного воздействия залегающего ниже гранитоидного интрузива. Жильные тела обычно размещены в контактово-метаморфизованных породах, а корневые их части погружаются в граниты ранних фаз, достигая апикальной поверхности лейкогранитов поздних фаз. Рудные жилы, как правило, пересекаются послегранитными дайками кислых и основных пород порфировой фации. Вольфрамит и касситерит располагаются в основном вдоль зальбандов жил вместе с небольшим количеством сульфидов — преимущественно арсенопирита, редкими выделениями апатита, топаза, флюорита, иногда турмалина и различными фосфатами. Вмещающие терригенные отложения обычно турмалинизированы.

В полях жильных месторождений молибден-вольфрамовой формации кварцевые жилы менее многочисленны (исключая поля жильно-штокверкового типа), но характеризуются большой выдержанностью и протяженностью, а при пологом падении также и большим вертикальным диапазоном распространения. Обычно они унаследуют трещины скалывания в зонах сбросо-сдвигов и надвигов. По близкой системе трещин внедрялись предшествующие рудным жилам дайки средне-основных порфировых пород. Жильные поля тяготеют к штокам поздних лейкогранитов, удаляясь от них на расстояние до 2 км. Жилы имеют отчетливое поясовое — зональное строение, связанное с многостадийным гипогенным процессом, подчеркнутым обособлением зон существенно сульфидной минерализации. Неравномерные выделения вольфра-

мита, как правило, близкого к гюбнериту, обычно крупные; молибденит тонкочешуйчатый, неравномерно рассеянный. Среди сульфидов преобладает крупнокристаллический пирит, присутствуют пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, сульфосоли свинца и висмута, с которыми ассоциируют различные фосфаты и карбонаты марганца, поздний адуляр, фториды и сульфаты кальция. В зальбандах жил выделяются околожильные березиты и слюдиты.

Жильные тела месторождений полиметаллически-вольфрамовой формации наиболее сложные по морфологии, невыдержаны по простиранию и падению, обычно представляют собой зоны кварцевого замещения сближенных трещин и зон брекчирования. Часто они контролируются структурными элементами дайковых полей в субстрате древних гранитоидов и других пород повышенной хрупкости или сопровождают субвулканические тела, развитые в полях вулканитов.

Жилы отличаются сложным телескопированным положением разностадийных гипогенных минеральных ассоциаций с повышенной ролью разнообразных сульфидов и сульфосолей висмута, сурьмы, ртути и серебра и др.; продуктивными минералами являются вольфрамит (чаще ферберит), иногда шеелит и касситерит. Распределение минерализации весьма неравномерное. Жильные выполнения сопровождаются околорудными пропилитами и аргиллизитами, иногда березитами.

Подчеркнутые информативные признаки месторождений рассмотренных генетических типов в составе разных формаций могут быть успешно использованы для целей прогнозной оценки. При этом следует учитывать средние статистические параметры промышленных месторождений соответствующих формаций и генетических типов, а также определенные индикаторы, присущие объектам крупного и мелкого масштабов.

Наиболее масштабными объектами вольфрамового оруденения с благоприятными горнотехническими условиями отработки являются штокверковые месторождения в составе всех трех формаций (несмотря на сравнительно бедные содержания вольфрама в рудах); к крупным также принадлежат некоторые скарново-шеелитовые месторождения молибден-вольфрамовой и полиметаллически-вольфрамовой формаций, при этом последние обычно представлены богатыми рудами.

Учитывая морфологию рудных тел, масштабы оруденения и качество руд, определяющие технологию их отработки и обогащения, в промышленной систематике вольфрамоворудных объектов следует различать следующие типы: 1) скарновые и некоторые близкие им метасоматические залежи шеелитовых руд; 2) жильные месторождения вольфрамитовых руд; 3) штокверки (и близкие им по морфологии грейзеновые залежи) шеелитовых или вольфрамитовых руд.

Средние параметры скарново-шеелитовых месторождений отличаются в каждой из формаций. Размеры скарновых тел в месторождениях олово-вольфрамовой формации по простиранию не превышают десятков, реже первых сотен метров, а мощности их продуктивных зон обычно составляют несколько метров; среднее содержание трехокиси вольфрама в этих зонах, как правило, до 0,6 %. Подобных тел в рудных полях бывает несколько (до десятков), но запасы в каждом из них достигают нескольких сотен, реже тысяч тонн трехокиси вольфрама при удельных запасах на 1 м рудных тел 10—30 т.

Рудные тела скарнов в месторождениях молибден-вольфрамовой формации характеризуются большей выдержанностью — от сотен метров до километров по простиранию и до нескольких сотен метров по падению; мощности продуктивных зон скарнов достигают иногда де-

сятков метров при содержании условной трехокиси вольфрама — первые десятые доли процента. Удельные запасы на 1 м рудных тел 50—80 т.

На скарново-шеелитовых месторождениях полиметаллически-вольфрамовой формации наблюдаются наиболее выдержанные и компактные рудные тела и богатые руды (1—3 % условной трехокиси вольфрама с учетом попутных меди, висмута, цинка и др.). Удельные запасы трехокиси вольфрама на 1 м рудных тел достигают 250 т.

При прогнозной оценке скарново-шеелитовых месторождений прежде всего учитываются следующие факторы и параметры:

1) объемные соотношения между магнезиальными и известковыми скарнами, а также интенсивность проявления в последних апоскарновых преобразований; в магнезиальных скарнах, не преобразованных в известковые, а также в слабо замещенных гистерогенными ассоциациями известковых скарнах существенной шеелитовой минерализации ожидать не приходится;

2) продуктивность скарнов; она пропорциональна интенсивности проявления последовательных стадий послескарнового кварц-полевошпатового, альбит-скаполитового, пропилитового, березитового и иных преобразований; в равной мере это относится и к шеелитоносным скарноидам, локализованным среди гранитизированных метаморфических комплексов в виде стратиформных залежей;

3) роль вмещающей среды; достаточно крупные тела шеелитоносных скарнов замещают протяженные горизонты карбонатных пород особого состава и строения, часто чередующиеся с алюмосиликатными прослоями; менее благоприятны останцы известняков среди гранитоидов;

4) влияние предрудных дислокаций; локализация продуктивных фаций скарнов и рудоносных апоскарновых метасоматитов определяется рисунком поздних дизъюнктивных дислокаций, сопряженных с контактовыми поверхностями литологически контрастных пород.

Наиболее часто рудоконтролирующими структурами скарнов олово-вольфрамовой формации служат вогнутые контакты (провесы кровли) гранитных плутонов. Для рудоносных скарнов этой формации характерно множество прерывистых приконтактовых тел и сопряженных с ними межпластовых седловидно-линзовидных и неправильных по форме залежей.

Для полей скарновых месторождений молибден-вольфрамовой формации наиболее типична система выдержанных межслойных, реже секущих залежей на границах карбонатных и алюмосиликатных пород вдоль предрудных тектонических нарушений; по морфологии они приближаются к жильным телам или представляют собой сочетания пласто- и линзообразных форм в межпластовой позиции.

Особенности локализации шеелитоносных скарнов полиметаллически-вольфрамовой формации сходны с предыдущими при более выдержанном контроле жилообразных тел прямолинейными дизъюнктивами, благодаря чему апоскарновые ассоциации и связанная с ними продуктивная минерализация выходят за контуры развития скарнов в пропилитизированные и березитизированные алюмосиликатные породы.

Всем типам шеелитоносных скарнов свойственно быстрое понижение величины мультипликативного индикаторного отношения $(Be \times Sn) : (W \times Bi)$ в литогеохимическом ореоле рассеяния, в направлении от надпродуктивных к подпродуктивным горизонтам рудных полей [21].

Промышленные жильные вольфрамитовые месторождения фиксируются в самостоятельных полях, иногда пространственно сближенных с вольфрамоносными грейзенами или штокверками. Жильные месторождения, часто богато минерализованные вольфрамитом, сопутствующими *касситеритом, молибденитом, минералами висмута, иногда* тантало-ниобатами и др., обычно представляют собой объекты небольшого масштаба; запасы лишь немногих из них — с большим числом протяженных и выдержанных по падению жил — достигают десятков тысяч тонн трехокиси вольфрама. Удельные запасы ее на 1 м жильных тел составляют 5—20 т.

В жильных полях выделяется одна, реже несколько систем трещин, вмещающих продуктивную минерализацию. *При наличии многих жил* основная часть запасов бывает связана с несколькими из них — наиболее протяженными, мощными и выдержанными по морфологии. Длина таких жил обычно 400—800 м, мощность 1,5—2 м. Однако и в таких жилах плитообразные участки чередуются с линзовидными раздувами и слабоминерализованными трещинами. Продуктивная минерализация в основном заключена в кварцевом выполнении и редко содержится в околорудных грейзенах или березитах. Наибольший вертикальный диапазон распространения (200—400, до 800 м) характерен для жил, расположенных над скрытыми куполами гранитоидов, среди контактово-метаморфизованных вмещающих пород; минимальная вертикальная протяженность свойственна жилам, залегающим в гранитах, особенно поздних интрузивных фаз. Распределение вольфрамовой и сопутствующей минерализации в жилах крайне неравномерное, часто линзовидное и столбообразное. Богатые рудные столбы обычно приурочены к местам искривления рудовмещающих трещин, пересечения и ответвления разноориентированных трещин или пересечения жилами некоторых типов вмещающих пород и зон деформаций.

Месторождения грейзенового типа сравнительно редки среди промышленных объектов вольфрамового оруденения. Вольфрам обычно присутствует в качестве попутного компонента в промышленных оловорудных штокверках, локализованных среди грейзенов. Запасы трехокиси вольфрама в грейзеновых месторождениях обычно незначительны при среднем содержании ее 0,3—0,5 %. Удельные запасы в контуре промышленных руд *составляют 3—6 т на 1 м² горизонтального сечения* рудоносной залежи. Морфология грейзеновых тел обычно пласто- или штокообразная, повторяющая форму апикальной поверхности куполов наиболее поздних фаз гранитных плутонов — аляскитовых или литий-фтористых лейкогранитов. Такие купола либо проникают в ороговикованные породы кровли плутонов, либо залегают внутри гранитов ранних фаз в виде скрытых тел «внутренних» гранитов. Объем продуктивных *фаций в общем объеме грейзенов составляет около* 50 %. Содержание вольфрама и олова заметно понижается от верхних горизонтов грейзеновых залежей к нижним, но в их корневых зонах нередко возрастает содержание примесей тантала и ниобия. Мощности продуктивного горизонта грейзенов часто не превышают первых десятков метров, достигая 150 м, редко более в телах штокообразной формы со штокверковой системой прожилков. Более протяженными по вертикали, но уступающими по массе являются жило- и трубообразные грейзеновые тела, свойственные месторождениям молибден-вольфрамовой формации.

К наиболее масштабным объектам сравнительно небогатых шеелитовых или вольфрамитовых руд принадлежат штокверковые жильно-вкрапленные месторождения, особенно характерные для молибден-вольфрамовой формации. Руды штокверковых месторождений часто

комплексные: шеелит-молибденитовые, касситерит-вольфрамитовые, молибденит-вольфрамитовые; попутными компонентами в них служат плавиковый шпат, сульфосоли висмута и др.

Среди особенностей штокверковых месторождений прежде всего должны быть выделены следующие: отсутствие визуально устанавливаемых границ рудных тел, контуры которых определяются заданными кондициями; размещение наиболее продуктивной минерализации в зонах эндо-, чаще экзоконтактов гребневидных и купольных поднятий гранитоидов наиболее поздних интрузивных фаз; нередкое совмещение штокверков с радиально-кольцевыми полями послегранитных даек порфировых пород или трубообразными телами интрузивных брекчий. В поперечном сечении штокверки овальные, линейно-удлиненные, кольцеобразно-трубообразные, иногда пластообразные (в рудолокализующих стратиформных горизонтах). Оконтуренные тела штокверков обычно включают блоки некондиционных руд или пустых пород при широко варьирующем коэффициенте рудоносности.

Штокверковая минерализация, как правило, образуется в ходе многостадийного гипогенного процесса, характеризуется широким температурным диапазоном и наличием прожилков многих генераций, выдержанных в одном или нескольких направлениях. Размеры штокверков варьируют от 0,1 до 1,5 км^2, иногда более, а промышленные руды занимают в них половину и более общей площади прожилкования, распространяясь на глубину до 500 м, иногда более. Мощности рудоносных прожилков от нескольких миллиметров до 2 см; иногда с ними ассоциируют сходные по структурному положению жильные тела мощностью несколько десятков сантиметров. С глубиной обычно увеличиваются значение и объем прожилков нарастающей мощности и намечается переход штокверков в жильные зоны. Объем кварцево-жильной массы составляет 3—5 % объема всего штокверка. Содержания трехокиси вольфрама не превышают первых десятых долей процента в существенно шеелитовых рудах, понижаясь в касситерит-вольфрамитовых и шеелит-молибденитовых, в которых вольфрам является попутным компонентом.

Позиция выделяющихся в контуре штокверков участков более богатого оруденения определяется пространственной ориентировкой систем трещин, испытавших обновление в предрудный период и преимущественно направленных вдоль удлинения куполовидных поднятий кровли нижезалегающего гранитного интрузива. Наиболее крупные и богатые штокверки сопряжены с системой тектонических разрывов; штокверки в контракционных трещинах гранитных куполов обычно мелкие и бедные. Во всех штокверках существенно преобладает одна система трещин, контролирующая положение большинства рудоносных прожилков и более мощных жил.

Штокверковые месторождения заслуживают внимания при объеме рудной массы 50 млн. т и более, при среднем содержании условной трехокиси вольфрама 0,1—0,2 %. В этом случае они рентабельны при открытой крупномасштабной отработке.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ОЦЕНКИ

На вероятность нахождения достаточных по масштабу объектов вольфрамового оруденения указывают определенные генетические, геолого-структурные, геофизические и геохимические черты рудоносных полей [1]. В какой-то мере это относится также и к материнским гранитоидным интрузивам, условия образования, морфология и структур-

ное положение которых отражены в петрологических, минералого-геохимических особенностях пород и их физических свойствах.

В подавляющем большинстве случаев одним из признаков достаточно масштабного вольфрамового оруденения является пространственная совмещенность купольных поднятий слабовскрытых гранитоидных плутонов, преимущественно их поздних интрузивных фаз, с достаточно обширными по площади и высокими по уровню концентрациями литогеохимическими ореолами вольфрама и его спутников — олова, молибдена, меди, висмута, фтора, иногда сурьмы, ртути при различных их сочетаниях в полях месторождений разных формаций. Распределение указанных элементов заметно дискретное и логнормальное, свидетельствующее о преобладающем их накоплении в наложенных, акцессорных и собственных минеральных формах (поздних слюдах, хлоритах, магнетите, сульфидах, сфене, апатите и различных вольфраматах); наиболее интенсивные геохимические аномалии обычно совмещены с механическими ореолами рассеяния вольфраматов (первые десятки граммов на тонну рыхлых образований).

Рудные поля масштабных вольфрамовых месторождений отличаются сложной геологической историей развития, тяготеют к границам разных структурно-формационных зон подвижных областей или крупным тектоническим разломам консолидированных структур земной коры. Такие структуры определяют положение рудопродуктивных интрузивных тел и сопутствующего им оруденения. Непременная черта продуктивных рудных полей — их активное послемагматическое развитие, выраженное в послеинтрузивных элементах дизъюнктивной тектоники до-, меж- и послерудного этапов. Степень развития таких структур коррелируется с интенсивностью распространения определенных типов метасоматитов, своеобразных в полях месторождений разных формаций. Не менее благоприятны признаки проявления длительного гипогенного процесса, на что указывает сочетание в рудоносных образованиях минеральных ассоциаций нескольких стадий, отличающихся составом и физико-химическими параметрами рудообразования.

Крупные и богатые месторождения вольфрама нередко формируются в близповерхностной обстановке, хотя и обнаруживают при незначительном эрозионном срезе большую вертикальную протяженность. Одним из признаков указанных условий рудообразования является приток в гидротермальную систему атмосферных вод, что устанавливается по наличию большого количества воздушного аргона, азота и других атмосферных компонентов в составе газово-жидких включений рудных минералов.

По ряду физических свойств рудных полей, в частности по аномалиям пониженной плотности, удается определить размеры, морфологию и глубину залегания рудоносных гранитоидных тел; участки повышенной плотности на этом фоне иногда фиксируют положение тел шеелитоносных скарнов; поверхности отражения сейсмических волн указывают на положение некоторых геологических структур, контролирующих позицию оруденения; зоны повышенной магнитности пространственно бывают совмещены с рудными телами или сопутствующими им метасоматитами, обогащенными магнетитом, пирротином или другими магнитными минералами; различные типы электрических аномалий свойственны некоторым вольфрамоносным образованиям, содержащим обильную вкрапленность сульфидов. Перечисленные и другие свойства рудоносных структур могут быть использованы для суждения о размерах горизонтальных сечений и глубинах распространения тех или иных типов рудоносных образований, что вместе с другими данными непосред-

ственно применяется при количественном прогнозе масштабов оруденения (категорий P_1 и P_2).

К непосредственным признакам проявления вольфрамового оруденения относятся также литогеохимические и механические ореолы рассеяния рудоносных образований, которые создаются некоторыми элементами и минералами, сравнительно инертными и устойчивыми в зоне гипергенеза. Между размерами таких ореолов в перекрывающих рыхлых отложениях, уровнями содержания в них трехокиси вольфрама, а также масштабом коренного месторождения вольфрамовых руд существуют определенные пропорциональные соотношения, изменчивые для месторождений разных формаций, генетических типов и особых ландшафтных условий их развития. Эмпирические величины подобных соотношений, устойчивые в определенных районах, должны применяться для прогнозной оценки ресурсов выявляемых вольфрамоносных площадей.

Месторождения разных формаций и минеральных типов сопровождаются первичными и вторичными ореолами рассеяния вольфрама, заметно отличающимися по составу и количественным соотношениям элементов-спутников, а также по особенностям их вертикальной и горизонтальной зональности, что может быть использовано при определении площади распространения продуктивного оруденения и уровня его эрозионного среза, т. е. при прогнозировании вертикального диапазона распространения оруденения. Методология таких литогеохимических прогнозных построений применительно к месторождениям вольфрама изложена в специальном пособии [21].

Достаточно масштабные объекты вольфрамового оруденения проявляются в литогеохимическом ореоле вторичного рассеяния внутри контура изоконцентраций трехокиси вольфрама 0,02—0,05 %, при этом площадь, ограниченная линией указанной концентрации, в два-пять раз превышает площадь сечения рудного тела на поверхности.

Продуктивность вторичного ореола рассеяния вольфрама на площади рудных полей позволяет, таким образом, судить об интенсивности оруденения на уровне эрозионного вскрытия рудных тел, определять геохимические показатели зональности и на основании этих данных рассчитывать вероятную глубину распространения оруденения и прогнозные ресурсы вольфрама в недрах.

Для целей количественного прогнозирования ресурсов категорий P_2 и P_3 могут быть использованы результаты качественных металлометрических съемок среднего и крупного масштабов и приемы их интерпретации, предложенные А. П. Солововым, основанные на пропорциональной зависимости между площадью остаточного ореола рассеяния трехокиси вольфрама, размерами питающего его рудного тела и концентрацией полезного компонента (его запасов) в приповерхностном метровом слое рудоносных образований. Такой показатель позволяет перейти к расчету прогнозных ресурсов вольфрама с учетом вероятной глубины развития оруденения, основанной на минералого-геохимических, структурных и иных индикаторах вертикальной зональности оруденения.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ И ОЦЕНКИ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

Вольфрамовые месторождения разных формаций и генетических типов требуют особого подхода при составлении прогнозных карт и количественной оценки на этой основе прогнозных ресурсов. Как и для

иных типов гипогенных месторождений, задача состоит прежде всего в определении параметров тех или иных геологических тел или структур — локализаторов рудоносных образований. Среди таких параметров наиболее важными для прогнозных карт и количественной оценки прогнозных ресурсов являются следующие: 1) уровень продуктивности (или интенсивность) оруденения; 2) горизонтальное сечение площади оруденения (соответствующей интенсивности); 3) глубина распространения оруденения (с учетом элементов ее вертикальной изменчивости); 4) степень однородности или изменчивость оруденения; 5) минералого-технологическая оценка качества руд.

Элементы геологического строения площади развития оруденения, прямо или косвенно отражающие перечисленные параметры и выделенные на прогнозной карте, представляются достаточными для выяснения количественных и качественных показателей прогнозируемых объектов вольфрамового оруденения. Вместе с тем вольфрамовые месторождения разных формаций, даже близких по морфогенетическим особенностям, обладают особыми информативными критериями оценки каждого из перечисленных параметров. Назовем эти критерии для главнейших промышленных типов вольфрамовых месторождений с учетом их формационных особенностей.

Информативны в отношении интенсивности оруденения прежде всего минералого-геохимические особенности рудоносных образований.

На промышленных объектах скарново-шеелитового оруденения содержания условной трехокиси вольфрама составляют в месторождениях олово-вольфрамовой формации 0,4—0,6 % (с учетом попутных олова и висмута), молибден-вольфрамовой формации 0,2—0,4 % (попутные молибден, плавиковый шпат и др.), полиметаллически-вольфрамовой формации 1—3 % (попутные медь, висмут и др.).

В шеелитоносных скарнах олово-вольфрамовой формации продуктивность руд возрастает по мере увеличения как интенсивности преобразования пироксена и граната скарновой ассоциации, так и объема кварц-полевошпатовой и кварц-серицит-сульфидной апоскарновых минеральных ассоциаций.

В скарнах молибден-вольфрамовой формации интенсивность оруденения тем выше, чем больше объем кварц-плагиоклаз-(скаполит)-ортоклазового наложенного комплекса и последующих, собственно продуктивных молибдошеелит-магнетитовой и карбонат-шеелит-молибденит-сульфидной минеральных ассоциаций.

В скарнах полиметаллически-вольфрамовой формации наиболее богатая шеелитовая минерализация развита в участках сочетания кварц-плагиоклаз-гранатовой апоскарновой ассоциации с наложенными прожилками эпидот-хлорит-амфибол-сульфидного (пропилитовая стадия) и серицит-карбонат-апатитового состава (березитовая стадия) с шеелитом нескольких генераций.

В месторождениях жильного типа интенсивность вольфрамового оруденения также коррелируется с числом и интенсивностью проявления последовательных стадий гипогенного процесса и возрастает от 0,5 до 2 % трехокиси вольфрама по мере роста числа и объема последовательных минеральных ассоциаций. Наиболее характерны среди минералов поздних ассоциаций в жильных месторождениях олово-вольфрамовой формации арсенопирит и другие сульфиды, в том числе олова, иногде апатит и поздняя генерация касситерита; в жильных телах молибден-вольфрамовой формации — карбонаты и фосфаты марганца, разнообразные сульфиды и сульфосоли меди, свинца и висмута, поздние адуляр, флюорит и сульфаты; в богатых вольфрамом жилах полиметалли-

чески-вольфрамовой формации постоянно присутствуют поздние минеральные ассоциации, богатые разнообразными сульфидами и сульфосолями, в том числе висмута, сурьмы и ртути, которым сопутствует околожильная аргиллизация.

В верхних, наиболее продуктивных горизонтах вольфрамоносных грейзенов наблюдается сочетание разновременных минеральных парагенезисов — более ранних протолитионит-полевошпатовых и топазо-кварцевых, более поздних кварц-циннвальдит-топазовых, кварц-мусковит-флюоритовых и сульфидных. При таких сочетаниях содержания суммы олова и вольфрама составляют в грейзенах 0,5—0,8 %, понижаясь до 0,2 % (иногда менее) в корневых зонах грейзенов, а содержания суммы молибдена и вольфрама — 0,4—0,5 %.

В прожилково-вкрапленных штокверковых месторождениях, содержащих 0,1 % и более трехокиси вольфрама, фиксируется постоянное сочетание прожилков нескольких поколений, состав которых от ранних к поздним изменяется в следующем порядке: полевошпато-кварцевые — магнетит-кварцевые — молибденит-кварцевые — молибдошеелит (или гюбнерит)-кварцевые — сульфидно-шеелит-кварцевые — существенно сульфидные — карбонат-флюоритовые — цеолитовые и ангидритовые. Некоторые поколения прожилков бывают разделены внедрением межрудных даек. В перечисленной последовательности более поздние прожилки центробежно смещаются к периферии штокверков и за пределы их продуктивного (на вольфрам) оруденения. Поле продуктивного оруденения в зоне гипергенеза бывает ограничено металлометрическими линиями изоконцентраций трехокиси вольфрама 0,05—0,1 %.

Масштабы и уровни интенсивности вольфрамовой минерализации во всех типах месторождений пропорциональны размерам и интенсивности литогеохимических аномалий, сочетающих вольфрам, олово, ниобий, фтор, бор и мышьяк — в месторождениях олово-вольфрамовой формации; вольфрам, молибден, цинк, медь, висмут, серебро, фтор — в месторождениях молибден-вольфрамовой формации и вольфрам, медь, висмут, сурьму, ртуть, серебро и золото, иногда мышьяк и фосфор — в месторождениях полиметаллически-вольфрамовой формации.

В определенной мере индикаторами интенсивности оруденения служат повышенные содержания олова в гранатах шеелитоносных скарнов; вольфрама и марганца — в пироксенах, флюорите, слюдах, апатите и карбонатах. На всех крупных скарново-шеелитовых месторождениях развито несколько генераций шеелита с понижающимся содержанием примесей (прежде всего молибдена и редких земель) от ранних к поздним генерациям; наиболее высокими содержаниями молибдена выделяются ранние генерации молибдошеелита в крупных месторождениях молибден-вольфрамовой формации.

Для оценки площади горизонтального сечения продуктивных вольфрамоносных образований также намечаются индикаторы, подчеркиваемые теми или иными элементами прогнозных карт.

Интегральную площадь локализации значительного числа сравнительно мелких тел шеелитоносных скарнов олово-вольфрамовой формации (непосредственно у контактов гранитных плутонов) на прогнозной карте в первом приближении удается оконтурить по изогипсам вогнутого контакта массива (провесу кровли) и совмещенной площади сечения тем же контактом примыкающего горизонта карбонатных пород благоприятного состава и строения (обычно с частым переслаиванием карбонатных и алюмосиликатных пород).

Более локальные площади продуктивных фаций скарнов оконтуриваются по границам смены магнезиальных скарнов известковыми, а также по границам полей наиболее интенсивного развития апоскарновых минеральных новообразований. В примыкающих гранитоидах (или других эндоскарновых образованиях) такой индикаторной границей могут служить зоны перехода акцессорного магнетита в гематит или ге-

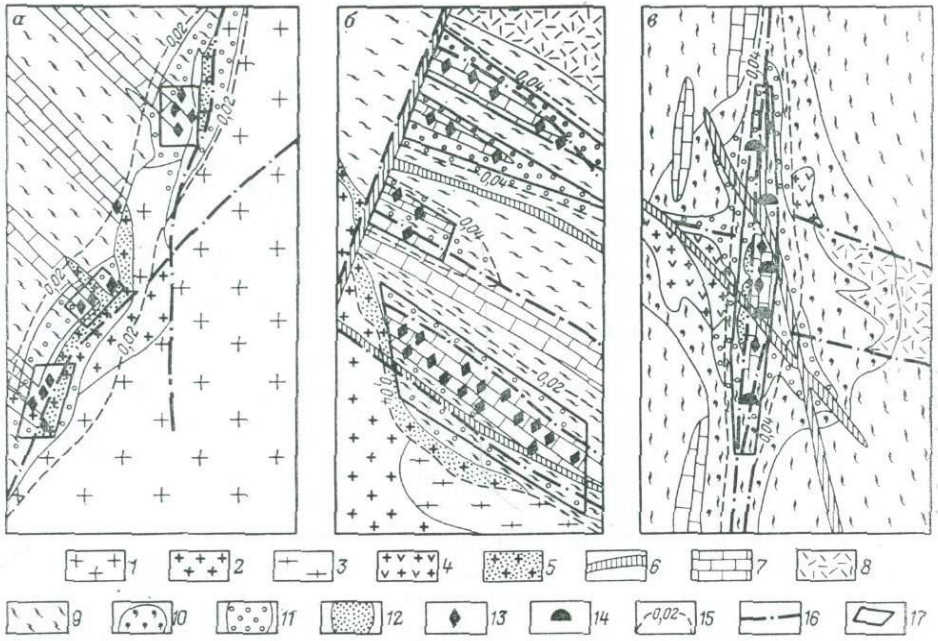


Рис. 44. Прогнозные позиции продуктивного скарново-шеелитового оруденения в полях олово-вольфрамовой (*а*), молибден-вольфрамовой (*б*) и полиметаллически-вольфрамовой (*в*) формаций.

1 — ранние интрузивные фазы гранитоидов повышенной основности; 2 — промежуточные фазы умеренно кислых гранитов; *3* — поздние фазы лейкогранитов; *4* — гранитоиды порфировой фации; *5* — фации апогранитных метасоматитов; *6* — дайки средне-основных порфировых пород; *7* — карбонатные фации вмещающих пород; *8* — существенно вулканогенные отложения; *9* — метаморфизованные существенно терригенные фации вмещающих пород; ореолы метасоматических изменений вмещающих пород: *10* — биотитизации, *11* — пропилитизации и скарноидного прожилкования, *12* — березитизации; *13* — выходы и развалы гранат-пироксеновых скарнов; *14* — массивные скопления сульфидов и замещающего их лимонита; *15* — изолинии концентраций и содержание трехокиси вольфрама в литогеохимическом ореоле; *16* — дизъюнктивные нарушения; *17* — контуры полей наиболее высокой вероятности локализации скарново-шеелитовых рудных тел

моильменит, а также характерных преобразований гранитов, примыкающих к эндоскарнам, испытавших щелочно-полевошпатовый метасоматоз, мусковитизацию, иногда грейзенизацию.

Внешнюю границу поля продуктивных скарнов обычно окаймляют гранитоиды или другие алюмосиликатные породы с прожилковидными обособлениями эпидота, граната, амфибола, хлорита с рассеянной вкрапленностью сульфидов и шеелита, которые фиксируют область перемещенных компонентов из зоны интенсивного апоскарнового метасоматоза (рис. 44).

В пределах площади, оконтуренной по отмеченным индикаторам, продуктивные скарново-шеелитовые тела могут занимать до 50 %. Продуктивные фации шеелитоносных скарнов молибден-вольфрамовой формации контролируются положением контактовой поверхности карбонатных и алюмосиликатных пород, практически во всех случаях отвечающей тектоническому нарушению. Мощность продуктивных скар-

нов и интенсивность оруденения возрастают при многократном обновлении деформаций рудоконтролирующего контакта, особенно в пред- и межрудное время. Окружающие породы за контурами продуктивных фаций скарнов относительно слабо изменены — неравномерно амфиболизированы, хлоритизированы и сульфидизированы. Наиболее уверенно площадь выхода на поверхность продуктивных фаций скарнов оконтуривает линия изоконцентрации суммы вольфрама и молибдена во вторичном ореоле рассеяния, значение которой примерно равно 1/4 содержания этих элементов в коренных рудах. Эта линия не всегда фиксирует фланги рудных тел, погружающиеся ниже уровня их эрозионного вскрытия. При этом на одном из флангов литогеохимического ореола значимая молибден-вольфрамовая аномалия сменяется существенно молибденовой, а на противоположном фланге — свинцово-цинковой.

Скарново-шеелитовые месторождения полиметаллически-вольфрамовой формации строго унаследуют зоны тектонических разломов и их пересечения, в узлах которых сосредоточены различные по составу породы (в том числе карбонатные) и малые интрузивные тела разнообразных по составу порфировых пород. Гипогенные шеелитоносные образования распространены вдоль тектонических нарушений, в том числе за пределами скарнов, проникают вдоль тех же зон в различные алюмосиликатные породы, испытавшие биотитизацию и хлоритизацию, а непосредственно в контуре продуктивных образований — также грейзенизацию, пропилитизацию и березитизацию; при этом все фации продуктивных образований обильно сульфидизированы, нередко с развитием массивных сульфидно-шеелитовых руд или перекрывающих их железных шляп.

Рудоносные образования всех типов в зоне тектонического нарушения оконтуривает линия изоконцентрации вольфрама во вторичном литогеохимическом ореоле с значением, равным 1/6—1/4 его содержания в первичных рудах. В зоне окисления руд накапливается лимонит (по сульфидам), в котором суммарное содержание вольфрама и висмута достигает нескольких долей процента или нескольких процентов.

Выделение на картах прогноза площадей сосредоточения рудных тел жильных месторождений всех формационных типов не представляет особых сложностей благодаря устойчивости на поверхности существенно кварцевых развалов; в известной мере это относится и к отдельным кварцевожильным телам. Однако наличия кварцевожильных тел недостаточно для суждения об уровне их продуктивности на вольфрам. Рудоносные участки жил распознаются по объему устойчивых в зоне гипергенеза, легко диагностируемых, контрастно выделяющихся на фоне светлого кварца вольфраматов или характерных псевдоморфоз по ним (иногда пустот выщелачивания) в зоне окисления. В равной степени это относится к минералам-спутникам вольфраматов — касситериту, молибдениту, минералам висмута и др. При более мощных покровных отложениях остаточные вольфраматы образуют слабосмещенные механические ореолы (иногда остаточные россыпи), конфигурация которых позволяет судить о размерах выходящих на поверхность минерализованных участков жильных тел, их пространственном положении (рис. 45).

Близкое охарактеризованному поведение вольфраматов и их спутников в зоне гипергенеза отмечается над полями вольфрамоносных грейзеновых залежей, обнаженных на уровне эрозионного среза. Продуктивные фации грейзенов обычно вскрываются неравномерно. Приближенно площадь их горизонтального сечения может быть определена

по заданной линии изоконцентрации вольфрама и его спутников (олово, молибден, фтор, висмут) во вторичном ореоле рассеяния или одним из доступных приемов фторометрии (нейтронно-активационный, спектральный или др.), так как все продуктивные фации грейзенов содержат

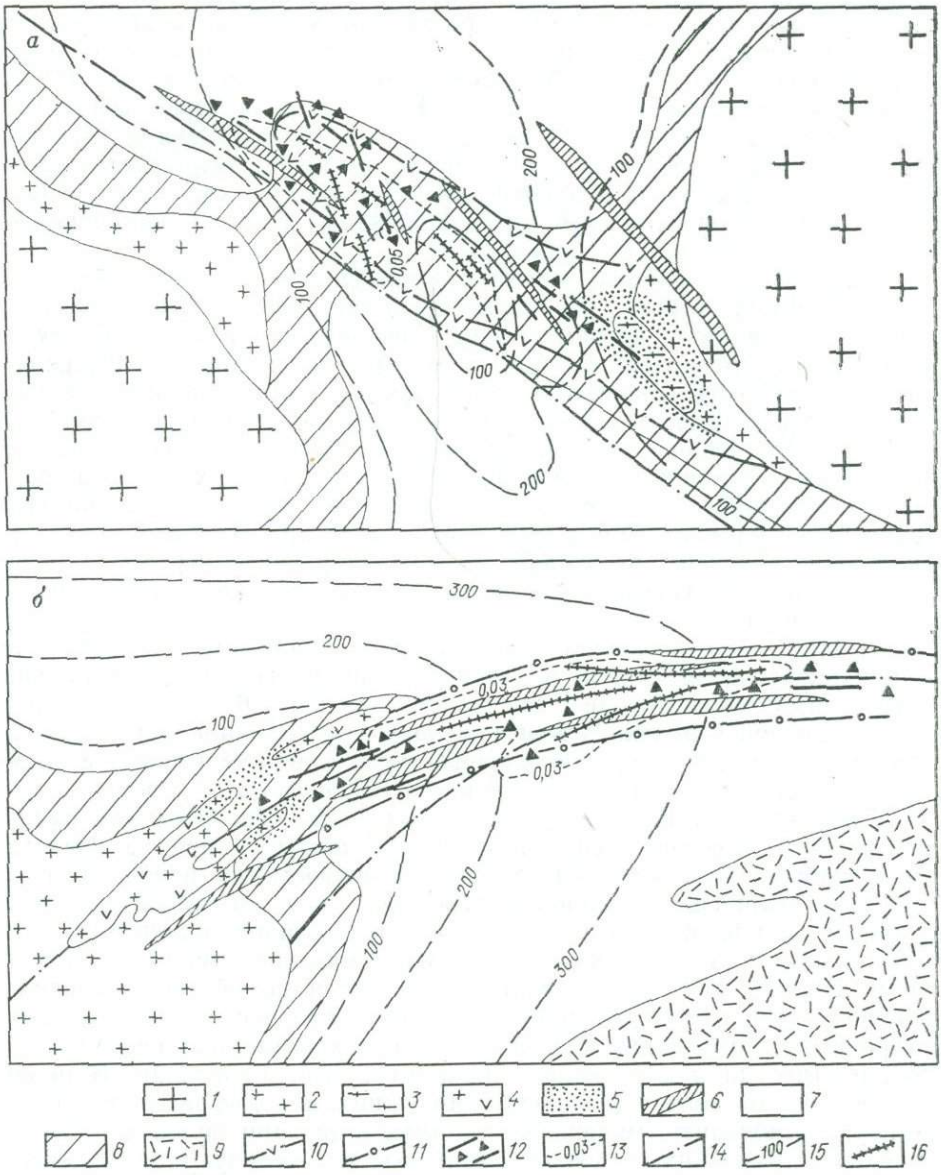


Рис. 45. Прогнозные участки продуктивного вольфрамового оруденения в полях жильных месторождений олово-вольфрамовой (*а*) и молибден-вольфрамовой (*б*) формаций.

1 — ранние интрузивные фазы гранитоидов повышенной основности; *2* — фазы умеренно кислых гранитов; *3* — поздние фазы литий-фтористых гранитов; *4* — гранитоиды порфировой фации; *5* — грейзенизированные породы; *6* — дайки порфировых пород; вмещающие породы: *7* — метаморфизованные, *8* — ороговикованные; *9* — среднекислые континентальные вулканиты; *10* — контур турмалинизированных вмещающих пород; *11* — контуры ореолов калишпатизации, флюоритизации, сульфидизации; *12* — кварцевые жилы и их развалы; *13* — изолинии содержания трехокиси вольфрама в металлометрическом ореоле; *14* — дизъюнктивные нарушения; *15* — изогипсы кровли гранитоидных плутонов (в м, по геофизическим данным); *16* — первоочередные для оценки участки жильных тел (*по сумме минералого-геохимических индикаторов оруденения*)

в повышенных количествах различные минералы фтора — топаз, флюорит, слюды.

Площади штокверков на всех объектах промышленного значения весьма существенные (от десятых долей до нескольких квадратных километров), однако распределение оруденения в них весьма неравномерное. В первом приближении контур горизонтального сечения поля продуктивного штокверкового оруденения ограничивает линия изоконцентрации трехокиси вольфрама в механическом ореоле рассеяния со значением 0,05 %, а более бедное оруденение отмечается за пределами такой линии, где фиксируется преимущественное становление прожилков поздних генераций, содержащих кальцит, цеолиты, сульфиды свинца и цинка, различные сульфаты, при угнетенном развитии вольфраматов.

Оценка уровня эрозионного среза и глубины распространения продуктивных вольфрамоносных образований — весьма важная задача оценки прогнозных ресурсов. Определение параметров вертикального диапазона распространения вольфрамового оруденения также в основном опирается на минералого-геохимические критерии, отличающиеся для объектов вольфрамового оруденения разных формаций.

Для скарновых месторождений всех формаций от верхних к нижним горизонтам постепенно возрастает содержание примеси молибдена в шеелитах. При наличии прямой зональности слабовскрытые скарново-шеелитовые месторождения содержат исключительно бедный молибденом шеелит поздней генерации (в лучах ультрафиолетового света его свечение голубое). В корневых зонах скарново-шеелитовых тел (особенно молибден-вольфрамовой формации) преобладают богатые повеллитовой составляющей шеелиты (с желтым свечением).

Четким показателем уровня вскрытия скарново-шеелитового оруденения служит индикаторное отношение продуктивностей над- и подрудных элементов ореола рассеяния $(Sn \times Be) : (Bi \times W)$, которое, например, для скарновых тел одного из месторождений изменяется в двухсотметровом вертикальном диапазоне в 1000 раз — от 3,7 до 0,0004.

Характерные минералогические и геохимические индикаторы свойственны различным горизонтам жильных вольфрамовых месторождений.

В месторождениях олово-вольфрамовой формации жильные тела с вертикальным размахом оруденения 200—300 м на верхних горизонтах отличаются значительно большей ролью сульфидов, флюорита, карбонатов, иногда апатита; вольфрамит на верхних горизонтах жил относительно беден ниобием и танталом при значении их отношения обычно более 10. В зальбандах жил отмечается преимущественно мусковитизация. На нижних горизонтах вольфрамит обогащен ферберитовой составляющей и заметно богаче ниобием и танталом, отношение которых уменьшается до 2—4; вольфрамиту здесь сопутствуют сравнительно редкие сульфиды; для состава околожильных пород типичны топаз, полевой шпат (нередко амазонит), иногда литийсодержащие слюды, а корневые зоны жил теряются среди альбитизированных и грейзенизированных гранитов поздних интрузивных фаз.

Для жильных месторождений молибден-вольфрамовой формации обычны изменчивость по вертикали видового состава минералов висмута и возрастание на нижних горизонтах значений отношения в них висмута к свинцу. В первичном литогеохимическом ореоле жильных полей в направлении от уровня вскрытия жил к их корневым зонам в интервале до 500 м величина индикаторного отношения надрудных и

подрудных элементов (Zn×Ni×W) : (Be×Sn×Bi) уменьшается от нескольких сотен тысяч до нескольких единиц.

Для грейзеновых месторождений олово-вольфрамовой формации наиболее показательны следующие элементы вертикальной зональности (в диапазоне до 100 м). Надпродуктивные горизонты сложены слабогрейзенизированными гранитами ранних интрузивных фаз или мусковитизированными роговиками, в которых фиксируется система тонких прожилков и линзочек мусковит-кварцевого состава с редкими сульфидами и рассеянной вкрапленностью касситерита и вольфрамита.

Вмещающие такие прожилки породы надпродуктивной зоны приобретают голубоватую окраску, которую им придает тонкорассеянный кукеит.

Со стороны кровли продуктивный горизонт грейзенов часто ограничен пологими жилообразными телами («штокшейдеры») существенно полевошпат-кварцевого состава с гнездами вольфрамита и сульфидов. Залегающий ниже продуктивный горизонт грейзенов в верхней части обогащен топазом, светлой слюдой, флюоритом, вкраплениями и гнездами вольфрамита, касситерита и рассеянной вкрапленностью сульфидов. К нижней части продуктивного горизонта грейзенов уменьшается количество топаза, флюорита, касситерита и сульфидов, возрастает железистость слюд, появляются полевые шпаты. В составе вольфрамита и касситерита увеличивается количество примеси ниобия и тантала, а значение отношения между ними составляет 4—6, иногда появляются самостоятельные тантало-ниобаты. От верхней кромки продуктивной зоны грейзенов к перекрывающим слабоминерализованным породам на расстоянии 200—300 м отношение мультипликативного геохимического индикатора (Pb×Zn×Cu) : (W×Sn×Be) возрастает от 10 до 3000.

Индикатором глубины вскрытия грейзеновых залежей может также служить постепенное возрастание величины железистости слюд: по данным Т. И. Гетманской, безжелезистые мусковиты надрудной зоны к корневым зонам залежей сменяются высокожелезистыми протолитионитами.

К индикаторам глубины вскрытия грейзеновых вольфрамовых месторождений, локализованных над куполами литий-фтористых гранитов, относятся определенные изменения типоморфных свойств флюорита, изученные Н. Н. Васильковской и Т. И. Гетманской. Для флюорита верхних зон грейзеновых залежей характерна прямая корреляция примесей Mn^{2+} и TR_Y, а флюориты из корневых зон залежей отличаются прямой корреляцией примесей Mn^{3+} и TR_{Ce}. По мере увеличения вертикального диапазона распространения продуктивной зоны грейзенов возрастает градиент вертикальной изменчивости указанного типохимического индикатора флюорита в составе грейзенов.

В надпродуктивной зоне штокверковых шеелитовых месторождений, прежде всего молибден-вольфрамовой формации, преобладают карбонат-цеолитовые, сульфидные и сульфатные прожилки поздних стадий рудного процесса с редкими вкраплениями шеелита (бело-голубое свечение).

В зоне продуктивного прожилково-вкрапленного оруденения отмечаются прожилки большинства генераций, имеющие переменный минеральный состав и содержащие различный по химическому составу и характеру люминесцентного свечения шеелит; удельный объем таких прожилков 5—10 % и более от объема рудной массы. В корневых зонах штокверков преимущественно развиты кварц-полевошпатовые прожилки ранней генерации, в которых возрастает роль молибдена [31].

В полях штокверковых месторождений с большим вертикальным диапазоном оруденения в составе шеелита от нижних к верхним горизонтам постепенно уменьшается примесь редкоземельных элементов при возрастании отношения иттровых редких земель к цериевым; при этом признаком крупных и слабоэродированных штокверков является наличие в прожилках шеелита, практически лишенного примесей молибдена и редкоземельных элементов.

Изменчивость распределения оруденения, наряду с объемными параметрами рудоносных образований, — не менее существенный критерий перспективной оценки вольфрамоворудных объектов.

Для месторождений разных типов могут быть намечены определенные признаки минерального состава, свидетельствующие о пониженной продуктивности определенных участков рудных тел еще до их систематического опробования; такие участки должны быть исключены из прогнозируемого объема рудной массы, как не удовлетворяющие ожидаемым кондициям.

В жильных и скарновых месторождениях разных формаций, приближающихся по форме к плитообразным, объем условно «забалансовых» руд пропорционален суммарной длине участков с угнетенной минерализацией как в целом, так и продуктивной ассоциации в частности. К признакам таких участков относят также различные косвенные показатели — литогеохимические и механические ореолы рассеяния пониженного значения, некоторые показатели физических свойств рудоносных пород: плотность, магнитность, различные электрические, иногда радиоактивные показатели и др.

Значительно более сложной представляется оценка неравномерности распределения продуктивных образований в крупных полях штокверкового и грейзенового оруденения, а также в некоторых полях с большим числом рассредоточенных вольфрамоносных жильных и скарновых тел. Для подобных рудных объектов, прежде всего штокверковых и приближающихся к ним грейзеновых, рудные тела не удается, как правило, геометризировать; лишь в общем объеме минерализованных пород с внешним контуром по заданному уровню продуктивности («бортовому содержанию») определяется примерный коэффициент рудоносности, т. е. относительный объем пород с заданным уровнем продуктивности рудной массы.

В этом случае прогнозирование объема продуктивной части рудной массы может быть осуществлено селективно по квадратам заданной сети с размером ячейки, не превышающим 1 % площади контура распространения рудоносных образований. В каждом квадрате такой сети устанавливается интенсивность (желательно в ранжированных баллах) определенных информативных признаков продуктивности минерализации — прямых и косвенных (т. е. опосредствованные); среди них разный информативный вес принадлежит вещественным, структурным, литогеохимическим, геофизическим и иным показателям. По оптимальному набору информативных показателей соответствующие численные значения их суммируются или приводятся к показателю мультипликативного произведения, а при возможности подвергаются обработке с помощью ЭВМ по одному из алгоритмов распознавания образов. Полученные цифровые показатели выносятся в центр соответствующего квадрата. По этому показателю на прогнозной карте могут быть проведены изолинии однородных по информативному весу полей.

Известные по информативному весу поля (квадраты), приходящиеся на разведанные объекты вольфрамового оруденения аналогичных типов и тех же рудных районов, служат эталонами для оценки

продуктивности равных по размеру ячеек прогнозируемой рудоносной площади соответственно их информативному весу меры продуктивности.

При прогнозных построениях в полях штокверковых вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана были использованы в качестве наиболее информативных следующие предложенные А. А. Фроловым прогнозно-оценочные критерии с учетом критериев ранее разработанных для молибденовых штокверков В. Т. Покаловым [31]: 1) относительная площадь выхода на поверхность гранитного плутона (численный показатель возрастает от полного заполнения гранитами площади ячейки до полностью скрытого их положения); 2) форма контактовой поверхности интрузива (увеличение числового показателя по мере ее усложнения, наличия куполов и гребней); 3) позиция максимумов плотности минерализованных прожилков (возрастание показателя от внутриинтрузивной позиции к надынтрузивной); 4) структурно-морфологический тип штокверковой минерализации (возрастание показателя от жильного к штокверковому и жильно-штокверковому); 5) относительная площадь распространения штокверковой минерализации (возрастание показателя по мере уровня заполнения площади ячейки); 6) относительный объем прожилков в рудной массе (увеличение числового показателя пропорционально объему прожилков); 7) структурно-генетический тип рудовмещающих трещин (увеличение показателя от трещин отрывного типа к преимущественно сколовому); 8) экранирующее влияние перекрывающих пород и поверхностей трещин (увеличение показателя пропорционально числу экранирующих поверхностей); 9) наличие внутрирудных даек (возрастание числового показателя при наличии таких даек и по мере увеличения их числа); 10) сочетание минеральных ассоциаций (увеличение показателя по мере проявления прожилков большего числа генераций).

Среди других прогнозно-оценочных критериев успешно могут применяться различные типоморфные свойства минералов (увеличение показателя при возрастании роли минералов с типоморфными признаками верхних горизонтов рудоносных образований), а также аналогичные по значению литогеохимические показатели.

Набор прогнозно-оценочных критериев в общем случае близок к ранее рассмотренным сочетаниям информативных для вольфрамовых месторождений разных типов геологических и минералого-геохимических признаков с учетом их изменения на разных уровнях вскрытия рудоносных образований.

Качественные минералого-технологические особенности руд при прогнозе вольфрамоворудных объектов имеют не менее важное значение, чем их объемные параметры. Это не только выяснение изменчивости содержания основного полезного компонента — трехокиси вольфрама, а также ее полезных и вредных примесей, но и учет изменчивости вещественного состава и прочих свойств руд с целью определения вероятных показателей их обогатимости. Пока еще не разработаны благоприятные технологические процессы извлечения в концентраты различных гипергенных водосодержащих вольфраматов, а также окислов железа и марганца, обогащенных сорбированным вольфрамом; отсутствует промышленный опыт металлургической переработки концентратов тунгстенита и некоторых других вольфрамоносных минеральных агрегатов. Традиционные полезные компоненты промышленных вольфрамовых руд — минералы группы вольфрамита и шеелита — не всегда благоприятны для их извлечения в селективные концентраты: мелких выделений вольфрамита — в гравитационный или тонких сростков шее-

лита с сульфидами, карбонатами, плавиковым шпатом — в флотационный концентраты.

Отмеченные и другие свойства вольфрамовых руд весьма непостоянны в объеме рудоносных образований, что неизбежно приводит к изменчивости технологических свойств руд — одного из важных прогнозно-оценочных параметров вольфрамоворудных объектов. Учет подчеркнутых признаков качественной изменчивости руд позволяет исключить из прогнозируемого объема рудоносных образований технологически неблагоприятную часть рудной массы.

Все рассмотренные аспекты прогнозной оценки минеральных ресурсов на различных по своей природе объектах вольфрамового оруденения в равной степени могут быть использованы как на стадии поисково-оценочных работ, так и при последующей их разведке, естественно, с разной степенью достоверности. Они открывают пути выяснения формационных и морфогенетических особенностей оцениваемых вольфрамовых рудопроявлений, их основных параметров и черт пространственной изменчивости, без чего невозможны построение прогнозных карт и сколько-нибудь достоверная оценка прогнозных ресурсов объектов вольфрамового оруденения, производимые с учетом их качественных особенностей.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАНТАЛА И НИОБИЯ

Месторождения тантала и ниобия весьма многообразны по геологическим условиям формирования. Они представлены во всех трех генетических сериях (по В. И. Смирнову) месторождений твердых полезных ископаемых — эндогенной (плутоногенной), метаморфогенной и экзогенной — и в большинстве генетических групп плутоногенной серии — магматической, пегматитовой и гидротермально-метасоматической (табл. 20).

Разнообразны также руднoформационные типы плутоногенных месторождений, что обусловлено их связью с интрузивными массивами разных магматических формаций, а также с вещественными различиями оруденения. Кроме месторождений, принадлежащих к упомянутым в табл. 20 руднoформационным типам этой серии, тантал попутно извлекают из продуктов переработки касситерит-вольфрамитовых концентратов, получаемых из руд месторождений грейзеновой олово-вольфрамовой формации.

К серии метаморфогенных месторождений относится лишь одна рудная формация — редкометалльных щелочных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (квальмиты), известных также под названием полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов.

Экзогенные месторождения представлены корами выветривания и россыпями, образованными при поверхностном разрушении перечисленных типов эндогенных месторождений.

Значение месторождений разных генетических и формационных типов в сырьевой базе тантала и ниобия и обеспечении ими промышленности неравноценно, что связано наряду с историческими факторами с различиями их геолого-экономических параметров. Хотя тесная геохимическая связь тантала и ниобия определяет их совместное нахождение в составе всех природных образований, количественные соотношения этих элементов варьируют весьма значительно. Существенные различия в структуре потребления ниобия и тантала промышленностью (ниобий применяется главным образом в ферросплавах, для получения которых непосредственно используются концентраты; тантал же — в виде чисто-

Таблица 20

Генетические и формационные типы месторождений ниобия и тантала

Генетический тип		Рудноформационный тип	Рудопродуцирующая геологическая формация	Геотектоническая позиция	Ведущие компоненты руд	Уровни содержаний, %		$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$	Попутные компоненты	Главные рудные минералы Nb и Ta	Масштабы месторождений
Серия	Группа					Nb_2O_5	Ta_2O_5				
Плутоногенная	Магматическая	Лопаритовые луявриты и малиньиты	Центральных интрузий стратифицированных нефелиновых сиенитов	Узлы пересечений глубинных разломов в пределах кристаллических щитов	Nb и Ta	—	—	13	TR, Ti, Zr, P	Лопарит	—
	Пегматитовая	Редкометальные гранитные пегматиты: сподуменовые	Коровых дифференцированных гранитных интрузий орогенных этапов	Поздние прогибы, выполненные эффузивными и терригенными отложениями, в пределах эвгеосинклиналей	Li, Ta	—	0,005—0,009	1	Nb, Sn	Колумбит-танталит	Мелкие
		петалитовые			Ta	—	0,02—0,2	0,2—1	Cs, Sn	Воджинит, танталит, микролит	Крупные
	Гидротермально-метасоматическая	Редкометальные карбонатиты: * пирохлоровые	Центральных интрузий ультраосновных — щелочных пород	Зоны активизации континентальных структур растяжения — рифты и авлакогены на платформах, срединные массивы и области завершенной складчатости	Nb	0,1—0,5		50—100	TR, P, Fe, Zr, флогопит	Пирохлор	Крупные
		гатчеттолитовые			Nb и Ta	0,03—0,15	0,01—0,03	4—10		Гатчеттолит	Средние, мелкие
		Апосиенитовые, апофенитовые пирохлоровые альбититы	Миаскитовых нефелиновых сиенитов устойчивых областей	Орогенные структуры и структуры активизации областей завершенной складчатости и кристаллических щитов	Nb	Не опр.	—	50—200	Zr	Пирохлор	Мелкие
		Апогранитные редкометалльные топаз-литионитовые квальмиты*	Дифференцированных гранитных интрузий орогенных и активизированных подвижных зон	Крупные разломы в орогенных структурах и зонах активизации областей завершенной складчатости полициклического развития	Ta	—	0,012—0,025	0,7—1,5	Nb, Sn, W	Колумбит-танталит, микролит, стрюверит	Средние
		Апогранитоидные редкометалльные щелочные квальмиты*	Гранитоидно-щелочных (натриевого ряда) дифференцированных интрузий зон активизации	Зоны тектонической активизации континентальных консолидированных структур — щиты, срединные массивы и области завершенной складчатости, пересечения краевых и пограничных глубинных разломов с поперечными «сквозными» разломами	Nb и Ta	0,15—0,3	0,015—0,03	6—20	Y, TR, Zr, Hf, Sn, криолит	Колумбит, танталовый пирохлор, плюмбопирохлор, фергусонит	Крупные
Метаморфогенная	Гидротермально-метасоматическая	«Приразломные» редкометалльные щелочные квальмиты	Мигматитов амфиболитовой фации зон приразломного регионального метаморфизма		Nb и Ta	0,12—0,4	0,015—0,03	8—16	Zr, TR, Hf, Y, криолит, флюорит		

Генетический тип		Рудноформационный тип	Рудопродуцирующая геологическая формация	Геотектоническая позиция
Серия	Группа			
Экзогенная	Коры выветривания (остаточные ореолы накопления)	Формации современных и древних кор выветривания на редкометальных пегматитах, карбонатитах и квальмитах	Элювиальных и карстовых образований	Соответствуют
	Россыпи	Делювиально-аллювиальные и аллювиальные россыпи вблизи редкометальных пегматитов, карбонатитов, альбититов и квальмитов	Склоновых отложений и логов, долинные, пойменные и террасовые аллювиальные россыпи, озерные отложения	Соответствую т

* Некоторые исследователи считают эти образования магматическими.

го металла) и определенные пределы экономической целесообразности извлечения тантала (с учетом его более высокой стоимости) из комплексных тантал-ниобиевых концентратов определили условное разделение тантал-ниобиевых месторождений [11] на собственно танталовые (Nb/Ta в рудах от 0,2 до 5), комплексные тантал-ниобиевые (Nb/Ta от 5 до 20) и собственно ниобиевые (Nb/Ta 20—100 и более).

Подробная характеристика месторождений всех перечисленных типов имеется в многочисленных специальных работах [11, 30, 44 и др.]. В данной работе принципы прогнозной оценки месторождений рассмотрены на примерах отдельных рудноформационных типов, занимающих ведущее место в производстве ниобиевых и танталовых концентратов или обладающих большими промышленными перспективами. Из собственно танталовых месторождений — это редкометалльные пегматиты, за счет эксплуатации которых в настоящее время обеспечивается основная доля мирового производства этого металла. Среди комплексных ниобий-танталовых месторождений рассмотрены плутоногенные и метаморфогенные редкометалльные щелочные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты (квальмиты), которые могут в перспективе обеспечить резко возрастающие потребности промышленности в танталовом сырье.

Из числа комплексных, преимущественно ниобиевых месторождений выбраны редкометалльные карбонатиты, которые в настоящее время обеспечивают около 90 % мирового производства ниобиевых концентратов.

ФОРМАЦИЯ КОМПЛЕКСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КАРБОНАТИТАХ

Рудный комплекс, связанный с массивами ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, служит источником получения ниобия,

Продолжение табл. 20

Ведущие компоненты руд	Уровни содержаний, %		$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$	Попутные компоненты	Главные рудные минералы Nb и Ta	Масштабы месторождений
	Nb_2O_5	Ta_2O_5				
к оренному месторождению						Средние, мелкие
месторождению — источнику						Мелкие

редких земель, железа, фосфора, меди, а также флогопита, флюорита и карбонатного сырья. Практический интерес могут представлять тантал, титан, цирконий, свинец, цинк, молибден, полевой шпат, барит и минеральные краски.

Широкий набор видов минерального сырья — отражение специфических черт рудоносной формации, в контурах которой, как ни в какой другой, оказались пространственно совмещенными ультраосновные, щелочные и карбонатные породы, являющиеся производными единой мантийной магмы. Минеральные типы месторождений, возникшие в исходных геологических условиях на определенных этапах формирования рудоносных массивов, объединяются в три рудные формации: железо-титановую, флогопитовую и карбонатитовую, преимущественно тантало-ниобиево-редкоземельную. Месторождения обычно комплексные и характеризуются штокообразной, цилиндрической, конической и неполнокольцевой жилообразной формами тел.

РУДОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ — ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Формация ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, широко развитая на платформах и в обрамляющих их областях завершенной складчатости, представлена сложными, обычно многофазными массивами, большинство которых имеет зонально-кольцевое или концентрическое строение. Эти массивы обнаруживают четкую связь с материковыми глубинными разломами (рис. 46), прослеживаются на большие глубины. Механизм их формирования во многом загадочен: они выражены типичными вулканами, гипабиссальными интрузивами или приобретают промежуточные между ними субвулканические формы.

В геологической истории эволюции земной коры первые проявления ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов относятся к

концу докембрия, масштабы их распространения возрастали в течение последующих эпох. При этом существенное развитие щелочно-ультраосновной магматизм получает, начиная с палеозоя в краевых швах и краях платформ с последующим нарастанием в мезозое и особенно в кайнозое в провинциях сквозьструктурных разломов.

Формирование комплексов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов было длительным и протекало в течение 10—50 млн. лет,

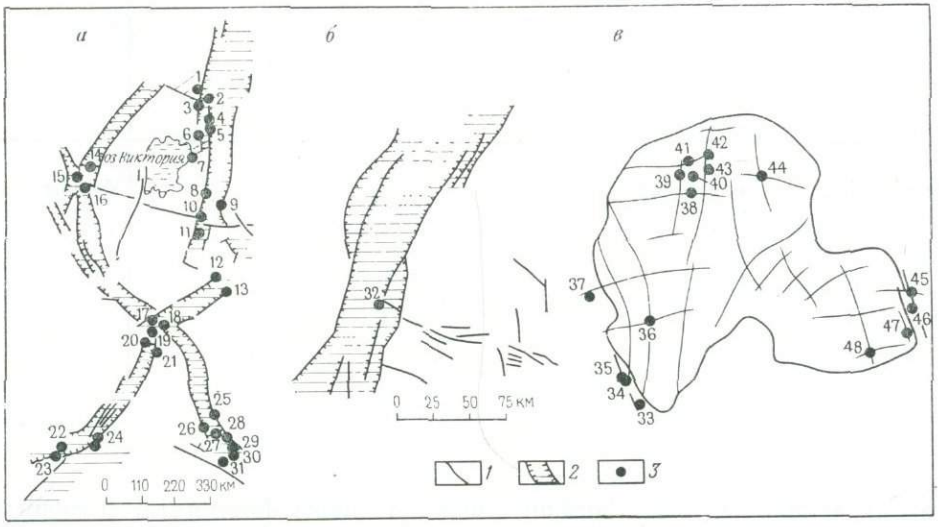


Рис. 46. Схемы размещения массивов ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов в Восточной Африке (*а*), Рейнском грабене (*б*) и на Сибирской платформе (*в*).
1 — разломы; *2* — рифты; *3* — массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов: 1 — Тороро, 2 — Морото, 3 — Напак, 4 — Кадам, 5 — Секулуло, 6 — Сукулу, 7 — Рури, 8 — Мосоник, Керимази, 9 — Бурко, 10 — Ессимингор, 11 — Хананг и Балангида, 12 — Вигу, 13 — Лихомберо, 14 — Бингу, 15 — Луеше, 16 — Кавези, 17 — Рангве, 18 — Мбея, 19 — Иломба, 20 — Нкумба, 21 — Мивула, 22 — Мквизи, 23 — Кешия, 24 — Руфунза, 25 — Маломбе, 26— Канганкунде, 27 — Каломбо, 28 — Чилва, 29 — Тундулу, 30 — Сонгве, 31 — Намангали, 32 — Кайзерштуль, 33 — Жидой, 34 — Нижнесаянский, Верхнесаянский, 35 — Большетагнинский, 36 — Чадобецкий, 37 — Енисейский, 38 — Ессей, 39 — Чангит, Атырдяк, Романиха, Одихинча, Кугда, 40 — Бор-Урях, 41 — Гули, 42 — Немакит, 43 — Маган, 44 — Куонамское поле карбонатитовых трубок, 45 — Поворотный, Гек, Воин, 46 — Горнозерский, Хамна, 47 — Ингили, 48 — Арбарастах

а в редких случаях, по-видимому, занимало более значительный промежуток времени. При этом развитие щелочно-ультраосновного магматизма в пределах отдельных провинций охватывало период времени в 200—250 млн. лет. Длительность образования комплексных массивов и неодновременность их становления, происходившего по мере продвижения фронта активизации в зонах глубинных разломов, особенно отчетливо проявлены на Балтийском щите и в Восточной Африке [43].

Дифференциация глубинной мантийной магмы обусловила возникновение комплексных массивов, в строении которых принимают участие четыре группы пород: 1) оливиниты, пироксениты; 2) якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты; 3) нефелиновые, канкринитовые и щелочные сиениты; 4) карбонатиты. В вулканических комплексах отмечаются эффузивные аналоги указанных пород и их пирокласты.

В настоящее время общее число известных щелочно-ультраосновных массивов превышает 200. Они группируются в 25 провинциях, в том числе на территории СССР — в 11 провинциях (Карело-Кольская, Тиманская, Маймеча-Котуйская, Приенисейская, Чадобецкая, Восточно-Саянская, Алданская, Сетте-Дабанская, Куонамская, Кокчетавская,

Сихотэ-Алиньская). Ю. М. Шейнманн выделил три типа провинций: краевых частей платформ, зон сочленения платформ и консолидированных складчатых областей, зон сквозьструктурных разломов. А. И. Гинзбург и Е. М. Эпштейн дополнительно выделили провинции срединных массивов. При этом массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов характерны для материковых рифтовых зон, образовавшихся в условиях длительного воздымания и растяжения устойчивых областей земной коры.

На основании ряда косвенных признаков большинство известных выходов щелочно-ультраосновных комплексов в первом приближении разделено на четыре группы, соответствующие поверхностному (приповерхностному) малому, среднему и глубокому уровням формирования массивов.

Помимо в различной степени эродированных щелочно-ультраосновных комплексов отмечаются массивы, не вскрытые эрозией, которые прогнозируются глубинными геофизическими методами в тех участках зон разломов, где наблюдаются концентрация жильных проявлений анкерит-доломитовых карбонатитов, даек и трубок щелочных (сиенит-порфиры) и ультраосновных (пикритовые порфириты, альнеиты и их брекчии) пород, а также широкое проявление окварцевания, альбитизации, флюоритизации и карбонатизации во вмещающих породах кровли таких массивов (Восточная Сибирь).

КАРБОНАТИТОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Изучение геологического строения и минерального состава ряда карбонатитовых массивов СССР, а ткаже анализ литературных данных позволили Л. К. Пожарицкой, Е. М. Эпштейну и А. А. Фролову установить принципиальную схему процесса образования карбонатитов. Выделяются четыре главные стадии: 1) ранняя кальцитовая (кальциево-карбонатная, $t=600—520$ °С, основные рудные компоненты — Fe, P); 2) поздняя кальцитовая (кальциево-карбонатная, $t=550—390$ °С, основные рудные компоненты — Nb, Ta); 3) кальцит-доломитовая (магнезиально-карбонатная, $t=420—300$ °С, основной рудный компонент — Nb); 4) анкеритовая и анкерит-сидеритовая (железисто-магнезиально-карбонатная, $t=320—200$ °С, основные рудные компоненты — TR, Nb, CaF_2).

В каждую из этих стадий возникали карбонатиты и сопутствующие им карбонатно-силикатные породы, характеризующиеся определенным составом породообразующих и рудных минералов, геохимическими и текстурно-структурными особенностями. Проявления ранних стадий приурочены в основном к периферии массивов ультраосновных — щелочных пород, а образования поздних стадий локализуются преимущественно в их центральных частях, формируя, таким образом, рудные поля и месторождения с центростремительной схемой горизонтальной зональности оруденения.

Фосфорно-железорудная (апатит-магнетитовая) группа месторождений относится к числу достаточно распространенных рудных образований, связанных с комплексами ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. Проявления ее в настоящее время установлены в 25 массивах, в том числе в 7 массивах — Палабора (ЮАР), Букусу (Уганда), Ковдорском, Арбарастах, Вуори-Ярви, Ессей, Ыраас (СССР) — масштабы развития руд достигают уровня средних и крупных месторождений. Однако разработка апатит-магнетитовых руд с получением кондиционных магнетитовых и апатитовых концентратов ведется пока лишь на двух массивах — Палабора и Ковдорском (рис. 47, *а*).

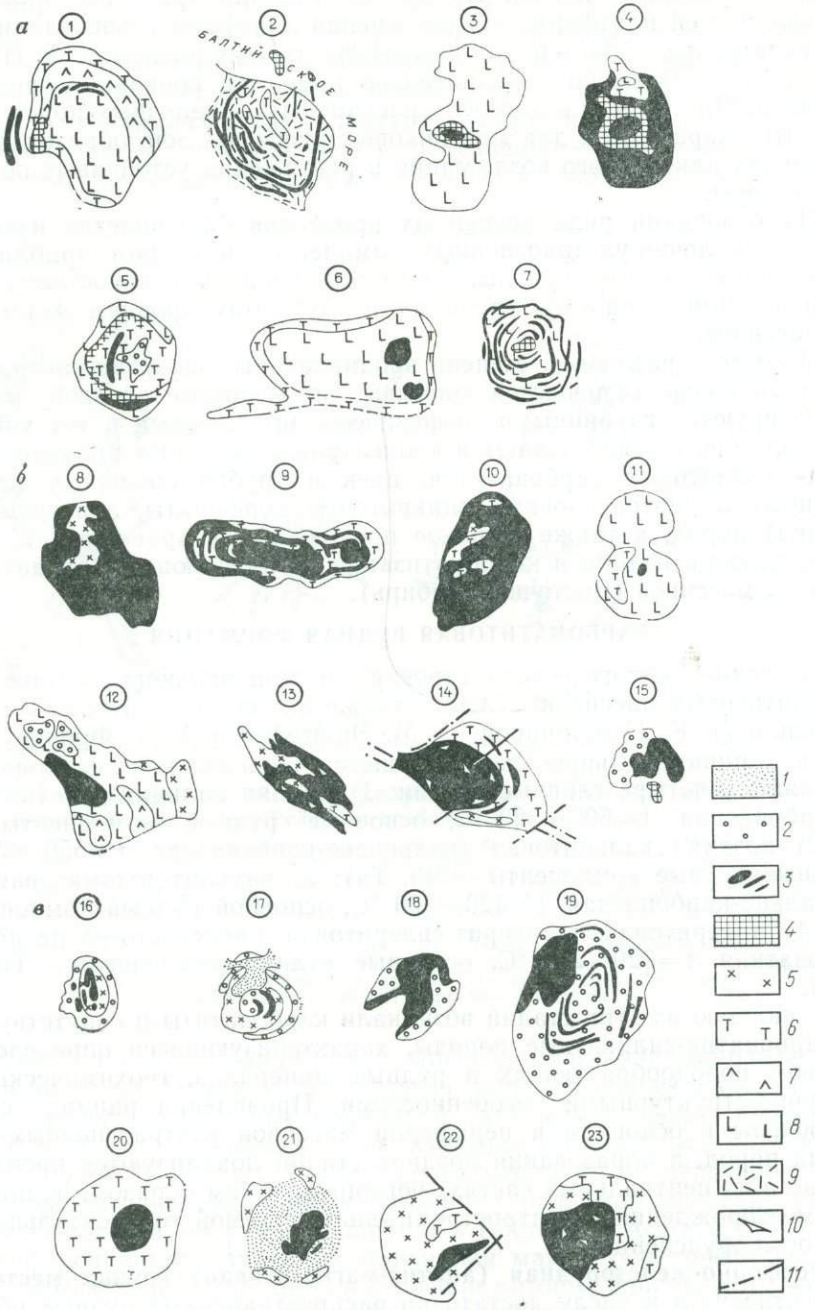


Рис. 47. Схемы геологического строения массивов ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов с фосфорно-железорудными (*а*), титано-ниобиевыми (*б*) и поликомпонентными существенно редкоземельными (*в*) месторождениями.

1 — четвертичные отложения; *2* — эффузивно-экструзивные образования ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов; *3* — карбонатиты; *4* — апатит-магнетитовые породы; *5* — сиениты щелочные и нефелиновые; *6* — ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты; *7* — мелилитовые породы; *8* — пироксениты, оливиниты; *9* — фениты; *10* — полосчатость в карбонатитах; *11* — разломы.

Массивы: 1 — Ковдорский, 2 — Альне, 3 — Палабора, 4 — Ессей, 5 — Букусу, 6 — Вуори-Ярви, 7 — Арбарастах, 8 — Луеше, 9 — Ока, 10 — Озерный, 11 — Якупиранга, 12 — Паудерхорн, 13 — Верхнесаянский, 14 — Нижнесаянский, 15 — Мбея, 16 — Канганкунде, 17 — Тундулу, 18 — Чилва, 19 — Гоудини, 20 — Саланлатва, 21 — Калькфельд, 22 — Енисейский, 23 — Большетагнинский

Благоприятная обстановка для нахождения апатит-магнетитовых руд — наличие карбонатитов и ранних ультрабазитов — оливинитов, пироксенитов и перидотитов — в пределах одного массива. Рудные тела локализуются как в центральных, так и во внешних частях массивов, редко отмечаются в экзоконтактовой зоне. По механизму образования выделяются два типа рудных тел: 1) метасоматические тела и зоны, возникшие в условиях активного взаимодействия рудных растворов с вмещающими породами (массивы Арбарастах, Ковдорский) и характеризующиеся широким рядом петрографических серий с многочисленными останцами и реликтами субстрата; 2) жилообразные (дайкоподобные) тела (Дорова, Немегос и др.) с выдержанным минеральным существенно апатит-магнетитовым составом. Оба типа рудных тел обычно контролируются системой конических и цилиндрических трещин, неполнокольцевыми дуговидными и серповидными трещинами, сформировавшимися под влиянием внутренних эруптивных сил в ходе завершающих предкарбонатитовых фаз становления магматического комплекса пород. Форстерит-апатит-магнетитовые, форстерит-магнетитовые, апатит-магнетитовые, апатит-магнетит-флогопитовые минеральные ассоциации в различное время получили название рудного комплекса (фоскоритов, камафоритов) и рассматривались как высокотемпературные образования, становление которых происходило в предкарбонатитовый этап. Л. К. Пожарицкая и Э. М. Эпштейн считают упомянутый парагенезис синкарбонатитовым, возникшим на ранней стадии карбонатитового процесса, во фронтальной его зоне. По геологической позиции апатит-магнетитовые образования тесно ассоциируют с ранними карбонатитовыми телами и, как правило, не встречаются в массивах, лишенных карбонатитов. В ряде случаев наблюдается переход с глубиной пирохлоровых карбонатитов в существенно пирохлор-магнетит-апатитовые руды (Восточная Сибирь). Вместе с тем этот специфический комплекс апатит-магнетитовых руд имеет свои особенности геологической структуры и минерального состава.

Штокообразные тела апатит-магнетитовых руд известны в массивах Палабора, Арбарастах и Ковдорском. Они прослеживаются на значительную глубину: скважины на глубине 900—1000 м не вышли из рудного контура. В таких крупных штокообразных или кольцевых жилообразных телах сосредоточены запасы в десятки и сотни миллионов тонн железа и фосфора. Содержание магнетита в рудах составляет 30—50 %, иногда достигает 80 %, апатита от 10 до 50 %.

В Ковдорском массиве месторождение апатит-магнетитовых руд залегает среди ийолитов и фенитов в его западной периферической части. Оно представлено штокообразным телом, имеющим в плане форму вытянутого в меридиональном направлении неправильного овала. В его строении участвуют форстерит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые и кальцит-апатит-форстерит-магнетитовые типы руд. Они образуют вкрапленные, пятнистые, полосчатые и массивные текстурные разновидности. Среднее содержание железа в рудах 30 %.

На Палаборе фоскориты формируют кольцо вокруг карбонатитового штока. Они сложены магнетит-оливин-апатитовой породой следующего состава (в %): магнетит — 35, апатит — 25, карбонаты — 18, серпентин, вермикулит, биотит, диопсид, бадделеит и медные минералы (кубанит, халькопирит, борнит, халькозин и др.) — 22.

Важно подчеркнуть комплекный характер месторождений рассматриваемого типа. В рудах являются обычными бадделеит, пирохлор (гатчеттолит) и другие минералы, ценность которых может превышать ценность основного компонента.

Тантало-ниобиевая группа месторождений относится к числу самых распространенных, связанных с карбонатитами. Из 250 карбонатитовых массивов мира каждый третий массив характеризуется в той или иной мере проявлением минеральных типов месторождений этой группы. Во многих массивах содержание рудной минерализации достигает промышленных масштабов.

Основные концентрации ниобия и тантала в карбонатитах и сопутствующих им силикатных образованиях связаны с пирохлором и гатчеттолитом. В поздних редкоземельных карбонатитах нередко в существенных количествах присутствует колумбит. Ведущее практическое значение имеют собственно ниобиевый (пирохлоровый) и комплексный тантало-ниобиевый (гатчеттолит-пирохлоровый) минеральные типы месторождений.

В настоящее время среди разных типов ниобиевого сырья первое место в мировой добыче принадлежит пирохлоровым карбонатитовым рудам. К наиболее крупным месторождениям, которые либо уже вовлечены в эксплуатацию, либо осваиваются, принадлежат следующие: Беррейро-де-Аракса и Тапира (Бразилия), Паудерхорн (США), Ока (Канада), Луеше (Конго), Мрима (Кения), Сукулу (Уганда), Мбея (Танзания), Фен (Норвегия), Альне (Швеция), Кайзерштуль (ФРГ) и др. (см. рис. 47, б).

Среднее содержание Nb_2O_5 в карбонатитовых массивах обычно 0,1—0,15 %. На фоне общих повышенных содержаний ниобия в массивах выделяются крупные штоки, зоны, жило- и линзообразные тела мощностью десятки, реже первые сотни метров, в которых содержание Nb_2O_5 варьирует от нескольких десятых долей процента до 4 %. В большинстве рудоносных карбонатитовых тел среднее содержание Nb_2O_5 находится в пределах 0,2—0,7 %, а в наиболее крупных и богатых достигает 1,34 % (Луеше) и 2,6 % (Беррейро-де-Аракса). Пирохлор присутствует преимущественно в форме октаэдров и кубооктаэдров размером до 5 мм, иногда более.

Запасы пятиокиси ниобия в месторождениях карбонатитового типа оцениваются в сотни тысяч тонн и в отдельных случаях — в несколько миллионов тонн. Более 90 % всех запасов ниобия капиталистических стран сосредоточено в пирохлорсодержащих карбонатитах [4].

Тантал концентрируется главным образом в гатчеттолите и содержится в нем примерно в количествах от 5 до 25 %. Существенные скопления этого наиболее раннего из тантало-ниобатов минерала связаны с апатит-магнетитовым рудным комплексом, альбититами и форстерит-кальцитовыми, диопсид-кальцитовыми и эгирин-кальцитовыми карбонатитами. Рудные зоны линейного или кольцевого типа приурочены обычно к периферии карбонатитовых штоков; по размерам они сопоставимы с телами пирохлоровых руд. Гетчеттолит образует вкрапления октаэдрических кристаллов размером от 0,1 до 3 мм. Содержание Ta_2O_5 в руде составляет 0,012—0,03 % при соотношении Ta_2O_5 и Nb_2O_5 от 1 : 12 до 1 : 4. Запасы такого типа комплексных тантало-ниобиево-фосфорных руд в отдельных карбонатитовых массивах достигают 100 млн. т. Подобные месторождения могут служить надежной сырьевой базой крупных горно-обогатительных комбинатов.

Поликомпонентная (TR, Nb, Cu, Pb, Zn, Fe, Sr, Ba, CaF_2) **группа месторождений** получила развитие в массивах, характеризующихся проявлением поздних карбонатитов анкеритового, анкерит-доломитового и сидеритового состава. Карбонатиты и локализованные в них главным образом вкрапленные и прожилково-вкрапленные полиминеральные руды слагают штокообразные, кольцевые и неполнокольцевые жилообраз-

ные тела, приуроченные преимущественно к центральным частям массивов (см. рис. 47, в). Месторождениям этой формации свойственны наряду с кольцевыми линейные жильные тела и жильные зоны, которые прослеживаются вдоль тектонических нарушений, иногда выходя за пределы рудоносных массивов. Горизонтальное сечение штокообразных тел округлое, осложненно овальное. Мощность жилообразных тел от нескольких метров до нескольких десятков метров. На отдельных месторождениях рудные тела прослеживаются до глубины 500 м и скважины не вышли за их контуры.

Редкие земли представлены главным образом элементами цериевой группы, преимущественно лантаном, церием и неодимом. Основные концентрации редких земель связаны с поздними анкеритовыми и сидеритовыми карбонатитами, для которых весьма характерно проявление паризита, бастнезита и др. Промышленные концентрации редкоземельных минералов отмечаются в целом ряде массивов: Мрима (Кения), Нкумбве (Замбия), Тундулу и Канганкунде (Малави), Вигу (Танзания), Маунтин-Пасс (США).

На месторождении Маунтин-Пасс главная масса минерализации приурочена к карбонатитовому массиву Сульфид Кун размером 230××800 м. Наиболее распространен здесь бастнезит (от 5 до 15 %, в отдельных местах до 60 %), постоянно ассоциирующий с баритом (20 %), целестином (10 %) и другими минералами [44].

В Канганкунде центральное ядро анкеритовых карбонатитов обогащено монацитом, стронцианитом, баритом, кварцем, реже флоренситом, бастнезитом, пиритом и сфалеритом. Монацит образует зеленые и бесцветные кристаллы размером от 0,02 до 3 мм. Он почти лишен тория и иттрия, но содержит 1,4 % SrO. В этом месторождении содержится 5—10 % монацита, 10—30 % стронцианита и 2—5 % барита при мощности рудных тел от 7 до 40 м.

Ниобий. В результате анкеритизации рудных кальцитовых карбонатитов происходит колумбитизация пирохлора, его частичное или полное растворение и новообразование ферсмита. Поэтому нередко в эндо- и экзоконтактовых частях крупных анкеритовых тел появляются комплексные редкоземельно-ниобиевые (паризит-колумбитовые) руды с содержанием Nb_2O_5 0,1—0,2 %.

Флюорит. Характерно обогащение фтором пород поздних стадий карбонатитового процесса: в анкеритовых и сидеритовых карбонатитах наряду с фторкарбонатами редких земель типичным минералом является флюорит, слагающий отдельные прожилки и жилы, а в некоторых случаях крупные метасоматические зоны с содержанием CaF_2 20—50 % и запасами руды 5—10 млн. т (Амба-Донгар в Индии, Окорузу в Намибии и др.).

Медь. Сульфиды меди в незначительных количествах отмечаются в карбонатитах многих массивов (Букусу в Уганде; Паудерхорн в США и др.), но промышленные их скопления редки и известны пока лишь в массиве Палабора (ЮАР). Здесь в пределах карбонатитового штока разведано на глубину 900 м рудное тело, имеющее размеры в плане 200×600 м и запасы 300 млн. т руды при содержании меди 0,3—0,68 % [44]. Рудная минерализация представлена халькопиритом, борнитом, халькозином, кубанитом, пирротином, в меньшей мере ковеллином, петландитом, миллеритом, сфалеритом и др.

В ряде массивов отмечаются заметные концентрации свинца, цинка, бария и стронция.

Большинство упомянутых видов минерального сырья даже в индивидуальном проявлении в существенных масштабах имеют самостоя-

тельное промышленное значение. Кроме того, необходимо отметить, что при комплексной переработке поликомпонентных карбонатитовых руд возможно попутное получение апатита, циркона, бадделеита, барита, целестина, карбонатного сырья и минерального пигмента.

Не все указанные виды минерального сырья встречаются в пределах одного массива ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. Обычно в современных эрозионных срезах отдельных массивов проявлено пять — восемь типов полезной минерализации, из которых промышленное значение имеют два — три, а в наиболее продуктивных до пяти видов рудного и нерудного минерального сырья. При этом анализ рудоносности 160 массивов показывает, что наибольший удельный вес в них, вне зависимости от типа провинций, имеют пирохлоровые и апатитовые руды, образующие существенные концентрации в каждом втором-третьем массиве. Комплексный характер оруденения массивов и их группировка на сближенных площадях позволяют выделять крупные рудные поля или районы важного промышленного значения.

Закономерности распределения оруденения

Месторождения полезных ископаемых локализованы, как правило, в контурах рудоносных массивов, и лишь самые поздние месторождения редких земель нередко залегают во вмещающих породах вблизи материнских массивов.

В связи с закономерным размещением магматических и постмагматических образований достаточно четко выражена вертикальная зональность приуроченной к ним минерализации различного типа. По характеру это прямая зональность, и, как показал А. А. Фролов [44], в общем неосложненном виде она проявляется по следующей схеме. Снизу вверх магматические перовскит-титано-магнетитовые месторождения в ультрабазитах сменяются флогопитоносными метасоматитами и магнетит-апатитовыми образованиями. Еще выше возрастает разнообразие пород и типов минерализации. Появляются гатчеттолитовые и пирохлоровые комплексные руды в альбититах и карбонатитах. На более высоких уровнях основная роль принадлежит паризит-бастнезитовым, флюоритовым, гематитовым и барит-стронцианитовым месторождениям, локализованным, как правило, в карбонатитовых штоках. Над последними в породах кровли развиты редкоземельные с сульфидами меди, свинца и цинка жилы, жильные зоны и штокверки. При этом наряду с усложнением вещественного состава руд месторождений происходит сокращение вертикального размаха оруденения, что объясняется увеличением температурного градиента по мере приближения к дневной поверхности.

В плане преимущественно отмечается горизонтальная зональность оруденения центростремительного типа: ранние кальцитовые карбонатиты сменяются по направлению к центру массивов более поздними доломитовыми или анкеритовыми (сидеритовыми) карбонатитами. В соответствии с этим гатчеттолитовые и пирохлоровые месторождения, расположенные в основном по периферии карбонатитовых штоков, в центре уступают место паризит-бастнезитовым, гематитовым или флюоритовым рудам. В других массивах апатит-магнетитовые месторождения сменяются пирохлоровыми (Сукулу, Букусу) или борнит-халькопиритовыми (Палабора).

Таким образом, в массивах ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов определенные минеральные типы месторождений характерны для ограниченных глубин. При этом суммарный размах оруде-

нения составляет не менее 10 км. На этом вертикальном отрезке в общем наблюдается смена месторождений различных полезных ископаемых, отвечающая прямой вертикальной зональности, когда магматические рудные месторождения нижних частей массивов переходят выше в гипо- и мезотермальные. Важно подчеркнуть, что общая схема вертикальной зональности осложняется и нарушается в связи с влиянием ряда факторов, контролирующих ход рудообразования. Процессы становления материнских массивов и формирования месторождений настолько разнообразны, что протекают по схеме, не повторяющейся полностью в каждом из них. Общая черта этих процессов — лишь само изменение оруденения, связанное с эволюцией родоначальной магмы.

КРИТЕРИИ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Анализ всех факторов, влияющих на размещение провинций и отдельных рудоносных массивов, а в их пределах — месторождений и рудных тел, позволяет разработать комплекс региональных и локальных критериев их прогнозирования, поисков и оценки.

Первые региональные обобщения по закономерностям размещения провинций ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов с вытекающими отсюда поисковыми критериями принадлежат Ю. М. Шейманну, выделившему геотектонические типы провинций. Исходя из их пространственной позиции, можно сделать вывод о том, что важнейшими структурно-тектоническими элементами региональных карт прогноза во всех случаях явятся разные по порядку, морфологии и генетическим особенностям линии дизъюнктивных нарушений, отделяющие структуры древних щитов от примыкающих к ним зон консолидации складчатости, подчеркивающие различные детали тектоники зон сквозьструктурных разломов (типа африканских рифтов) и т. п. Положение скрытых разломов подобного типа, в разной мере залеченных, нередко определяют те или иные детали структуры перекрывающих отложений платформенного чехла: иногда это вулканоструктуры с ассоциациями эффузивных, субвулканических и интрузивных образований семейства габброидов и гипербазитов повышенной щелочности. В ряде районов положение такого типа скрытых разломов отражают (независимо от времени их заложения и возраста перекрывающих отложений) определенные неотектонические формы рельефа. Непосредственные участки распространения карбонатитов в ряде случаев проявлены карстовыми формами микрорельефа, теми или иными признаками депрессионного развития соответствующих участков гидросети, вот почему некоторые формы неотектоники могут служить важными элементами подобных карт.

Локальным критериям прогнозирования, поисков и оценки месторождений, приуроченных к массивам ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, посвящены отдельные работы Л. С. Бородина, А. А. Кухаренко, Л. К. Пожарицкой, Е. М. Эпштейна и А. А. Фролова, в которых рассматривались критерии поисков главным образом редкометалльных карбонатитов. К настоящему времени в связи с разведкой и эксплуатацией других полезных ископаемых в карбонатитах, ультраосновных и щелочных породах накопился новый фактический материал, позволяющий разработать ряд геолого-структурных, петрографических, геохимических и геофизических критериев поисков и оценки месторождений различных видов минерального сырья.

Основой разработки этих критериев явилось выделение общих закономерностей размещения минеральных месторождений, определяющих вертикальную и горизонтальную зональности оруденения. Вместе с тем ни один из них не универсален. К выяснению пространственной позиции, масштабности и типа оруденения можно подойти, пользуясь только комплексом поисково-оценочных признаков и критериев [44]. Как уже отмечалось, промышленные проявления каждого типа минерализации занимают определенное положение в вертикальном разрезе и имеют определенный диапазон развития. В зависимости от глубины эрозионного среза массива выход его на поверхность будет характеризоваться тем или иным комплексом пород и связанных с ними полезных ископаемых. Существенно ультрабазитовые массивы перспективны на титан, железо, фосфор, флогопит (вермикулит); сенитовые — на тантал, ниобий, цирконий; карбонатитовые кальцитовые — на ниобий, тантал, фосфор, а карбонатитовые кальцит-доломит-анкеритовые на редкие земли, флюорит, барит, сульфиды меди свинца и цинка. Таким образом, чем сложнее состав материнских массивов, тем разнообразнее набор связанных с ними полезных ископаемых.

Задачами исследований на этапе крупномасштабных поисков и предварительной разведки обнаруженных месторождений являются: расчленение силикатных и карбонатных пород, установление генетических типов оруденения, оконтуривание рудных тел. Как показал Г. С. Вахромеев, решение указанных задач целесообразно начинать с помощью воздушных и наземных магнито- и радиометрических съемок. Наземные магнитометрические съемки позволяют уточнить границы скрытых под наносами частей массивов по резко пониженным значениям ΔZ вмещающих пород, выделить внутри массива различные типы силикатных пород и поле карбонатитов, а последние расчленить на анкеритовые (доломитовые, сидеритовые) и кальцитовые разности. Первые обычно обладают более низкой магнитной восприимчивостью, так как содержат мало ферромагнитных минералов; вторые же, напротив, характеризуются постоянным присутствием магнетита, иногда образующего существенные скопления. Расчленение пород по магнитным свойствам бывает достаточным для прогноза перспективных площадей на редкие земли (контуры распространения анкеритоввых карбонатитов), на железорудные и редкометалльные месторождения (различные типы кальцитовых карбонатитов).

Радиометрические аномалии высокой интенсивности характеризуют площади с пирохлор-гатчеттолитовой минерализацией. При этом, как установлено Л. А. Березиной, участки пирохлоровых руд обладают существенно ториевой природой активности, а тела гатчеттолитовых руд — урановой природой активности и, как правило, более высокой интенсивностью гамма-излучения. Таким образом, определение природы активности выделяемых аномалий открывает возможность диагностики типа оруденения.

Помимо геолого-петрографических и геофизических критериев при поисках существенную роль играют минералого-геохимические исследования, цель которых — выявление первичных и вторичных ореолов рассеяния типоморфных для рассматриваемого типа массивов элементов и связанного с ними оруденения. По данным Г. С. Вахромеева, при металлометрической съемке отчетливо оконтуриваются площади развития карбонатитов по повышенным содержаниям в почвенно-растительном слое фосфора, ниобия, тантала, железа, редких земель, марганца, стронция и бария.

Таким образом, детальное прогнозирование опирается на материалы структурного, петрографического, геофизического и геохимического изучения массивов на основе детального картирования всех доступных при выбранном масштабе карт разновидностей магматических и послемагматических образований.

На площадях распространения комплексных месторождений карбонатитовой формации любого типа специализированные карты, как это следует из рассмотренных особенностей таких месторождений, будут отличаться весьма специфической нагрузкой. На детальной карте прогноза желательно отразить (насколько это позволяет масштаб карты) размещение всех основных типов пород, что само по себе определяет те или иные особенности рудоносного массива: степень его вскрытия эрозией (в том числе различных типов карбонатитов), т. е. — условия сохранности от эрозии той или иной минерализации (рис. 48).

В качестве необходимых минералого-геохимических элементов специализированных карт, обычно составляемых в масштабах 1 : 10 000—1 : 5000, иногда 1 : 2000 и особенно важных для плохо обнаженных и слабоизученных территорий, отметим поля изоконцентраций тех или иных элементов — индикаторов, среди которых наиболее характерны поля стронция, цериевых редких земель, ниобия и фосфора. В ряде случаев полезно подчеркнуть степень концентрации в рыхлых отложениях (прежде всего в фациях речных долин) комплексов шлиховых минералов: апатита, пирохлора, иногда циркона, бадделеита, циркелита, перовскита, бастнезита, шорломита, барита и др. Не менее важны для таких карт некоторые геофизические данные, в частности магнитные и радиоактивные поля, анализ которых дает возможность получить ценные исходные положения для детального прогнозирования и оценки промышленных перспектив различного типа оруденения (магнетитового, пирохлорового, гатчеттолитового, монацитового и т. д.). В них заложена основа количественных оценок оруденения.

Одновременно с поисками выходящих на земную поверхность массивов возникает сложная задача прогнозирования и поисков скрытых и погребенных массивов и связанных с ними месторождений.

Анализ геолого-структурной обстановки, особенностей пространственного распределения магматических пород и редкометалльной минерализации в районах развития массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов позволяет прогнозировать слепые массивы подобного типа. Как было показано ранее А. А. Фроловым [44], приуроченность редкоземельной, барит-флюоритовой, сульфидной и другой ассоциирующей с ними минерализации, к верхним частям массивов и к их кровле типична для массивов ультраосновных — щелочных пород с карбонатитами и обусловлена вертикальной зональностью в размещении магматических пород и связанных с ними гидротермальных производных. Следовательно, подобного рода минерализация, особенно в ассоциации с трубками и дайками пикритовых порфиритов и сиенитов при развитии во вмещающих породах ореолов альбитизации, окварцевания, фенитизации, флюоритизации, карбонатизации может служить критерием наличия на глубине щелочно-ультраосновных массивов. При этом для прогнозирования и выделения локальных площадей под поиски наряду с указанными геолого-минералогическими могут быть использованы геохимические критерии: 1) существенно ториевая природа радиоактивности жильных проявлений; 2) комплексный цериево-иттриевый состав редких земель; 3) характерный набор элементов — Nb, Ta, TR, P, Sr, Ba; 4) преимущественно железисто-магнезиальный состав карбонатитов (доломитовые, анкеритовые, сидеритовые).

Некоторые поисковые критерии могут иметь оценочное значение. В частности, факт установления вертикальной зональности состава комплексов, слагающих массивы, и связанных с ними полезных ископаемых позволяет целенаправленно подходить к оценке их промышленных перспектив. Вместе с тем автором выявлен ограниченный комплекс, по-видимому, наиболее информативных критериев, а основная масса геологических данных при прогнозно-оценочном анализе «не работает», хотя в определенном сочетании друг с другом некоторые из них имеют

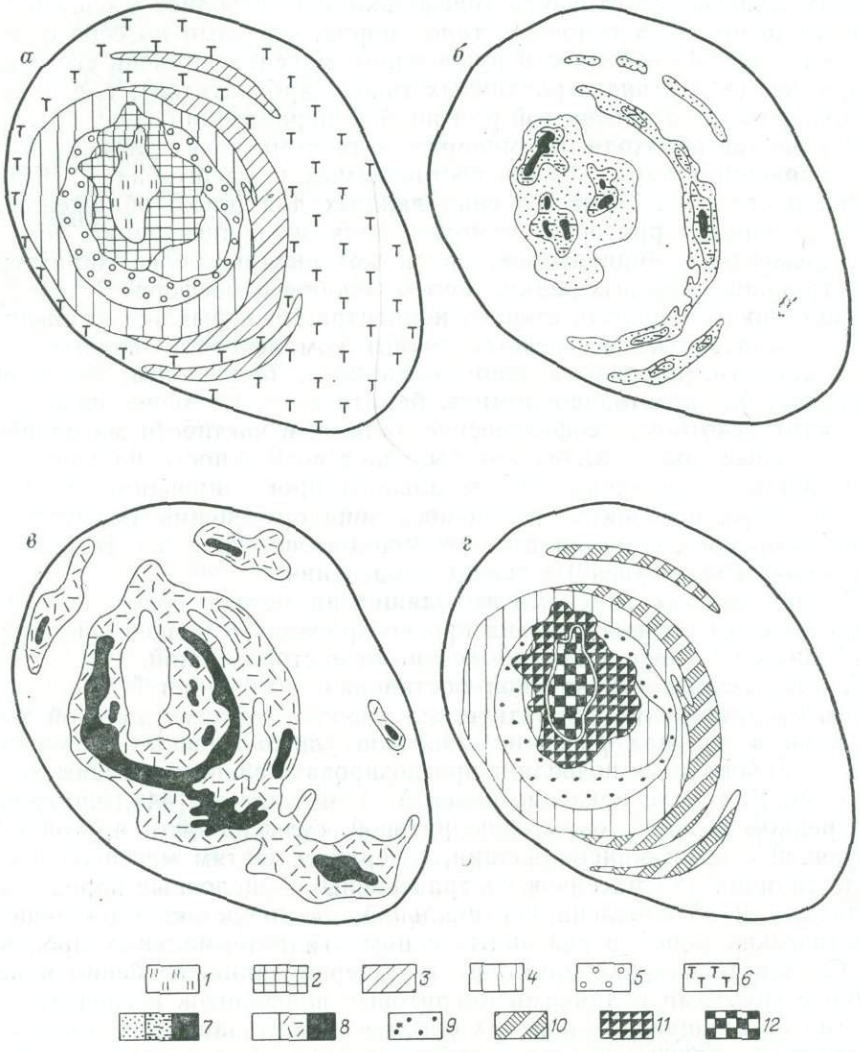


Рис. 48. Комплекс картографических материалов, для крупномасштабного прогнозирования и оценки комплексных рудных полей и месторождений в карбонатитах: *а* — схема геологического строения рудоносного массива, *б* — схема радиоактивного поля, *в* — схема магнитного поля, *г* — макет прогнозной карты.

Карбонатиты: *1* — анкеритовые, *2* — амфибол-кальцитовые, *3* — форстерит- и диопсид-флогопит-кальцитовые, *4* — эгирин-биотит-кальцитовые; *5* — форстерит-апатит-магнетитовые образования; *6* — ультраосновные — щелочные породы (якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты, нефелиновые сиениты); геофизические поля (интенсивность возрастает слева направо): *7* — радиоактивности, *8* — магнитной восприимчивости; площади, перспективные на выявление промышленных месторождений различных по составу руд: *9* — апатит-магнетитовых (P—Fe), *10* — гатчеттолитовых (Ta—Nb), *11* — пирохлоровых (Nb), *12* — паризитовых (TR)

поисковое значение. В этом отношении применение математического аппарата значительно расширяет возможность прогнозирования месторождений и оценки их промышленных перспектив за счет привлечения более широкого круга геологических критериев — размеров массивов и карбонатитовых тел, их формы, строения, состава и т. д. Первый опыт в этом отношении выполнен А. А. Фроловым, И. Д. Савинским и В. О. Вальковым в 1974 г. с применением методов распознавания образов.

По мере выявления карбонатитовых массивов возникает задача определения типов, масштабов и качества локализованного в них оруденения и его количественной, сравнительной с уже известными аналогами оценки. Только сравнительный анализ всех имеющихся геологических и экономических сведений об обнаруженном объекте позволит определить уровень его практической значимости и наметить направление дальнейших поисково-разведочных работ.

Как уже отмечалось, строение и состав комплексов пород, слагающих массивы рассматриваемого типа, весьма разнообразны. Разнообразно и приуроченное к ним оруденение. Тем не менее, по ряду общих черт состава комплексов пород, площади развития и их рудоносности можно выделить, с известной долей упрощений, несколько типовых моделей (табл. 21). Исходя из этих типовых моделей, на первых этапах изучения массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, непосредственно после их выявления и предварительного оконтуривания основных разновидностей пород, можно в первом приближении дать прогноз ожидаемых типов оруденения и его количественную прогнозную оценку.

Промышленные перспективы комплексных рудоносных массивов карбонатитовой формации на стадии детальных поисков можно ориентировочно оценивать показателем перспективности. Он определяется как сумма или произведение значений выраженных в баллах оценочных критериев, характеризующих оруденение, локализованное в пределах массива ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. Для определения рекомендуемого показателя можно применить следующие оценочные критерии.

Критерий	*Значение в баллах*
Структурная позиция оруденения:	
внутренняя часть массивов	3
периферия массивов	2
обрамление массивов	1
Структурно-морфологические типы карбонатитовых рудных тел и их размеры:	
небольшие линейные и кольцевые жилы	1
крупные жилы, жильные метасоматические зоны	2
небольшие штоки, жильные и метасоматические зоны	3
крупные штоки, жильные и метасоматические зоны	5
Сложность геологического строения:	
перимагматические штоки и дайковые тела в кровле массивов	1
слабодифференцированный комплекс пород с незначительным проявлением карбонатитов	2
полнодифференцированный комплекс пород с широким развитием карбонатитов	3
Комплексность оруденения:	
низкая (один промышленный компонент)	1
средняя (два-три промышленных компонента)	3
высокая (четыре и более промышленных компонентов)	5

Таблица 21

Характеристика типоморфных рудоносных массивов

Тип рудоносных *массивов*	Морфология и размеры тел	Ориентировочные запасы							Примеры массивов, наиболее близкие к типовым, районы их развития
		Nb_2O_5	Ta_2O_5	TR_2O_3	P_2O_5	Fe	TiO_2	флогопита	
Существенно карбонатитовые кальцитовые и анкеритовые (доломитовые)	Штоки кальцитовых карбонатитов площадью 1 км^2	Крупные и средние	—	Мелкие	Возможно попутное получение концентратов	—	—	—	Баррейро-де-Аракса, Тапира (Бразилия)
	Штоки анкеритовых (доломитовых), сидеритовых карбонатитов площадью 0,5 км^2	Средние и мелкие	—	Крупные и средние	То же	Мелкие	—	—	Чилва, Канганкунде (Малави)
Примерно равное соотношение кальцитовых карбонатитов и ультраосновных—щелочных пород	Штоки диопсид-форстерит-амфибол-кальцитовых карбонатитов площадью около 1 км^2. Массивы пород ряда ийолит-мельтейгит-якупирангит, реже пироксенитов и оливинитов	Крупные и средние при содержании 0,2—0,5 %, редко более	Средние при содержании 0,01—0,03 %	—	Крупные и средние при содержании 3—4 %*	Средние	—	—	Ока (Канада), Восточная Сибирь (СССР) Магнет-Ков (США)
Существенно щелочно-ультрабазитовые с резко подчиненным развитием кальцитовых карбонатитов	Массивы пироксенитов, оливинитов, ийолитов, мельтейгитов с небольшими телами кальцитовых карбонатитов	—	—	—	Средние при содержании 10—15 %	Средние, мелкие при содержании 10—40 %	Крупные и средние при содержании 10—15 %	Крупные и средние	Букусу (Уганда), Кольский п-ов

Критерии	Значение в баллах
Интенсивность радиоактивного поля:	
слабая	1
средняя	2
высокая	3
Интенсивность магнитного поля:	
слабая	1
высокая	2

Как видно из табл. 22 показатель, выраженный суммой баллов, малоинформативен: крупные, средние и мелкие по запасам комплексных руд месторождения отличаются лишь на 2—3 балла, что не гарантирует от существенных ошибок в оценке масштабов оруденения. Более приемлемым и надежным в таком случае оказывается мультипликативный показатель, определяемый произведением баллов. Его можно рекомендовать в качестве результирующего оценочного критерия, значения которого находятся в корреляционной связи с масштабами промышленного оруденения. Такая связь впервые была установлена И. И. Пастушенко в 1977 г. применительно к скарново-магнетитовому оруденению. В нашем случае мультипликативный показатель промышленной перспективности рудных полей (массивов) меняется в пределах от нескольких единиц до 1350. При этом рудные поля, характеризующиеся значениями этого показателя до 100, неперспективны на комплексное оруденение в карбонатитах, а все те, для которых он более 100, заслуживают внимания. При этом крупные месторождения железа и фосфора могут быть в массивах с мультипликативным показателем в несколько сотен. Особый интерес представляют массивы с показателем перспективности от 400 до 1350. В них весьма вероятны не только крупные, но и уникальные по запасам и комплексности руд месторождения.

Большой Жидой (СССР)	—	Мелкие	Мелкие	Мелкие	—	—	—	Небольшие штоко- и дайкообразные тела пироксенитов, оливинитов, и йолит-мельтейгитов с отдельными жилами кальцитовых карбонатитов

* В коре выветривания развиты руды с содержанием 8—12 % P_2O_5.

ФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАНТАЛА И НИОБИЯ В ПЛУТОНОГЕННЫХ И МЕТАМОРФОГЕННЫХ КВАРЦ-АЛЬБИТ-МИКРОКЛИНОВЫХ МЕТАСОМАТИТАХ

Обе характеризуемые рудные формации включают комплексные месторождения редких элементов, среди которых, кроме Ta и Nb, существенное значение могут иметь Y, редкоземельные элементы, Zr, Hf, иногда Be, Li, Sn и др. Продуктивные концентрации редких элементов в этих месторождениях неразрывно связаны с формированием щелочных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов*. Свойственный щелочным квальмитам устойчивый парагенезис кварца,

* Далее для этих пород используется сокращенный термин квальмит.

Таблица 22

Сравнительная таблица перспективности рудоносных массивов, баллы

Критерий	Рудоносные массивы (рудные поля и месторождения)									
	Нижнесаянский	Верхнесаянский	Енисейский	Горноозерский	Арбарастах	Вуори-Ярви	Гулинский	Ковдорский	Одихинча	Озерная Варака
Структурная позиция	3	3	3	3	3	3	3	2	2	2
Структурно-морфологические типы рудных тел	5	5	5	5	3	3	3	3	1	1
Сложность геологического строения	3	3	3	3	3	3	3	2	2	2
Комплексность оруденения	5	3	3	3	3	3	3	3	1	1
Интенсивность радиоактивного поля	3	3	3	3	2	2	2	2	1	1
Интенсивность магнитного поля	2	1	1	1	2	2	2	2	2	2
Оценочный критерий перспективности:										
по сумме баллов	21	18	18	18	16	16	16	14	9	9
по произведению *баллов*	1350	405	405	405	324	324	324	144	8	8

альбита и микроклина, а также железо-натриевых силикатов, литиево-железистых или железисто-глиноземистых слюд, криолита и других фторидов постоянно дополняется минералами перечисленных редких элементов. Достаточно высокие содержания и относительно равномерное распределение мелкой вкрапленности последних, допускающие их рентабельное извлечение, а также значительные объемы рудной массы, обычно доступные для открытой отработки, обусловливают широкие промышленные перспективы подобных месторождений. Ценным компонентом этих месторождений является криолит.

Формация плутоногенных редкометалльных щелочных квальмитов*, сформировавшихся при постмагматическом метасоматическом преобразовании гранитоидных пород материнских интрузивов, представлена значительным числом месторождений, из которых наиболее известны месторождения плато Джос в Нигерии.

Метаморфогенные редкометалльные щелочные квальмиты приурочены к зонам приразломного регионального метаморфизма. Метасоматиты замещают алюмосиликатные метаморфические породы, реже — древние магматические породы.

Редкометалльные щелочные квальмиты, образованные при постмагматическом метасоматозе в телах гранитоидов и возникшие в метаморфических толщах в результате метаморфогенно-гидротермальных

* Эти породы называют также редкометалльными щелочными гранитами [11 и др.], что представляется неудачным, так как образование большинства слагающих их минералов связано с послемагматическими метасоматическими процессами.

процессов, имеют близкие, часто идентичные, минеральный и химический составы и одинаковые геохимическую и рудную специализации.

Каждая из этих рудных формаций по рудной специализации месторождений может быть подразделена на четыре субформации — с ведущей ролью тантала, ниобия, редких земель и бериллия соответственно (рис. 49).

В первой — ниобий-танталовой — субформации отношение Nb к Ta в рудах находится в пределах 5—10, содержание редких земель на одном уровне с ниобием или ниже, бериллий практически отсутствует, из второстепенных компонентов наиболее типично олово. Месторождения тантал-ниобиевой субформации отличаются большей относительной ролью ниобия, значение Nb/Ta в них 10—16, возрастает также доля редких земель и циркония.

Средние содержания Nb_2O_5 и Ta_2O_5 в рудах двух первых субформаций составляют соответственно 0,15—0,4 % и 0,015—0,03 %. В ниобий-редкоземельной субформации содержание суммы редких земель и иттрия в рудах выше, чем ниобия, резко возрастает содержание циркония, а тантал в связи с высоким значением Nb/Ta (17—25 и более) является лишь попутным компонентом, несмотря на такой же уровень его средних содержаний, как и в месторождениях предыдущих субформаций. В месторождениях редкоземельно-бериллиевой субформации содержания тантала и ниобия незначительны.

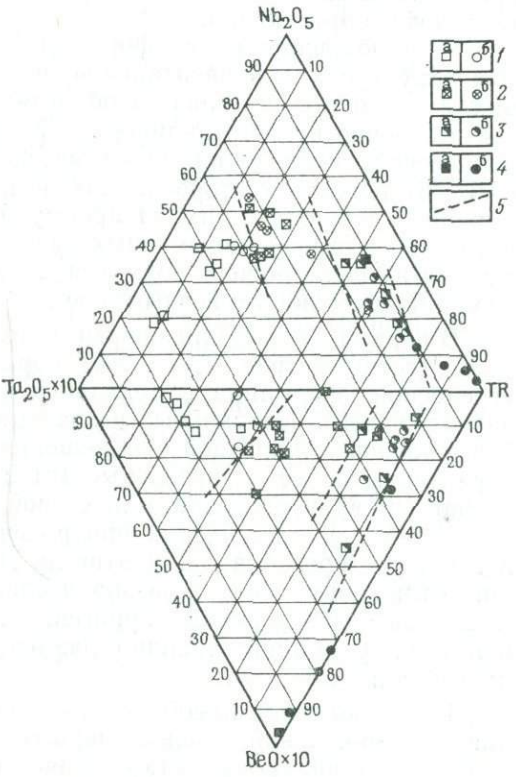


Рис. 49. Соотношения главных рудных компонентов в редкометалльных щелочных квальмитах разных рудных субформаций.

Субформации: *1* — ниобий-танталовая, *2* — тантал-ниобиевая, *3* — ниобий-редкоземельная, *4* — редкоземельно-бериллиевая (в знаках *1—4*: *а* — плутоногенные, *б* — метаморфогенные месторождения); *5* — границы полей месторождений разных субформационных типов

Близость состава и условий образования плутоногенных и метаморфогенных редкометалльных щелочных квальмитов, несмотря на их связь с разными эндогенными процессами и существенные различия между ними в геологических условиях локализации, обусловливает общность многих поисково-оценочных критериев и методических приемов прогнозной оценки месторождений и позволяет рассматривать последние совместно, подчеркивая лишь, в необходимой мере, специфические черты месторождений каждой формации.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ И ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

Отсылая читателя к работам Ф. Р. Апельцина, В. В. Архангельской, А. А. Беуса, А. И. Гинзбурга, Н. Е. Залашковой, Ю. Л. Капусти-

на, В. С. Кудрина, Д. А. Минеева и других [11, 30 и др.], где приведена более полная характеристика месторождений рассматриваемых формаций, подчеркнем лишь главнейшие особенности их геологического положения, строения и состава, которые могут служить геологическими предпосылками поисков и поисково-оценочными критериями ниобий-танталового оруденения.

Месторождения обеих формаций формируются в консолидированных структурах континентальной земной коры (на древних платформах, в срединных массивах и областях завершенной складчатости, преимущественно в геоантиклинориях последних), в зонах их тектоно-магматической активизации. Геологическое положение месторождений зависит от режима тектоно-магматической активизации, которая бывает выражена в трех формах: а) преимущественном сводо-глыбовом воздымании; б) дифференцированных разнонаправленных вертикальных движениях на фоне общего поднятия; в) интенсивном прогибании, сменявшемся позднее общим воздыманием.

В первом случае, признаками которого являются также малая мощность (сотни метров — до 2 км) образований терригенной молассовой угленосной формации в локальных грабен-прогибах, месторождения расположены в центральных и краевых частях сводов по границам блоков с разной амплитудой перемещения. Во втором случае, для которого характерны более значительные (от 2 до 12 км) мощности отложений терригенно-вулканогенной молассовой формации в широких впадинах и грабенах, месторождения приурочены к центральным частям сводов и границам прогибов с поднятиями. Для последнего режима активизации, отличающегося весьма значительной (4—6 км, в трогах до 20 км) мощностью образований терригенной, терригенно-вулканогенной, карбонатной формаций, типично размещение месторождений в пределах прогибов и их бортов.

В соответствии с особенностями возникающих структур и размещения месторождений, в двух первых случаях вмещающей средой для рудных тел являются метаморфические и интрузивные породы консолидированного основания древних и молодых платформ, а в последнем — неравномерно метаморфизованные и дислоцированные отложения верхнего структурного яруса.

В пределах отдельных редкометалльных провинций пространственное положение поясов редкометалльных квальмитов контролируется зонами краевых или внутренних глубинных разломов планетарного и регионального масштабов. По геофизическим данным эти разломы фиксируются как мобильные зоны сочленения разнородных блоков земной коры, имеющих разную мощность как коры в целом, так и «надбазальтового» слоя. При этом наиболее крупные месторождения приурочены к блокам с максимальными мощностями коры и «надбазальтового» слоя.

В пределах рудных поясов месторождения локализуются в узлах сочленений и пересечений контролирующих зон глубинных разломов крупными разломами иных направлений или скрытыми поперечными разломами фундамента, обычно слабовыраженными на поверхности, но часто проявленными в каких-либо аномалиях геологического строения.

Плутоногенные квальмиты обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с поздними фазами полнодифференцированных комплексов гранитоидов, часто повышенной натриевой щелочности, в составе отдельных интрузивных фаз которых иногда отмечаются

щелочные породы (нефелиновые и щелочные сиениты, щелочные и субщелочные граносиениты и граниты).

Поздние «продуктивные» фазы этих комплексов бывают представлены лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами, субщелочными или щелочными гранитами и граносиенитами. В некоторых случаях, как например в Нигерии, рудоносные гранитоиды входят в состав сложных вулкано-плутонических комплексов, включающих излившиеся и интрузивные основные, средние, кислые и щелочные породы. Общими особенностями рудопродуктивных магматических образований являются: трещинный характер внедрения (штоки, купола, кольцевые интрузии), небольшие размеры интрузивных тел (от долей до нескольких квадратных километров, редко более) и малоглубинные (до 3 км) условия их становления.

Метаморфогенные месторождения приурочены к ареалам приразломного метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций низких давлений и сопровождающей метаморфизм гранитизации. По сравнению с плутоногенными месторождениями они формируются в условиях относительно больших глубин (3—6 км).

Регионы их развития отличаются также меньшей мощностью земной коры и «надбазальтового» слоя по сравнению с соответствующими по типу структур основания провинциями плутоногенных щелочных квальмитов. При отсутствии генетической связи с гранитоидами для метаморфогенных квальмитов характерна пространственная ассоциация с близкими им по возрасту (по-видимому, относительно более поздними) интрузивами габброноритов, анортозитов и гранитоидов рапакиви.

Возрастные рамки формирования месторождений практически не ограничены, но метаморфогенные месторождения пользуются максимальным распространением в докембрийское время, а плутоногенные — в позднем палеозое — мезозое.

В локализации тел рудоносных метасоматитов существенное значение имеют структурные факторы. В размещении плутоногенных месторождений ведущая роль принадлежит долгоживущим разломам и оперяющим их нарушениям, которые контролируют положение как материнских интрузивов, так и развитие в них постмагматических процессов. *Позиция метаморфогенных квальмитов зависит в большей* мере от складчатых структур и связана с флексурами, замыканиями складок и другими структурами, обладающими повышенной плотностью межслоевых нарушений.

Геолого-морфологические особенности тел метасоматитов плутоногенного и метаморфогенного происхождения также существенно различаются. По условиям залегания и форме тел плутоногенные квальмиты обычно в значительной мере соответствуют «материнским» гранитоидам. Размеры таких замещенных тел варьируют от 0,1·n до 3 км², иногда более.

Залегание и морфология метаморфогенных квальмитов, возникших по слоистым метаморфическим породам, подчинены строению вмещающих толщ. Согласные линзовидные тела метасоматитов унаследуют главнейшие черты строения складчатого гетерогенного субстрата и в первую очередь — условия залегания полевошпатовых пород повышенной основности, наиболее благоприятных для развития метасоматоза. Размеры тел метаморфогенных квальмитов — сотни метров (до 5 км) по простиранию и несколько сотен метров (до 1,5 км) по мощности.

Щелочные квальмиты обладают рядом характерных, уже упомянутых особенностей минерального состава и химизма. Близки также главные черты химического состава минералов, многие из которых, такие

как щелочные амфиболы ряда рибекит-арфведсонит, эгирин, астрофиллит, полилитионит, протолитионит, криолит, томсенолит и другие алюмофториды, сидерит, гагаринит, редкоземельный пирохлор, плюмбопирохлор, фергусонит, колумбит, дипирамидальный малакон, редкоземельные фосфаты и фтор-карбонаты и др., *являются типоморфными*. Наиболее яркие черты состава пород и минералов определяют весьма важные отличия щелочных квальмитов от других близких им по составу метасоматических, метаморфических и магматических пород.

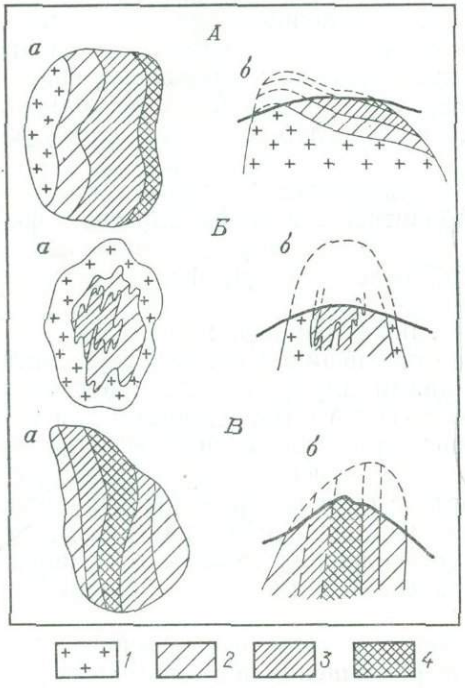


Рис. 50. Принципиальные схемы стадийной вертикальной (А), горизонтальной кольцевой (Б), горизонтальной линейной (В) зональности в телах плутоногенных щелочных квальмитов (а — планы, б — разрезы).

1 — неполностью метасоматически измененные гранитоиды; *2—4* — метасоматиты последовательных стадий (от ранней — *2* к средней — *3* и поздней — *4*)

Образование щелочных квальмитов происходило в ходе сложного метасоматического процесса, в котором выделяются четыре этапа: 1) калиевый — микроклинизация, нередко сопровождаемая биотитизацией; 2) натриевый, разделяющийся на три стадии: фтор-натриевую (щелочные квальмиты), натрий-литиевую (литиевослюдистые квальмиты) и натриевую (ферримусковитовые альбититы); 3) кислотного выщелачивания — грейзенизация и окварцевание; 4) отложения оснований.

Полнота проявления метасоматических процессов в разных районах или телах различна; некоторые этапы и стадии нередко «выпадают» или бывают представлены в редуцированном виде. Особенно характерно это для метаморфогенных квальмитов, отличающихся наиболее полным развитием фтор-натриевой стадии при подчиненном — всех поздних стадий. Формирование продуктивной минерализации редких элементов — минералов групп пирохлора, колумбита, фергусонита, циркона и др., а также криолита — связано с натриевым этапом метасоматоза. Состав и парагенезисы минералов редких элементов разных месторождений непостоянны и зависят от минеральных ассоциаций метасоматитов каждой стадии, изменяясь по мере развития процесса. В строении метасоматических тел и размещении оруденения обычно проявлена зональность. Плутоногенным квальмитам свойственна стадийная зональность, имеющая вертикальный или горизонтальный (линейный или кольцевой) характер (рис. 50). При стадийной зональности отмечаются качественные и количественные изменения состава оруденения.

При вертикальной зональности продукты поздних стадий тяготеют к верхним — прикровлевым — частям интрузивов, а содержания полезных компонентов убывают с глубиной. Мощность рудных зон обычно невелика (десятки метров), оруденение не всегда достаточно выдержано по уровням концентрации. По масштабам оруденения тела таких квальмитов относятся к числу средних и мелких месторождений.

При горизонтальной зональности обычно отмечаются возрастание интенсивности метасоматоза и смещение продуктов все более поздних стадий от краевых к внутренним частям интрузивов. Метасоматиты разных стадий развиваются по вертикальным или крутопадающим зонам. Такие зоны имеют кольцевую либо линейно вытянутую форму. Телам с горизонтальной зональностью линейного типа присущи интенсивное метасоматическое преобразование пород вдоль контролирующих трещинных зон на большую глубину и соответственно крупные масштабы оруденения.

В метаморфогенных щелочных квальмитах широко распространена фациальная метасоматическая зональность, которая обычно сопровождается лишь количественными изменениями содержаний полезных компонентов. Ее главная морфологическая особенность — чередование субпараллельных зон метасоматитов разных парагенетических типов, которое подчинено элементам литологического и структурно-тектонического контроля метасоматоза.

Характер зональности метасоматических тел определяет основные черты морфологии, условий залегания и взаимного расположения рудных зон, хотя контуры промышленного оруденения, зависящие от принятых кондиций, не всегда или не полностью соответствуют положению определенных типов метасоматитов.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Для выделения перспективных площадей, выбора рационального комплекса поисковых работ, предварительной прогнозной оценки обнаруженных рудопроявлений и разработки геологически обоснованного направления разведки наиболее перспективных из них обычно используют признаки обобщенных структурно-вещественных моделей геологической обстановки, благоприятной для образования рудных объектов определенных типов. Характеристика таких моделей вытекает из приведенных типовых особенностей месторождений каждой формации. Естественно, что в зависимости от задач и масштабов геологоразведочных работ роль тех или иных особенностей этих моделей будет неодинаковой. Соответственно будут изменяться комплексы поисково-оценочных критериев и методов и их относительное значение.

При мелко- и среднемасштабном (1 : 1 000 000—1 : 50 000) прогнозировании и поисках в новых районах ведущее положение занимают закономерности региональной позиции рудных поясов и месторождений, их связи с глобальными и региональными тектоническими, магматическими, метаморфическими процессами и структурами, а также некоторые вещественные признаки месторождений.

Совокупность материалов, используемых при мелкомасштабном прогнозировании и обеспечивающих составление прогнозных карт, помимо упомянутых геологических предпосылок, должна включать: 1) данные глубинной геофизики (грави-, сейсмо-, магнитометрия) с целью выявления и прослеживания структурных элементов земной коры, благоприятных для образования и размещения месторождений; 2) результаты многоканальной аэромагнитной и аэрогаммаспектрометрической съемок, которые фиксируют невскрытые или перекрытые интрузивные тела рудопродуктивных гранитоидов, непосредственно рудные поля месторождений и сопровождающие их ореолы метасоматически измененных пород, в пределах которых могут находиться не выходящие на поверхность тела редкометалльных руд; в горных, горно-таежных и горно-степных районах с небольшой мощностью рыхлых отложе-

ний аэрометоды обеспечивают выявление практически всех выходящих на поверхность месторождений рассматриваемых типов; 3) данные поисковой геохимии (в том числе на основе рентген-радиометрического, нейтронно-активационного, гамма-нейтронного и других экспрессных физических методов анализа), позволяющие по ареалам высокой (близкой к кондиционным содержаниям) концентрации продуктивных редких и сопутствующих им элементов (Ta, Nb, Zr, TR, Rb, Zn, Pb, F и др.) непосредственно устанавливать тела рудоносных метасоматитов, а по первичным ореолам рассеяния элементов, особенно более «подвижных» из них (Be, Li, Rb, TR, F, W), — не вскрытые эрозией рудные тела. Нет необходимости выполнять анализы на весь комплекс перечисленных элементов, достаточно ограничиться несколькими, в число которых должны входить наиболее «информативные» — Nb или Ta из рудных элементов, а также Be и F — как самые характерные индикаторы внешних ореолов (геохимические поиски целесообразно сопровождать или предварять радиометрическими); 4) данные шлихового опробования, фиксирующие в ореоле месторождения характерную для редкометалльных щелочных квальмитов минеральную ассоциацию малакона, колумбита и других тантало-ниобатов, флюорита, часто касситерита, ксенотима и др.; 5) итоги геолого-петрографического и минералого-геохимического изучения и расчленения магматических и метаморфических пород на участках, наиболее благоприятных для выявления месторождений по общей геологической ситуации, наличию радиометрических аномалий, геохимических или шлиховых ореолов, по развитию процессов щелочного метасоматоза и др.

Как следует из совокупности геологических предпосылок и поисково-оценочных критериев ниобий-танталовых месторождений, связанных с щелочными квальмитами, составление мелко- и среднемасштабных прогнозных карт на этот тип оруденения в методическом отношении близко к прогнозным построениям по другим редкометалльным месторождениям, связанным с метасоматитами (например, олово-вольфрам-грейзеновым и др.), достаточно широко освещенным в литературе.

В настоящее время нет опыта определения прогнозных ресурсов (категория P_3) Ta и Nb в месторождениях типа редкометалльных щелочных квальмитов по крупным районам и регионам. Самое общее представление об уровнях прогнозных ресурсов Ta и Nb в крупных регионах, очевидно, может быть получено на основе разработанных Л. Н. Овчинниковым и Н. В. Никитиным методов оценки по кларкам или по предложенным В. В. Ивановым и Р. В. Панфиловым эмпирически рассчитанным коэффициентам накопления.

При крупномасштабном прогнозировании, основанном на результатах поисковых работ (масштабы 1 : 25 000 и крупнее, иногда — 1 : 50 000) в перспективных районах или районах с уже известными месторождениями, ведущее положение среди поисково-оценочных критериев приобретают магматические, структурно-геологические и геофизические, отражающие благоприятные условия для развития метасоматических процессов и локализации оруденения в интрузивных телах потенциально рудоносных гранитоидов или в ареалах метаморфических образований соответствующих фаций и состава, а также специфические петрографические, минералогические и геохимические черты состава рудоносных метасоматитов. Соответственно для прогнозных карт необходимо использовать следующие материалы:

1) данные геолого-петрологического расчленения и картирования гранитоидных и щелочных комплексов (для регионов распространения плутоногенных щелочных квальмитов) или метаморфических комплек-

сов с выделением полей эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма и ареалов гранитизации в толщах алюмосиликатных пород (для регионов развития метаморфогенных щелочных квальмитов);

2) карты локальных грави- и магнитометрических аномалий, фиксирующих не выходящие на поверхность тела гранитоидов;

3) результаты наземного изучения аэрогаммаспектрометрических аномалий;

4) данные о положении пликативных и дизъюнктивных структур, влияющих на локализацию рудоносных метасоматитов;

5) результаты выявления пространственной позиции проявлений щелочного метасоматоза, типов метасоматитов, характера их развития;

6) установленные минералогические признаки рудопродуктивных образований: типоморфные минералы и ассоциации, рудные и сопутствующие минералы, шлиховые ореолы;

7) данные о положении и интенсивности контрастных геохимических аномалий ниобия, тантала, циркония, редкоземельных элементов, иттрия, рубидия, фтора, фиксирующих позицию тел и состав оруденебериллия, фтора, лития, рубидия, ниобия, тантала, редкоземельных и ния щелочных квальмитов, а также надрудные и околорудные ореолы других сопутствующих им элементов;

8) значения индикаторных геохимических отношений элементов в контурах геохимических аномалий и редкометалльных метасоматитах, определяющие субформационный тип редкометалльного оруденения и тем самым — ведущую роль тех или иных редких элементов в них.

Геологическая основа прогнозной карты отражает лишь главнейшие элементы, важные для прогнозно-оценочных целей (рис. 51). Эти данные, как показано далее, вполне обеспечивают количественную прогнозную оценку данного рудного поля.

При детальных поисках и поисково-оценочных работах на уже известных объектах ниобий-танталового оруденения, а также в рудных полях разведуемых месторождений появляются наиболее широкие возможности количественного прогнозирования, достоверность которого отвечает категории P_1.

Основой детальных прогнозных карт должны служить структурные геолого-петрографические карты месторождений и районов их обрамления, учитывающие результаты минералого-геохимического изучения рудоносных метасоматитов и вмещающих их образований, данные геофизических работ и литогеохимической съемки. Структурно-геологические работы должны обеспечить выявление рудоконтролирующих и рудолокализующих складчатых структур (преимущественно для метаморфогенных месторождений) и пред-, внутри- и пострудных разрывных нарушений, а также расшифровку главнейших элементов внутреннего строения массивов рудоносных квальмитов, т. е. пространственного распределения и структурной позиции метасоматитов разных парагенетических типов [30].

Важное место в арсенале структурных методов при этом должны занимать систематические замеры плоскостной и линейной ориентировки новообразованных метасоматических минералов — амфиболов, эгирина, слюд, кварца, альбита — и полосчатости метасоматитов, которые в апогнейсово-сланцевых метаморфогенных квальмитах преимущественно наследуют элементы залегания исходных пород, а в апогранитоидных плутоногенных квальмитах отражают элементы физико-механической гетерогенности субстрата (первичная анизотропия, трещиноватость и др.), а также особенности динамики развития метасоматоза.

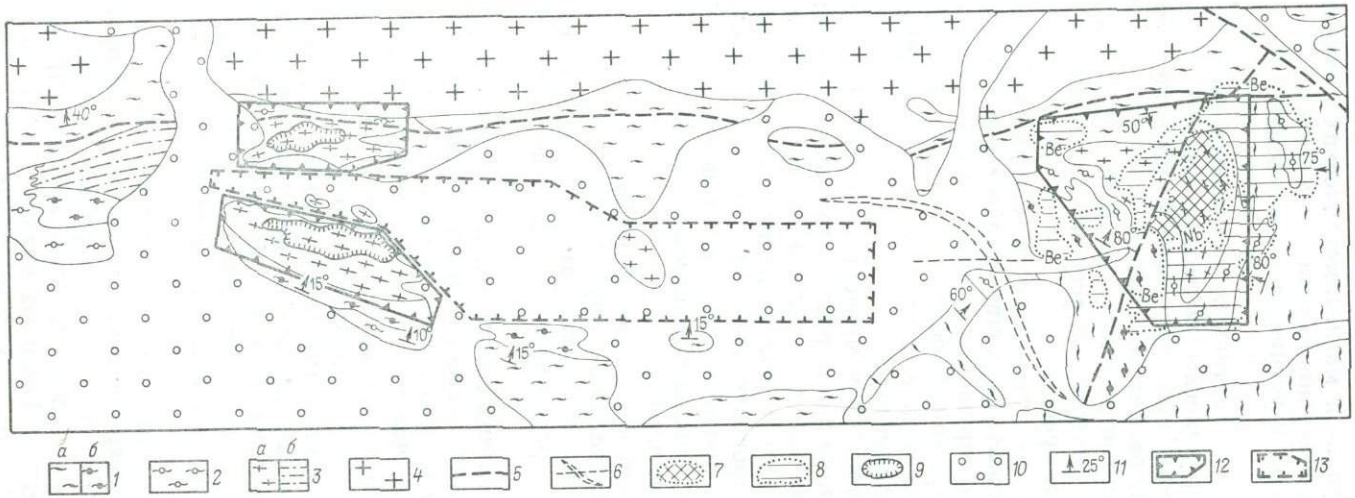


Рис. 51. Макет прогнозной геологической карты Nb—Ta оруденения, связанного с метаморфогенными щелочными квальмитами (масштаб 1 : 25 000).

Положительные (+) и отрицательные (—) геологические предпосылки и факторы оруденения: *1*(+) — метаморфические образования амфиболитовой фации (*а* — сланцы и гнейсы, *б* — сланцы повышенной основности), *2*(+) — мигматиты и гранитизированные породы, *3*(+) — редкометалльные щелочные квальмиты (*а* — эгирин-амфиболовые и амфиболовые, *б* — биотитовые), *4*(—) — пострудные порфировидные граниты, *5*(+) — разрывные нарушения, *6*(+) — положение осей флексур, *7*(+) — поля литогеохимических аномалий Nb с содержанием 0,1—0,5 % и более, *8*(+) — литогеохимические ореолы рассеяния Be, *9*(+) — поля радиометрических аномалий с интенсивностью гаммаизлучения более 60·10⁻⁸ А/кг; дополнительные информативные данные: *10* — рыхлые отложения, *11* — *элементы залегания слоистости*, полосчатости, гнейсовидности метаморфических пород, *12* — площади развития оруденения, получившие количественную прогнозную оценку и заслуживающие проведения поисково-оценочных работ, *13* — площади, заслуживающие постановки детальных поисков

В обоих случаях ориентировки структур и текстур совпадают с залеганием внешних и внутренних контактов, что позволяет уверенно картировать и выявлять зональность метасоматических тел. Зональность различных типов — как генетическая (стадийная, фациальная), так и морфологическая (вертикальная, горизонтальная линейная или кольцевая) подчеркивает характер изменчивости оруденения, морфологии и условий залеганий рудных тел, вертикальную протяженность их на глубину, т. е. указывает на масштабы месторождения.

В легенде карты должны быть учтены все парагенетические типы метасоматитов, отражающие петрографическую и минералого-геохимическую изменчивость их состава и зависимость от фациальных и стадийных условий образования. На детальных картах метаморфогенных месторождений, залегающих в неоднородных по составу гнейсово-сланцевых толщах, важно также отразить состав эдуктов [30]. По минералого-геохимическим особенностям оруденения определяется субформационная принадлежность объекта, имеющая важное значение для экономической и технологической оценок руд.

Из геофизических методов ведущее положение занимает гамма-спектроскопия. Радиометрические данные позволяют непосредственно выявлять и оконтуривать в коренных выходах тела редкометалльных квальмитов или их элювиально-делювиальные ореолы в районах со слабой обнаженностью. При детальных гамма-спектрометрических работах по соотношениям урановой, ториевой и калиевой гамма-активности удается выделять разные типы метасоматитов и уточнять картину зональности метасоматических тел, а также намечать рудные зоны разной продуктивности и судить об изменчивости в них абсолютных содержаний основных компонентов.

При применении других геофизических методов могут быть получены косвенные признаки проявления тех или иных благоприятных, главным образом, структурно-геологических факторов локализации оруденения; эти методы должны использоваться в зависимости от конкретной геологической обстановки. Так, по данным грави- и магниторазведки можно судить о положении не вскрытых эрозией метасоматически преобразованных апикальных частей гранитоидных массивов, о мощности наносов, дизъюнктивных элементах тектоники; результаты электропрофилирования позволяют прослеживать разрывные нарушения по простиранию. Результаты литогеохимических работ на перечисленный ранее комплекс элементов при детальном прогнозировании служат для уточнения площадей горизонтального сечения рудных тел: т. е. дополняют результаты опробования.

На макете прогнозной карты (рис. 52) восточного участка рудного поля, изображенного ранее (см. рис. 51), отражен ряд перечисленных прогнозно-оценочных факторов, опирающихся на уточненную картину внутреннего строения тела метасоматитов и условий залегания метасоматитов разных парагенетических типов, в первую очередь наиболее продуктивных мезо- и меланократовых эгирин-рибекитовых апогнейсово-сланцевых квальмитов, а также пространственного распределения полезных компонентов на поверхности и в опорных скважинах по данным систематического опробования.

Специфика оценки прогнозных ресурсов Ta и Nb при крупномасштабных поисковых и поисково-оценочных работах на месторождениях рассматриваемых формаций связана со своеобразием их строения и состава. Крупные размеры и относительно простые формы рудных тел при повышенной радиоактивности рудоносных щелочных квальмитов и наличии вокруг них крупных первичных ореолов рассеяния многих ком-

понентов обусловливают сравнительную легкость и высокую надежность выявления вскрытых эрозией и неглубокозалегающих (до 300 м от поверхности) рудных тел еще на стадии среднемасштабных (1 : 25 000—1 : 50 000) поисково-съемочных и поисковых работ в районах с хорошей обнаженностью или при небольшой мощности перекрывающих отложе-

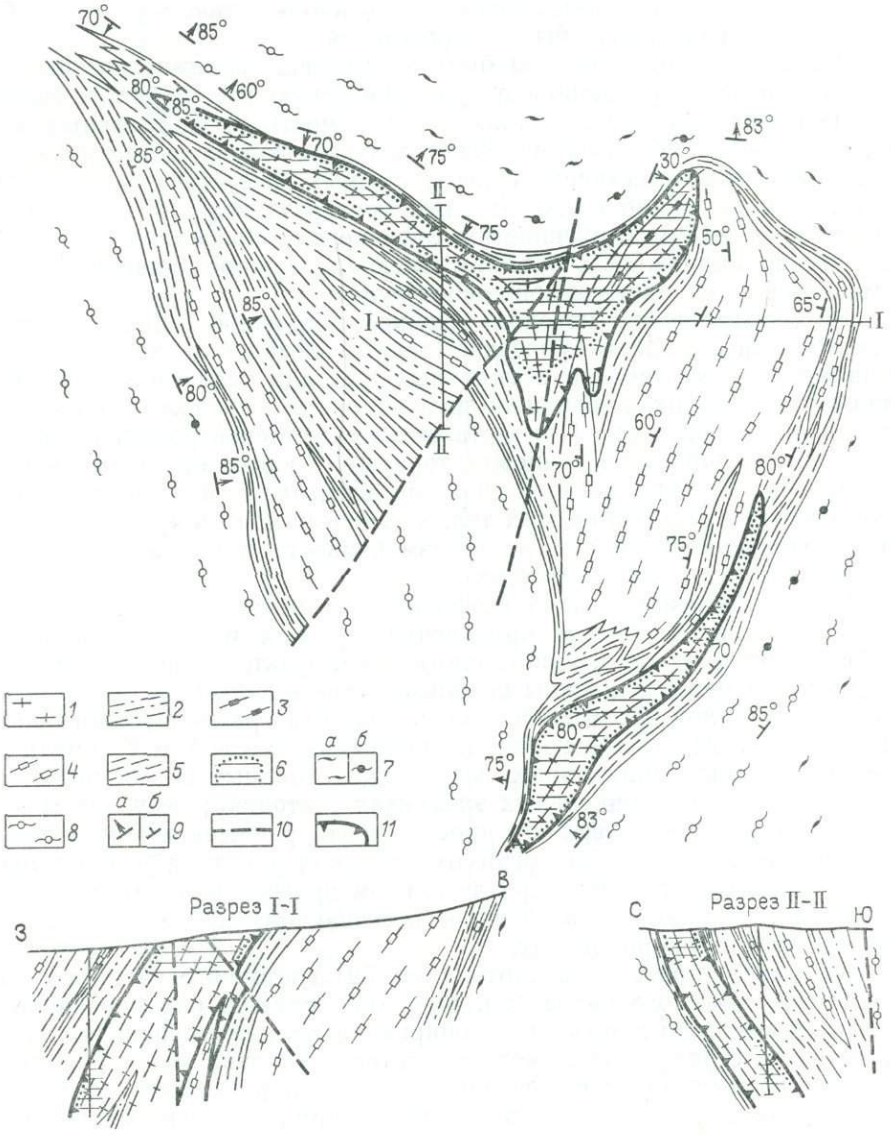


Рис. 52. Макет прогнозной геологической карты и разрезов Nb—Ta оруденения, связанного с метаморфогенными щелочными квальмитами (масштаб 1 : 5000).

Положительные (+) и отрицательные (—) геологические факторы локализации промышленного оруденения: *1—4* — квальмиты: *1* (+) — апогнейсово-сланцевые амфибол-эгириновые и амфиболовые, *2* (—) — апогнейсово-сланцевые лепидомелан-амфиболовые, *3* (+) — апогранитогнейсовые амфибол-эгириновые, *4* (—) — апогранитогнейсовые амфиболовые, амфибол-лепидомелановые и лепидомелановые, *5* (—) — *неполностью метасоматически измененные сланцы, гнейсы, гранитогнейсы*, *6* (+) — поля со средними содержаниями Ta_2O_5 свыше 0,02 %; дополнительные информативные данные: *7* — гнейсы, метаморфические сланцы (*а* — плагиоклаз-биотитовые, *б* — плагиоклаз-биотит-амфиболовые), *8* — мигматиты, гранитогнейсы, *9* — элементы залегания (*а* — слоистости и гнейсовидности метаморфических пород, *б* — плоскостной ориентировки метасоматических минералов), *10* — разрывные нарушения, *11* — контуры предполагаемых рудных тел (в геологических границах продуктивных разностей щелочных квальмитов)

ний. Эти же особенности редкометалльных щелочных квальмитов обеспечивают получение достаточно достоверных данных о размерах, морфологии, условиях залегания, основных чертах внутренней структуры и порядках содержаний полезных компонентов всех оцениваемых объектов. Следовательно, наиболее оправданный метод прогнозной оценки редкометалльных щелочных квальмитов — использование прямых и косвенных геологических данных для определения главных параметров оруденения. Такими параметрами являются: размеры горизонтального сечения рудных тел на поверхности, глубина их распространения, уровень продуктивности оруденения, попутные компоненты, качество и минералого-технологические особенности руд.

При прогнозной оценке слабоизученных метасоматических тел в пределах рудных полей, где известны более детально изученные объекты, возможно применение метода аналогии. Однако необходимо иметь в виду, что в связи с обычной значительной изменчивостью важнейших показателей продуктивности разных тел квальмитов требуется обязательное внесение корректирующих поправок на основе непосредственных фактических данных.

Другие пути оценки прогнозных ресурсов редких элементов в щелочных квальмитах, основанные на корреляционных связях масштабов оруденения с продуктивностью первичных и вторичных геохимических ореолов или с совокупностями благоприятных критериев и признаков (метод баллов и другие статистико-математические методы), пока не разработаны.

Прогнозно-оценочные параметры рудных тел определяются исходя из указанных ранее типовых структурно-вещественных особенностей плутоногенных и метаморфогенных месторождений.

Размеры горизонтального сечения рудных тел на поверхности. Положение, форма и размеры выходов рудоносных щелочных квальмитов выявляются на ранних стадиях поисков по радиометрическим и литогеохимическим ореолам. Литогеохимические аномалии с контрастно высокими значениями содержаний Nb, Ta, Y, TR и других продуктивных элементов непосредственно соответствуют выходам рудоносных метасоматитов, а ореолы Be окаймляют их по периферии (см. рис. 51). Контуры тел рудоносных щелочных квальмитов в их геологических границах более точно устанавливаются в дальнейшем в процессе составления геолого-петрографических карт рудных полей. В связи с обычной изменчивостью в объеме единого метасоматического тела содержаний вкрапленного редкометалльного оруденения, а иногда в связи с вариациями его минерального состава и количественных соотношений полезных компонентов (т. е. технологических свойств руд) истинные размеры рудных тел обычно меньше, чем вмещающего тела квальмитов, а их морфология — сложнее. Контуры рудных тел в этих случаях зависят от пространственного распределения в телах квальмитов полезных компонентов и экономически вычисленного бортового содержания, а также минералого-технологических типов руд. При нахождении оцениваемого объекта в рудном поле уже разведанного месторождения для оконтуривания рудных тел принимаются экономически обоснованные минимально-промышленное и бортовое содержания; в других случаях следует ориентироваться на соответствующие экономические показатели по месторождениям, наиболее близким оцениваемому объекту по географо-экономическим и горно-геологическим условиям.

При отсутствии данных систематического опробования предварительное выделение рудных тел возможно путем оконтуривания опреде-

ленных парагенетических типов метасоматитов. Во внутреннем строении тел плутоногенных щелочных квальмитов в первую очередь важно установить особенности размещения парагенетических типов пород, сформированных в разные стадии (рибекитовые и др.). Они обычно обладают качественными и количественными отличиями редкометалльного оруденения, т. е. выделяются в самостоятельные типы (сорта) руд со свойственным каждому из них комплексом и уровнем содержания главных и попутных компонентов. Взаимное расположение пород разных парагенетических типов обычно подчинено зональности определенного типа.

В телах метаморфогенных квальмитов выявление характера пространственного распространения оруденения опирается на расшифровку структуры и строения вмещающей метаморфической толщи — картину внутренней неоднородности метаморфического субстрата. Последняя отражается в возрастании продуктивности метасоматитов, образованных по алюмосиликатным породам повышенной основности (обычно более меланократовых и щелочных), а также в резко неравномерной интенсивности развития метасоматоза и оруденения (что можно учитывать применяя коэффициент рудоносности).

Предполагаемая протяженность рудных тел на глубину. Для суждения о выдержанности и протяженности рудных тел по падению, помимо экстраполяции на глубину параметров, установленных на поверхности, используются косвенные геологические данные: условия залегания пород субстрата, положение квальмитов в рудолокализующих структурах, особенности внутреннего строения и тип зональности метасоматических тел, признаки глубины их эрозионного среза.

Анализ этих данных имеет определенную специфику применительно к плутоногенным и метаморфогенным месторождениям. Для плутоногенных квальмитов, обычно унаследующих форму замещенных ими интрузивов материнских гранитоидов, необходимо по геологическим и геофизическим материалам составить представление о морфологических особенностях изменчивости интрузивных тел на глубине. Глубина распространения оруденения в пределах метасоматически преобразованных интрузивов зависит от формы и пространственного положения зон метасоматитов разных парагенетических типов, т. е. от типа зональности метасоматических тел. Максимальная протяженность на глубину присуща метасоматическим телам со стадийной зональностью линейного горизонтального типа, обычно контролируемой системами крутопадающих или вертикальных разрывных нарушений. На подобных объектах оруденение без существенного убывания распространено до глубин в несколько сотен метров. Масштабы таких месторождений наибольшие. Значительную вертикальную протяженность следует ожидать и при горизонтальной кольцевой зональности. Наименьшей глубиной распространения оруденения характеризуются месторождения куполовидного типа с вертикальной зональностью. Мощности пологозалегающих тел продуктивных квальмитов разных парагенетических типов измеряются в них лишь десятками метров, а суммарная глубина развития промышленного оруденения не превышает 200 м.

Для метаморфогенных квальмитов определение глубины распространения оруденения опирается на расшифровку складчатой структуры и строения вмещающей метаморфической толщи на участке месторождения и на установление условий залегания, протяженности и выдержанности по простиранию тел квальмитов с наиболее богатым вкрапленным оруденением. При обычно свойственной телам метамор-

фогенных квальмитов горизонтальной зональности, согласной с положением плоскостей напластования в гетерогенном по составу метаморфическом субстрате, принципиальные особенности зональности рудного поля месторождения, определенные на поверхности, устойчиво сохраняются и на более глубоких уровнях. Протяженность же крутозалегающих пластообразных рудных тел по падению, как установлено по опыту разведки таких месторождений, сопоставима с длиной этих тел по простиранию.

Для определения вероятной глубины эрозионного среза рудных тел на плутоногенных месторождениях, где рудоносные метасоматиты всегда локализованы в верхних частях интрузивов материнских гранитоидов, можно использовать известные приемы реконструкции положения эродированной поверхности кровли интрузивных массивов на основе тектонических, стратиграфических и петрографических данных. Показательны и некоторые признаки, присущие редкометалльным квальмитам:

а) преимущественная приуроченность жилообразных тел пегматоидных кварц-полевошпатовых пород типа «штокшейдеров» к верхней части метасоматических тел;

б) закономерное уменьшение на глубину экстенсивности и интенсивности экзоконтактовой флюоритизации; этот процесс, максимально развитый в надрудной зоне щелочных квальмитов, широко проявляется и у боковых контактов продуктивных тел до глубины около 200 м от их кровли и практически исчезает на более низких уровнях;

в) относительная интенсивность и мощность первичных геохимических ореолов Be, W, F, Li, Rb и других элементов. Строение этих ореолов подчиняется той же закономерности (с учетом вариаций абсолютных мощностей в зависимости от состава среды).

В телах куполовидного типа с вертикальной зональностью наиболее достоверные результаты о степени эродированности можно получить из анализа взаимного расположения и мощностей разных по составу метасоматических зон. Возможность такого анализа, по данным изучения поверхности, в условиях даже слаборасчлененного рельефа обусловлена обычной асимметрией строения куполов и наклонным положением границ между зонами.

Для метаморфогенных месторождений из числа указанных признаков сохраняют значение интенсивность и ширина развития экзоконтактовой флюоритизации и размеры геохимических ореолов, в меньшей мере — пегматоидных образований. Важные показатели значительной эродированности внутриформационных залежей метаморфогенных квальмитов — заметное возрастание их внутренней неоднородности, увеличение относительного объема останцов неизмененных метаморфических пород, уменьшение интенсивности метасоматоза.

Уровни содержаний полезных компонентов и качество руд. При недостаточных объемах опробования в значительной мере приходится опираться на данные поисковой геохимии и минералогии, а также на типовые особенности и закономерности изменчивости вещественного состава месторождений рудных формаций.

В общем случае определение продуктивности руд оцениваемого объекта включает решение нескольких взаимосвязанных задач: оценку средних содержаний Ta, Nb и других полезных компонентов в пределах тела рудоносных метасоматитов в целом и раздельно на участках развития разных парагенетических типов квальмитов; установление изменчивости и сплошности оруденения (коэффициента рудоносности), выяснение возможности оконтуривания рудных тел с более высокими сред-

ними содержаниями; характеристику минеральных форм нахождения редких элементов и ожидаемых технологических свойств руд. Минералогическое и аналитическое изучение по опорным пересечениям даже небольшого числа (15—30) проб малой массы (150—200 г) в совокупности с данными геолого-петрографических наблюдений, позволяет получить представление о минеральном составе и минеральных типах оруденения, их приуроченности к метасоматитам определенных минеральных типов, аналогии или близости с технологически-изученными рудами других объектов, а также о показателях площадной однородности распределения оруденения. Кроме того, по этим данным можно уверенно установить субформационную принадлежность оцениваемого объекта, которая достаточно строго регламентирует количественные соотношения в рудах ведущих компонентов (значения коэффициентов корреляции Nb и Ta обычно 0,5—0,9; Nb и Zr 0,4—0,8) и позволяет по содержаниям одного из них, полученным по литогеохимическим данным, судить об уровнях содержаний остальных.

Надежная оценка уровней средних содержаний главных полезных компонентов на ранних стадиях поисков может быть дана по результатам литогеохимического опробования. Хорошая сохранность танталониобатов и других минералов редких элементов в зоне окисления и физического выветривания, относительная равномерность их распределения в метасоматитах (коэффициент вариации Nb и Ta обычно изменяется в пределах 0,15—0,4) и высокая точность современных физических методов анализа обеспечивают удовлетворительную сходимость данных точечного литогеохимического опробования поверхностных выходов и элювиальных глыб с результатами бороздового опробования в горных выработках.

Устойчивость установленных на поверхности содержаний редких элементов на глубину зависит от типа зональности метасоматитов. В месторождениях с горизонтальной зональностью содержания существенно не изменяются ни в нижних частях крутопадающих зон квальмитов плутоногенного типа, ни по падению пластообразных тел метаморфогенных квальмитов. Но в телах плутоногенных квальмитов куполовидного типа с вертикальной зональностью содержания редких элементов на глубину снижаются.

Для оценки уровней содержаний редких элементов на участках, на которых не проведена литогеохимическая съемка, можно использовать данные гаммаспектрометрии на основе предварительно установленных для данного рудного поля корреляционных связей содержаний Nb, Ta и других редких элементов с радиоактивностью разной природы.

Прогнозная оценка по комплексу рассмотренных косвенных данных иллюстрируется на макете прогнозной карты (см. рис. 51), составленной по результатам поисков, осуществленных в масштабах 1 : 25 000 (на восточном участке — 1 : 10 000).

Прогнозные ресурсы ниобия (по категории P_2) были определены для восточного участка (на котором выполнена литогеохимическая съемка) по его среднему содержанию ($Nb_2O_5 = 0{,}23$ %) в полях изоконцентраций 0,1—0,5 % и $>0{,}5$ %, измеренной площади центрального, наиболее крупного, поля и на глубину одна треть — половина его протяженности. Такая глубина подсчета обоснована горизонтальной зональностью строения, крутым падением, значительной мощностью и выдержанностью по простиранию пластообразных тел однородных меланократовых эгирин-рибекитовых квальмитов и умеренным эрозионным срезом месторождения. Прогнозные ресурсы тантала оценены цифрой в 15 раз меньшей, а циркония — в 2 раза большей, исходя из субформа-

ционного типа месторождения и отдельных определений отношений Nb к Ta и Zr к Nb, равных соответственно 13—16 и 1,5—3.

Для других участков развития квальмитов в центральной и западной частях рудного поля при прогнозной оценке использованы прямые корреляционные связи содержаний ниобия с валовой гаммаактивностью эгирин-рибекитовых метасоматитов; учтены также отличия в условиях залегания тел: их пологое падение.

Последующая оценка прогнозных ресурсов редких элементов на восточном участке, по данным поисково-оценочных работ (т. е. соответствующая категория P_1), опиравшаяся на данные структурно-петрографического и минералогического картирования и опробования по канавам и единичным скважинам, подтвердила правильность сделанного ранее количественного прогноза.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАНТАЛА, СВЯЗАННЫЕ С ФОРМАЦИЕЙ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Редкометалльные пегматиты распространены значительно шире мусковитовых. Они известны во многих районах Африки, Южной и Северной Америки, Азии. Рассматриваемые пегматиты встречаются в самых различных по возрасту складчатых зонах земной коры и залегают среди разных по составу комплексов вмещающих пород. Однако фация метаморфизма последних всегда одинакова. Исходные породы метаморфических толщ представлены терригенными отложениями флишевой формации, переслаивающимися с эффузивами. Исключением из этого общего правила являются редкометалльные пегматиты одного из районов, расположенные среди толщ известняков.

Особенность редкометалльных пегматитов, как впрочем и мусковитовых, — их размещение в виде не одиночных тел, а сближенных пегматитовых полей. Последние чаще ориентированы согласно с господствующим простиранием геологических структур и прослеживаются с перерывами на сотни километров, образуя пегматитовые районы.

Поля редкометалльных пегматитов приурочены к зонам пологого экзоконтакта гранитных массивов, иногда отходят от материнских интрузивов на 1—2 км и часто теряют с ними видимую связь. Иногда же они локализуются непосредственно в гранитных массивах — в участках их кровли. Пегматитовые поля чаще всего линейно вытянуты и протягиваются на 3—5 км, редко более.

Пегматитовые тела, слагающие отдельные поля, имеют разнообразную форму с раздувами, пережимами, разветвлениями, иногда появляются крупные пластинчатые и трубчатые образования. Размеры отдельных тел по простиранию составляют многие десятки метров, реже они достигают нескольких сотен метров и более.

Редкометалльные пегматиты в капиталистических странах служат источником получения многих редких элементов, среди которых следует назвать литий, бериллий, цезий, тантал и др. Независимо от возраста и места образования они всегда встречаются в характерных комплексах метаморфических пород и обнаруживают постоянство состава породообразующих минералов, (микроклин, кварц, сподумен, петалит, альбит) и полезных компонентов, представленных минералами тантала, лития, цезия, бериллия и др.

Редкометалльные пегматиты от пегматитов других формаций отличаются типичными проявлениями метасоматических процессов: аль-

битизацией, развивающейся по микроклину, сподумену, кварцу и другим ранним минералам, и грейзенизацией, с которой связано появление в пегматитах касситерита и танталита.

Характеризуя редкометалльные пегматиты, необходимо упомянуть их фации глубинности. К наиболее глубинным принадлежат редкометалльно-мусковитовые пегматиты, располагающиеся в ставролитовых сланцах. Они содержат бериллий, светло-зеленый мусковит и заметно альбитизированы, как и все редкометалльные пегматиты. Высоких концентраций тантала они не содержат. Некоторые исследователи выделяют редкометалльно-мусковитовые пегматиты в отдельную формацию на том основании, что по глубине образования они занимают промежуточное положение между мусковитовыми и сподуменовыми пегматитами и залегают в породах особой субфации метаморфизма.

А. И. Гинзбург с соавторами, кроме того, подразделяют редкометалльные пегматиты на сподуменовые, формирующиеся на большей глубине, и петалитовые — менее глубинные, образующиеся при более низких давлениях, но более высоких температурах — в условиях, где сподумен неустойчив и сменяется петалитом.

Сподуменовые пегматиты обычно содержат в заметных количествах колумбит-танталит, который используется как попутный компонент при добыче сподумена. Иногда с ними связаны мелкие по величине месторождения тантала. Его содержания здесь варьируют в пределах 0,005—0,009 %.

Петалитовые танталоносные пегматиты, в которых минералы, содержащие тантал, представлены воджинитом и танталитом. Минеральный состав подобных пегматитов своеобразен — отмечаются обилие лепидолита, литиевого мусковита, присутствие цветных турмалинов, трифилина и амблигонита. Иногда в них наблюдаются высокие концентрации поллуцита, возникают комплексные месторождения тантала и цезия, например, месторождение Берник-Лейк в Канаде. К петалитовому типу это месторождение отнесено на том основании, что присутствующий в нем сподумен развивается метасоматически по петалиту. Содержание тантала в этом типе пегматитов достигает 0,25 % (Берник-Лейк).

Внутреннее строение тел редкометалльных пегматитов часто характеризуется наличием концентрической зональности, выраженной сменой от приконтактовых зон к центру аплитовидных микроклиновых пегматитов плагиоклазовыми пегматитами гранитной структуры; в центральных участках расположены зоны мономинеральных выделений микроклина, затем сподумена (петалита), окаймляющего кварцевое ядро. Такая зональность — следствие последовательного выделения минеральных ассоциаций и отдельных минералов. Обычно она проявлена только как некоторая тенденция. Наложение метасоматических процессов — альбитизации, грейзенизации и других — иногда полностью стирает черты первичного строения пегматитовых тел. В этих условиях участки и полосы, сложенные разными по составу и структуре минеральными агрегатами, часто перемежаются без видимой закономерности.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ

На разных стадиях поисков используются различные признаки наличия танталоносных пегматитов на исследуемой территории. По данным А. И. Гинзбурга с соавторами, районы редкометалльных пегматитов, и в том числе танталоносных, встречаются в пределах узких протяженных прогибов как в древних протогеосинклиналях с возрастом до 3 млрд. лет, так и в молодых структурах мезозойского возраста. В то

же время известно, что крупные месторождения тантала приурочены к древним пегматитам. Древние прогибы обычно выполнены терригенными отложениями с прослоями основных пород, превращенных при метаморфизме в амфиболиты. Прогибы молодого возраста, развивающиеся на континентальной коре, выполнены терригенными отложениями флишевой формации.

Толщи пород, вмещающие пегматиты, метаморфизованы в андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Постоянство этой связи служит основой важнейшего, наиболее яркого поискового критерия — площади распространения пород данной субфации благоприятны для обнаружения районов редкометалльных пегматитов. Надежность этого критерия неоднократно проверена на практике. Тектонический фактор — тип структуры, выводящей на дневную поверхность благоприятные породы, — как поисковый признак имеет подчиненное значение и используется для определения границ рудных районов.

Гранитные комплексы, продуцирующие редкометалльные пегматиты, имеют палингенный характер. Их массивы, по мнению некоторых исследователей, относятся к посторогенным, аллохронным образованиям и локализуются вдоль зон разломов, с чем едва ли можно согласиться. Скорее это синорогенные гранитоиды, и их массивы контролируются складчатыми структурами. Об этом свидетельствуют как непосредственные наблюдения, так и постоянные геологические соотношения, например, размещение пегматитоносных гранитов в районах распространения пород всегда одной и той же субфации метаморфизма, наличие седловидных и согласных пластинчатых тел редкометалльных пегматитов, подчиненных частным антиклинальным складкам и др.

Редкометалльные пегматиты появляются только в связи с сильнодифференцированными двухфазовыми гранитными массивами; последняя из фаз представлена лейкократовыми биотитовыми гранитами. Все эти признаки могут быть использованы на ранних стадиях поисков для выявления районов развития редкометалльных пегматитов.

При оценке рудоносности рудных узлов и полей используют другие признаки, требующие детального изучения гранитов, имея в виду следующие их особенности. Установлено, что чем более дифференцированы гранитные комплексы, тем крупнее связанные с ними редкометалльные месторождения. В материнских гранитах второй фазы накапливаются Sn, Li, Be, Nb, Rb, Ta и другие элементы в количествах, в 1,5—2 раза выше кларковых. В пегматитах происходит дальнейшее накопление этих же элементов, их концентрации достигают промышленного значения. Количественным показателем рудоносности гранитов является коэффициент накопления редких элементов в гранитах второй фазы по отношению к первой.

Эта же тенденция накопления отдельных элементов отмечается в пегматитах отдельных полей при прослеживании от глубокозалегающих тел поля к апикальным и от тел, расположенных вблизи гранитных массивов, к удаленным. Процесс накопления приводит к образованию промышленных концентраций тех элементов, у которых коэффициент накопления максимальный.

Практические наблюдения показывают, что пегматиты, характеризуемые высокими содержаниями рубидия, цезия и тантала, обычно залегают в породах основного состава (габбро, амфиболиты). В слюдистых сланцах и гранитах содержание этих элементов и масштабы месторождений ниже, чем в первом случае.

Благоприятным поисковым критерием являются экзоконтактовые изменения основных пород вблизи пегматитовых тел, приводящие к возникновению биотитовых слюдитов, содержащих иногда до 3 % цезия, а также зон гольмквистита, окаймляющих пегматитовые тела.

Установлено, что около редкометалльных пегматитовых тел происходит вынос во вмещающие породы калия, лития, рубидия, цезия, бора и фтора и формирование первичных ореолов этих элементов. Более широкие ореолы рассеяния с высокими градиентами содержаний образуются над пегматитовыми телами, залегающими в сланцах, и значительно меньшие по ширине и контрастности проявлений — в амфиболитах. Меньшее рассеяние, по-видимому, определяет более высокие значения содержаний редких щелочей в пегматитах, локализованных в амфиболитах.

Завершая определение поисково-оценочных критериев, применяемых при детальных поисках, отметим, что из всего многообразия форм редкометалльных пегматитовых тел, по данным И. Н. Тимофеева, наиболее высокие концентрации рудных компонентов, и в том числе тантала, наблюдаются в пологозалегающих телах с куполовидной кровлей. Параллельно расположенные друг над другом пологие пегматитовые тела крупных размеров образуют пегматитовые поля с максимальными содержаниями тантала. Верхние тела из каждой серии обладают наиболее богатым набором полезных компонентов и высоким их содержанием. Месторождения тантала, связанные с пегматитовыми телами такого типа, достигают наибольшей величины.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОРА*

Месторождения бора промышленных типов по происхождению делятся на экзогенные и эндогенные. Первые представлены вулканогенно-осадочными и галогенными месторождениями, вторые — скарновыми. Рассмотренные в данной работе эндогенные месторождения весьма многочисленны и имеют большое практическое значение, так как в них сосредоточено около 30 % мировых ресурсов борного сырья. По масштабам оруденения отдельные скарновые месторождения бора соизмеримы с лучшими месторождениями иных генетических типов.

Образование эндогенных минералов бора, которых насчитывается в совокупности с экзогенными более 160 и каждый год к ним добавляются новые, связано с различными процессами. В эндоконтактовых зонах гранитоидных массивов нередко концентрируется турмалин, который иногда нужно рассматривать не как наложенный в постмагматическом процессе, а в качестве позднемагматического образования. Турмалин, аксинит, редкоземельные борные минералы формируются в ходе пегматитового и карбонатитового процессов. Становление многих боросиликатов и боратов происходит при скарнировании, грейзенизации, альбитизации, пропилитизации, березитизации. Широко распространены концентрации борных минералов, особенно турмалина, в плутоногенных и вулканогенных месторождениях олова, вольфрама, золота и других рудных формаций. Незначительные скопления датолита, людвигита и некоторых других борных минералов известны в медно-никелевых и железорудных месторождениях траповой формации. Кальциевые боросиликаты часто встречаются в диабазовых дайках и отмечены в кимберлитах, меймечитах и в контактирующих с ними горных породах.

* Раздел написан с использованием материалов С. Л. Спирина и при его участии.

Борная минерализация известна и в связи с породами офиолитовых комплексов.

Разнообразие эндогенных минеральных форм бора и широта их проявления в генетическом отношении отражают геохимическую специфику этого элемента, который участвует практически в любых эндогенных процессах, сопровождающих разный по характеру магматизм, протекающих в различной геотектонической обстановке. При этом нередко борная минерализация ассоциирует с рудами свинца, меди, висмута, молибдена и других металлов (Бурятская АССР, Прибалхашье, КНДР). Чаще отмечается ассоциация бора с оловом и особенно с железом. Месторождения бора и олова встречаются в одних и тех же регионах (Северо-Восток и Дальний Восток СССР, Средняя Азия, Аляска), а иногда в пределах одного рудного района и даже рудного поля. Борная минерализация наблюдается и непосредственно в оловянных месторождениях. Геохимическая связь бора и олова известна не только в региональном металлогеническом плане; тесная ассоциация этих элементов в гидротермальном процессе приводит к повышенным содержаниям олова в борных минералах (в людвигите до 1 % Sn) или к образованиям бор-оловянных минералов (гулсит, норденшельдин).

Почти постоянна генетическая и пространственная связь касситерита и турмалина. Тем не менее рассматривать оловянно-борные руды в качестве промышленного источника борного сырья пока не приходится не только из-за технологических трудностей, но и в связи с незначительными масштабами борных концентраций. Что касается ассоциации бора с железом, то она обусловливает как проявления борных концентраций в железорудных, особенно скарново-магнетитовых, месторождениях (Забайкалье, Горная Шория), так и образование промышленного оруденения, где магнетит встречается совместно с железо-магниевым людвигитом и рядом других боратов (Алданский, Сино-Корейский, Скандинавский щиты). Однако лучшие эндогенные месторождения бора не содержат значительных концентраций других рудных минералов.

Из всего множества генетических разновидностей продуктов эндогенного борообразования практическое значение имеют лишь скарны. К этому нужно добавать, что среди десятков эндогенных борных минералов лишь несколько боросиликатов (датолит, данбурит), боратов (людвигит, суанит, котоит, ссайбелиит, курчатовит) и карбонатоборат (сахаит) формируют в скарнах оруденение, представляющее промышленный интерес.

В локализации эндогенного борного оруденения в скарнах наблюдается четкая закономерность, которая прослеживается повсеместно и имеет физико-химическое обоснование. Последнее заключается в том, что главные параметры окончания скарнового процесса и начала борообразования (температура, давление, кислотность — щелочность) очень близки. Кроме того, при скарнировании карбонатных пород происходит вынос кальция и магния, активность которых в гидротермальном процессе повышается, и при условии высокой активности бора в растворах может начаться образование борных минералов. В соответствии с этим масштабы проявления скарнов во многом определяют степень распространения в них борного оруденения. Это не означает, что в крупном скарновом массиве нужно обязательно ожидать промышленное скопление борных руд, хотя предпосылку такого рода можно считать положительной. Но при слабом развитии скарнов в данном участке нельзя надеяться на нахождение значительного по масштабам борного оруденения даже при прочих благоприятных геологических условиях.

Бор — типичный литофильный элемент. Это определяет его нахождение почти исключительно в виде оксидных соединений и очень редко — в форме фтористых минералов, а также обычную связь с силикатными и карбонатными породами, а не с сульфидными рудами. Разобщенность боратов и боросиликатов в природе, связанная с различными условиями их становления, обусловливает существование соответственно двух минеральных типов борных руд — боратовых и боросиликатных — и отсутствие смешанных разностей.

Минеральный и химический составы борных руд изменяются в зависимости от принадлежности месторождений к той или иной рудной формации и фации бороносных скарнов.

Эндогенные месторождения и процессы борного минералообразования изучены еще недостаточно. Поэтому по мере получения нового фактического материала приходится уточнять и пересматривать сложившиеся ранее представления. Так, по сравнению с периодом первого издания книги в настоящее время имеются основания для выделения среди эндогенных месторождений бора двух рудных формаций — собственно борной и железорудно-борной,— различающихся по геотектоническим позициям, характеру магматизма, с которым связывают их формирование, и по ведущим минеральным ассоциациям. В месторождениях этих формаций сосредоточены основные запасы эндогенного борного сырья. Практическая значимость месторождений той и другой формаций примерно равноценна.

Известные к настоящему времени сведения о эндогенных месторождениях бора позволяют с учетом требований промышленности к этому виду минерального сырья наметить их градацию по запасам борного ангидрида при средних его содержаниях в рудах не ниже 4 % (в млн. т): мелкие месторождения 0,1—0,3; средние 0,3—0,5; крупные 0,5—1; очень крупные 1—10; уникальные — более 10.

БОРНАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация представлена месторождениями боросиликатных руд в известковых скарнах. В таких рудах борное сырье — главная практическая ценность. Примерами регионов развития месторождений борной формации могут служить Приморье, Памир, Северный Кавказ.

Образование месторождений связано с активизацией областей завершенной складчатости в палеогеновый и неогеновый периоды альпийского тектонического цикла. Известны многочисленные примеры концентраций бора в известковых скарнах, сформировавшихся в более ранние эпохи фанерозоя при становлении гранитоидных интрузий позднегеосинклинальной и орогенной стадий развития, однако все они могут быть отнесены к рудопроявлениям или мелким месторождениям.

Месторождения борной формации расположены в двух планетарных складчатых поясах альпийского цикла — Тихоокеанском и Альпийско-Гималайском. В этих же складчатых поясах размещены практически все вулканогенно-осадочные месторождения бора неоген-четвертичного возраста США, Аргентины, Боливии, Чили, Турции, Ирана, КНР.

Месторождения локализуются вблизи глубинных разломов в пределах краевых вулканических поясов и сочленений крупных тектонических структур, в частности таких, как синклинории и антиклинории. В размещении месторождений отчетливо выражена роль разрывных нарушений и участков их пересечения.

Магматическая формация, с которой сопряжена борная формация, представлена контрастными по составу трещинными интрузиями калие-

во-щелочной серии. Месторождения пространственно и парагенетически связаны со следующими магматическими породами: шонкинитами, эссекситами, трахитами, трахиандезитами, трахилипаритами, трахибазальтами, монцонитами, сиенитами, гранитами, реже гранодиоритами.

Месторождения расположены в широких зонах экзоконтактов активных интрузивов на крыльях и сводовых частях антиклинальных и синклинальных складок, в местах их замыкания и участках развития дизъюнктивных нарушений, проявленных в виде зон мелких разломов и трещиноватости. Скарново-борные тела часто приурочены к контактам литологически разнородных пород — известняков с песчаниками, сланцами, эффузивами.

Скарны, содержащие борные руды, имеют преимущественно волластонит-пироскен-гранатовый состав. Для них типична следующая метасоматическая зональность: алюмосиликатная порода (дайка, эффузив, роговик, сланец и т. д.) — околоскарновая пироксен-плагиоклазовая порода — пироксен-гранатовый эндоскарн — гранатовый экзоскарн — пироксеновый экзоскарн — волластонитовый экзоскарн — известняк.

Месторождения характерны для малых и средних глубин, т. е. они возникают в условиях геленит-монтичеллитовой, периклазовой и волластонитовой фаций глубинности (по Д. С. Коржинскому). Корреляционная диаграмма составов скаполита и плагиоклаза, сосуществующих в околоскарновых породах, и реконструкция кровли на некоторых месторождениях позволяют оценить диапазон глубин формирования последних в 1—4 км [20]. Относительно небольшая глубинность подтверждается значительным участием в образовании месторождений метеорных вод, о чем свидетельствует, по данным Ю. А. Борщевского и других исследователей, облегченный изотопный состав кислорода в боросиликатах.

Фации кислотности известковых скарнов характеризуют общую геохимическую обстановку высокотемпературной части гидротермального процесса и в значительной мере являются индикаторами последующих процессов, в том числе рудных. Значения константы равновесия сосуществующих в известковых бороносных скарнах пироксена и граната меньше единицы свидетельствуют о необходимости отнесения их к фации пониженной кислотности (в понимании В. А. Жарикова). Это согласуется со слабым и эпизодическим проявлением в бороносных скарнах грейзенизации, окварцевания и сульфидизации.

Среди бороносных скарнов наиболее распространены высокотемпературные (по В. А. Жарикову) пироксен-гранат-волластонитовая (550—750 °С) и пироксен-гранатовая (500—550 °С) фации, реже — гранат-эпидотовая (400—500 °С) и пироксен-эпидотовая (350—450 °С). По режиму вполне подвижных компонентов, особенно щелочей, бороносные скарны относятся к фации низкой щелочности с обычным парагенезисом пироксена и плагиоклаза в околоскарновых породах. Изредка среди бороносных скарнов отмечаются фации повышенной щелочности с парагенезисом пироксена и скаполита или ортоклаза и граната в околоскарновых породах.

Среди бороносных скарнов пользуются распространением такие фации железистости, характерные для высокотемпературных скарнов, как волластонитовая, диопсидовая, салитовая, геденбергитовая, андрадитовая. Развиты и менее высокотемпературные фации железистости: манган-волластонитовая, манган-геденбергитовая, манган-салитовая, бустамитовая, родонитовая.

Боросиликаты кальция — датолит и данбурит, — слагающие главную массу борных руд в известковых скарнах, локализуются преимуще-

ственно в экзоскарновых зонах, скарноидах, в меньшей мере — в эндоскарнах, околоскарновых породах. Характерно замещение ими граната, пироксена, везувиана, плагиоклаза. Датолит, кроме того, развивается *по данбуриту, волластониту, кальциту, эпидоту, пектолиту.*

Изучение взаимоотношений минералов скарнов с боросиликатами показывает, что данбурит начинает выделяться тогда, когда заканчивается кристаллизация граната, с которым он образует взаимные прорастания, и продолжает формироваться в том же интервале, что и более *поздний по отношению к данбуриту датолит. По данным термометрических* исследований газово-жидких включений в этих минералах, становление боросиликатного оруденения начинается при температуре не ниже 420 °С [42], что подтверждает временные соотношения минералов и свидетельствует в пользу непосредственной смены скарнообразования борным оруденением.

Датолит более интенсивно развит в скарнах, характеризующихся относительно меньшей кислотностью (значение константы равновесия клинопироксена и граната — K_p — составляет 0,03—0,15) по сравнению со скарнами, вмещающими преимущественно данбуритовое оруденение (K_p от 0,18 до 0,42), что соответствует образованию датолита в более основной среде, чем данбурита [20]. Геологически это выражено в том, что данбурит локализуется в скарнах, возникающих в участках, содержащих больше алюмосиликатных пород, чем в тех, где преобладает датолит. Изучение полей устойчивости датолита и данбурита в координатах активности кальция и pH при различных температурах [42] показало, что с увеличением кислотности раствора поле устойчивости данбурита расширяется, *а повышение температуры раствора и возрастание* активности кальция значительно увеличивают устойчивость датолита. Кроме того, повышение химического потенциала бора содействует формированию датолита при более высокотемпературных условиях.

Анализ экспериментальных данных по изучению условий становления минералов бора в системе $CaO—B_2O_3—SiO_2—H_2O$ и результатов исследования включений минералообразующих растворов в боросиликатах и их минеральных ассоциациях позволяют считать, что сочетание оптимальных условий возникновения боросиликатов (высокие концентрации бора, низкие — углекислоты, *узкий интервал pH растворов)* предопределяет формирование промышленных залежей только в высокотемпературном (300—400 °С) процессе [42].

Рудные тела месторождений борной формации представлены обычно залежами пластообразной и линзовидной форм, круто-, реже пологопадающими. По простиранию рудные тела прослеживаются на сотни метров, иногда на несколько километров; по падению — на несколько сотен метров; мощность их изменяется от десятков до сотен метров. Среднее содержание борного ангидрида в рудах обычно 6—12 %. Минеральные типы руд — датолитовый, данбуритовый, датолит-данбуритовый. Распределение оруденения относительно равномерное. Границы рудных тел устанавливаются визуально, реже по данным опробования. Руды *нуждаются в обогащении.* По масштабам оруденения некоторые месторождения достигают уникальных размеров. Геологическое строение одного из месторождений борной формации представлено на рис. 53.

ЖЕЛЕЗОРУДНО-БОРНАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация представлена месторождениями преимущественно боратовых руд в магнезиальных скарнах. Руды нередко комплексные,

в которых, помимо бора, основную ценность составляет железо, сосредоточенное в магнетите. Соотношение бора и железа в рудах различных месторождений сильно варьирует. В одних случаях рудные тела сложены преимущественно боратами, в других — магнетитовыми рудами. В пределах одного месторождения также отмечаются разные соотноше-

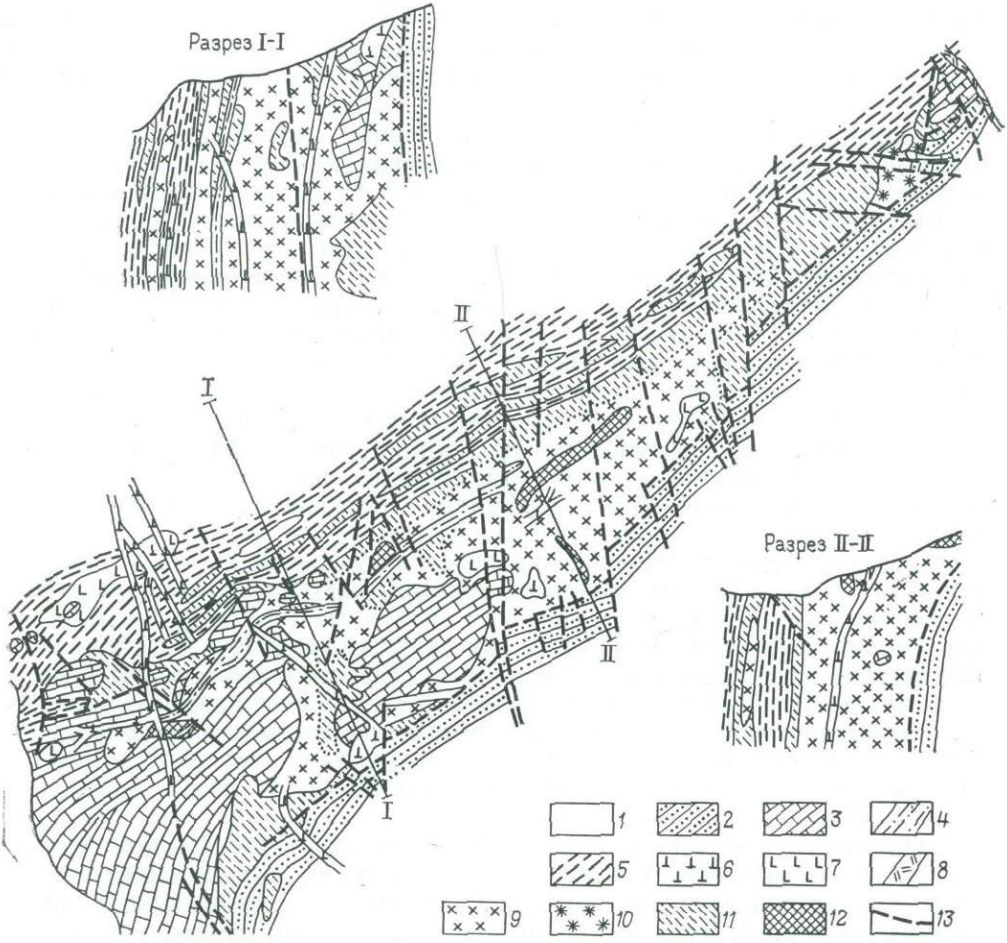


Рис. 53. Схематическая геологическая карта и разрезы месторождения борной формации. *Составил В. М. Щербинин.*

1 — рыхлые отложения; *2* — кремнистые сланцы и песчаники верхней юры; верхнетриасовые образования: *3* — известняки, *4* — алевролиты с прослоями песчаников, *5* — песчаники, алевролиты и сланцы; палеогеновые образования: *6* — диабазовые порфириты, *7* — андезитовые порфириты (*6*—*7*, по И. Н. Говорову,— дайки трахит-шонкинитового комплекса), *8* — фельзиты и кварцевые порфиры; скарны: *9* — датолитсодержащие, *10* — данбуритсодержащие, *11* — гранатовые безрудные; *12* — кварц-кальцитовые гнезда и жилы; *13* — тектонические нарушения

ния борного и железорудного сырья в тех или иных участках, зонах, рудных телах.

Месторождения этой рудной формации образовывались на протяжении длительной геологической истории — от докембрия до мезозоя. Множество крупных месторождений железорудно-борной формации сформировалось в раннепротерозойском тектоническом цикле при региональной гранитизации в связи с мигматитовой формацией, выделяемой Ю. А. Кузнецовым. Становление многочисленных месторождений той

же рудной формации происходило в разные периоды фанерозоя в различных геотектонических режимах и в ассоциации с разным магматизмом. Однако только в связи с батолитовым гранитным магматизмом орогенных режимов герцинского и киммерийского циклов возникли отдельные месторождения железорудно-борной формации, которые по масштабам борного оруденения относятся к средним и крупным. По-видимому, такая направленность в развитии борного оруденения рассматриваемой рудной формации объясняется затуханием явлений гранитизации в земной коре в процессе ее консолидации от протерозоя до позднего фанерозоя.

Среди месторождений железорудно-борной формации по глубинности формирования выделяют абиссальные и гипабиссальные. Это определяется рядом различий в характере процессов гранитизации, с которыми связаны месторождения, в их геологическом строении, масштабах борного оруденения, минеральных типах борных руд. Тем не менее, месторождения имеют множество сходных черт в метасоматической зональности, морфологии и локализации скарноворудных тел, в размещении минеральных типов руд, типохимизме минералов бора и т. п. Поэтому, вероятно, правомерно внутри железорудно-борной формации выделять по глубинности образования месторождений две субформации — абиссальную и гипабиссальную. Примерами регионов развития месторождений железорудно-борной абиссальной субформации являются Сино-Корейский, Алданский, Скандинавский щиты, а месторождений гипабиссальной субформации — Верхоянье, Джугджур, Забайкалье.

Докембрийские месторождения пространственно и парагенетически связаны с полями мигматитов, гнейсогранитов, аляскитов, приуроченных к гранитогнейсовым куполам щитов и срединных массивов. Образование месторождений происходило в абиссальных условиях. Их размещение подчинено пликативным структурам. Месторождения локализуются в сводовых частях гнейсовых куполов, в сводах и на крыльях различных складок, в участках замыкания. В пределах рудных полей расположение месторождений и отдельных скарноворудных тел иногда отчетливо контролируется дизъюнктивными нарушениями, зонами трещиноватости, смятия.

Фанерозойские месторождения железорудно-борной формации характерны для складчатых поднятий, окаймляющих эвгеосинклинальные зоны, и тектонических блоков вблизи крупных разломов. Пространственно и парагенетически эти месторождения связаны с крупными плутонами, сложенными гранитами, граносиенитами, гранодиоритами, диоритами. Месторождения образовывались в гипабиссальных условиях. В их локализации в большей степени, чем для предыдущей субформации выявляется контролирующая роль дизъюнктивных нарушений в самых различных частях складчатых структур, в пределах которых размещаются месторождения.

В соответствии с разными типами рудоконтролирующих структур различаются и структурно-тектонические типы скарноворудных тел, контактовые, локализующиеся в контактах интрузивных массивов с карбонатными породами; межпластовые, залегающие среди пород экзоконтакта активных интрузивов; секущие, выполняющие трещины во вмещающих породах; сложные, представляющие собой сочетание первых трех типов залежей.

Различия в структурном положении определяют разные морфологические типы скарноворудных тел. Для контактовых залежей обычны линзовидная и четковидная формы, для межпластовых — пластообраз-

ная и линзовидная, для секущих — жильная. При сопряжении различных структур возникают скарново-рудные тела гнездовой, трубо-, столбообразной, штокверкоподобной и неправильной форм. В пределах каждого морфологического типа можно выделить субпараллельные, кулисообразные и сопряженные залежи.

Магнезиальные скарны и кальцифиры, в которых локализуется боратовое оруденение, имеют преимущественно шпинель-пироксен-форстерит (клиногумит)-флогопитовый состав. Для скарнов разных фаций глубинности типична следующая метасоматическая зональность: алюмосиликатная порода (гранит, мигматит, сланец и т. д.), околоскарновая пироксен-плагиоклазовая порода — шпинель-пироксеновый скарн — форстеритовый скарн — кальцифир — доломит. Борное оруденение, так же как и магнетитовое, концентрируется обычно во внешних зонах скарнов, в примыкающих к ним кальцифирах и реже в долиматах. Оно представлено боратами магния и железа — людвигитом, суанитом, ссайбелиитом, а в месторождениях, образованных в условиях малых и средних глубин, кроме того — котоитом. В гипабиссальной субформации, когда магнезиальные скарны и кальцифиры частично замещаются известковыми скарнами, метасоматическая зональность значительно усложняется, а помимо магниевых и железо-магниевых боратов присутствуют кальциево-магниевые бораты (преимущественно курчатовит) и карбонатобораты (главным образом сахаит).

Иногда отмечается определенная тенденция в распределении разнотипного боратового оруденения по отношению к контакту активного интрузива, обусловленная, по мнению А. А. Маракушева, дифференциальной подвижностью железа, магния и бора. Вдали от контакта превалирует безжелезистое боратовое оруденение, которое ближе к контакту сменяется людвигитовым, людвигит-магнетитовым и в контакте — магнетитовым.

Выделение людвигита, суанита, котоита совпадает по времени с преобразованием магнезиальных скарнов в ранний постмагматический этап, что устанавливается по соотношениям боратов с минералами группы гумита и известковоскарновой ассоциации. Взаимоотношения людвигита с ассоциирующими минералами свидетельствуют о его более позднем образовании относительно форстерита, пироксена, шпинели и близком к формированию клиногумита, гумита, хондродита, флогопита, магнетита, а также известковоскарновых минералов в случаях замещения ими магнезиальных скарнов. Людвигит более поздний минерал относительно суанита. Котоит близок по времени выделения к суаниту. Ссайбелиит обычно образует псевдоморфозы по этим боратам, реже развиваются его первичные концентрации.

Экспериментальные исследования подтверждают высокие (500—350 °С) температуры формирования первичного боратового оруденения. Высокотемпературное боратовое оруденение образуется в раннюю щелочную стадию на фоне понижающейся щелочности растворов. Кислотно-основные свойства людвигита, суанита, котоита свидетельствуют, согласно В. А. Жарикову, об их выделении из слабощелочных (близких к нейтральным) растворов, что подтверждается соотношениями во времени формирования скарновых минералов и боратов. В более низкотемпературных условиях в кислотную стадию начинается выделение ссайбелиита.

Рудные тела месторождений железорудно-борной формации в абиссальных условиях имеют линзовидную и пластообразную форму, в гипабиссальных — линзовидную, жильную, гнездовую, столбообразную, неправильную. Наряду с крутопадающими наблюдаются и пологозале-

гающие рудные тела. По простиранию и падению рудные тела прослеживаются на сотни метров, мощность их изменяется от единиц до десятков метров. Среднее содержание борного ангидрида в рудах варьирует в широких пределах — от 4 до 20 %. По минеральным типам выделяют руды людвигитовые, суанитовые, ссайбелиитовые, людвигит-ссайбелиитовые, реже котоитовые, курчатовит-сахаитовые. Чаще встречаются людвигит-магнетитовые и ссайбелиит-людвигит-магнетитовые типы руд. Оруденение распределено неравномерно, границы рудных тел устанавливаются визуально и по данным опробования. Бедные руды (4—6 % B_2O_3) нуждаются в обогащении. По масштабам борного оруденения отдельные месторождения достигают крупных и очень крупных размеров. Геологическое строение одного из месторождений железорудно-борной формации представлено на рис. 54.

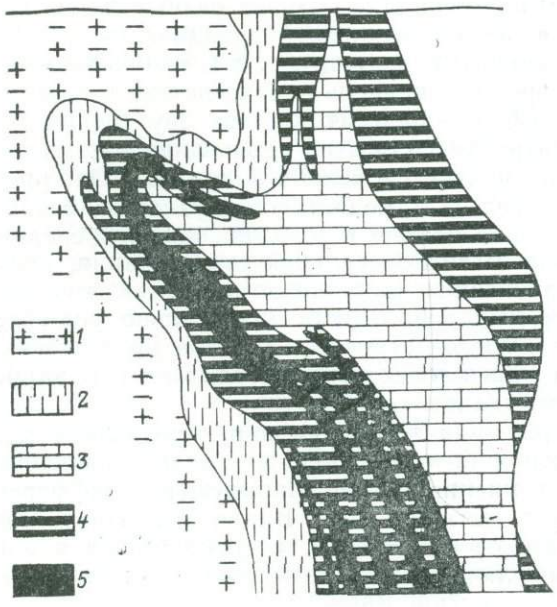


Рис. 54. Схематический геологический разрез участка месторождения железорудно-борной формации. *По материалам А. И. Пухарева.*

1 — мигматиты и гнейсограниты; *2* — гнейсы, метасоматически измененные; *3* — доломитовые мраморы и кальцифиры; *4* — магнетитовые руды в форстерит-клиногумитовом скарне; *5* — людвигит-магнетитовые руды в форстерит-клиногумитовом скарне

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ, ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ

В зависимости от масштабов прогнозных и поисковых работ необходимо руководствоваться региональными или локальными критериями. Основой для регионального прогнозирования месторождений и выделения территорий для поисков служит формационный анализ. К региональным критериям, значимость которых различна для эндогенных месторождений бора разных формаций, нужно отнести тектоно-магматические и стратиграфические. Локальными являются геолого-структурные, литологические, минералогические, геохимические, физико-химические и петрофизические критерии.

Тектоно-магматические критерии

Нахождение крупных месторождений борной формации, которые образуются на малых и средних глубинах, более вероятно в сравнительно слабоэродированных складчатых зонах. Такие условия характерны для районов проявления альпийского тектогенеза в связи с активизацией мезо-кайнозойских геосинклинально-складчатых областей. Вместе с тем и в более древних складчатых сооружениях при сочетании благоприятных факторов нельзя исключать возможность выявления значительных месторождений. Месторождения расположены преимущественно в пределах краевых вулканических поясов, сочленений синклинориев и антиклинориев, тяготеют к глубинным разломам и приуроче-

ны к полям развития контрастных по составу трещинных интрузий калиево-щелочной серии — шонкинитов, эссекситов, трахитов, трахиандезитов, трахилипаритов, трахибазальтов, монцонитов, сиенитов, гранитов, иногда гранодиоритов.

Наиболее крупные месторождения железорудно-борной формации типичны для районов, в которых докембрийские комплексы пород в орогенную стадию преимущественно раннепротерозойского тектогенеза подверглись глубинной региональной гранитизации. Месторождения располагаются в пределах гранитогнейсовых куполов щитов и срединных массивов, локализуясь в участках развития мигматитов, гнейсогранитов, аляскитовых гранитов. Менее крупные месторождения железорудно-борной формации известны в гипабиссальных условиях; они связаны с гранитоидным батолитовым магматизмом орогенной стадии главным образом герцинского и киммерийского тектогенеза. При компактном расположении в рудных полях такие месторождения имеют практическое значение. Приурочены они к складчатым поднятиям, окаймляющим эвгеосинклинальные зоны, а также к тектоническим блокам вблизи крупных разломов. Плутоны, в экзоконтактовых зонах которых размещены месторождения, представлены главным образом гранитами, граносиенитами, гранодиоритами, диоритами.

Стратиграфические критерии

Стратиграфические критерии, как правило, не являются определяющими для эндогенных месторождений бора. Это связано с тем, что бороносные скарны могут образовываться в ореоле воздействия активного интрузива, внедрившегося в карбонатные или силикатно-карбонатные породы любого возраста. Но в тех случаях, когда продуктивные для скарнообразования и борного оруденения горные породы входят в состав лишь определенной стратиграфической единицы, контролирующее значение стратиграфического фактора становится немаловажным для прогнозирования, поиска и оценки месторождений. Особенно заметна роль стратиграфических критериев для докембрийских месторождений железорудно-борной формации, иногда — для месторождений борной формации.

Геолого-структурные и литологические критерии

Для формирования крупных эндогенных месторождений бора необходимы пачки, пласты, линзы карбонатных пород мощностью десятки и сотни метров, протягивающиеся по простиранию на несколько километров. Такие условия характерны для широких экзоконтактовых зон интрузивов в гипабиссальной фации или для глубинных гнейсовых комплексов, где карбонатные породы заключены среди мигматитов. Менее благоприятны внутренние зоны интрузивов, где скарнированными могут оказаться ксенолиты карбонатных или силикатно-карбонатных пород. В этом случае образование скарнов носит локальный характер. *При интенсивной гранитизации вмещающих пород, особенно в участках* развития дизъюнктивных нарушений, карбонатные породы могут быть полностью уничтожены. В постскарновый этап чрезмерное развитие разрывных нарушений может привести к сокращению объема продуктивных для борного оруденения пород, а в пострудный этап — к частичному или полному замещению борных минералов бруситом, серпентином, кальцитом, кварцем.

Размеры месторождений во многом зависят от формы контакта активного интрузива с вмещающими породами. Благоприятными для образования внешних, более продуктивных скарновых зон являются участки провисания кровли. При просачивании растворов в породах в направлении их простирания развитие внешних скарновых зон происходит гораздо интенсивнее, чем в случаях, когда растворы проникают поперек слоистости; это установлено по расположению зон метасоматической колонки, границы между которыми обычно перпендикулярны направлению течения растворов.

Однородность известняков или их частое и тонкое переслаивание с силикатными породами способствуют развитию соответственно мощных скарновых зон или пачек слоистых скарноидов, что создает благоприятные условия для формирования месторождений борной формации. Для образования промышленных месторождений железорудно-борной формации необходимым условием являются большая однородность замещаемых магнезиальных карбонатных пород, что существенно влияет на развитие внешних скарновых зон, наиболее продуктивных для боратового оруденения. По данным Л. И. Шабынина, чередование карбонатных и силикатных пород приводит при интенсивном инфильтрационном процессе к разрастанию малопродуктивных для борного оруденения внутренних зон скарнов и околоскарновых пород за счет замещения ими внешних зон.

Литологический состав вмещающих пород существенно влияет на распределение минеральных типов борного оруденения. Так, боросиликатное оруденение локализуется в экзоскарнах, скарноидах, роговиках и некоторых иных породах, богатых кальцием и кремнием. Боратовое оруденение магниевого и железо-магниевого состава приурочено главным образом к породам существенно магнезиального состава — форстеритовым скарнам, кальцифирам, доломитам. Боратовое оруденение магниево-кальциевого состава сосредоточено в основном в кальцифирах, претерпевших частичное замещение известковыми скарнами.

Минералогические критерии

Минералы бора и их ассоциации в рудах типоморфны для месторождений разных формаций. В месторождениях борной формации типоморфны следующие ассоциации: датолитовая (с подчиненными данбуритом, аксинитом или без них) и данбуритовая (с подчиненными датолитом, аксинитом или без них). Типоморфная ассоциация минералов бора в месторождениях железорудно-борной формации представлена комплексом магниевых и железо-магниевых боратов: суанитом, котоитом, ссайбелиитом, людвигитом, варвикитом, сингалитом, нередко с магнетитом, а также ассоциацией магниево-кальциевых боратов и карбонатоборатов (главным образом курчатовит-сахантовой).

Для месторождений обеих формаций не типичны грейзенизация, окварцевание. При их интенсивном развитии масштабы возможного борного оруденения будут сокращены.

Ранее повышенным концентрациям бора в породообразующих минералах скарнов придавалось значение индикаторов борного оруденения. Однако позже С. В. Малинко и другими исследователями было установлено, что различные породообразующие минералы обладают разной способностью к накоплению сингенетичного бора, что обусловливает неправомерность суждений об изменениях активности этого элемента в эндогенном процессе на основе вариаций его содержаний в последовательно отлагавшихся минералах. Выявлено, что существуют

минералы-борофилы, концентрирующие бор даже при незначительных его содержаниях в среде минералообразования (слюды, везувиан, хондродит, гумит, клиногумит, ильваит, эпидот, хлорит, серпентин, гидроокислы железа и марганца и др.), и минералы-борофобы, в которых бор повсеместно практически отсутствует (полевые шпаты, гранат, шпинель, магнетит, гематит, сульфиды и др.). Соответственно низкое содержание бора или его отсутствие в минералах-борофобах не является негативным признаком в отношении борного оруденения. Не могут служить индикатором оруденения и повышенные содержания бора в минералах-борофилах.

При исследованиях люминесценции минералов бора М. Л. Гафтом и другими исследователями установлено, что примеси двухвалентного иттербия в данбурите и двухвалентного европия в датолите, по-видимому, могут рассматриваться как индикаторы условий формирования крупных концентраций боросиликатов. Изучение изотопного состава кислорода боросиликатов, проведенное Ю. А. Борщевским с соавторами, свидетельствует о значительно более низких величинах тяжелого изотопа кислорода в данбурите и датолите из руд промышленных месторождений по сравнению с таковыми в мелких месторождениях и рудопроявлениях. В сочетании с другими критериями, отмеченные данные по распределению редких земель и изотопному составу кислорода боросиликатов, могут быть использованы при оценке боропроявлений.

Геохимические критерии

Нестабильность проявления геохимических признаков интрузивных комплексов по содержанию бора не позволяет однозначно оценить степень их потенциальной бороносности. К тому же генетическая связь эндогенных месторождений бора с определенными интрузиями нередко весьма проблематична. Контактово-метасоматические образования, в которых локализуются эндогенные борные руды, также не дают надежной геохимической информации о возможном оруденении, если в них не содержатся минералы бора. Поэтому более определенным геохимическим критерием возможного борного оруденения следует считать наличие эндогенных и сопряженных с ними экзогенных ореолов бора. Правда, такого рода ореолы могут дать эндогенные концентрации турмалина или аксинита, не сопровождающие борные руды. Все это создает определенные трудности в оценке геохимических аномалий. Тем не менее, сотрудники Московской опытно-методической геохимической экспедиции ИМГРЭ в результате многолетних исследований выявили особенности формирования эндогенных и экзогенных ореолов месторождений бора разных формаций. Это позволило им разработать ряд поисковых геохимических критериев эндогенных месторождений бора [10].

Установлено, что месторождения бора, особенно промышленные, имеют достаточно контрастные эндогенные ореолы. Они сопровождаются комплексными аномалиями микроэлементов, по которым можно определять минеральный тип борного оруденения.

Прямыми элементами-индикаторами оруденения месторождений борной формации являются бор и иногда бериллий. Бору свойственны наибольшие размеры ореолов по сравнению с ореолами других элементов, высокие значения коэффициента контрастности (в 2—3 раза больше, чем для других элементов) и широкий интервал содержаний, вплоть до десятых долей процента. Ореолы бериллия распространены значи-

тельно менее широко и локализуются в пределах ореолов бора. Первичные ореолы остальных элементов — кобальта, меди, молибдена, мышьяка, никеля, серебра, цинка, висмута, вольфрама и других элементов характеризуются относительно невысокими значениями коэффициента контрастности, заметно увеличивающимися при совмещении боросиликатного оруденения с концентрациями сульфидов.

Выявлено зональное строение эндогенных ореолов относительно интрузивного и скарноворудного контактов. Более четко это отмечается для месторождений железорудно-борной формации. Так, в зонах эндоскарнов накапливаются олово, вольфрам, молибден; во внутренних зонах экзоконтактов — висмут, мышьяк, кобальт, отчасти цинк и бор, а в их внешних зонах и кальцифирах — бор, цинк, медь, серебро, свинец, барий, ртуть, марганец. Такое строение ореолов позволяет использовать коэффициенты зональности для оценки геохимических аномалий и уровней эрозионных срезов скарноворудных тел.

Экзогенные аномалии бора по морфологии, площадным размерам, контрастности, типу и строению близки к сопряженным с ними эндогенным ореолам, но в значительной мере зависят от ландшафтно-геохимических условий, а концентрация элементов в них при сохранении того же микроэлементного состава существенно ниже. Количественные геохимические критерии оценки эрозионного среза борных аномалий по коэффициентам зональности в определенной мере применимы и для вторичных ореолов рассеяния. Как остаточные, так и наложенные вторичные ореолы рассеяния на месторождениях железорудно-борной формации преимущественно солевые, выщелоченные и предельно разубоженные у дневной поверхности. Месторождения борной формации сопровождаются главным образом механическими ореолами рассеяния.

Особенности фазового состава экзогенных ореолов рассеяния бора на месторождениях с различными минеральными типами руд могут быть использованы для выявления перспективных геохимических аномалий и отбраковки аномалий, сопряженных с минерализацией, не представляющей промышленные типы борного оруденения,— в частности, с алюмоборосиликатами.

К положительным критериям борного оруденения относятся биогеохимические аномалии бора и сопровождающих его элементов. Наиболее контрастные и стабильные биогеохимические ореолы выявлены на месторождениях борной формации. Менее стабильны такие ореолы для месторождений железорудно-борной формации. В связи с концентрациями алюмоборосиликатов (турмалина, аксинита) биогеохимические аномалии бора не установлены. Биогеохимические ореолы целесообразно использовать в совокупности с другими геохимическими критериями.

Эндогенные месторождения бора сопровождаются гидрогеохимическими аномалиями. Ореолы рассеяния бора в водах достаточно контрастные. Концентрация бора в них по сравнению с условными фоновыми содержаниями повышена в несколько раз, а иногда на порядок. Длина гидрохимических ореолов зависит от особенностей ландшафтных условий. Аномальным содержаниям бора соответствуют повышенные содержания ряда элементов в водах и донных осадках. Комплекс этих элементов определяется в основном минеральным типом борного и ассоциирующего с ним оруденения. Такие ореолы бора нехарактерны для концентраций алюмоборосиликатов. Гидрогеохимические аномалии бора могут быть успешно использованы для выделения больших площадей, потенциально перспективных на эндогенное борное оруденение.

Физико-химические критерии

Существенно инфильтрационный характер скарнов, определяемый по малой изменчивости железистости минералов переменного состава в пределах отдельных метасоматических зон, или интенсивное проявление диффузионного биметасоматоза на фоне активной инфильтрационной деятельности растворов способствует развитию мощных зон скарнов или пачек слоистых скарноидов, обусловливая тем самым возможность возникновения промышленных месторождений боратов и боросиликатов.

Месторождения борной формации формируются при сравнительно невысоком общем давлении в условиях гипабиссальной фации на глубинах 1—4 км, что подтверждается значением меньше единицы константы равновесия сосуществующих скаполита и плагиоклаза и облегченным изотопным составом кислорода в боросиликатах.

Для месторождений железорудно-борной формации характерен широкий диапазон глубинности формирования — от гипабиссальной до абиссальной фаций, что подтверждается соответствующими минеральными парагенезисами и значениями констант равновесия скаполита и плагиоклаза; величина последней для абиссальной фации больше единицы.

Оруденение в месторождениях борной формации локализуется в скарновых фациях пониженной кислотности с величиной константы равновесия сосуществующих пироксена и граната меньше единицы. Бороносные скарны характеризуются также высокотемпературными пироксен-гранат-волластонитовой и пироксен-гранатовой фациями; фациями средней щелочности с парагенезисом пироксена и плагиоклаза № 30—60 в околоскарновых породах; фациями железистости от волластонитовой до бустамитовой.

Основная масса борного оруденения образуется при температуре 400—300 °С из гомогенных жидких растворов с концентрацией бора 0,01—0,1 % (т. е. при высокой его активности), с относительно невысоким содержанием углекислоты, в условиях, близких к нейтральным, что устанавливается по парагенезисам минералов, изучению газово-жидких включений в борных и ассоциирующих с ними минералах, по данным термодинамического анализа [42].

Петрофизические критерии

В результате многолетних теоретических и экспериментальных исследований, апробированных в полевых условиях, М. И. Пахомовым установлено, что гидротермально измененные горные породы, в том числе скарны, характеризуются отсутствием какой-либо значимой корреляции или отрицательной корреляционной связью между плотностью и магнитной восприимчивостью в отличие от неизмененных пород, которым присуща положительная корреляция.

Для последних значение коэффициента ранговой корреляции (КРК) находится в диапазоне от +0,35 до +1. Для минералов горных пород, по которым обычно развиваются скарны, минимальный КРК составляет +0,61, а для магнезиальных и известковых скарнов значения этого коэффициента варьируют от +0,11 до +0,26. Кроме того, участкам гидротермально измененных пород свойственно зональное строение, неравномерное развитие метасоматических процессов, нередко совмещение их в пространстве. Все это усиливает нарушение положительной корреляции.

В практическом отношении важно, что области нарушения корреляции в пределах рудных полей мелких месторождений, связанных с метасоматитами, имеют меньшие размеры, чем в рудных полях крупных месторождений. Это позволяет предварительно оценить масштабы гидротермальных изменений возможного рудного процесса, который обычно находится в прямой зависимости от интенсивности и масштаба предшествующего гидротермального процесса. В частности, это весьма характерно для скарноворудного процесса.

Участки максимального развития гидротермально измененных пород и концентрации оруденения фиксируются минимумами КРК, а наиболее крупные промышленные месторождения расположены в зонах с максимальным градиентом КРК.

На эндогенных месторождениях бора петрофизические исследования не проводились. Тем не менее вполне вероятно, что характер корреляционных связей между плотностью и магнитной восприимчивостью горных пород может явиться дополнительным критерием при крупномасштабном прогнозировании и поисках эндогенного оруденения. Особенно успешным использование петрофизического критерия должно быть при поисках «слепых» или частично вскрытых скарноворудных тел, при оценке распространения оруденения на глубину, а также для целенаправленного ведения детальных поисков и поисково-оценочных работ в пределах рудных полей.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ СОСТАВЛЕНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ И ОЦЕНКИ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

Для составления крупномасштабной карты прогноза на борное сырье целесообразно иметь комплект следующих карт: геологической, поисковой, геофизической, геохимической, петрофизической изученности территории; эти карты должны содержать сведения о степени ее обнаженности, контурах и масштабах предшествующих работ, их результатах. В зависимости от степени нагрузки все необходимые данные могут быть совмещены на единую карту или приведены на соответствующих накладках.

Специализированная геологическая основа должна представлять собой карту, на которой показаны: участки распространения карбонатных пород, фациально расчлененных на известняки, доломиты, магнезиты; массивы гранитоидов, поля и зоны развития мигматитов (гнейсогранитов), дифференцированные в петрографическом и возрастном отношениях; до- и синрудные дайки контрастных серий пород — щелочных габроидов, трахитов, диабазов, порфиритов, монцонитов, гранитов, гранодиоритов и др.; участки, сложенные кальцифирами и скарнированными породами; фации скарнов — известковые, магнезиальные, апомагнезиально-известковые; складчатые и разрывные структуры, контролирующие образование и локализацию бороносных скарнов.

На карте рудной нагрузки должны быть изображены все скарновые борные залежи и проявления борных минералов с указанием их принадлежности к классам боратов, боросиликатов, алюмоборосиликатов; приведены данные нейтронно-абсорбционного опробования горных пород на бор, нанесены следующие аномалии: совмещенные геофизические — магнитные (интенсивные, слабые, пониженные), гравиметрические, низкоомные зоны электропроводимости; геохимические (первичные и вторичные), характерные для эндогенных месторождений бора и

петрофизические — по минимумам (менее +0,3) коэффициента корреляции между плотностью и магнитной восприимчивостью горных пород.

Схема глубинного строения является по существу результатом объемного картирования и может быть составлена на основе геологических и геофизических данных с использованием материалов глубоких струк-

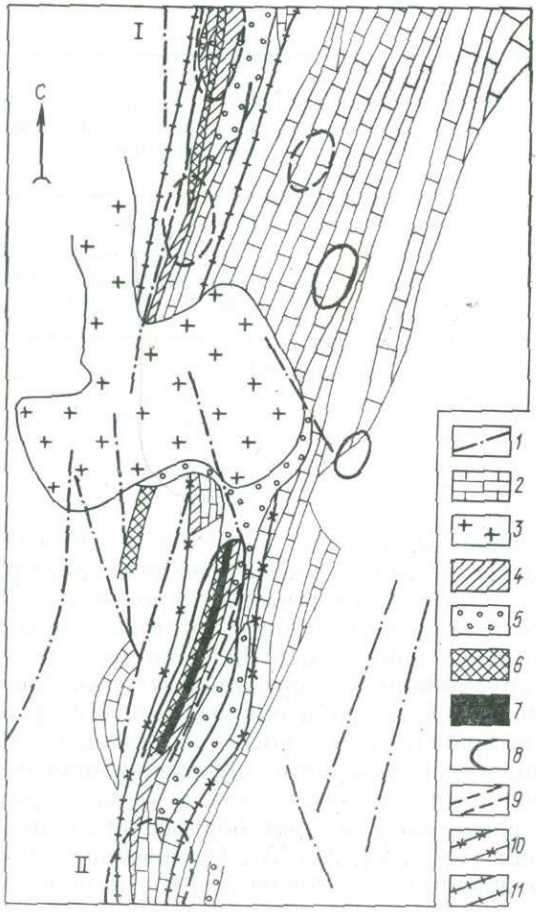


Рис. 55. Макет карты прогноза на эндогенное борное оруденение железорудно-борной формации.

Поисковые критерии и признаки: *1* — геолого-структурный — субмеридиональные разломы, контролирующие образование и локализацию бороносных скарнов; *2* — литологический — известняки мраморизованные; *3* — магматический — граниты, с которыми связывают образование скарново-рудных залежей; минералогические: *4* — кальцифиры, *5* — скарны известковые, *6* — магнетитовые руды с реликтами магнезиальных скарнов, *7* — магнетит-людвигитовые руды; *8* — геохимический — геохимические аномалии по первичным ореолам бора и сопутствующих элементов; *9* — геофизический — совмещенные аномалии (гравиметрические интенсивностью 0,0005—0,002 см/с^2, магнитные различной интенсивности и низкоомные зоны электропроводимости); *10* — контур площади с установленными скарново-борными залежами; прогнозная оценка до глубин 500—700 м; *11* — контуры площадей, перспективных для поисков скарново-борного оруденения I очереди (менее глубоко залегающего) и II очереди (более глубоко залегающего)

турных скважин. Геологические разрезы целесообразно строить до глубин, не превышающих 1 км.

Для территорий, где распространены рыхлые отложения, следует построить карту их мощностей в изогипсах для выделения участков с мощностями до и более 5 м. Такая карта полезна для определения вариантов геохимических поисков.

Карта поисковых критериев и признаков борного оруденения сочетает в себе специализированную геологическую основу и локальные поисковые критерии и признаки, изображаемые специальными знаками. На эту карту наносят также перспективные, требующие проверки геофизические и геохимические аномалии. В итоге составляют прогнозную карту, на которой должны быть показаны участки, перспективные по совокупности поисковых критериев и признаков для поисков эндогенного борного оруденения (рис. 55). Следует указать степень их практи-

Таблица 23

Показатели степени благоприятности ($П_{сб}$) региональных тектонических рудоконтролирующих критериев (РК-I)

Стадия развития геосинклинально-складчатых областей	Основные типы региональных рудоносных структур	$П_{сб}$	
		качественные	количественные, баллы
А. Орогенная	1. Гранитогнейсовые купола докембрийских щитов и срединных массивов	Наиболее благоприятные	3
	2. Палеозойские поднятия, окаймляющие эвгеосинклинальные зоны, тектонические блоки вблизи крупных разломов	Благоприятные	2
Б. Позднегеосинклинальная	Внутренние зоны эвгеосинклиналей (геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия)	Малоблагоприятные	1

ческой значимости, очередность изучения, возможную глубину нахождения руд, методы поисково-оценочных работ.

Опыт количественного прогнозирования эндогенного борного оруденения крайне ограничен. Методический подход к возможному решению этой сложной задачи показан на двух примерах месторождений железорудно-борной формации. Первый пример основан на использовании методики, разработанной И. И. Пастушенко, для количественного прогнозирования скарново-магнетитового оруденения. Соответственно для эндогенного борного оруденения произведено определение степени благоприятности рудоконтролирующих критериев в баллах с учетом специфики локализации борного оруденения железорудно-борной формации (табл. 23, 24, 25). По девяти зарубежным и отечественным месторождениям установлен характер зависимости между показателями сте-

Таблица 24

Показатели степени благоприятности ($П_{сб}$) региональных магматических рудоконтролирующих критериев (РК-II)

Магматические формации, с которыми ассоциирует оруденение	$П_{сб}$	
	качественные	количественные, баллы
А. Мигматитовая	Наиболее благоприятные	3
Б. Гранитоидных батолитов	Благоприятные	2
В. Габбро-диорито-сиенитовая	Малоблагоприятные	1
Г. Габбро-диорито-гранитная	„	1

Таблица 25

Показатели степени благоприятности ($П_{сб}$) локальных рудоконтролирующих критериев (ЛК)

ЛК	$П_{сб}$	
	качественные	количественные, баллы
ЛК-I — геолого-структурные критерии		
А. Карбонатные толщи в докембрийских мигматизированных гнейсовых комплексах, содержащие пачки, пласты, линзы доломитов, протяженностью километры, мощностью сотни метров	Наиболее благоприятные	3
Б. Экзоконтактовые зоны интрузивов с развитием доломитов	Благоприятные	2
В. Внутренние зоны интрузивов, содержащие ксенолиты доломитов	Малоблагоприятные	1
ЛК-II — литологические критерии		
А. Однородность доломитов	Наиболее благоприятные	3
Б. Переслаивание доломитов и известняков	Благоприятные	2
В. Переслаивание магнезиальных карбонатных пород с силикатными; преобладание в разрезе силикатных пород над карбонатными	Малоблагоприятные	1
ЛК-III — протяженность рудовмещающих метасоматитов — скарнов и кальцифиров		
А. От сотен метров до первых километров	Наиболее благоприятные	3
Б. Сотни метров	Благоприятные	2
В. Десятки метров	Малоблагоприятные	1

пени благоприятности ($П_{сб}$) рудоконтролирующих критериев и масштабами борного оруденения (табл. 26, рис. 56).

Второй пример количественной оценки прогнозных ресурсов борного сырья, проведенной О. К. Мезенцевым и др. основан на данных изучения вторичных ореолов рассеяния бора для площади, где горные породы, содержащие скарново-борные залежи, полностью перекрыты осадочным чехлом (Мезенцев и др., 1975 г). В коре выветривания развиты вторичные остаточные, а в кайнозойских отложениях — наложенные ореолы рассеяния бора. Участок разбурен по сети 400×150 м. Скважины углублены в породы фундамента на 100—250 м.

По методике А. П. Соловова рассчитаны площадная продуктивность бора в контуре вторичного ореола и изменение линейной продуктивности на метр углубки. Установлено устойчивое значение линейной продуктивности бора на различных горизонтах вертикального разреза остаточного ореола его рассеяния, что подтверждает существование

Характер зависимости между значениями $П_{сб}$ рудоконтролирующих критериев и масштабами борного оруденения

Месторождение	$П_{сб}$, баллы (согласно таблицам 23—25)																	$РП_{сб}$ (произведение $П_{сб}$)	Ресурсы борного сырья Q, усл. ед	Коэффициент пропорциональности $К_{пр}$ ($К_{пр}=Q/РП_{сб}$)
	РК-I			РК-II				ЛК-I			ЛК-II			ЛК-III						
	А1	А2	Б	А	Б	В	Г	А	Б	В	А	Б	В	А	Б	В				
1	3			3				3			3			3			243	250	1
2	3			3				3			3			3			243	220	0,9
3		2			2				2			2			2		32	25	0,8
4			1		2					1		2			2		8	10	1,2
5			1		2					1		2			2		8	8	1
6			1		2				2				1			1	4	4	1,2
7			1		2					1			1		2		4	4	1
8			1			1				1		2				1	2	2	1
9			1				1			1			1			1	1	1	1

реальной связи между количеством элемента в остаточном ореоле и в интервале рудного тела, подвергшемся эрозии. В итоге получено практически полное соответствие ресурсов борного сырья, оцененное независимо в ходе разведочных работ и по геохимическим ореолам. Это свидетельствует о правомерности оценки прогнозных ресурсов бора по его количеству в остаточных ореолах рассеяния.

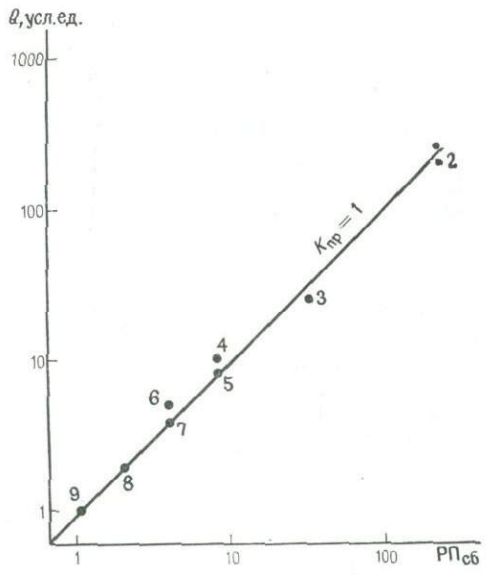


Рис. 56. Характер зависимости между показателями степени благоприятности рудоконтролирующих критериев ($РП_{сб}$) и масштабами борного оруденения (Q).

1—9 — месторождения (см. табл. 26)

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАВИКОВОГО ШПАТА

Плавиковый шпат (флюорит) относится к важнейшим видам полезных ископаемых, области применения и объемы потребления которого в современных отраслях производства неуклонно возрастают.

Разработка основ прогнозирования, поисков и оценки месторождений плавикового шпата является сложной проблемой ввиду разнообразия минерагении флюорита и приуроченности его скоплений к различным по геологическому строению и естественноисторическому развитию зонам земной коры (рис. 57).

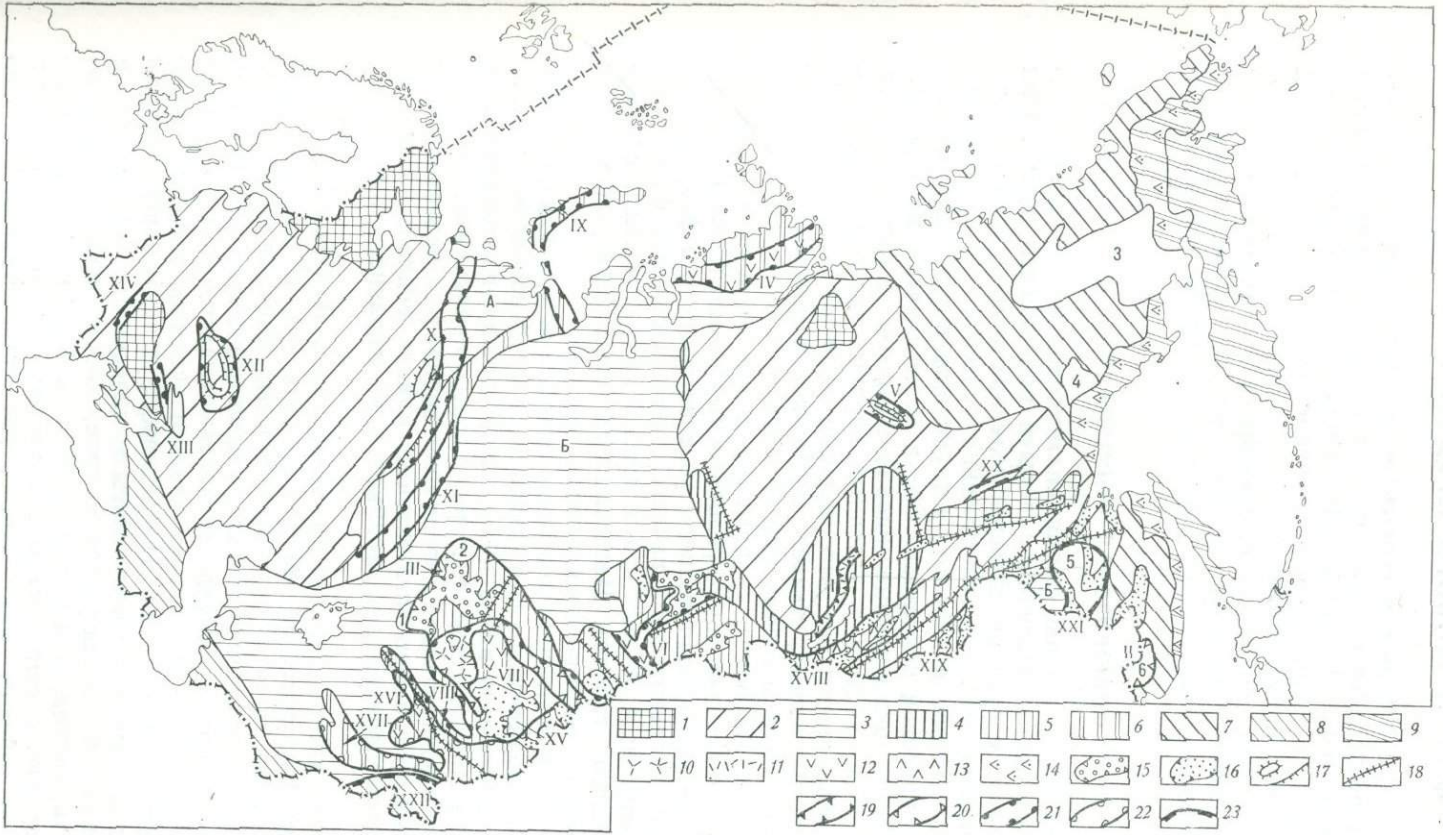


Рис. 57. Карта флюоритоносных территорий СССР.

1 — области дорифейской складчатости; чехлы платформ: *2* — древних, *3* — эпибайкальских (А) и эпипалеозойских (Б); области складчатости: *4* — байкальской, *5* — каледонской, *6* — герцинской, *7* — мезозойской, *8* — альпийской, *9* — кайнозойской; вулканические пояса: *10* — протерозойские, *11* — каледонские, *12* — герцинские, *13* — мезозойские, *14* — кайнозойские; наложенные впадины и прогибы: *15* — средне- и позднепалеозойские, *16* — мезо-кайнозойские; *17* — некоторые активизированные элементы тектоники; *18* — глубинные разломы; *19—23* — контуры флюоритоносных областей (поясов) и зон: *19* — позднебайкальских (I), *20* — позднекаледонских (II, III), *21* — позднегерцинских (IV—XIV), *22* — раннеальпийских (XV—XIX), *23* — позднеальпийских (XX—XXII).

Срединные массивы: 1 — Улутауский, 2 — Кокчетавский, 3 — Колымский, 4 — Омолонский, 5 — Буреинский, 6 — Уссури-Ханкайский. Флюоритоносные области (пояса) и зоны: I — Прибайкальский, II — Уссури-Ханкайская, III — Восточно-Казахстанская, IV — Таймырский, V — Монокинская, VI — Алтае-Саянский, VII — Центрально-Казахстанская, VIII — Северо-Тянь-Шаньский, IX — Пай-Хой-Новоземельский, X — Уфимо-Тиманский, XI — Уральский, XII — Воронежская, XIII — Волновахская, XIV — Подольская, XV — Южно-Джунгарская, XVI — Чаткало-Кураминская, XVII — Южно-Тянь-Шаньский, XVIII — Западно-Забайкальский, XIX — Восточно-Забайкальский. XX — Северо-Алданская, XXI — Буреинская, XXII — Памирский

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННОГО ФЛЮОРИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Промышленными считают месторождения плавикового шпата, которые обладают рентабельными для отработки запасами руд, содержащими в среднем не менее 27—30 % CaF_2. Этому условию удовлетворяет как собственно плавиковошпатовое оруденение, так и комплексное, где наряду с флюоритом практическое значение имеют минералы тантала, ниобия, редких земель, свинца, меди, фосфора и других элементов.

В настоящее время выделяются две основные рудные формации *плавиковошпатового сырья: флюоритовая и флюоритоносных карбонатитов* (табл. 27).

ФЛЮОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Принадлежащие к данной формации месторождения служат наиболее распространенным источником добычи плавикового шпата. Они встречаются во всех структурных подразделениях земной коры и обычно не обнаруживают прямых генетических связей с магматическими образованиями, нередко вообще отсутствующими в районах развития оруденения флюоритовой формации. Среди общего числа месторождений *резко преобладают жильные, однако на долю метасоматических* залежей приходится около 60 % учтенных мировых запасов плавикового шпата. Это объясняется тем, что жильные месторождения относятся по масштабам, как правило, к категории мелких и средних (запасы от 0,3 до 2 млн. т); объекты с запасами около 4 млн. т известны лишь в единичных случаях. Наоборот, крупные (6—8 млн. т) и очень крупные (до 15 млн. т) месторождения представлены исключительно телами, сформировавшимися при значительном участии процессов фторного замещения преимущественно карбонатных пород. Типичные формы тел *выполнения — крутопадающие плито- и линзообразные жилы или жил*ьные зоны сложного строения. Метасоматиты чаще образуют пологие, субгоризонтальные и седловидные залежи.

Основное промышленное значение имеют кварц-флюоритовый, кальцит-кварц-флюоритовый и сульфидно-кварц-флюоритовый минеральные типы. Первый из них широко распространен в Забайкальской и Казахстано-Среднеазиатской флюоритоносных провинциях, сульфидно-кварц-флюоритовый развит преимущественно в Среднеазиатской провинции, а кальцит-кварц-флюоритовый в виде редких, но обычно *крупных объектов отмечается в Забайкалье, на Украине, в Казахстане* и др.

Минеральный состав руд относительно прост. В кварц-флюоритовом типе, кроме флюорита (30—80 %) и кварца (10—70 %), содержится до 5 % кальцита, барита, пирита, глинистых минералов. В небольшом количестве иногда присутствуют галенит, сфалерит. Месторождения этого типа являются основными поставщиками металлургических сортов плавиковошпатового концентрата, получаемых методами рудоразборки, отсадки и гравитации. Для рядовых руд применяются методы *флотационного обогащения с получением химических сортов концентр*атов. В сульфидно-кварц-флюоритовом типе, кроме основных минералов — флюорита, кварца, галенита и сфалерита, в небольшом количестве присутствуют пирит, марказит, барит, адуляр, кальцит, халькопирит. Руды служат источником химических сортов плавиковошпатовых концентратов, получаемых флотацией. Дополнительно извлекаются также галенит и сфалерит. В кальцит-кварц-флюоритовом типе, помимо флюо-

рита, кварца и кальцита, наблюдаются барит, сульфиды железа, свинца, цинка, адуляр, цеолиты, минералы глин. Руды обогащаются флотацией.

Барит-кварц-флюоритовый и полиметаллически-барит-флюоритовый минеральные типы в СССР распространены незначительно; большее значение они имеют в Западной Европе (ГДР) и Северной Америке (США).

Более редкие метасоматические месторождения флюоритовой формации известны практически во всех провинциях СССР. Для оруденения характерны значительные вариации вещественного состава. Помимо основных, в рудах отмечается до 40 второстепенных и акцессорных минералов, включая и попутные полезные компоненты, которые при достаточной концентрации могут извлекаться. Метасоматические руды всех минеральных типов обогащаются флотацией, однако при содержании кальцита более 20 % в большинстве случаев не удается достигнуть высокого извлечения флюорита в концентрат.

Как показало термометрическое изучение плавиковошпатовых руд, флюорит отлагался преимущественно из гидротермальных растворов в температурном диапазоне от 360 до 60 °С. Однако промышленные количества этого минерала выделялись главным образом в интервале от 200 до 60 °С, причем перепад температур для жил выполнения составляет 10—40 °С, а для метасоматических залежей — 40—70 °С, иногда до 90 °С.

К наиболее высокотемпературным относятся слюдисто-кальцит-флюоритовые и топаз-кальцит-флюоритовые метасоматиты. Кристаллизация флюорита в них начинается при температуре 360—350 °С (месторождения и рудопроявления Приморья, Украины) или 285—270 °С (Центральный Казахстан, Средняя Азия). Меньшие температуры флюоритообразования свойственны другим минеральным типам плавиковошпатового оруденения. Эти температуры таковы: на месторождениях Украины 200—145 °С, Казахстана — 150—80 °С, Горного Алтая — 200—120 °С, Забайкалья, Таджикистана и Узбекистана — 180—110 °С.

Перспективные флюоритоносные жилы и метасоматические залежи сформировались в три этапа — дорудный, рудный и послерудный, разделяющиеся на ряд стадий. Совмещение их продуктов в единой рудолокализующей структуре нередко приводит к образованию промышленных месторождений. Однако широко распространены случаи, когда в разрывных структурах происходят процессы минералообразования какого-либо одного из этапов или одной из стадий. В таком случае возникает минерализация, обычно не представляющая практического интереса.

Под воздействием дорудных растворов происходит окварцевание, реже калишпатизация и альбитизация пород алюмосиликатного состава, становление прожилков и маломощных жил, сложенных тонко- и мелкокристаллическим кварцем с вкрапленностью флюорита. Для карбонатных пород типичны перекристаллизация, слабое окварцевание, флюоритизация, иногда доломитизация.

Промышленные флюоритоносные минеральные парагенезисы формируются исключительно в рудный этап. На метасоматических месторождениях выделяется одна-две стадии рудного этапа, на жильных — до четырех. Для каждой стадии типичны определенные главные минералы, отличающиеся характерными признаками. На ранних стадиях обычно кристаллизуется роговиковый и халцедоновидный кварц, образуется тонкокристаллическая вкрапленность темноокрашенного флюорита. Средним стадиям свойственны агрегаты фарфоровидного, шесто-

Таблица 27

Характеристика промышленных месторождений плавикового шпата (по Л. С. Пузанову)

Рудная формация	Минеральный тип	Тип рудных тел		Запасы флюоритовых руд, млн. т	Попутные полезные минералы и элементы	Примеры месторождений, районы их развития
Флюоритоносных карбонатитов	Гематит-карбонат-флюоритовый Барит-ангидрит-флюоритовый	Флюоритоносные метасоматиты	по карбонатитам	В СССР до 3, за рубежом до 10	Железо, свинец, цинк, редкие земли, фосфор, тантал, ниобий, барит	Больше-Тагнинское (СССР), Амба-Донгар (Индия)
Флюоритовая	Кальцит-флюоритовый		по карбонатным, реже алюмосиликатным породам	От 1 до 3	Нет	Покрово-Киреевское (СССР)
	Кварц-кальцит-флюоритовый			До 8		Таскайнарская группа (СССР)
	Слюдисто-кальцит-флюоритовый Топаз-кальцит-флюоритовый Сульфидно-кварц-флюоритовый			До 15, средние 8—10	Редкие металлы, стронций, свинец, цинк, германий, галлий, и др.	Приморье, Солнечное, Барвинское (СССР)
	Слюдисто-кварц-флюоритовый			0,1—0,3	Нет	Мын-Аральская группа (СССР)
	Доломит-кальцит-флюоритовый			В СССР мелкие, в США до 3	Свинец, цинк, барит и др.	Приуралье (СССР), шт. Иллинойс (США)
	Кварц-флюоритовый	Флюоритовые жилы выполнения разрывных структур и полостей		0,3—2	Нет	Забайкалье (СССР)
	Сульфидно-кварц-флюоритовый			0,5—2, редко 4	Свинец, цинк	Такоб, Бигар, Наугарзан (СССР)
	Кальцит-кварц-флюоритовый			1—2	Нет	Олимпийское (СССР)
	Барит-кварц-флюоритовый			В СССР 0,3—0,5, в ГДР до 5	Свинец, цинк, медь, барит	Могов (СССР), Нидершлаг (ГДР)
	Полиметаллически-барит-флюоритовый			До 0,5	То же	Бадам (СССР)

ватого, друзовидного кварца. Флюорит, как правило, крупнокристаллический, друзовидный, иногда колломорфный, окрашенный в разнообразные более светлые цвета.

Рудному этапу соответствует особо интенсивное изменение вмещающих пород; мощность зон околорудных изменений у крутопадающих жил может достигать 80 м, иногда более. Крупные стратиформные метасоматические тела сопровождаются изменением субстрата на площадях, длина которых достигает 3 км, а ширина — 1,5 км. Породы алюмосиликатного состава под воздействием слабощелочных растворов подвергаются серицитизации, аргиллизации и альбитизации; более кислые растворы вызывают окварцевание. В карбонатных породах развиваются процессы окварцевания, флюоритизации, доломитизации, пиритизации.

В послерудный этап из низкотемпературных растворов отлагаются кварц, кальцит, барит, сульфиды железа, меди, свинца, цинка, адуляр и в небольших количествах флюорит.

Объекты с нечеткой стадийностью минералообразования при отсутствии или незначительном выражении продуктивных стадий обычно мало перспективны. Но иногда они могут представлять собой части рудных тел, слабо вскрытых эрозией. Широкое площадное распространение метасоматитов в таких случаях может свидетельствовать о перспективности оруденения на глубину. Примером служит месторождение Таскайнар Южный, в пределах которого была известна одна маломощная жила среди гидротермально измененных пород на площади длиной 1—1,5 км. Буровые работы подтвердили прогноз, согласно которому здесь предполагалось скрытое крупное тело: была выявлена мощная залежь с запасами флюоритовой руды около 8 млн. т.

Прерывистое поступление минералообразующих растворов меняющегося состава на фоне эволюции локализующих структур часто определяет наличие рудной зональности на месторождениях флюоритовой формации. Эта зональность по типу относится к стадийной с проявлением внутри стадий зональности отложения. В пределах минерализованных площадей нередко устанавливается смена в определенном направлении ранних минеральных парагенезисов поздними, согласующаяся с последовательностью развития разрывных нарушений. Продукты промышленно флюоритоносных стадий могут быть приурочены к более ранним разрывным нарушениям, но, как правило, они локализуются в структурах рудного этапа, концентрирующихся в определенной части флюоритоносной площади. Минеральные ассоциации послерудного этапа также совмещаются с ранее отложившимися в структурах дорудного и рудного этапов или слагают самостоятельные тела.

В вертикальном направлении, кроме прямой стадийной зональности, часто устанавливаются более сложные взаимоотношения между комплексами, образовавшимися в различное время. Широко распространена обратная вертикальная зональность, когда более поздние порции рудоносных растворов последовательно отлагали полезные компоненты на все более низких уровнях. Некоторые рудные тела характеризуются комбинированным (прямым и обратным) типом рудной зональности.

Минеральные ассоциации отдельных стадий не всегда имеют четкие различия в вещественном составе по простиранию и падению рудных тел. Принадлежность таких ассоциаций к одной (зональность отложения) или разным (стадийная зональность) стадиям определяется при изучении температур кристаллизации флюорита. Причем температурные градиенты отложения флюорита изменяются в широких преде-

лах: в условиях прямой зональности градиент может достигать +52 °С, а при обратной +78 °С, что определяется скоростью движения растворов и степенью предварительного прогрева вмещающих пород [34].

ФОРМАЦИЯ ФЛЮОРИТОНОСНЫХ КАРБОНАТИТОВ

Оруденение формации флюоритоносных карбонатитов на территории СССР представлено единственным Больше-Тагнинским средним по размерам месторождением; за рубежом известны весьма крупные месторождения Амба-Донгар (Индия) и Окарузо (Намибия). Повсеместно промышленные объекты флюоритоносных карбонатитов размещены в пределах платформенных областей и в зонах их сочленения со складчатыми системами обрамления, где они связаны с комплексами пород ультраосновного — щелочного состава. Имеющее основное значение промышленное метасоматическое оруденение соответствует по составу двум типам: гематит-карбонат-флюоритовому (Больше-Тагнинское месторождение) и барит-ангидрит-флюоритовому (месторождение Окарузо). Плавиковошпатовая минерализация возникла в результате замещения кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов под воздействием фтороносных растворов подкорового происхождения.

На Больше-Тагнинском месторождении (Восточная Сибирь), кроме названных минералов, присутствуют апатит, пирохлор, сульфиды свинца, цинка, железа, что обусловило комплексный характер оруденения — флюоритового, апатитового, гематитового и сульфидного. Во флюорите обнаружены различные элементы-примеси, в том числе редкие земли и стронций.

Месторождение формировалось на небольшой глубине [43]. Оно приурочено к верхним, нередко жерловым частям вулканических аппаратов, вмещающих карбонатиты; вертикальный размах оруденения не превышает 1 км. Рудообразование развивалось в пять стадий в такой последовательности: первая стадия — крупнозернистые кальцитовые карбонатиты; вторая — неравнозернистые кальцитовые карбонатиты; третья — мелкозернистые кальцитовые, реже кальцит-доломитовые карбонатиты; четвертая — главным образом флюорит; пятая — преимущественно гематит. Плавиковошпатовые руды (около 3 млн. т) слагают ряд столбообразных залежей, где на долю флюорита приходится в среднем 27 %.

Месторождение Амба-Донгар локализуется в зоне глубинного разлома на Индийской платформе. Помимо флюоритоносных метасоматитов, тоже слагающих ряд столбообразных тел, здесь распространены гидротермальные кварц-флюоритовые жилы. Общие запасы руды на месторождении 12 млн. т со средним содержанием плавикового шпата 45 % [26]. Из второстепенных и акцессорных минералов обнаружены нефелин, фторкарбонат, редкоземельные фториды, тантало-ниобаты, сульфат радия, доломит, сульфиды свинца и железа, магнетит, гематит.

Комплексные руды месторождений формации флюоритоносных карбонатитов обогащаются методами флотации с получением плавиковошпатового и других рудных концентратов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ, ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ

В основе прогнозирования и поисков месторождений плавикового шпата лежат представления о закономерностях их размещения, благоприятных предпосылках и признаках, указывающих на возможность

выявления оруденения в пределах конкретных по геологическому строению территорий. В связи с этим важное значение приобретают выяснение эпох промышленного флюоритообразования и особенностей развития земной коры в соответствующие им периоды, определение геотектонической позиции месторождений, а также разработка других факторов контроля оруденения — структурных, литолого-стратиграфических, магматических, геохимических, геофизических и иных. Роль и конкретные формы выражения геологических факторов могут меняться в зависимости от типа флюоритоносных рудных формаций и геологического строения районов их развития, ввиду чего эти факторы имеют также значение поисковых критериев. Учет их необходим как при прогнозировании, так и при поисках месторождений плавикового шпата, когда факторы контроля уточняются, а некоторые из них могут переходить в категорию поисковых признаков.

Содержание геологических факторов контроля оруденения, а также характеристика флюоритоносных эпох с достаточно полной классификацией геотектонических позиций месторождений плавикового шпата опубликована авторами в 1972 г. Полученные впоследствии данные, подтвердив принципиальную правильность высказанных положений, позволили в ряде случаев их уточнить и частично дополнить.

ЭПОХИ ПРОМЫШЛЕННОГО ФЛЮОРИТООБРАЗОВАНИЯ

Флюоритовое оруденение формировалось на протяжении длительного времени, преимущественно в фанерозое, с нарастанием общей интенсивности плавиковошпатового минералообразования от древних эпох к более молодым — герцинской и особенно мезо-кайнозойской. Возникновение большинства месторождений флюорита относится к завершающим стадиям процессов тектоно-магматических и тектонических активизаций, значение которых в перестройке консолидированных областей земной коры, создании новых специфических структурных форм, проявлении магматизма и металлогении широко освещено в литературе. Не исключено, что часть месторождений плавикового шпата связана с позднеорогенным магматизмом; это в равной мере относится к оруденению всех формационных типов.

На территории СССР месторождения флюоритовой рудной формации образовались в позднебайкальскую, позднегерцинскую, позднекаледонскую, ранне- и позднеальпийскую эпохи [35]. Становление флюоритоносных карбонатитов происходило главным образом в позднекаледонское время, а крупнейших зарубежных месторождений того же типа — в раннеальпийскую (Индия) и позднеальпийскую (Южная Африка) эпохи.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Процессы позднеорогенных и постконсолидационных активизаций различных геотектонических сооружений протекали с неодинаковой контрастностью. В наиболее полном виде активизация стабилизированных участков земной коры фиксируется образованием наложенных структур двух основных стадий. В первую стадию вдоль разломов возникают вулканогенные прогибы, во вторую — впадины, выполненные угленосно-терригенными отложениями. В менее контрастном виде активизация проявляется только оживлением древних разломов и их трассированием в верхние структурные этажи. Первый тип активизации характеризуется интенсивным развитием вулкано-интрузивного ма-

гматизма и серий рудных формаций — от высоко- до низкотемпературных, а второй — ограниченным распространением магматизма и преимущественно вулканогенным низкотемпературным оруденением. Все это определило большое разнообразие геотектонических позиций, флюоритоносных провинций, поясов и зон, находящихся в пределах областей завершенной складчатости, срединных массивов, плит и щитов платформ.

Флюоритоносные провинции и пояса (регионы)	*Флюоритоносные зоны*
Флюоритоносные провинции, охватывающие территорию смежных равновозрастных поясов завершенной складчатости (Забайкальская, Казахстано-Среднеазиатская): а) флюоритоносные пояса, охватывающие территорию складчатости определенного возраста (Западно-Забайкальский, Восточно-Забайкальский); б) флюоритоносные регионы, не имеющие определенной формы, охватывающие территорию складчатости определенного возраста и окружающую его более древнюю раму (Западно-Казахстанский, Южно-Джунгаро-Кетменский)	Пришовные, приуроченные к зонам глубинных разломов, разделяющих разновозрастные структурно-формационные зоны (Горный Алтай, Каянчинско-Баратальская зона) либо одновозрастные синклинорные и антиклинорные структуры (Горный Алтай, Сарасинско-Куротинская зона) Горстовые, приуроченные к горст-антиклинориым структурам, отделяющимся от грабеновых региональными и крупными разломами (зоны Забайкальской провинции) Грабеновые, приуроченные к вулканогенным прогибам и наложенным впадинам, ограниченным разломами (зона Казахстана) Приуроченные к антиклинальным и синклинальным структурам, блокированным разломами и дайками (Пай-Хой)
Флюоритоносные провинции срединных массивов	Пришовные, приуроченные к зонам разломов, отделяющих массив от складчатой рамы Грабеновые, приуроченные к наложенным угленосно-терригенным впадинам, ограниченным разломами Горстовые, приуроченные к поднятым блокам, сложенным образованиями фундамента или чехла массивов Приуроченные к антиклинальным структурам фундамента, нарушенным продольными и поперечными разломами
Флюоритоносные провинции плит платформ (Русская, Сибирская)	Флексурные, связанные с зонами флексурных нарушений и трещиноватости на крыльях антеклиз, валов, куполов, расположенных над разломами в фундаменте Связанные с валами в платформенном чехле Связанные с авлакогенами и рифтами.
Флюоритоносные провинции щитов платформ (Украинская, Алданская)	Связанные с глубинными разломами, развивающимися вдоль сочленения щитов со структурами плит

Флюоритоносные провинции поясов завершенной складчатости. В подобных провинциях достаточно хорошо изучено размещение плавикошпатового оруденения и влияние на его формирование процессов активизации. Например, в пределах активизированной области Забайкальской провинции выделяются внешняя и внутренняя зоны, различающиеся по характеру тектонических, магматических и металлогенических процессов. Во внешней зоне, совпадающей с байкалидами и каледони-

дами, эти процессы проявились слабо; во внутренней, наложенной на герциниды, — с наибольшей полнотой.

Выделяют несколько стадий процессов активизации [5]. Начальной (поздняя пермь — ранняя юра) стадии были свойственны контрастность тектонических движений, интенсивный вулканизм и внедрение трещинных интрузий основного, кислого и щелочного составов. С этой стадией связана непромышленная плавиковошпатовая минерализация во флюорит-редкометалльных месторождениях. Активность процессов в последующие стадии постепенно снижается. Сокращаются площади наложенных впадин, отмечается их более четкая приуроченность к региональным разломам и, наконец, превращение в изолированные структуры, разделенные поднятыми блоками. Разрез отложений меняется от существенно вулканогенного во вторую стадию (J_{1-2}) к вулканогенно-осадочному и угленосно-терригенному в третью (J_3—K_1). В течение последней стадии произошло становление многочисленных жильных *кварц-флюоритовых и реже метасоматических кальцит-кварц-флюоритовых* месторождений и рудопроявлений, дополняемых единичными объектами, в составе которых заметную роль играют барит, а также сульфиды железа.

Развиваясь вдоль региональных разломов, угленосно-терригенные впадины образовали в позднюю стадию активизации протяженные депрессионные зоны северо-восточного направления. В разделяющих их горст-антиклинорных поднятиях размещены все месторождения плавикового шпата. Такие структуры длиной в сотни километров выделяются как флюоритоносные зоны, за пределами которых месторождения и рудопроявления плавикового шпата почти полностью отсутствуют.

В Казахстано-Среднеазиатской провинции плавиковошпатовое оруденение локализуется в поясах завершенной складчатости, подвергшихся *позднекаледонским, позднегерцинским, ранне- и позднеальпийским* процессам активизации.

Позднекаледонская флюоритоносная эпоха проявилась в северо-западной части Северо-Тяньшанского пояса, где вдоль глубинных разломов произошли вертикальные перемещения блоков каледонид, сопровождавшиеся формированием многочисленных прогибов, заполнявшихся покровами наземных эффузивов андезит-базальтовой и особенно широко распространенной дацит-липаритовой формаций. Во франское и фаменское время в опускавшихся блоках Западно-Балхашского синклинория, Бетпакдале и Баянаульской зоне накапливались мелководные кремнисто-карбонатные отложения. Одновременно с излияниями эффузивов по зонам разломов внедрялись субвулканические и гипабиссальные интрузии гранитов, фельзит-порфиров, гранит-порфиров, пород *среднего и основного составов. Плавиковошпатовое оруденение*, завершающее развитие позднекаледонских металлогенических процессов, относится к жильному и метасоматическому типам [35]. Жильные месторождения приурочены к горстовым структурам внешней зоны каледонид. Здесь одиночные крутопадающие тела и жильные зоны кварц-флюоритового и барит-кварц-флюоритового составов нередко содержат акцессорную полиметаллическую минерализацию. Близкое по характеру оруденение встречается также в кольцевых и радиальных трещинах вулканических аппаратов центрального типа, где локализованы небольшие по размерам метасоматические слюдисто-кварц-флюоритовые залежи. Однако достаточно глубокая эродированность рудных полей (Мынаральское и др.) свидетельствует об ограниченности в целом перспектив горстовых структур для поисков промышленных месторождений флюорита *позднекаледонского возраста*.

В вулканогенных прогибах Западно-Балхашского синклинория среди карбонатно-кремнистых отложений известны стратиформные залежи топаз-кальцит-флюоритового состава, образовавшиеся при метасоматозе карбонатных пород. Рудные тела приурочены к тектоническому контакту фаменских и франских отложений (месторождение Солнечное). Объекты этого типа оруденения слабо подвергались процессам денудации, поскольку метасоматические залежи вскоре после формирования были перекрыты каменноугольными отложениями, выполняющими наложенные впадины. Подобные структуры имеют большие перспективы для обнаружения крупных месторождений флюорита.

В результате мощного проявления позднегерцинского вулканизма в пределах Центрально-Казахстанского вулканического пояса получили широкое распространение породы кислого и субщелочного составов, а также крупные гранитоидные массивы, внедрявшиеся вдоль активизированных разломов.

Плавиковошпатовое оруденение, завершающее эволюцию позднегерцинского металлогенического цикла, представлено двумя типами — жильным и метасоматическим. Жилы размещены в горстовых блоках, где среди алюмосиликатных пород залегают кварц-флюоритовые и карбонат-флюоритовые тела преимущественно незначительных размеров. Распространение флюоритоносных метасоматитов ограничивается исключительно наложенными терригенными впадинами, локализующими крупные стратиформные меж- и внутриформационные залежи карбонат-кварц-флюоритового состава. В Бесмайнакской впадине, например, расположены месторождения Таскайнарского рудного узла, где подобные залежи характеризуются средней мощностью около 10 м. Процессам фторного замещения здесь подверглись брекчии карбонатных пород, образовавшиеся в дорудный этап при тектонических движениях вдоль контакта известняков и песчаников. Флюоритоносные залежи во впадинах часто «слепые», залегающие на глубинах 40—200 м от дневной поверхности.

Процессы альпийской тектонической активизации охватили огромные территории Казахстана. Они обусловили в основном контрастные перемещения тектонических блоков, что сопровождалось накоплением в грабенах мощных толщ мезо-кайнозойских отложений, и локальные проявления преимущественно щелочно-базальтоидного магматизма. Молодое плавиковошпатовое оруденение размещено в бортах впадин, где главным образом развиты крутопадающие плитоподобные кварц-флюоритовые (месторождение Қызыл-Бельдеу) и сульфидно-кварц-флюоритовые (месторождение Буроду-босын) жилы. В Леонтьевском грабене (хр. Каратау) установлены залежи межформационного типа, приуроченные к контакту известняков нижнего карбона и песчано-глинистых отложений нижней юры. Эрозия рудоносных структур альпийской эпохи незначительна, а выявленные метасоматические залежи плавикового шпата относятся к слабопроявленным на дневной поверхности или «слепым».

Говоря о зарубежных флюоритоносных районах, расположенных в поясах завершенной складчатости, следует отметить, что у них много общих черт в локализации плавиковошпатового оруденения с отечественными месторождениями. В области Скалистых гор процессы активизации, начавшиеся в позднем эоцене — раннем олигоцене, ознаменовалось общим воздыманием, усилением роли разрывных нарушений и вертикальными перемещениями блоков. Сформированные межгорные впадины были выполнены мощными молассовыми толщами. Вдоль зон разломов проявилась интенсивная вулкано-интрузивная деятельность:

формировались комплексы пород преимущественно кислого и субщелочного составов. Плавиковошпатовые месторождения принадлежат в основном к жильному типу. На глубину оруденение прослеживается до 700 м, что указывает на небольшой эрозионный срез жил, среди которых выделяются кварц-кальцит-флюоритовые (нередко с золотом), сульфидно-барит-флюоритовые, редкометалльно-флюоритовые (с галенитом, золотом, серебром, ртутью) и др.

Флюоритоносные провинции срединных массивов. На территории СССР к ним относятся Уссури-Ханкайский и Буреинский срединные массивы, но значительно больше флюоритоносных структур такого типа известно за рубежом. Многие из них достаточно подробно рассмотрены А. Д. Щегловым [45]. В общем плане месторождения и проявления плавикового шпата тяготеют либо к узким тектоническим зонам, приуроченным к краевым частям массивов, либо к бортам наложенных вулканогенных и угленосно-терригенных впадин.

Уссури-Ханкайский массив представляет собой ограниченный со всех сторон глубинными разломами крупный блок интенсивно дислоцированных докембрийских и нижнепалеозойских пород среди складчатых структур Сихотэ-Алинской геосинклинали. В позднем палеозое массив подвергся процессам активизации, сопровождавшимся излияниями кислых лав в пологих мульдах и внедрением гранитоидов, с которыми связано формирование редкометалльно-флюоритового оруденения. Месторождения флюорита концентрируются в узких зонах северо-западного направления, совпадающих с антиклинальными структурами докембрийского основания массива. На наиболее значительном месторождении трубообразное рудное тело с апофизами вертикально уходит на глубину более 500 м. В верхней части оно сложено силикатно-карбонат-флюоритовыми рудами, ниже переходящими в карбонат-флюоритовые. В заметных количествах в рудах отмечаются минералы редких элементов, турмалин, кварц, селлаит, сульфиды, касситерит и др. Второе месторождение приурочено к ядру соседней антиклинали. Оно локализовано в зоне пересечения северо-западного и северо-восточного разломов, на контакте штока гранитов и известняков. Рудное тело имеет форму пологосклоняющейся трубы. При метасоматических изменениях известняков возникали силикатно-карбонат-флюоритовые руды, гранитов — топаз-флюоритовые.

Сформировавшееся в результате позднемеловой — палеогеновой активизации флюоритовое оруденение Буреинского массива контролируется зонами молодых разломов, ограничивающих Архаро-Буреинскую впадину, выполненную угленосно-терригенными отложениями. Жилы и жильные зоны сложены здесь халцедоновидным кварцем, флюоритом, антимонитом и киноварью.

В Центрально-Французском массиве флюоритовая минерализация локализована в зонах, проходящих вдоль контакта древних складчатых структур и мезозойских континентальных комплексов. Во внутренних частях массива месторождения и рудопроявления расположены в местах сочленения различно поднятых блоков. Наиболее характерны крутопадающие кварц-флюоритовые жилы протяженностью 2000 м, мощностью от 2 до 10 м. На севере Чешского массива, вдоль его границы со структурами Фогланда и Рудных гор (ГДР), развиты плитообразные жилы длиной по простиранию до 2 км, по падению 500—600 м и мощностью 3—5 м. В их верхней части распространена барит-флюоритовая ассоциация, на глубину она сменяется кварц-флюоритовой, а затем флюоритовой.

Флюоритоносные провинции платформенных плит. На Русской плите выделяются два района проявления флюоритового оруденения — Воронежская флюоритоносная область, совпадающая с одноименной антеклизой, и Уфимо-Тиманский флюоритоносный пояс, вытянутый вдоль одноименных структур Восточно-Европейской платформы.

В пределах Воронежской области метасоматическое флюоритовое оруденение в виде стратиформных тел залегает среди известняков каменноугольного возраста. Оно контролируется флексурами, малоамплитудными нарушениями и зонами повышенной трещиноватости, осложняющими мелкие валы и депрессии (Выгоническо-Марковская зона).

В Уфимо-Тиманском флюоритоносном поясе минерализация тяготеет к флексурным зонам, осложняющим Уфимский вал и Средне-Печорскую зону поднятий, по западному крылу которой проходит взброс с углами падения от 30 до 80°. В пределах Тимано-Печорского авлакогена широко развита система северо-восточных разрывных структур, вдоль которых размещены проявления флюорита, ранее принимавшегося за осадочный ратовкит. Установлено, однако, что флюорит кристаллизовался путем замещения карбонатных пород при температурах от 130 до 250 °С. Оруденение сформировалось в несколько стадий и имеет ярко выраженный стратиформный характер, локализуясь в известняках тюйской пачки иренской свиты кунгурского яруса.

Многочисленные месторождения и проявления плавикового шпата района Иллинойс — Кентукки (Северная Америка) приурочены к зоне сочленения антеклизы Озарк и синеклизы Иллинойс, осложненных мелкими куполами, впадинами и разрывными нарушениями. Процессам флюоритообразования предшествовало становление даек основного состава и трубообразных тел вулканических брекчий. В зоне отмечены как стратиформные метасоматические залежи, так и крутопадающие жилы. Первые наиболее полно представлены на месторождении Кейвин-Рок, где каменноугольные известняки, перекрытые глинистыми породами, вмещают флюоритовые залежи пластообразной формы. Оруденение концентрируется в зоне протяженностью до 8 км и распространяется на глубину до 2 км. Длина отдельных флюоритоносных тел 60—450 м, ширина 15—60 м, мощность 0,9—4,5 м. Кроме флюорита, основными минералами являются галенит, сфалерит, кварц и барит.

Наиболее крупное жильное месторождение Розиклер приурочено к сбросовой трещине протяженностью 7 км. Жила мощностью 2,5 м прослежена на глубину 250 м. Состав руд кальцит-флюоритовый, второстепенные минералы — кварц, барит, галенит, сфалерит.

Флюоритоносные провинции платформенных щитов. На щитах процессы активизации особенно отчетливо проявляются в зонах сочленения со структурами платформенных плит, вдоль серий глубинных разломов, где происходят интенсивные блоковые перемещения и становление основной массы интрузий щелочно-базальтоидного состава. Иногда тектонические движения приводят к развитию серий кулисообразных зон повышенной трещиноватости без признаков интрузивной или эффузивной деятельности. К площадям, активизация которых сопровождалась магматизмом, относится Волновахская флюоритоносная зона в южной прибортовой части авлакогена Большого Донбасса. В пределах зоны размещены многочисленные проявления полиметаллов, барита, плавикового шпата, тяготеющие к глубинным разломам. Наиболее широко распространено метасоматическое флюоритовое оруденение, залегающее в туфах и грубозернистых песчаниках девона и главным образом в известняках различных стратиграфических горизонтов нижнего карбона.

Метасоматические залежи имеют линзовидную или трубообразную форму и преимущественно карбонат-флюоритовый и полевошпатово-карбонат-флюоритовый составы (Покрово-Киреевское месторождение). Рудные тела прослежены на глубину 300—350 м. В большинстве случаев они не выходят на поверхность, будучи погребенными под мощным (около 200 м) чехлом мезо-кайнозойских отложений. На поверхности домезозойского рельефа выявлены элювиально-делювиальные плавиковошпатовые залежи, образовавшиеся в результате разрушения коренного оруденения.

К тектонически активизированным площадям принадлежит Подольская флюоритоносная зона протяженностью около 250 км, расположенная в западном борту Волыно-Подольского перикратонного прогиба. Активизация рифейских пологозалегающих отложений нашла здесь выражение в виде зон повышенной трещиноватости, контролирующих размещение стратиформных метасоматических кварц-кальцит-флюоритовых залежей, перекрытых горизонтом сланцев, сыгравших роль экрана для фтороносных гидротерм.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ, ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ

Структурные критерии

При составлении прогнозных карт и организации поисков плавикового шпата особое значение приобретает выяснение пространственных соотношений между оруденением, складчатыми и разрывными структурами. Тектоническая обстановка, непосредственно предшествовавшая формированию флюоритовой минерализации, во всех случаях характеризуется развитием блоковых движений, сопровождающимся подновлением ранее заложенных и возникновением новых нарушений различных порядков и направлений. Являясь основными каналами движения фтороносных растворов, разрывные нарушения в сочетании с другими факторами определяют значительную неравномерность распространения плавиковошпатового оруденения внутри флюоритоносных провинций, поясов и зон, создавая одновременно условия для концентрации месторождений и рудопроявлений на более ограниченных, особо благоприятных по структурно-литологическим предпосылкам площадях рудных полей (табл. 28). Их практическое значение во многом определяется интенсивностью тектонической переработки складчатых и дизъюнктивных структур, наличием пород, физико-механические и химические свойства которых способствовали образованию разрывных нарушений рудного этапа и развитию процессов фторного замещения субстрата, особо полно протекавших под экранирующими горизонтами (рис. 58). В пределах рудных полей группируются, как правило, сходные по морфологии, вещественному составу и условиям залегания флюоритоносные тела, размеры и промышленное значение которых также в немалой степени зависят от характера локализующих структур.

Определение на возможно более ранней стадии поисково-оценочных работ геологической позиции и принадлежности проявлений флюорита к конкретному структурно-морфологическому типу имеет важное значение для выбора методики оценки их промышленных перспектив. Выделено пять структурно-морфологических типов месторождений флюоритовой формации: 1) плито- и линзообразные жилы с пережимами, раздувами и апофизами, 2) жильные зоны, включающие небольшие линзы и жилы, 3) пласто-линзообразные и седловидные залежи, 4) трубообразные тела с апофизами и 5) плащеобразные и линейные россыпи.

Таблица 28

Основные типы флюоритоносных рудных полей

Структурная позиция рудных полей	Запасы флюорита, млн. т (месторождения)	Типы флюоритоносных регионов	Морфологические типы оруденения
В крутопадающих разрывных нарушениях, поперечных к простиранию складчатости	Промышленные, от 1,5 до 4 (Калангуйское)	Пояса завершенной складчатости (Забайкалье)	Господствуют крутопадающие жилы
В секущих и согласных разрывных нарушениях, осложняющих складчатые структуры, блокированные дайками и содержащие экранирующие горизонты пород	Промышленные, от 7 до 30 (Гарсонуйское, Вознесенское)	Пояса завершенной складчатости (срединные массивы)	Крутопадающие жилы в складчатых зонах, метасоматические залежи на срединных массивах
В разрывных нарушениях, согласных с зоной контакта пород, различающихся по физико-механическим свойствам	Промышленные, до 1,5 (Жетковское, Хурайское)	Пояса завершенной складчатости (Забайкалье)	Господствуют крутопадающие жилы
В разрывных нарушениях, оперяющих долгоживущие разломы, отграничивающие крупные впадины от приподнятых рудоносных блоков	От непромышленных до 5 (Усуглинское)	То же	То же
В сближенных разрывных нарушениях, оперяющих протяженные разломы или зоны смятия среди гранитоидов в приподнятых блоках	От непромышленных до 2 (Солнечное, Волдинское, Кзыл-Баурское и др.)	То же, и срединные массивы (Забайкалье, Средняя Азия, Казахстан)	,,
В разрывных нарушениях среди экструзивных и субвулканических тел, приуроченных к долгоживущим разломам, наложенным на вулкано-тектонические депрессии	От непромышленных до 5 (Агата-Чибаргата)	То же (Казахстан)	,,
В мелких разрывных нарушениях среди вулканических построек, связанных с аппаратами центрального типа.	Непромышленные (Мын-Аральское)	,,	Жилы и метасоматические залежи
В крутопадающих разрывных нарушениях, прослеживающихся из пород чехла в кристаллический фундамент плит платформ и срединных массивов	В СССР непромышленные, в США до 5	Плиты платформ и срединные массивы	Жилы, сопровождаемые метасоматическим оруденением
В трещинных зонах флексурообразных перегибов, благоприятных для метасоматоза пород с экранирующими горизонтами, среди отложений платформенного чехла	То же	Плиты платформ (Русская, Северо-Американская)	Стратиформные метасоматические залежи
В зонах межпластовых смещений и пологих разрывных структур среди пород чехла, блокированных дайками и крутопадающими разломами	От непромышленных до 4 (Покрово-Киреевское)	Краевые части щитов платформ (Украинский, Алданский)	Метасоматические залежи
В структурах межформационного и внутриформационного дробления и отслоения	Промышленные, до 20 (Таскайнарское, Амдерминское и др.)	Впадины, наложенные на складчатые структуры (Казахстан)	Метасоматические стратиформные залежи и трубообразные тела

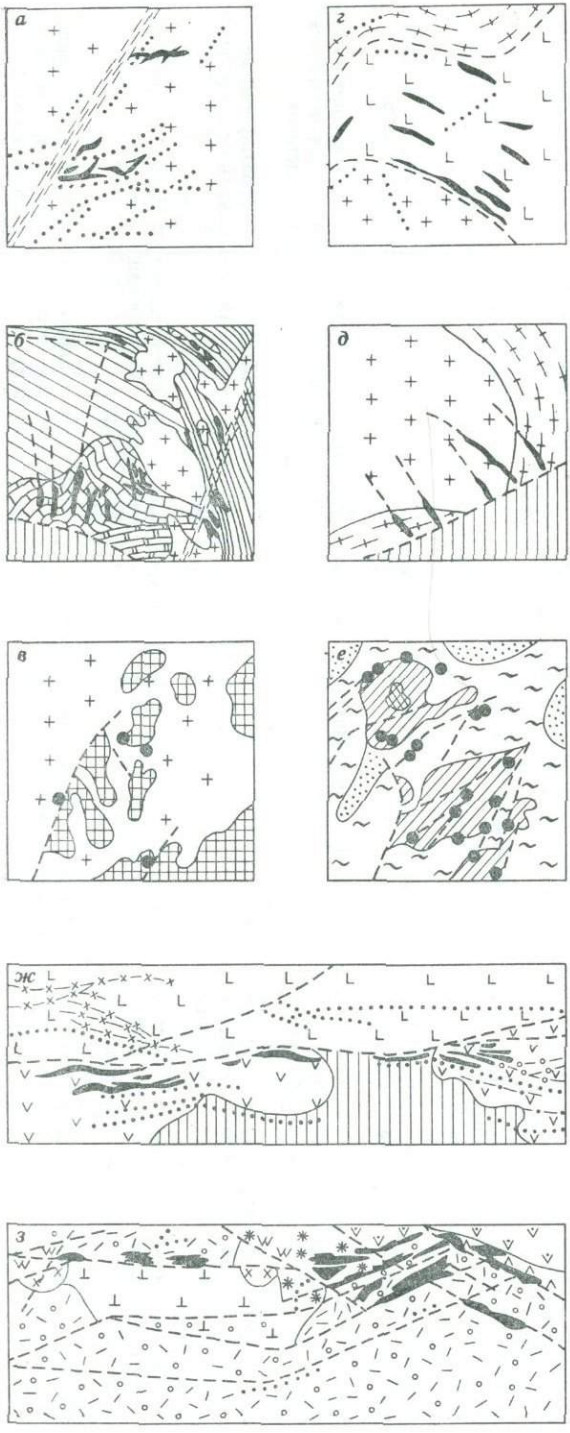
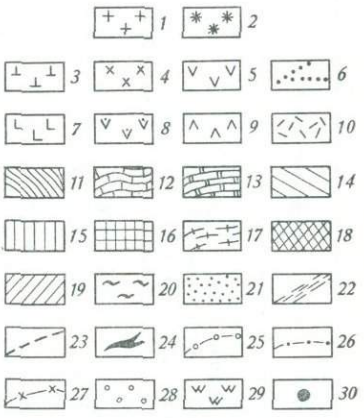


Рис. 58. Типы флюоритоносных рудных полей.

Флюоритоносные рудные поля: *а* — Солонечное, *б* — Гарсонуйское, *в* — Желтковское, *г* — Хурайское, *д* — Усуглинское (СССР), *е* — Кейв-ин-Рок (США), *ж* — Агата-Чибаргата, *з* — Мын-Аральское (СССР).

1 — гранитоиды; экструзивные породы: *2* — кварцевые порфиры, *3* — диорит-порфириты, *4* — андезит-порфириты, *5* — фельзиты; *6* — дайки; вулканогенные породы: *7* — эффузивно-туфогенно-осадочные образования, *8* — кварцевые порфиры, *9* — дацитовые порфиры, *10* — фельзиты, фельзит-порфиры; *11* — сланцы; *12* — известняки; *13* — перемежающиеся кварциты, сланцы, известняки; *14* — перемежающиеся известняки и сланцы; *15* — терригенные отложения впадин; *16* — ксенолиты кристаллических сланцев; *17* — кристаллические сланцы; *18* — девонские образования; *19* — нижнемиссисипские слои; *20* — верхнемиссисипские слои; *21* — пенсильванские слои; *22* — зоны смятия; *23* — разломы; *24* — плавиковошпатовые тела; жилы: *25* — кварц-баритовые, *26* — кварц-кальцитовые, *27* — рудные; *28* — гидротермальные изменения вмещающих пород (окварцевание, серицитизация, эпидотизация, каолинизация); *29* — вторичные кварциты; *30* — плавиковошпатовые месторождения



Первые четыре типа характерны для флюоритоносных тел, сформировавшихся в результате выполнения минеральным веществом разрывных структур; второй, третий и четвертый типы свойственны метасоматическим плавиковошпатовым залежам, а последний — элювиально-делювиальным продуктам разрушения коренных рудных тел (табл. 29, рис. 59).

Около 77 % продуктивных и перспективных объектов представляют собой плито- и линзообразные тела с апофизами и параллельными жилами, преимущественно в алюмосиликатных породах. Подобные объекты содержат около 30 % общесоюзных запасов балансовых руд. Второе место принадлежит пласто-, линзообразным и седловидным метасоматическим залежам в карбонатных породах. К ним относится 14 % известных месторождений и перспективных проявлений, на долю которых приходится 25 % запасов руд. Жильные зоны, составляющие 7 % флюоритоносных объектов, имеют ограниченные перспективы. Метасоматические месторождения трубообразной формы в зонах дробления составляют всего 2 % от известных, но они характеризуются наиболее крупными запасами руд (примерно 45 %). Плащеобразные и линейно вытянутые элювиально-делювиальные россыпи флюорита практически встречаются над всеми выходящими на дневную поверхность плавиковошпатовыми месторождениями, но промышленное значение их невелико.

Литолого-стратиграфические критерии

Имеющиеся данные свидетельствуют о разном, но всегда заметном влиянии вмещающих пород на формирование, размещение и оценку флюоритового оруденения в различных провинциях. Исходя из рудолокализующей роли вмещающих пород, флюоритоносные регионы подразделяют на три типа: 1) регионы, в которых от 70 до 85 % месторождений и проявлений плавикового шпата приурочено к породам алюмосиликатного состава (Забайкалье, Средняя Азия, Горный Алтай); 2) регионы, в которых от 70 до 95 % месторождений и проявлений залегают в карбонатных отложениях (Украина, Алдан); 3) регионы, где в алюмосиликатных породах локализовано 40—45 %, а в карбонатных 35—50 % месторождений и проявлений (Казахстан, Урал, юг Красноярского края).

В регионах первого типа, представляющих собой области завершенной складчатости с широко распространенным комплексом вулканогенных и интрузивных пород, оруденение сформировалось до накопления угленосно-терригенных отложений, входящих в состав верхнего структурного яруса наложенных впадин. Здесь флюоритообразование происходило в разрывных нарушениях среди алюмосиликатных пород, наиболее благоприятных по физико-механическим свойствам для широкого развития трещин.

В регионах второго типа, охватывающих платформенные структуры, процессы флюоритообразования с наибольшей полнотой проявляются в карбонатных породах, чередующихся с отложениями, экранирующими фтороносные гидротермы. В таких условиях относительно закрытой гидротермальной системы отлагается метасоматическое стратиформное плавиковошпатовое оруденение.

Регионы третьего типа принадлежат к поясам завершенной складчатости, где флюоритообразование происходило после становления верхнего структурного яруса угленосно-терригенных впадин, включающего карбонатные породы. К впадинам приурочено метасоматическое

Таблица 29

Морфологические типы месторождений плавикового шпата и их приуроченность к различным структурам и породам

Морфологический тип месторождения	Структуры локализации рудных тел	Количественное распределение (в %) месторождений различных морфологических типов в зависимости от состава вмещающих пород				
		Граниты	Карбонатные	Эффузивно-туфогенные	Терригенные	Метаморфические
Тела выполнения разрывных структур						
Плито- и линзообразные жилы с пережимами, раздувами и апофизами	Крутопадающие разрывные нарушения с изгибами по простиранию и падению	56	8	6	4	3
Жильные зоны, включающие многочисленные небольшие линзы и жилы	Крутопадающие зоны брекчирования и повышенной трещиноватости, ориентированные вдоль контактов пород или оперяющие крупные разломы	1	1	3	Нет	Нет
Пласто-, линзообразные и седловидные залежи	Разрывные нарушения, согласные со слоистостью пород	Нет	2	Нет	Нет	Нет
Трубообразные тела с апофизами	Участки сочленений, пересечений и изгибов крутопадающих разрывных нарушений	Встречаются очень редко				
Метасоматические залежи						
Жильные зоны, включающие мелкие линзы и жилы выполнения	Зоны брекчирования и трещиноватости пород, благоприятных для фторного метасоматического замещения	Нет	Нет	2	Нет	Нет
Пласто-, линзообразные и седловидные залежи	Купольные выступы гранитных массивов; зоны межпластовых смещений известняков; участки брекчирования между несогласно залегающими ярусами карбонатных и алюмосиликатных пород	1	11	Нет	Нет	Нет
Трубообразные тела с апофизами	Участки пересечения разрывных нарушений и зоны брекчирования на крыльях антиклинальных и моноклинальных складок, блокированных дайками	Нет	2	Нет	Нет	Нет
Элювиально-делювиальные россыпи						
Плащеобразные и линейные россыпи	Формируются над телами всех выделенных структурно-морфологических типов рудных тел					

стратиформное оруденение, а в складчато-глыбовом обрамлении среди алюмосиликатных пород возникают крутопадающие жилы.

Литологический фактор контроля оруденения часто выступает в неразрывной связи со стратиграфическим, что особенно важно учитывать при прогнозировании месторождений плавикового шпата в струк-

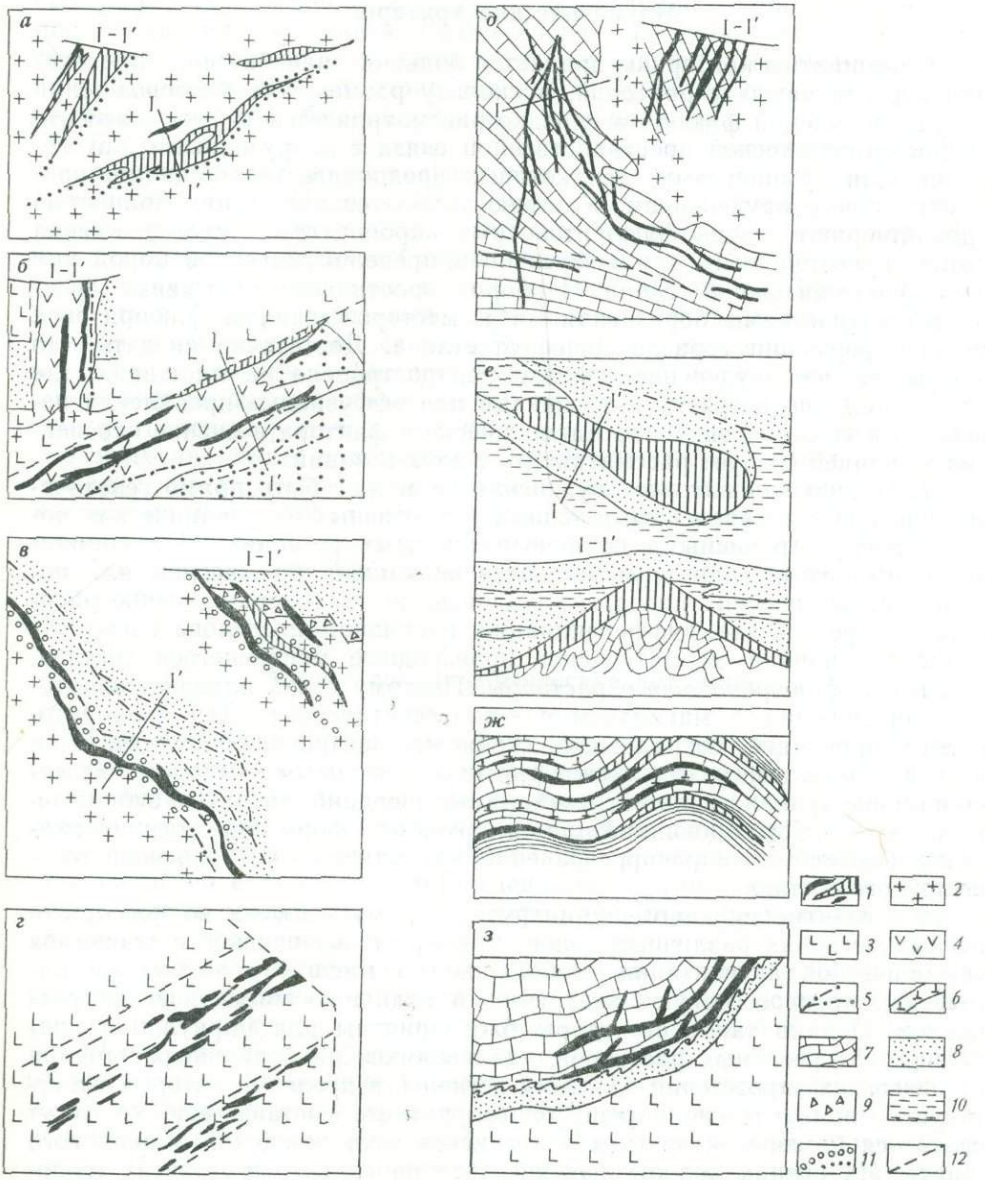


Рис. 59. Основные морфологические типы плавиковошпатовых тел:

а — плитообразное с мощным раздувом тело месторождения Солонечное, *б* — плитообразные тела месторождения Ата-та-Чибарга-та, *в* — плитообразные тела вдоль контакта массива гранитов на Ново-Бугутурском месторождении, *г* — жильные зоны месторождения Кулан-Кетпес Северное, *д* — плитообразные тела в экзоконтакте массива гранитоидов на Олимпийском участке Гарсонуйского месторождения, *е* — межформационная залежь месторождения Тайскайнар Южный, *ж* — седловидные залежи месторождения Видное, *з* — пластообразные залежи месторождения Солнечное. *1* — плавиковошпатовые тела; *2* — гранитоиды; *3* — эффузивы; *4* — кислые эффузивы; *5* — секущие дайки; *6* — пластовые дайки; *7* — известняки; *8* — песчаники; *9* — конгломераты; *10* — сланцы; *11* — окварцевание; *12* — дизъюнктивные нарушения

турах платформенного чехла и в наложенных впадинах. Выявление в их пределах стратиграфических горизонтов с чередованием карбонатных и глинистых пород, а также контактов несогласного залегания терригенных отложений на карбонатном субстрате весьма важно для оценки перспектив флюоритоносности площадей.

Магматические критерии

Обычно этим критериям придается большое значение при определении перспективных территорий, поскольку размещение месторождений и рудопроявлений флюорита нередко рассматривается только в аспекте их достаточно тесной пространственной связи с интрузивными или эффузивными комплексами, для которых предполагается общность происхождения с оруденением. Условию такого сонахождения полностью удовлетворяют лишь флюоритоносные карбонатиты, месторождения которых расположены исключительно в пределах массивов пород щелочно-ультраосновной серии. Наоборот, пространственная связь между магматическими образованиями и месторождениями флюоритовой рудной формации гораздо менее отчетлива. Достаточно сказать, что промышленное оруденение нередко распространено на площадях, где близкие ему по возрасту интрузивные или эффузивные проявления неизвестны. Поэтому значение магматического фактора в оценке перспектив площадей следует рассматривать с двух позиций.

1. Плавиковошпатовое оруденение не может быть прямо генетически связано с определенными телами интрузивных и вулканических пород, распространенными во флюоритоносных регионах. Источником флюоритоносных гидротерм являются не какие-либо массивы или покровы магматических пород, а глубинные очаги, генерировавшие расплавы. В результате дифференциации расплавов последовательно отделялись сначала магматические производные меняющегося состава, а затем и флюоритоносные растворы. Поэтому связь плавиковошпатового оруденения с магматизмом — парагенетическая. Для флюоритоносных провинций, совпадающих с поясами завершенной складчатости и срединными массивами, благоприятным поисковым фактором является наличие вулканогенно-интрузивных образований кислого — субщелочного состава. Для провинций плит и щитов платформ определенное значение имеет также распространение магматизма ультраосновного — щелочного состава.

2. Развитие вулканогенно-интрузивного магматизма во флюоритоносных регионах различных типов зависит от интенсивности процессов тектонической активизации. Небольшие по масштабу разрывные нарушения не способствуют внедрению и излиянию магматических расплавов. Однако такие структуры благоприятны для циркуляции подвижных фтороносных растворов, удаляющихся на большие расстояния от очагов их зарождения. Поэтому регионы, в пределах которых отсутствуют магматические породы благоприятного состава, еще не могут считаться бесперспективными для поисков месторождений плавикового шпата. Их оценка должна базироваться на сумме всех других геологических факторов.

Геофизические критерии

Месторождения флюорита характерны для зон, состоящих из систем сопряженных грабенов и горстов, которые сопровождаются дифференцированным магматизмом — от базальтов до гранитоидов. Это

определяет контрастное выражение флюоритоносных поясов и зон в геофизических полях и прежде всего в аномальном магнитном поле. Так, многие флюоритоносные зоны и районы в Забайкалье, Казахстане, Средней Азии, МНР и других регионах пространственно совпадают на соответствующих картах с областями наибольшего расчленения магнитного поля высокой плотности и мелких знакопеременных магнитных аномалий, имеющих сложную конфигурацию. При этом крупные месторождения флюорита (Вознесенское, Таскайнарское, Гарсонуйское и др.) тяготеют в основном к положительным магнитным аномалиям или к их границам с отрицательными. Ориентировка осей этих аномалий чаще всего субмеридиональная и субширотная.

Другая характерная черта флюоритоносных территорий — наличие в них крупных и сложных кольцеобразных магнитных аномалий с внешним диаметром до 60 км, иногда и более. Эти аномалии отражают положение вулкано-и плутоно-тектонических структур, к местам пересечения периферии которых субмеридиональными и субширотными разломами приурочены крупные месторождения флюорита. Кроме того, в этих структурах размещаются различные магматические породы, с которыми парагенетически связано флюоритовое оруденение. Необходимо подчеркнуть, что ведущие структурные и магматические предпосылки, определяющие основные черты строения геофизических полей во флюоритоносных регионах и в первую очередь наличие в них кольцеобразных аномалий, находят подтверждение как на детальных геологических картах, так и на космических снимках. Именно поэтому необходимо на всех этапах исследований внедрять комплексный анализ геологических, геофизических и космических данных, что позволит существенно повысить эффективность прогнозных и поисковых работ на флюорит.

Минералого-геохимические критерии

При процессах тектонической и магматической активизации формируются не только месторождения плавикового шпата, но и средненизкотемпературная минерализация иных типов (полиметаллическая, сурьмяно-ртутная, баритовая, карбонатная и др.), содержащая примесь флюорита. Выявление подобной минерализации, обычно распространенной на единых с месторождениями и рудопроявлениями плавикового шпата площадях, служит благоприятным признаком и должно учитываться при прогнозных работах на флюорит.

То же самое следует сказать и о геохимических предпосылках, из которых особо важное значение имеет установление повышенной фторопосности пород, руд, вод, растительности, почвенного и атмосферного воздуха в районах и участках флюоритоносных провинций. В региональном плане повышенное против кларкового содержание фтора может достаточно четко указывать на геохимическую специализацию определенных блоков земной коры. Ярким примером в этом отношении служат Тянь-Шань, Забайкалье и другие регионы, металлогеническая специфика которых характеризуется широким распространением акцессорных флюорита и фтора в вулканогенных и интрузивных породах, наличием многих месторождений и проявлений флюорита, а также присутствием плавикового шпата в других рудных комплексах.

Перспективность структур еще более возрастает при установлении в их пределах более локальных, но высококонтрастных аномалий фтора.

*Вторичные литохимические ореолы проявляются в эллювиально-*делювиальных покровах при максимальной их мощности на рудоносных площадях до 3,5 м. Закрытые, а также погребенные вторичные ореолы могут быть обнаружены только при детальных работах, когда производится глубинное опробование пород. Открытые потоки вторичного рассеяния фтора достигают в длину 1,5 км, иногда и более, вследствие чего они достаточно уверенно могут быть зафиксированы даже в начальные стадии изучения перспективных площадей. Все это относится и к гидрохимическим аномалиям фтора, длина которых нередко составляет несколько километров.

Для поисков невскрытого оруденения важно изучение первичных ореолов плавиковошпатового оруденения. Опыт таких исследований на месторождении Таскайнар Южный (Казахстан) показал, что скрытые на глубине 100—200 м плавиковошпатовые залежи уверенно фиксируются первичными геохимическими аномалиями фтора и других элементов. При этом наблюдается накопление в ореолах бария, молибдена, свинца, цинка, серебра, мышьяка, иттрия, иттербия, стронция. Одновременно происходит вынос из пород марганца, титана, циркония, хрома, натрия и калия с формированием их отрицательных ореолов под действием гидротермальных растворов. Совмещение в пространстве ореолов привноса и выноса существенно увеличивает вероятность выявления скрытого оруденения, а характер распространенных на поверхности аномалий позволяет приблизительно судить о глубине залегания *флюоритоносного тела.*

Более полно роль геохимических методов при поисках и оценке месторождений флюорита различного минерального состава освещена в 1982 г. А. В. Коплусом в специальной работе.

Критерии глубинности и эрозионного среза оруденения

После образования месторождения флюорита подвергались процессам денудации, особенно значительным для рудных объектов более древнего возраста или сформировавшихся в близповерхностных условиях. Следовательно, очевидна важность учета глубины образования и степени сохранности флюоритоносных площадей, месторождений и рудных тел, находящихся в различных геолого-геоморфологических обстановках.

Становление промышленно-флюоритоносных жил, распространенных в горстовых блоках Западного Забайкалья, Средней Азии и Казахстана, происходило в интервале глубин от 300 до 1600 м. Стратиформное метасоматическое оруденение, локализованное в верхнем осадочном чехле наложенных впадин и в платформенном ярусе, формировалось на глубинах до 1000 м. Однако при наличии здесь литологических горизонтов, благоприятных для замещения, или экранирующих структур метасоматические залежи, расположенные ярусами, могут залегать на глубинах до 3 км (район Иллинойс — Кентукки, США).

Размах эрозионного среза зоны развития оруденения для разновременных эпох флюоритообразования и разных геотектонических структур имеет различную амплитуду. Так, в Казахстане позднекаледонские жилы, приуроченные к поднятым тектоническим блокам, были денудированы до корневых частей (Куланкетпесская группа месторождений). Одновозрастные метасоматические залежи в наложенных впадинах денудированы слабо, поскольку после образования они были перекрыты нижнекаменноугольными отложениями (месторождение Солнечное). Позднегерцинское стратиформное метасоматическое орудене-

ние в Бесмайнакской впадине вообще не подвергалось денудации и в настоящее время залегает на глубинах 40—300 м от дневной поверхности. Одновозрастное жильное оруденение в складчато-глыбовом обрамлении впадин денудировано не менее чем на половину своей протяженности на глубину. Мезозойское оруденение в Леонтьевском грабене (хр. Каратау) относится к маловскрытому.

В Западном Забайкалье наиболее глубокой денудации подверглись жилы, залегающие в нижних частях склонов водоразделов на абсолютных отметках 600—800 м. По данным бурения, уже на глубинах 50—150 м их параметры промышленны. На более высоких отметках эрозионный срез жил уменьшается. Рудные тела Наранского месторождения, расположенного на высотах 900—1200 м, имеют вертикальный размах около 300 м. В Восточном Забайкалье промышленное оруденение прослежено на глубины до 500 м.

Рудные тела среднеазиатских плавиковошпатовых месторождений Агата-Чибаргата, Чашлы, Такоб, Наугарзан прослежены на глубину 200—500 м и даже до 900 м (Суппаташ). Рудные тела других месторождений (Наугискен, Канимансурское) относятся к «слепым», их верхние части находятся на глубинах 300—500 м от дневной поверхности, а нижние 900—1500 м. Следовательно, задача оценки значения факторов глубинности и эрозионного среза должна решаться с учетом конкретной геологической обстановки размещения и локализации оруденения, сформированного в различные металлогенические эпохи.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ И ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

Процесс геологического прогнозирования и оценки плавиковошпатового оруденения хорошо увязывается с тремя основными этапами геологоразведочных работ: а) геологической съемкой, б) поисками и в) разведкой. По мере их выполнения увеличиваются достоверность выводов по прогнозу и объективность рекомендаций по направлению поисково-разведочных работ.

Геологическая съемка любого масштаба должна завершаться составлением прогнозных карт с анализом металлогении (флюоритоносности) территории. Эти исследования целесообразно проводить в три стадии, в ходе выполнения которых составляются мелко-, средне- и крупномасштабные карты прогноза.

Региональное прогнозирование осуществляется на основе геологических карт масштабов 1 : 1 000 000—1 : 500 000 для значительных по размерам площадей металлогенических провинций, где были выявлены прямые и косвенные признаки флюоритоносности или благоприятные геологические предпосылки развития оруденения. К числу основных задач прогнозирования на этой стадии относятся следующие: а) выделение региональных структур, соответствующих флюоритоносным поясам, областям и зонам, с определением их геологических границ; б) выяснение принадлежности развитого на перспективных территориях флюоритового оруденения к определенным генетическим и формационным типам; в) изучение факторов контроля и закономерностей пространственного размещения месторождений и рудопроявлений каждого формационного типа; г) составление мелкомасштабной прогнозно-металлогенической карты на плавиковый шпат, где должны быть выделены территории с благоприятными предпосылками для постановки съемочных и поисковых работ средних масштабов (1 : 200 000—1 : 50 000) и, по возможности, оконтурены более ограниченные площади с прямы-

ми и косвенными признаками оруденения для проведения специализированных поисково-съемочных исследований крупных масштабов (1 : 10 000—1 : 1000). При составлении прогнозно-металлогенических карт, кроме геологических материалов, должны быть проанализированы данные космо- и аэрометодов, геофизических, геохимических и других наблюдений.

Поскольку месторождения плавикового шпата пространственно тесно связаны с активизированными областями, то на карте прогноза прежде всего выделяются территории, подвергшиеся позднe- и посторогенной переработкам. При этом важно обращать внимание на такие особенности проявления активизаций, в зависимости от которых находится размещение флюоритового оруденения, как: а) степень развития, тип и характер наложенных структурных форм — вулканогенных прогибов, угленосно-терригенных впадин, синеклиз, мульд и др.; б) интенсивность перемещения блоков по древним подновленным и новым заложенным разломам; в) масштабы проявления интрузивного и эффузивного позднe- и посторогенного магматизма; г) соотношение магматических формаций с активизированными тектоническими формами; д) взаимосвязь наложенных пликативных структур с разрывными; е) состав и строение осадочных формаций; ж) развитие низкотемпературных типов оруденения, близких по времени формирования к флюоритовому. Наряду со сказанным следует иметь в виду возможность неоднократного проявления процессов активизации и сопряженного с *ними флюоритообразования, что обусловливает возникновение молодой* минерализации, наложенной на более древнюю, приуроченную к денудированным в различной степени складчатым сооружениям. Анализ истории их развития дает необходимый материал для суждения об амплитудах вертикальных перемещений тектонических блоков, составляющих такие структуры, и о степени денудации флюоритоносных площадей, *принадлежащих к различным эпохам активизации.*

Если разрывные структуры относятся к основным элементам, определяющим условия размещения жильных флюоритовых месторождений, то для прогнозирования метасоматического оруденения необходимо, кроме того, учитывать состав литолого-стратиграфических комплексов, где широко распространены карбонатные отложения.

Среднемасштабное прогнозирование целесообразно осуществлять в масштабах 1 : 200 000—1 : 50 000. Цель таких исследований — не только выделение площадей для поисков оруденения по комплексу прямых и косвенных признаков, но и выявление новых рудоконтролирующих структур с общей оценкой их перспектив и уточнением положения в общей тектонической схеме района на основе геологического картирования. В соответствии с этим на картах прогноза должна быть показана совокупность предпосылок, благоприятных для развития и локализации оруденения. К подобным предпосылкам относятся следующие: а) активизированные структуры разных типов, контролирующие и локализующие месторождения и рудопроявления плавикового шпата; б) соотношения тектонических форм с литолого-стратиграфическими комплексами; в) выходы флюоритоносных тел, места находок обломков плавиковошпатовых руд и их россыпей; г) геофизические аномалии; д) литохимические и другие геохимические аномалии фтора; е) участки гидротермального метаморфизма пород с разделением их по составу и фациям глубинности; ж) благоприятные скрытые тектонические элементы и горизонты пород, выявленные геофизическими методами. Кроме того, должны быть определены и по возможности отражены на карте структурно-морфологический и минеральный типы проявлений флю-

орита, что связано с прогнозной оценкой их запасов и технологичности руд.

В результате прогнозирования выделяются следующие категории площадей и участков различной степени перспективности: 1) примыкающие к промышленным рудным полям и месторождениям, перспективные для выявления новых плавиковошпатовых тел и прироста запасов; 2) с известными проявлениями флюорита и косвенными признаками оруденения; 3) с благоприятными для развития оруденения тектоническими структурами и породами, требующие проведения поисковых работ; 4) неперспективные.

Детальное прогнозирование, выполняемое в масштабах 1 : 10 000—1 : 1000, базируется на материалах специализированных поисков — съемочных и поисково-оценочных работ, на результатах предварительной и детальной разведки месторождений, а также на данных их эксплуатации.

Исследования предусматривают обобщение и графическое отображение на картах прогноза большого числа факторов и признаков, определяющих условия формирования и локализации, состав и строение рудоносных тел, что осуществляется в соответствии с требованиями, предъявляемыми к картам прогноза и к выбору флюоритоносных объектов для постановки разведочных работ. В целях более объективного прогнозирования при составлении карт учитываются, кроме того, температура формирования и предположительная степень эродированности рудных тел, их зональность и полнота проявления стадий минералообразования, а также интенсивность околорудных изменений вмещающих пород.

На основе комплексного анализа всех признаков выделяются локальные участки и отдельные рудовмещающие структуры различной перспективности: а) с рудными телами, имеющими показатели для выявления промышленных запасов руд; б) с прямыми признаками минерализации; в) положительно оцененные по геологическим, геофизическим и геохимическим данным. В установленной очередности на таких площадях планируется проведение работ с целями нахождения новых рудных тел, в том числе слепых, наращивания запасов и прогнозных ресурсов на глубину и на флангах известных месторождений, флюоритоносных зон, участков и рудных полей.

Количественная оценка прогнозных ресурсов — одна из наиболее трудных задач прогнозирования, точность ее в большой степени зависит от опыта исследователя и полноты собранных материалов. Несмотря на известные в настоящее время приемы, позволяющие прогнозировать запасы отдельных рудных тел по размерам их выхода на дневную поверхность или фтороносным и геофизическим аномалиям [8] и др., более правильно прогнозные ресурсы проявлений плавикового шпата могут быть оценены методом аналогий с разведанными сходными рудными телами. Причина этого состоит в том, что статистический анализ хорошо изученных месторождений плавикового шпата дает некоторые усредненные значения геологоразведочных параметров, в том числе запасов, которые можно с определенной достоверностью распространить на флюоритоносные тела различных морфологических и минеральных типов.

Наиболее крупные месторождения связаны с метасоматическими телами в карбонатных породах. Запасы таких месторождений в пределах флюоритоносных узлов достигают 15 млн. т, при нередко высокой (5—7 млн. т) концентрации руд в отдельных межпластовых или межформационных субгоризонтальных и пологих залежах.

Месторождения, представленные крутопадающими жилами в карбонатных породах, как правило, имеют рассредоточенное оруденение — число отдельных промышленных тел может достигать нескольких десятков (Гарсонуйское месторождение). Запасы рудных узлов с жильными месторождениями несколько меньшие — 3—6 млн. т, а отдельные рудных тел — от первых сотен тысяч тонн до 2 млн. т (редко до 4 млн. т).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МУСКОВИТА

Мусковит, используемый как высококачественное сырье для электротехнической, радиотехнической и электронной промышленности в виде крупных кристаллов встречается в месторождениях единого генетического типа — только в гранитных пегматитах. С ними же связаны месторождения редких металлов, горного хрусталя и цветных камней. В качестве попутных полезных ископаемых используются полевые шпаты, кварц и мелкий мусковит.

Пегматиты, продуцирующие различные полезные ископаемые, широко распространены на территории Советского Союза. Они известны в архейских щитах платформ — Балтийском и Алданском, — в протерозойских складчатых структурах — по окраинам Сибирской платформы, в зонах каледонид и герцинид. Промышленные мусковитовые месторождения крайне редки и обнаружены только в протерозойских структурах. Всего два района Советского Союза имеют существенное значение как источник получения мусковита — Мамский и Карело-Мурманский. Небольшие месторождения мусковита некоторое время эксплуатировались в Восточных Саянах, Енисейском кряже и на Урале. Значительно меньшая распространенность мусковитовых пегматитов объясняется, вероятно, тем, что на современную поверхность земли реже выходят глубинные комплексы пород, в которых и встречаются мусковитовые пегматиты. Редкометалльные пегматиты имеют более широкое развитие, но крупные месторождения редких металлов чаще наблюдаются в докембрийских структурах.

По мнению А. Е. Ферсмана, все минеральные виды в пегматитах возникали в строгой последовательности — в определенные геофазы длительного процесса пегматитообразования: в ранние геофазы выделялся мусковит, а в более поздние — минералы, содержащие тантал и другие редкие металлы. Однако исследования более поздних лет, проведенные А. И. Гинзбургом и Г. Г. Родионовым, показали, что не все перечисленные выше полезные ископаемые встречаются в одних и тех же пегматитовых полях, как это можно было ожидать исходя из представлений А. Е. Ферсмана. Мусковит характерен для глубинных пегматитов, а редкие металлы — для средних глубин. Следовательно, главные особенности рудоносности пегматитов возникают в зависимости от глубины их образования. Дальнейшие исследования позволили установить, что глубина образования и давление определяют не только минерализацию пегматитов, но и характер вмещающих метаморфических пород, состав материнских гранитов, температуру их становления, т. е. формацию пегматитов.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МУСКОВИТА

По геологическим условиям формирования, типоморфизму породообразующих минералов и особенностям рудной минерализации в настоящее время выделяются пять пегматитовых формаций [34].

Наиболее глубинной (>8 км) является формация редкоземельных пегматитов, располагающихся в породах гранулитовой фации метаморфизма. Наиболее характерные минералы этих пегматитов — микроклин, кварц, ортит, бетафит, фергусонит и др. Промышленностью эти пегматиты не используются.

Формация мусковитовых пегматитов тоже относится к образованиям значительных глубин (6—8 км), хотя и несколько меньших, чем в случае редкоземельных пегматитов. Вмещающими для мусковитовых пегматитов служат породы амфиболитовой фации, кианит-мусковит-кварцевой субфации метаморфизма. Сложены пегматиты плагиоклазом, микроклином, мусковитом, кварцем, биотитом, шерлом, апатитом и др. Первые три минерала из этого перечня используются в промышленности.

К образованию средних глубин (4—6 км) принадлежит формация *редкометалльных пегматитов, в которых широко распространены процессы* альбитизации и грейзенизации. Часть редкометалльных пегматитов, более глубинных, образует пространственные переходы к мусковитовым пегматитам. Она выделяется как мусковит-редкометалльная формация. Мусковит-редкометалльные пегматиты развиты в породах амфиболитовой фации, ставролит-кварцевой субфации метаморфизма. Они представлены в основном микроклином, кварцем, мусковитом и некоторыми минералами, содержащими редкие элементы, используемыми в промышленности. Собственно редкометалльные пегматиты *располагаются в породах амфиболитовой фации, андалузит-кордиерит-мусковитовой* субфации. Их состав наиболее богат минеральными видами. Здесь самыми характерными минералами являются микроклин, кварц, альбит, цветные турмалины, танталит, поллуцит, касситерит, лепидолит и др. Промышленностью используются редкие металлы, микроклин и кварц.

Наконец, в условиях относительно малых глубин (2—4 км) образуется формация хрусталеносных пегматитов. Они входят в комплекс пород зеленосланцевой фации метаморфизма. К наиболее типичным минералам *пегматитов этой формации относятся микроклин*, кварц, горный хрусталь и оптический флюорит. Два последних минерала имеют промышленное значение.

Пегматиты, формирующиеся в одинаковых условиях глубинности, обнаруживают сходство признаков данной формации вне зависимости от их возраста.

Известны случаи пространственного совмещения разновозрастных и разноглубинных мусковитовых и редкометалльных пегматитов, что является следствием полициклического развития тектонической структуры. *Даже отдельные тела мусковитовых пегматитов иногда подвергаются* поздней альбитизации с возникновением редкометалльной минерализации. При этом и вмещающие метаморфические породы испытывают регрессивные метаморфические преобразования. Это несколько затрудняет определение формационной принадлежности подобных пегматитов.

К формации мусковитовых пегматитов принадлежит большинство промышленных *месторождений этого полезного ископаемого. Значительно* меньшее их число связано с мусковит-редкометалльными пегматитами (КНР — *Синьцзянь и др.). Крупнейшие провинции мусковитовых* пегматитов известны в Индии, Бразилии, Восточной Сибири, Карелии и немногих других районах мира. Пегматиты этой формации имеют преимущественно протерозойский возраст, но иногда размещены в архейских структурах, активизированных в протерозое. Обычно они при-

урочены к определенным петрологическим комплексам, включающим терригенные песчано-глинистые осадки древних геосинклиналей, метаморфизованные в условиях кианит-мусковит-кварцевой субфации, а также интрузии биотитовых гранитов и мусковитовые пегматиты.

В крупнейшем и хорошо изученном Мамском слюдоносном районе, по данным М. А. Завалишина и Н. А. Львовой, наиболее существенное значение в разрезе мамской серии имеют ритмически чередующиеся породы: кварциты, которые соответствуют кремнистой литофации; кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы или сланцы (глиноземистая литофация); мраморы, различные амфиболовые и графит-биотитовые плагиогнейсы и сланцы (карбонатная литофация); биотитовые плагиосланцы и плагиогнейсы (алевролит-глиноземистая литофация); биотит-кварцевые сланцы (глинисто-песчаная литофация). Большинство исследователей относит мамскую серию к морским осадочным образованиям геосинклинального типа флишевой или близкой к ней геогенерации. Таким образом, устанавливается связь формаций пегматитов с геологическими формациями.

Аналогичны толщи пород, вмещающих мусковитовые пегматиты, и в районах зарубежных месторождений — в Бихарской, Раджастанской и Неллорской провинциях. Они представлены слюдяными, кианитовыми, роговообманковыми сланцами и гнейсами с прослоями известково-силикатных пород и слюдяных кварцитов.

Толща пород в слюдоносных районах Карелии и Мурманской области несколько отличается от описанной тем, что в ее разрезе большую роль играют эффузивно-осадочные породы, преобразованные в амфиболиты. Породы, вмещающие мусковитовые пегматиты, относящиеся к беломорской серии архея — это переслаивающиеся гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, биотитовые и роговообманково-биотитовые плагиогнейсы. По последним данным М. Е. Салье, слюдоносные пегматиты, залегающие в архейских гнейсах, имеют протерозойский возраст и появились в архейском срединном массиве протерозойской геосинклинали под влиянием активизации древних структур. Связь пегматитов с флишевыми толщами здесь случайна. В зонах тектонической активизации связь с определенными геологическими формациями утрачивается, и состав вмещающих пород может быть разнообразным. Но фация их метаморфизма всегда остается постоянной — той же, что и в предыдущих случаях.

В комплекс пород, включающий мусковитовые пегматиты, входят характерные гранитоиды: плагиоклазовые граниты — анатектиты и микроклин-плагиоклазовые граниты пегматоидного облика, представляющие две последовательные фазы магматической деятельности.

Пегматиты рассматриваемой формации несут яркие черты отличия не только по характеру полезной минерализации: по сравнению с редкометалльными они значительно богаче более основным плагиоклазом и беднее микроклином; пегматиты плагиоклазового состава, типичные для формации мусковитовых пегматитов, среди редкометалльных встречаются редко; слюдяные пегматиты гетерогенны, что тоже является их особенностью; их породообразующие минералы имеют характерные черты типоморфизма.

Суммируя все имеющиеся материалы, можно назвать следующие разновидности слюдяных пегматитов, различающиеся по степени слюдоносности. I. Магматические пегматиты: 1) плагиоклаз-микроклиновые, производные дифференцированной магмы; 2) плагиоклазовые, производные гранитов — анатектитов. II. Метасоматические пегматиты: плагиоклазовые, возникающие при натриевом метасоматозе.

Всем этим гетерогенным пегматитам присущи определенные особенности, позволяющие различать их при полевых исследованиях.

ПЛАГИОКЛАЗ-МИКРОКЛИНОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Пегматиты этой разновидности наиболее широко распространены в Мамском слюдоносном районе и в меньшем количестве — в Карело-Мурманском. В них отчетливо выделяются, в порядке последовательности образования, несколько минеральных парагенетических ассоциаций (табл. 30). После формирования зон, сложенных перечисленными

Таблица 30

Состав гранитов и отдельных парагенетических минеральных ассоциаций пегматитов плагиоклаз-микроклинового состава, %

Минералы	Граниты	Пегматиты		
		аплитовидные	гипидиоморфнозернистые	микроклиновые графические
Плагиоклаз	31	33,3	67,4	—
Микроклин	38,5	36,2	—	77,9
Кварц	26,2	25,2	30,5	22,1
Биотит	2,1	2,6	2,1	—
Мусковит	4,2	2,7	—	—

минеральными ассоциациями (см. табл. 30), последовательно возникают мономинеральные зоны микроклина, мусковита, кварца. Не останавливаясь на подробной их характеристике, приведенной в первом издании этой работы, подчеркнем здесь только те типоморфные особенности породообразующих минералов, которые позволяют устанавливать формационную принадлежность пегматитов в том или ином районе по первым их находкам. Так, приконтактовые гипидиоморфнозернистые пегматиты сложены значительно более основным плагиоклазом (№ 30), чем аналогичные образования редкометалльных пегматитов (№ 15); микроклиновые пегматиты графической структуры содержат меньше кварцевых ихтиоглиптов (23 %), чем редкометалльные (30 %) и хрусталеносные (34 %); в микроклине мономинеральной зоны содержание альбитовой составляющей достигает 22 %, а в микроклине редкометалльных пегматитов — 37 %.

Мусковитовым пегматитам свойственна серия автометасоматических процессов, проявляющихся более отчетливо, чем в редкометалльных пегматитах. К ним относятся: калиевый метасоматоз — образование микроклина по более раннему плагиоклазу приконтактовых зон; гидролиз полевых шпатов с формированием характерной кварц-мусковитовой ассоциации, имеющей промышленное значение; кремниевый метасоматоз — замещение полевых шпатов графической и мономинеральной зон с развитием так называемых «апографических» пегматитов. Альбитизация, столь широко распространенная в редкометалльных пегматитах, здесь не типична.

Внутреннее строение жил плагиоклаз-микроклинового состава разнообразно и зависит от целого ряда причин: характера размещения последовательно выделяющихся парагенетических минеральных ассоциаций, автометасоматических минеральных выделений, морфологии

тел и др. Обычно различают следующие типы строения слюдоносных пегматитовых тел: симметрично-зональные, асимметрично-зональные и участковые. Наиболее отчетливо симметрично-зональное строение проявлено в секущих крутопадающих пегматитовых телах простой пластинчатой формы или в согласных линзовидных и четковидных жилах. В них отмечаются следующие зоны: приконтактовых аплитовидных, плагиоклазовых гипидиоморфнозернистых, графических пегматитов, блоковых полевых шпатов, мусковита и центральная зона кварца.

При неполном развитии зональности центральную зону часто занимают графические пегматиты (Мамский район). В других случаях минеральные ассоциации раннего образования отсутствуют и на контакте сразу же формируются блоковые пегматиты — зоны полевых шпатов и кварца (Карелия). *Наиболее неустойчива зона мусковита*, которая часто отсутствует совершенно или же представлена отдельными крупными его кристаллами.

В пегматитовых жилах, залегающих полого, часто наблюдается асимметричная зональность. У висячего контакта располагаются узкие зонки аплитовидных и гипидиоморфнозернистых пегматитов, а ниже — зоны блоков микроклина с мусковитом, иногда кварца, к лежачему боку они сменяются пегматитами графической структуры и далее мелкозернистыми плагиоклазовыми разновидностями породы. Содержание крупных кристаллов мусковита в пологих жилах часто значительное.

Кроме закономерной смены парагенетических минеральных ассоциаций в сечениях жил, отмечаются отчетливое возрастание крупности породообразующих минералов от контакта к центру жил и изменение их ориентировки относительно плоскости контакта. Так, аплитовидные и гипидиоморфнозернистые пегматиты сложены разноориентированными кристаллами минералов размерами от 1 до 10 мм, в зоне графических и блоковых пегматитов кристаллы полевых шпатов и иногда мусковита *ориентированы перпендикулярно к плоскости контакта*, а размеры их измеряются порой метрами.

Что касается изменения строения и состава пегматитовых тел с глубиной, то оно выражено ярче всего в жилах простой пластинчатой формы. По данным Л. Л. Гродницкого, на месторождении Плотина в Карелии в верхних частях пегматитовых тел преобладает плагиоклазовый среднезернистый, по-видимому, гипидиоморфнозернистый пегматит с биотитом. Ниже он сменяется плагиоклазовым блоковым пегматитом с мусковитом, апатитом, гранатом, еще ниже развит микроклиновый пегматит блоковой структуры, который облекает верхнюю половину кварцевого ядра. Вокруг нижней его половины вновь размещается плагиоклазовый пегматит блоковой структуры — это основная промышленная часть жил с крупными кристаллами мусковита. Ниже наблюдается плагиоклазовый пегматит, интенсивно замещенный кварцем и кварц-мусковитовой ассоциацией. Наличие подобной вертикальной зональности иногда помогает определить уровень эрозионного среза пегматитового тела при его предварительной оценке.

Значительно более широко проявлена следующая общая закономерность вертикального строения пегматитовых жил: обогащение их верхней части микроклином, мусковитом, апатитом, шерлом, а самой нижней — плагиоклазовым мелкозернистым пегматитом с лейстами биотита. Практически каждая пегматитовая жила с апатитом, турмалином, имеющая на доступном наблюдению срезе крупноблоковое строение *с существенными признаками процессов автометасоматического* замещения, всегда привлекает внимание поисковиков.

ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Генетически эти пегматиты связаны с плагиоклазовыми гранитами — анатектитами. Их тела встречаются в массивах материнских гранитов — в прототектонических трещинах, в апофизах массивов или на некотором удалении от последних во вмещающих породах. Практическое значение подобных плагиоклазовых пегматитов в отношении слюдоносности невелико, поэтому далее они не характеризуются. Наиболее интересные, сравнительно мелкие пегматитовые тела плагиоклазового состава (так называемые плагиоклаз-мусковитовые жилы) наблюдаются на большом расстоянии от массивов материнских гранитов — ближе к северо-западной границе Мамского слюдоносного района. В Карелии они распространены более широко.

Плагиоклазовые пегматиты этой разновидности обнаруживают большое сходство с пегматитами плагиоклаз-микроклинового состава в отношении внутреннего строения и порядка выделения парагенетических минеральных ассоциаций: у контактов размещены аплитовые и гипидиоморфнозернистые пегматиты, а ближе к центру тел — графические. Центральные зоны сформированы блоками плагиоклаза, мусковита и кварца. Нередко эти три минерала образуют отдельные мономинеральные зоны, расположенные в порядке их перечисления.

Зоны графических пегматитов неустойчивы, часто отсутствуют, а зоны мусковита во многих случаях представлены отдельными, редко расположенными кристаллами. Как видно из этого перечисления, в основном развиты те же минеральные ассоциации, что и в уже описанных пегматитах. Отличие заключено лишь в том, что здесь микроклин заменен плагиоклазом.

Касаясь типоморфных особенностей породообразующих минералов, отметим прежде всего, что слагающий их плагиоклаз относится к более основной разновидности (№ 30), чем в редкометалльных пегматитах, а в разновидностях графической структуры кварца содержится от 28 до 33 % — меньше, чем в пегматитах других формаций.

Те же в них и автометасоматические процессы — натриевый метасоматоз (вместо калиевого в первом случае), сопровождающийся образованием порфиробласт плагиоклаза в экзо- и эндоконтакте, гидролиз полевых шпатов, приводящий к формированию промышленных кристаллов мусковита. Последний, вместе с тем, возникает и по биотиту. Замыкает процесс кремниевый метасоматоз по блокам плагиоклаза с образованием различных пятнистых, петельчатых и других апографических структур. Все это — характерные черты для формации мусковитовых пегматитов.

Для крутопадающих плагиоклазовых пегматитовых тел типично симметрично-зональное строение с кварцевым ядром в их осевой линии. При наличии пологого висячего контакта зоны крупнозернистого пегматита с мусковитом тяготеют к нему.

Этому типу пегматитов свойственно широкое развитие пегматоидного мусковита. Именно с ним в Мамском и Карельском районах связаны наиболее высокие (до 175 кг/м^3, иногда более) содержания крупных его кристаллов высокого качества (жила 66 рудника Согдиондон в Мамском районе и некоторые жилы в Карелии). По данным Б. М. Шмакина, в Бихарском и Раджастанском слюдоносных районах Индии плагиоклазовые пегматиты являются главными объектами добычи высококачественного мусковита.

По данным Л. Л. Гродницкого, в вертикальных плагиоклазовых жилах крупные кристаллы мусковита располагаются близ кварцевого яд-

ра, особенно у нижней его части. У гребня жил и в их килевых частях находятся мелкозернистые пегматиты без мусковита. Часто высокие концентрации мусковита наблюдаются только на изолированных участках тел, определяемых локальными деталями их формы и строения: у куполов и пологих участков контакта, у ксенолитов и др.

Поиски и разведка даже мелких, но богатых мусковитом плагиоклазовых (плагиоклаз-мусковитовых) тел в Мамском районе ведутся в широком масштабе (рудники Согдиондон, Слюдянка и др.).

ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Ведущим процессом в образовании пегматитов этого типа является натриевый метасоматоз, а промышленное их значение связано с процессом гидролиза полевых шпатов — с формированием кварц-мусковитовой ассоциации и мусковита по биотиту.

Плагиоклазовые пегматиты, возникающие при натриевом метасоматозе, как уже отмечалось, характерны для мусковитовой формации. Процессы образования плагиоклазовых пегматитов подробно рассматривались многими геологами. Однако исследование далеко не закончено, так как до сих пор дискуссионна сама их природа. Действительно, большинство исследователей, например В. Д. Никитин, Ю. М. Соколов и др., процесс формирования крупнозернистых пегматитов по гнейсам, гранитам и аплитам рассматривают как простую перекристаллизацию, хотя, по мнению автора, перекристаллизация в этом процессе не имеет существенного значения.

В условиях амфиболитовой фации метаморфизма широко проявляются мигматизация и гранитизация пород, а также пегматитообразование. При возникновении этих пород установлен привнос натрия, и весь процесс рассматривается как натриевый метасоматоз. По мнению К. Менерта [25] и Д. С. Коржинского, развитию плагиогранитов и пегматитов — анатектитов также способствует привнос натрия, вызывая появление легкоплавкой магмы.

О роли натрия в образовании метасоматических плагиоклазовых пегматитов свидетельствуют не только обогащение их этим элементом, но и все характерные детали строения пегматитовых тел. Эти особенности строения при детальном изучении обнаруживают все признаки метасоматической зональности. Частные проявления процессов формирования метасоматических пегматитов в слюдоносных районах многообразны: наиболее ясно они выражены возникновением порфиробласт плагиоклаза по гнейсам, сливающиеся цепочки которых, расположенные вдоль трещин, слагают прожилки плагиоклазовых пегматитов. Обычны также унаследованно-полосчатые текстуры в эндоконтакте пегматитовых тел. Последние состоят из плагиоклаза, кварца и биотита, чешуйки которого ориентированы параллельно сланцеватости гнейсов.

Еще на одну минеральную ассоциацию плагиоклазовых пегматитов обратили внимание многие исследователи: имеются в виду значительные участки или зоны пегматитовых тел, сложенные блоками плагиоклаза и многочисленными крупными лейстами или гигантскими пластинчатыми кристаллами биотита. Первая характеристика таких скоплений биотита была дана П. Н. Сучковым в 1957 г. под названием трещинных слюд (позднее по биотиту развивался мусковит).

В процессе исследований удалось наблюдать в ряде плагиоклазовых тел весьма интересную зональность, которая показывает, что порфиробластовые существенно плагиоклазовые пегматиты, плагиоклаз-

биотитовые породы (с «трещинными» слюдами) и гранобластовые трехминеральные образования с унаследованной от гнейсов полосчатостью представляют собой закономерные парагенезисы отдельных зон единой метасоматической колонки. Она возникает под воздействием натриевых растворов щелочного этапа магматической стадии процесса на плагиограниты или гнейсы. Условия трещиноватости и инфильтрации растворов в замещаемых породах иногда приводят к преобладающему разрастанию любой из этих зон, но нередки случаи и полного развития всей колонки в целом.

Следовательно, процесс формирования крупнозернистых плагиоклазовых пегматитов, внеше похожий на собиральную перекристаллизацию, по своей природе более сложен и связан с изменениями исходных пород под воздействием натрийсодержащих растворов.

Однако значительно чаще метасоматическая зональность завуалирована многократным повторением зон метасоматической колонки при замещении вдоль сближенных параллельных трещин, замаскирована разными деталями структур — в зависимости от того по гнейсам, гранитам или пегматитам развивались процессы замещения. Так, в метасоматических зонах появляются реликтовые участки гранитов, не полностью замещенных гнейсов или мелкозернистых ранних графических пегматитов с обильными мелкими лейстами биотита.

Обычных для магматических пегматитов кварцевых ядер, окруженных скоплениями мусковита и мономинеральными зонами полевых шпатов, метасоматические пегматиты не содержат. Мусковит в них имеет метасоматическую природу: он развивается по биотиту и вместе с ним слагает зоны «трещинных» слюд. Одновременно подвергается замещению плагиоклаз с образованием кварц-мусковитовой ассоциации.

Мусковит и другие минералы плагиоклазовых пегматитов часто деформируются под влиянием тектонических движений, с которыми связано формирование плагиоклаз-микроклиновых пегматитов (жилы последних нередко пересекают тела плагиоклазовых пегматитов), кристаллы мусковита при этом несколько сминаются, что нарушает их идеальную спайность и снижает промышленную значимость. Но деформация кристаллов мусковита проявлена не всегда, что следует учитывать при оценке слюдоносности найденных жил.

Характерно, что тела метасоматических пегматитов, имеющих промышленное значение, всегда залегают в гнейсах с крутым, до вертикального, падением пластов. Эти тела вытянуты по простиранию на сотни метров и на многие десятки метров по падению. Форма их иногда пластинчатая (жилы 9 и 10 рудника Колотовки, голец Могучий), иногда более сложная (жила 382 рудника Мочикит и др.).

В Мамском слюдоносном районе метасоматические зональные пегматиты наиболее широко распространены в верховьях рек Мочикита, Довгокита, Олонгро и др. С ними связаны крупные месторождения мусковита, развивающегося по биотиту («трещинные» слюды).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ И ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

ПЕГМАТИТОВЫЕ РАЙОНЫ

Группировка пегматитовых тел в пределах более или менее ясно выраженных районов наблюдается в большинстве пегматитовых провинций. Пегматитовые районы — это вытянутые участки земной коры, в которых локализация пегматитов подчинена определенной тектониче-

ской структуре, созданной проявлением одной фазы тектогенеза. Пегматиты каждого района генетически связаны с гранитоидами одного возраста.

Типы тектонических структур, от которых зависит пространственное положение и внутреннее строение пегматитовых районов, существенно различны; следовательно, не может быть и единых общих закономерностей размещения пегматитов. Вместе с тем, при сопоставлении материалов по многим провинциям установлены общие черты для многочисленных пегматитоносных районов, отличающие их от других, что создает возможность некоторой их систематики и выделения главнейших типов. В зависимости от времени формирования — по отношению к складчатости — и пространственного положения выделяются следующие типы пегматитовых районов:

1) образующиеся в период регионального сжатия: а) синорогенных пегматитов в терригенных толщах геосинклиналей, б) пегматитов в срединных массивах и зонах отраженной активизации;

2) образующиеся в период регионального растяжения, связанные с трещинными интрузиями гранитоидов, — посторогенных пегматитов.

В основе такой систематики лежат следующие положения.

1. Анализ существующих геологических материалов позволяет прийти к выводу, что главные факторы, определяющие особенности размещения пегматитов различных формаций, — положение пегматитовых районов в пространстве по отношению к геосинклиналям и время их появления в ходе эволюции складчатых областей. Эти два основных фактора обусловливают все остальные, в частности, особенности формы массивов материнских гранитоидов, структур пегматитовых полей, состава вмещающих пород и др.

2. Отчетливо выделяются обособленные районы развития синорогенных гранитов и сопровождающих их пегматитов, располагающихся в пределах складчатых областей в определенных структурно-фациальных зонах геосинклиналей, сложенных преимущественно терригенными породами. В размещении гранитов и связанных с ними пегматитов здесь большое значение имеют складчатые структуры.

3. Иные закономерности характерны для пегматитовых районов, появляющихся в областях, сопредельных с геосинклиналями, — в активизированных структурах более раннего формирования — в рамках геосинклиналей или в срединных массивах. В этих условиях пегматитовые районы приурочены к узким зонам рассланцевания или приразломным складкам, наложенным на древние комплексы. Вмещающие породы для этого типа пегматитовых районов могут быть весьма разнообразны.

4. Пегматитовые районы первого и второго типов имеют некоторые общие особенности: они формируются в период замыкания геосинклиналей, т. е. в период господства условий регионального сжатия. Это отличает их от пегматитовых районов третьего типа, образующихся после замыкания геосинклиналей, в период развития разрывов, возникающих в обстановке преобладающего регионального растяжения. Пояса этого типа расположены вдоль краевых разломов, по разломам, разделяющим структурно-фациальные зоны геосинклиналей и т. д. Пегматиты в этих случаях появляются как в массивах материнских гранитов трещинного типа, так и в самых разнообразных осадочно-метаморфических породах. С районами третьего типа связаны только хрусталеносные пегматиты, поэтому в дальнейшем они не рассматриваются.

Выделение этих типов пегматитовых районов имеет существенное значение не только для понимания условий пегматитообразования, но и

для практики поисковых работ; для каждого из типов должны использоваться свои поисковые и оценочные критерии.

Вопрос о том, какими тектоническими структурами контролируется размещение пегматитовых районов, до сих пор дискуссионен. Часть геологов считает, что становление пегматитов любых формаций происходит *после полного завершения складкообразования*, а их размещение контролируется зонами разломов.

Между тем вся сумма разносторонних геологических связей пегматитов разных формаций с определенными геологическими образованиями, сменяющими друг друга во времени в строгой последовательности: терригенные породы флишевой формации, комплексы регионально-метаморфизованных пород, конформные массивы гранитоидов, размещающихся в антиклинальных структурах, пегматитовые тела с согласными контактами, приуроченные к складкам, — все это свидетельствует о неразрывной цепи событий, находящихся во временно́й связи и взаимной зависимости.

Предполагая, что *пегматиты пространственно контролируются* тектоническими разломами, возникающими после завершения складкообразования в какое-то последующее время, мы разрываем эту сумму *взаимозависимостей, в результате чего становятся случайными связь* пегматитов с геологическими формациями, тесная пространственная связь пегматитов, содержащих разную минерализацию, с метаморфическими *полями зонального строения* и многое другое. Перечисленное закономерное сочетание геологических событий делает несомненным вывод о том, что пегматиты, как и соответствующие им петрографические комплексы пород, являются закономерными продуктами геосинклинальных зон, возникающими начиная со времени их заполнения осадочного породами, во время замыкания подвижных зон, регионального метаморфизма, складкообразования и заканчивая появлением продуктов кислой магмы.

Это относится прежде всего к районам синорогенных пегматитов в терригенных толщах геосинклиналей, где наиболее отчетливо прослеживаются все геологические связи.

В *первом издании этой книги была приведена более подробная* характеристика слюдоносных районов. Здесь же приведем только перечень главнейших районов различных типов с указанием их значения. Учитывая, что в последние годы задачи поисков и прироста запасов в основном решаются в пределах уже известных слюдоносных районов, такое сокращение, по-видимому, целесообразно — оно позволит полнее остановиться на геологических предпосылках поисков в пределах пегматитовых полей, изучение структур которых является главной задачей настоящего времени.

На территории Советского Союза следует упомянуть Мамский слюдоносный район, расположенный в пределах протерозойской миогеосинклинали, в пределах которой в период седиментации накапливались терригенные отложения флишевого типа. В период замыкания геосинклинали толща осадочных пород были смята в линейные складки северо-восточного направления, иногда простые, иногда изоклинальные. В этот же период осадочные породы претерпели региональный метаморфизм кианитового типа. В районе широко проявлен магматизм. *В первую — синорогенную — фазу формировались плагиоклазовые граниты* — анатектиты и связанные с ними слюдоносные плагиопегматиты. Размещение последних контролируется складчатыми структурами *северо-восточного направления.*

Вторая — позднеорогенная — фаза тектоно-магматической деятельности привела к возникновению плавных поперечных изгибов толщи, иногда более крутых — флексуроподобных, которые контролируют положение плагио-микроклиновых более поздних гранитов и пегматитов.

В пределах района известны многочисленные поля слюдоносных пегматитов, как плагиоклазового, так главным образом и плагиоклаз-микроклинового состава, что придает ему главенствующее практическое значение.

Типичным представителем районов мусковитовых пегматитов, размещающихся в срединном массиве, является Карело-Мурманский. Его строение, по данным Н. Г. Судовикова, К. О. Кратца, К. А. Шуркина и др., М. М. Стенаря и О. М. Володичева, М. Е. Салье, В. А. Глебовицкого, представляется в следующем виде. Архейский Беломорский блок пород, в пределах которого встречаются мусковитовые пегматиты, расположен среди протерозойской геосинклинали. На северо-востоке он граничит с Кольской зоной карелид, а на юго-западе — с Карельской. Осадочные породы блока имеют возраст 3300 млн. лет. В период замыкания древней геосинклинали они были смяты в линейные складки северо-западного направления, а во время среднепротерозойской складчатости (1950—1900 млн. лет) — в локальные поперечные субмеридиональные и субширотные структуры, которые возникли как приразломные в связи с блоковой тектоникой в срединном массиве. Поперечные структуры, сопровождаемые зонами рассланцевания и перекристаллизации пород, контролируют размещение слюдоносных пегматитов.

В пределах рассматриваемого громадного района выявлены редкие и небольшие по площади пегматитовые поля с высокой концентрацией слюдоносных тел. Качество мусковита наиболее высокое в СССР, что определяет большую промышленную значимость района.

В Енисейском Кряже слюдоносный район приурочен к выходам архейских кристаллических сланцев Ангаро-Канской глыбы и к раннепротерозойским биотитовым, двуслюдяным и гранатово-ставролитовым сланцам. Архейские кристаллические сланцы, относящиеся к гранулитовой фации метаморфизма, вблизи гранитов Посольненского протерозойского комплекса рассланцованы и повторно метаморфизованы в условиях кианит-мусковит-кварцевой субфации. Слюдоносные пегматиты тяготеют к зонам рассланцевания.

Многочисленные поля слюдоносных пегматитов в зонах отраженной активизации наблюдаются по краю Алданского щита Сибирской платформы. Пегматитовые поля здесь размещены в зонах рассланцевания и регрессивного метаморфизма близ протерозойской геосинклинали. Промышленных месторождений мусковита здесь пока не встречено.

Пегматиты в слюдоносных районах распространены не повсеместно. Они образуют местные скопления — рудные узлы и рудные поля. В Карелии и Мурманской области преобладают пегматитовые поля, очень ограниченные по площади с высокой концентрацией пегматитовых тел; появление этих полей в каждом случае вызвано единой местной тектонической структурой (Малиновая Варака, Плотина, Ена, Тэдино и др.). В Мамском районе слюдоносные площади больше по размерам — это рудные узлы, состоящие из сравнительно сближенных пегматитовых полей и контролирующиеся более крупными тектоническими структурами. К ним относятся выделенные В. Н. Чесноковым крупные флексурные изгибы толщи пород или более плавные, но также крупные поперечные изгибы толщи. В пределах подобных структур пегматитовые поля связаны со структурами более частного порядка.

ПОЛЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Распределение пегматитовых жил в рудном районе обычно неравномерное. Только на сравнительно небольшой его площади обнаруживаются скопления пегматитовых тел, территории развития которых разделены широкими площадями, не содержащими пегматитов.

Площади концентрации пегматитовых тел известны в литературе под названием пегматитовых полей. В данной работе под термином «пегматитовое поле», по аналогии с термином «рудное поле» [6], понимается участок земной коры с серией пространственно сближенных пегматитовых тел, расположение и форма которых обусловлены единой общей локальной тектонической структурой или отдельным морфологическим элементом массива материнских гранитов.

Особенности группировки пегматитовых тел в пределах пегматитовых полей в связи с элементами тектонического строения рассмотрены в ряде работ. Так, структурами пегматитовых полей и морфологией занимались А. И. Гинзбург, К. А. Власов, В. И. Кузнецов, Н. И. Ермаков, А. И. Захарченко, В. Д. Никитин, Ю. Е. Рыцк, Н. В. Горлов, Г. Г. Родионов, В. Н. Чесноков, Ю. М. Соколов и др. Многие выводы всех этих исследователей остаются дискуссионными, но вместе с тем тема о структурах пегматитовых полей рассмотрена сравнительно подробно. Существует две точки зрения по вопросу о происхождении полостей, вмещающих пегматиты. Согласно одной из них, образование полостей связано с послескладчатыми разрывными нарушениями — зонами разломов — и оперяющими их трещинами, по другой — зоны разломов не имеют универсального значения и главнейшая группа пегматитовых полей связана со складчатыми структурами и разрывами, сопровождающими последние.

Анализ материалов, накопленных геологической службой различных учреждений, и непосредственные наблюдения привели автора к выводу о тесной связи преобладающей части пегматитовых тел с элементами складчатых структур, возникающих на разных этапах складкообразования, в том числе и с приразломными складками в срединных массивах. Несколько меньшая часть тел тяготеет к зонам рассланцевания, возникающим в раме геосинклинали в период регионального сжатия. Еще меньшая часть пегматитов, главным образом хрусталеносных, связана с послескладчатыми разрывами.

По механизму формирования вмещающих полостей совершенно особую группу представляют пегматиты, размещающиеся в массивах материнских гранитов, по крайней мере, те из них, которые контролируются прототектоническими структурами и контактами гранитных массивов.

Определение характера тектонической структуры в данном пегматитовом поле дает основание для выводов о направлении движения блоков и о механизме образования полостей, вмещающих пегматиты, а также о типовых особенностях поля и отдельных тел и др. Все это, взятое вместе, может, как будет показано далее, служить надежной основой для прогнозирования глубины рудоносности поля и подсчета прогнозных ресурсов.

Среди пегматитовых полей целесообразно выделять следующие группы: 1) поля синорогенных пегматитов: а) в складчатых структурах и сопровождающих их дизъюнктивных нарушениях, б) связанные с элементами прототектонических структур массивов материнских гранитов; 2) поля в зонах рассланцевания (в зонах отраженной активизации).

В книге не рассматриваются поля посторогенных пегматитов, не характерные для слюдяных месторождений, а также поля в массивах материнских гранитов, не имеющих существенного промышленного значения.

Поля пегматитов в складчатых структурах

Пегматитовые поля этого типа формируются в отдельных элементах складчатых структур. Открытие трещин, в которых размещаются пегматитовые тела, происходит в результате появления единого поля напряжений сжатия или растяжения, связанного с развитием данной складчатой структуры. В результате напряжений в отдельных элементах складок обычно возникает не одно тело, а серия тел, одинаково ориентированных и имеющих общие морфологические особенности. Пегматитовые тела часто расположены в складках, оси которых параллельны главенствующему простиранию пород. В Мамском районе это обычно плагиоклазовые пегматиты, связанные с гранитоидами ранней фазы магматической деятельности. Более поздние плагиоклаз-микроклиновые тела здесь чаще размещены в поперечных складках, образующихся на поздних этапах развития складчатых структур при изгибах их осей в плане и в вертикальной плоскости (с ундуляцией), или в приразломных складках волочения.

Каждое пегматитовое поле характеризуется определенными закономерностями размещения пегматитовых тел по отношению к складчатым структурам, однако те элементы складок, которые определяют положение поля в пространстве, разнообразны, что обусловливает различие как структур пегматитовых полей, так и поисково-оценочных критериев.

В настоящее время могут быть выделены следующие типы структур пегматитовых полей: 1) продольно-секущих жильных тел; 2) поперечно-секущих жильных тел; 3) цепочек поперечно-секущих жильных тел; 4) согласных и диагонально-секущих жильных тел; 5) согласных седловидных жильных тел; 6) комбинированных, состоящих из элементарных полей первых двух типов.

Многообразие структур пегматитовых полей — следствие различного способа приоткрывания трещин в горных породах. Главную роль при формировании жильных полостей играют следующие типы деформаций: 1) разрыв пластов пород при деформации изгиба со скольжением; 2) расслоение пластов при деформации изгиба без скольжения. Первые три выделенных типа структур пегматитовых полей в складках образуются при изгибе со скольжением. Два следующие типа — при изгибе без скольжения.

Поля продольно-секущих жильных тел. Поля этого типа приурочены к антиклинальным складкам второго и третьего порядков с субгоризонтальным шарниром. Они обычно находятся в зоне замка структуры и вытянуты параллельно последнему на большие расстояния — иногда до 3 км — при ширине редко более нескольких сотен метров. Внутреннее строение полей определяется параллельным расположением протяженных жил, иногда довольно мощных (10—15 м). Общее число последних достигает нескольких десятков, что при малой ширине поля создает высокую концентрацию пегматита на его площади.

Пегматитовые тела локализуются в трещинах разрыва, образующихся в зоне антиклинального изгиба слоев вмещающих пород. Строение полей такого типа может быть показано на примере одного из пегматитовых месторождений Восточной Сибири. Здесь поле слагает се-

рия плитообразных параллельных пегматитовых тел в осевой зоне антиклинальной складки. Вся серия тел выклинивается примерно на одинаковой глубине, совпадающей с границей одного из слоев, оказавшегося растянутым и разорванным при изгибе. Ниже располагается сжатый пласт (или пачка пластов), в пределы которого пегматитовые тела не входят (рис. 60, а). В пачке растянутых при изгибе пластов напряжение растяжения нарастает от нижнего к верхнему и вызывает возрастание суммарной мощности жил в том же направлении. Разрыв пластов сопровождается скольжением верхнего по нижнему, что придает характерные особенности морфологии отдельных жил и структуре всего поля в целом.

Особенно наглядна деформация пластов со скольжением при изучении деталей морфологии продольно-секущих жильных тел; к подобным деталям относятся ступенчатые контакты, горизонтальная составляющая которых совпадает со слоистостью пород, постепенное падение мощности тел с глубиной, тупое выклинивание жил на границе двух пластов. Наиболее совершенно построенные жилы этого типа широко представлены в Мамском слюдоносном районе.

Типовые особенности рассматриваемых полей сводятся к следующему: поля продольно-секущих пегматитовых тел вытянуты обычно на большую длину, но сравнительно невелики по ширине; глубина их также ограничена, определяется масштабом контролирующей структуры — мощностью растянутого слоя или пачки слоев и обычно не превышает 300 м; все жилы поля и поле в целом часто имеют пологое склонение, параллельное шарниру контролирующей складчатой структуры.

При оценке прогнозных ресурсов категории P_1 следует учитывать сравнительно небольшую глубину распространения пегматитовых тел и падение их суммарной мощности на нижних горизонтах.

Поля поперечно-секущих жильных тел. Отличием этого типа пегматитовых полей от предыдущих является главным образом их приуроченность не к продольным складкам, а поперечным антиклиналям, образующимся на крыльях продольных структур в участках изгибов их осей. Поперечные складки имеют шарниры, круто погружающиеся под углами, примерно равными углам падения пород в крыльях продольных структур. Эта особенность морфологии поперечных складок определяет основные элементы строения полей поперечно-секущих пегматитовых тел. Они менее протяженны в направлении простирания отдельных тел и всего поля, но в направлении склонения, параллельного шарниру складки, обычно прослеживаются на несколько сотен метров. Склонение — характерная особенность не только для пегматитового поля в целом, но и для каждой из жил. Последние тоже значительно более протяженны по склонению, чем по простиранию.

В полях этого типа степень концентрации пегматитов также значительна, но размеры отдельных пегматитовых тел не очень велики.

Строение пегматитовых полей поперечно-секущих жил показано на примере месторождения Риколатва в Мурманской области (см. рис. 60, б). На площади месторождения распространены гранат-биотитовые, гранат-дистен-биотитовые гнейсы, чередующиеся с биотитовыми гнейсами, принадлежащие к риколатвинской свите. По данным В. П. Атамановой, породы смяты в крутую, опрокинутую на север антиклинальную или, по представлениям В. П. Проскурниной, синклинальную складку. Эта антиклиналь представляет собой складку волочения — она непосредственно примыкает к глубинному разлому и имеет все признаки структуры этого типа. По-видимому, определяющее значение в строении поля принадлежит еще одной особенности данной

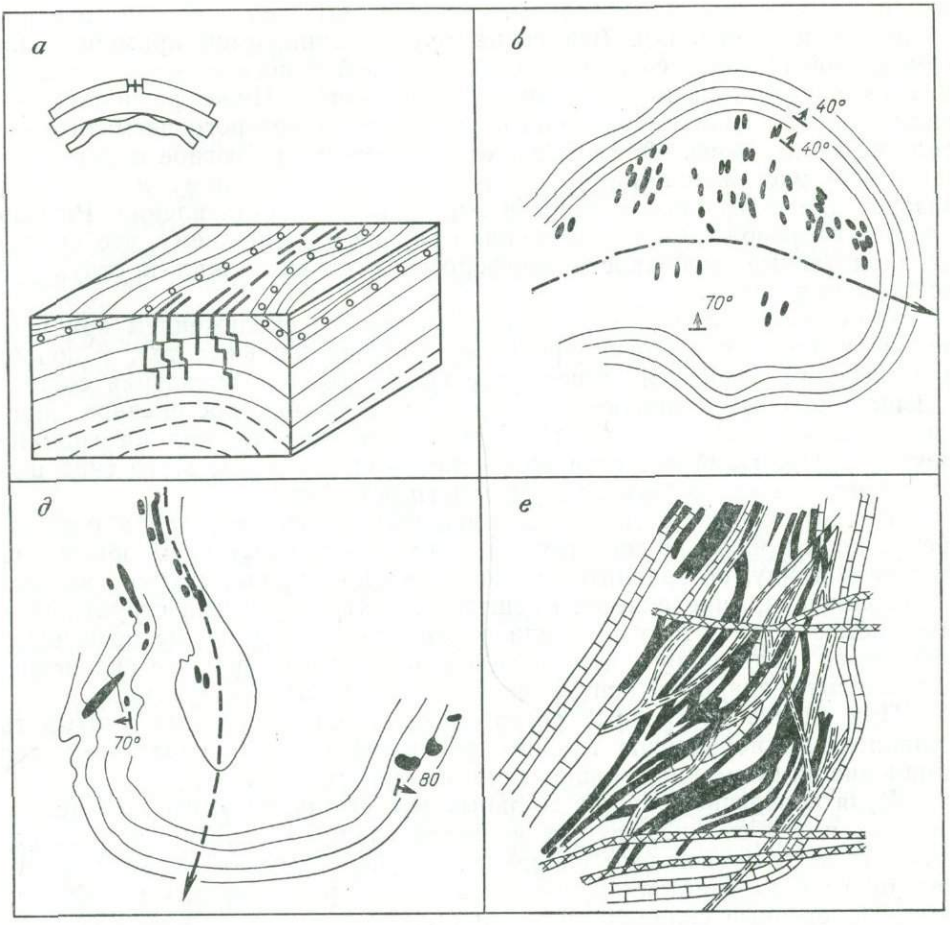


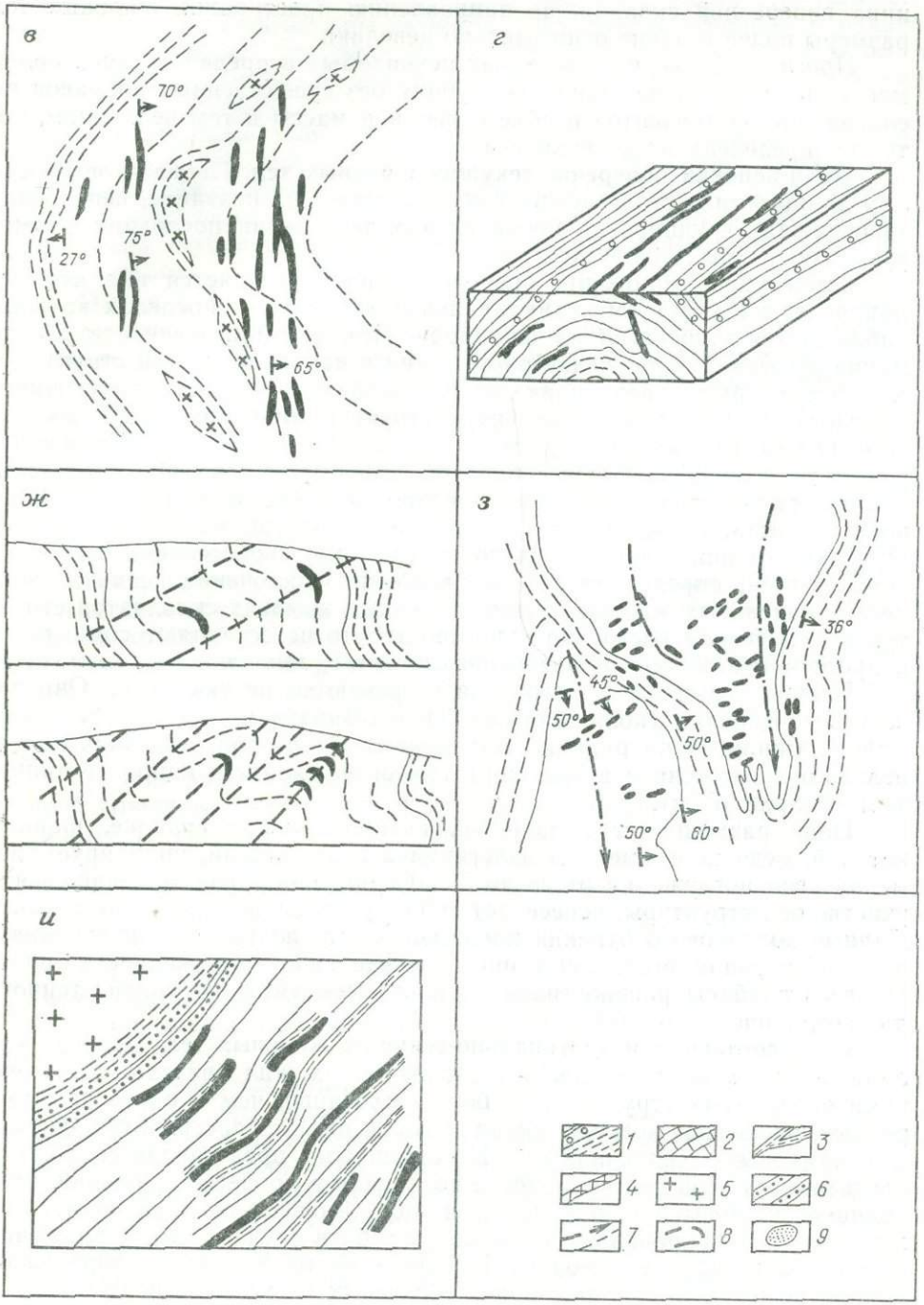
Рис. 60. Схемы строения пегматитовых полей:

а — поле продольно-секущих жил (одно из месторождений Забайкалья); *б* — поле поперечно-секущих жил (месторождение Риколатва, *по В. П. Атамановой*); *в* — цепочки поперечно-секущих жил (месторождение Перти-Варака); *г* — поле согласных и диагонально-секущих жил в продольных складках с горизонтальными шарнирами; *д* — поле согласных и диагонально-секущих жил в поперечных складках (месторождение Тепса, *по данным Е. П. Чуйкиной*); *е* — седловидные тела в антиклинальной складке одного из пегматитовых полей Восточной Сибири (*составлена с использованием материалов И. Н. Тимофеева*); *ж* — поле седловидных пегматитовых тел (поперечные разрезы толщи гнейсов месторождения Ена, *по Н. В. Горлову*); *з* — поле согласных и поперечно-секущих жильных тел (месторождения Тэдино, *по В. В. Зарубину*); *и* — поле в зонах рассланцевания (*по М. М. Мануйловой*).

1 — слои вмещающих гнейсов; *2* — мраморы; *3* — зоны рассланцевания; *4* — зоны дробления; *5* — граниты; *6* — амфиболиты; *7* — оси складчатых структур; *8* — пегматитовые жилы; *9* — поля сингенетичных пегматитов в гранитном массиве

структуры — изгибу ее оси в плане, в результате чего северное крыло ее изогнуто в пологую поперечную антиклиналь с шарниром, погружающимся под углом 50—60°. Эта деталь структуры, возникшая на завершающей стадии формирования, по времени совпадавшей с внедрением пегматитового расплава, и определяла появление полостей, вмещающих пегматиты. Поле образовано поперечно-секущими жилами, расположенными в северной части структуры в своде поперечной складки. Западная и восточная части поля сложены в основном безрудными жилами, занимающими диагонально-секущее положение по отношению к слоистости гнейсов.

На слюдяных месторождениях и особенно в Мамском районе довольно часто встречаются поля коротких (30—40 м), но сравнительно



мощных (10—15 м) поперечно-секущих пегматитовых тел-труб, прослеженных по склонению на сотни метров, с большими запасами высококачественного мусковита в каждом теле. Типовыми особенностями полей поперечно-секущих пегматитовых тел являются следующие: связь с поперечными складками, шарниры которых круто наклонены к горизонту, наибольшая протяженность полей по склонению, т. е. вдоль шар-

нира поперечной складки, по направлению простирания жильных тел размеры полей в плане относительно невелики.

Прогнозные ресурсы полезных ископаемых в пределах таких полей могут оцениваться на большую глубину без существенных поправок на содержание компонентов и объем жильной массы к тем величинам, которые определены на поверхности.

Поля-цепочки поперечно-секущих жильных тел. Пегматитовым полям данного типа свойственно, как показывает их название, цепочечная (эшелонная) группировка пегматитовых тел. Серии последних формируют узкие зоны длиной до 2 км.

Структурное положение «цепочек» жил определяется тем, что они приурочены к участкам антиклинальных структур, в пределах которых наблюдается ундуляция их шарниров. При такой особенности деформация вызывает напряжение растяжения в направлении оси структуры, а затем разрывы, перпендикулярные этой оси. Серия образующихся жильных тел пересекает складчатую структуру от одного крыла до другого. О том, что вся цепочка жил залегает не в зоне послескладчатых разрывов, а связана со своеобразной деформацией изгиба, свидетельствует сравнительно неглубокое распространение полостей — на мощность пласта, пачки пластов, оказавшихся растянутыми при изгибе. Проскальзывание пластов одного по другому, свойственное изгибу со скольжением, определяет разнонаправленное склонение пегматитового поля и отдельных жил на противоположных крыльях складчатой структуры. Эти детали настолько характерны, что не оставляют сомнений в вопросе о механизме образования полостей, вмещающих пегматиты.

Пегматитовые поля этого типа встречаются не так часто. Они известны в Карелии (поля Плотина, Перти-Варака и др.) и в Мамском районе (жила 64 на руднике Витимском). Поле Перти-Варака в Карелии, расположенное в срединном массиве, является наиболее типичным (см. рис. 60, в).

Поле размещается в широкой антиклинальной складке, шарнир которой, судя по элементам залегания в периклинали, ундулирует, изменяя угол погружения от 25 до 30°. Серия жил, сформировавшаяся в участке оси структуры, пересекает складку от одного крыла до другого. Данные колонкового бурения показывают, что жилы поля прослеживаются на глубину всего 150 м при значительной протяженности поля. Прогноз глубины распространения жил пегматитовых полей данного типа ограничен 100—200 м.

Поле согласных и диагонально-секущих жильных тел. Поля преобладающего развития согласных пегматитовых жил связаны с элементами складчатых структур еще более отчетливо, чем в ранее рассмотренных случаев. В крыльях складок жилы имеют пластинчатую форму, а в замковых — седловидную. Несомненным представляется то, что согласные со слоистостью полости возникали в процессе движений, приводящих к образованию складок изгиба. Расслоение происходит, как известно, в блокированных складках изгиба в случае, если скольжение слоев при изгибе невозможно. Различие местных условий определяет появление различных типов полей согласных пегматитовых тел.

Поля в продольных складках с горизонтальными шарнирами. Эти поля отличаются следующими особенностями: они слагаются сериями сильно вытянутых в плане по простиранию пород, но небольших по ширине прямолинейных пластообразных тел с параллельными контактами, располагающихся на крыльях складок. Протяженность по падению вмещающих пород обычно тоже невелика, она ограничена размахом крыла складки — от антиклинального изгиба до

синклинального (см. рис. 60, г). Согласные тела всегда сопровождаются некоторым количеством секущих жил, локализованных в надвиговых диагональных трещинах скола. Иногда от согласных жил по таким трещинам отходят кососекущие апофизы, в результате чего жилы ветвятся по падению.

Пегматитовые поля этого типа наиболее характерны для Мамского района, известны они на Кондаковском месторождении слюды в Енисейском Кряже. Месторождения слюды, развитые в полях согласных тел в продольных складках, наименее перспективны в связи с незначительной глубиной распространения как отдельных жил, так и всего поля в целом.

Поля в поперечных складках. Этот тип пегматитовых полей встречается значительно чаще, чем предыдущий. Ему присущи следующие особенности: преобладающим морфологическим типом являются тела с извилистыми контурами в плане, изменяющейся мощностью, иногда имеющие вид мощных, но коротких линз. Они размещаются в сгофрированных крыльях поперечных синклинальных складок, оси которых круто наклонены к горизонту. Жилы данного типа значительно вытянуты по падению и в этом отношении сходны с седловидными телами.

В пегматитовых полях, располагающихся в крупных поперечных складках, часто распространены вытянутые в плане тела с волнисто изогнутыми контактами, повторяющими изгибы слоев вмещающих пород на крыльях складок. Обычно они сопровождаются диагонально-секущими жилами, приуроченными к трещинам сдвига. Особенности размещения и детали форм жил позволяют заключить, что в этих складках расслоение толщи обусловлено сжимающими усилиями, направленными по простиранию пород.

Характерный пример полей в поперечных складках — Тепсинское поле слюдяных пегматитов в Восточных Саянах (см. рис. 60, д). По данным Е. П. Чуйкиной, это поле находится в пределах крупной антиклинальной складки, сложенной пластами биотитовых гнейсов, двуслюдяных и мусковитовых сланцев, известняков и амфиболитов. Шарнир складки погружается примерно под углом 50° и образует заметный изгиб в горизонтальной плоскости, что свидетельствует о сжатии, направленном по простиранию пород. В результате такого сжатия образовались также многочисленные мелкие осложняющие поперечные складки на крыле антиклинали и возникли полости отслоения, заполненные пегматитами.

В подвернутых крыльях некоторых мелких складок развиты диагональные трещины скола, по которым наблюдаются следы сдвиговых движений. Одно из нарушений этого рода контролирует крупную жилу 14 Тепсинского поля. Согласные жилы, отмечающиеся в западном крыле этой структуры, характеризуются извилистыми очертаниями в плане, что предопределено наличием многочисленных складок. Горными выработками жилы прослежены на значительную глубину.

Типовые особенности полей согласных пегматитовых тел, залегающих в поперечных изгибах слоев вмещающих пород, таковы: значительная протяженность полей по простиранию, извилистые контуры отдельных тел в плане, иногда короткие линзовидные их формы, сочетание согласных и диагонально-секущих тел в пределах поля, большая протяженность всей суммы жил, а также и отдельных тел по падению вмещающих пород, что обусловливает возможность благоприятного прогноза для нижних горизонтов поля.

Поля согласных седловидных жильных тел. Поля этого типа образуются точно так же, как поля согласных жил в поперечных складках второго, третьего или более высоких порядков. Обычно это антиклинали или синклинали с крутопогружающимися шарнирами. По типу они относятся к блокированным структурам. Иногда единая крупная складка контролирует размещение всего рудного поля и отдельных его жил, иногда же жильные тела располагаются в сближенных складках сгофрированного крыла структуры при изгибе ее осевой линии в плане. В первом случае все пегматитовое поле имеет вид сложного седловидного тела (см. рис. 60, е), в котором только до некоторой степени условно можно выделить отдельные тела тоже седловидной формы. Во втором случае создается целая серия седловидных тел, каждое из которых приурочено к отдельной антиклинальной складке (см. рис. 60, ж). Вне зависимости от величины в плане отдельных жил, слагающих пегматитовое поле, его прогнозная оценка всегда благоприятна, так как в направлении погружения шарниров поперечных складок жильные тела и поле в целом очень протяженны. На месторождении мусковита Ена в Мурманской области, где пегматитовые тела при некотором своеобразии их форм все же должны рассматриваться как седловидные, локализующиеся в мелких поперечных складках, горными работами отдельные жилы и поле в целом прослежены на 600 м.

В антиклинальных складках с горизонтальными шарнирами известны только отдельные седловидные тела с очень пологим склонением (Мамский район, месторождение Слюдянка).

Таким образом, поля седловидных жил контролируются поперечными изгибами толщи пород, в которых межпластовое скольжение затруднено дайками изверженных пород или дорудными тектоническими нарушениями (блокированные складки). Пегматитовые тела этих полей, размещающиеся в полостях отслоения, обычно вытянуты вдоль осей поперечных изгибов и прослеживаются на большую глубину, что следует учитывать при прогнозной оценке ресурсов пегматитового поля.

Комбинированные поля, состоящие из элементарных полей поперечно-секущих и согласных тел. Как следует из предыдущего, при поперечных изгибах осей продольных складок возникают поля поперечно-секущих жильных тел в растянутых при изгибе пластах, а также поля согласных и диагонально-секущих жил в расслоенных пластах, сжатых при изгибе по направлению простирания пород. Такие комбинированные поля часто встречаются в Карелии и Мурманской области среди слюдяных пегматитов. Они хорошо выражены на месторождениях Тэдино и Вуат-Варака.

Очень интересное строение имеет Тэдинское комбинированное поле слюдоносных согласных и поперечно-секущих жильных тел, приуроченное к одноименной структуре. В последнее время оно было детально изучено В. В. Зарубиным. В пределах этого поля зоны согласных и поперечно-секущих тел сменяются неоднократно. Появление и тех и других, по-видимому, объясняется поперечных изгибом оси Тэдинской антиклинали (см. рис. 60, з). Как и у элементарных полей этих типов, прогноз рудоносности на нижних горизонтах месторождения благоприятен в связи с большой протяженностью отдельных жил и поля в целом по падению вмещающих пород.

Касаясь промышленного значения всей группы пегматитовых полей, расположенных в складчатых структурах, следует отметить, что к ним относятся все крупнейшие месторождения мусковита; исключение

составляют только поля согласных жил плагиоклаз-микроклинового состава в антиклинальных структурах с горизонтальными шарнирами: они должны оцениваться с большой осторожностью.

Поля пегматитов в зонах рассланцевания в рамах геосинклиналей (зоны отраженной активизации)

Пегматитовые районы в рамах геосинклиналей, как уже упоминалось, развиваются по древним складчатым структурам, нередко пересекая их. Размещение пегматитовых районов в рассматриваемом случае контролируется тектоническими зонами, располагающимися по краю платформ. Слюдоносные зоны обычно выражены несколькими параллельными системами нарушений, вдоль которых породы рассланцованы косо по отношению к слоистости. В зонах рассланцевания размещаются пегматитовые поля (см. рис. 60, и).

В качестве характерного примера может быть рассмотрено строение одного месторождения мусковита средней величины в южной части Енисейского кряжа. Район месторождения, по данным М. Н. Альтгаузена, сложен древними метаморфическими породами, пласты которых вытянуты в северо-западном направлении. На основной части площади месторождения обнажены пироксен-плагиоклазовые и гранат-плагиоклазовые гнейсы. Особое место в комплексе пород занимают биотитовые сланцы, которые пересекают пласты других пород. Они относятся к амфиболитовой фации метаморфизма, в то время как древние породы — к гранулитовой. Пегматитовые дайки размещаются исключительно среди полос биотитовых сланцев и строго подчинены их контурам в плане.

Судя по строению полей этого типа, слюдоносные пегматиты здесь могут быть встречены на больших глубинах, но крупных месторождений среди них не известно, что заставляет с осторожностью подходить к оценке перспектив подобных полей.

Структуры пегматитовых полей часто имеют сложное строение и не всегда могут быть уверенно отнесены к тому или иному типу, что затрудняет оценку перспектив их рудоносности.

Во всех случаях вопросы о перспективах распространения пегматитов на глубину и их рудоносности могут быть решены на основе анализа структуры пегматитового поля при изучении механизма образования пегматитовмещающих полостей и выяснения роли литологического фактора.

ФАКТОРЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ

Давно уже замечено, что минеральный состав слюдяных пегматитов находится в тесной зависимости от состава вмещающих пород. Так, пегматиты Карелии одного и того же возраста, залегающие в пластах амфиболовых сланцев, бедны мусковитом или вообще не содержат слюды, в то время как пегматиты в глиноземистых сланцах обогащены ею. Внешне такая зависимость может выступать как стратиграфический контроль.

В Мамском районе, например, слюдяные пегматиты, по данным В. Н. Чеснокова и др., известны не на всех стратиграфических уровнях. Наибольшее их число сосредоточено в средних частях слюдянкинской и согдиондонской свит. В Карелии практическое значение имеют пегматиты, расположенные в чупинской толще, тогда как в хетоламбинской встречаются в основном керамические пегматиты, богатые микроклином. Но и чупинская толща не вся в одинаковой мере слюдоносна. По

данным Е. П. Чуйкиной, максимальное число слюдоносных жил приурочено к ее верхам — к 12, 11 и в меньшей степени к 10 стратиграфическим горизонтам. Значительное число слюдоносных жил, хотя и несколько меньшее, сосредоточено в средней части толщи в 5 и 6 горизонтах (месторождения Карельское, Тэдино и др.).

Зависимость слюдоносности пегматитовых тел от состава вмещающих пород представляется сложной и малоизученной. В то же время при анализе размещения слюдоносных пегматитов почти в каждом рудном поле отчетливо устанавливается их приуроченность к какому-нибудь стратиграфическому горизонту, что позволяет, даже не зная природы явлений, учитывать это обстоятельство при оценке прогнозных ресурсов поля.

Необходимо отметить, что литологический контроль непосредственно ограничивает глубину распространения промышленной слюдоносности в полях продольно-секущих жил в полях-цепочках, определяет склонение полей поперечно-секущих жил и совершенно не сказывается на глубине развития промышленной слюдоносности в полях согласных, в том числе и седловидных жил. Это объясняется тем, что в полях первого типа секущие жилы на большей или меньшей глубине пересекают благоприятную по составу пачку пород и выходят в неблагоприятные породы, препятствующие слюдообразованию. Жилы же, согласные со слоистостью пород, всегда находятся в пределах одного слоя или пачки слоев и оказываются в одинаковых условиях вмещающей среды.

Так, в поле продольно-секущих жил Малиновой Вараки (Карелия) на нижних горизонтах в ядре структуры залегают породы, неблагоприятные для образования слюды, в результате чего пегматитовые жилы, встречающиеся здесь, характеризуются более низким ее содержанием и малыми размерами пластин.

Аналогичное явление установлено на месторождении Плотина, пегматитовое поле которого представлено цепочками секущих жил. На нижних горизонтах жилы здесь бесслюдны, что обусловлено переходом их в другие вмещающие породы.

Как уже упоминалось, седловидные жилы месторождения Ена, расположенные в пределах одного пласта, прослежены на глубину 600 м без заметного изменения их слюдоносности.

Данные о литологическом контроле размещения слюдоносных пегматитовых тел опубликованы в работах К. А. Шуркина и др., В. В. Зарубина, В. Н. Чеснокова, В. А. Бабошина и др.

Факторы магматического контроля имеют значение в основном при оценке слюдоносности новых районов. В пределах же отдельных рудных узлов и полей далеко не всегда устанавливается закономерность размещения слюдоносных тел в зависимости от положения массивов материнских гранитов, и потому эти закономерности редко используются при выборе направления поисковых работ.

В стадии разработки находятся геохимические и геофизические поисково-оценочные критерии, рассмотренные в работах Б. М. Шмакина и В. А. Макрыгиной, В. А. Дягилева, М. И. Голода, А. С. Гришина и др.

При крупномасштабном прогнозировании, имеющем в настоящее время наиболее актуальное значение, ведущую роль играет структурно-тектонический поисково-оценочный критерий, выявляемый на основе анализа детальных геологических карт и изучения структур пегматитовых полей. Типовые особенности последних рассмотрены в предыдущих разделах.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ И КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

Комплекс материалов, обеспечивающих создание крупномасштабных прогнозных карт, включает прежде всего кондиционную геологическую карту того же масштаба.

Следует сказать, что толщи древних немых глубокометаморфизованных пород картировать очень трудно, так как различия в минеральном составе пластов пород и их границы стираются при мигматизации, регрессивном метаморфизме и других процессах. Это часто приводит к составлению петрографических карт, на которых геологические структуры, контролирующие размещение слюдоносных тел, не выявляются. Требования к составлению геологических карт в условиях развития древних глубокометаморфизованных и сложно дислоцированных толщ пород изложены в соответствующем руководстве [36]. Они рассмотрены также в работах М. А. Завалишина и Н. А. Львовой, Б. М. Роненсона, Г. И. Леонтьева и др. Здесь отметим только наиболее важные положения.

Геологические карты в районах распространения древних пород, как это ни трудно, должны строиться на основе стратиграфического расчленения толщ с определением относительного возраста отдельных пластов, пачек пород путем изучения их состава и положения в пространстве. Это становится возможным, поскольку индивидуальные свойства и различия отдельных стратиграфических подразделений при региональном метаморфизме сохраняются, что и позволяет расчленять их при картировании. Поэтому при составлении геологической карты создается легенда, в которой выделяются горные породы, отвечающие устойчивой равновесной (парагенетической) ассоциации минералов, возникающих при региональном изохимическом метаморфизме осадков определенного состава. В легенде должны найти отражение разновозрастные изверженные горные породы, мигматиты, метасоматические породы и прочие элементы, обычные для геологических карт. На геологической карте толщи кристаллических сланцев должны быть дробно расчленены в соответствии с масштабом данной карты.

Геологическое картирование районов, сложенных толщами метаморфических пород, базируется на полностью оправдавшем себя принципе: пласт первичноосадочных пород, несмотря на все пластические дислокации и минеральные преобразования, сохраняет непрерывность, и лучший способ выявления тектонической структуры — прослеживание опорных и маркирующих стратиграфических подразделений при помощи геологических и геофизических методов. Опорные и маркирующие горизонты — это подразделения, устойчиво сохраняющие состав по простиранию и падению, и распознаваемые за линиями тектонических нарушений.

На геологическую карту крапом должны быть нанесены зоны регрессивно метаморфизованных пород, с которыми могут быть связаны слюдоносные пегматитовые жилы (мусковитизация, появление турмалина, апатита и др.).

В Карелии и Мурманской области на карте должны быть оконтурены зоны повторной перекристаллизации метаморфических пород, к которым часто приурочены слюдоносные пегматиты.

Кроме геологической карты в комплекс материалов, обеспечивающих составление прогнозной карты, должны быть включены регистра-

ционная карта, на которой указываются все рудопроявления и оцененные объекты с подразделением их на мелкие и крупные, карта геохимических ореолов и данных декрептометрии, если последние имеются, и др.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ СОСТАВЛЕНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

Составление крупномасштабных прогнозных карт — важнейшая и сложная проблема, поэтому в кратком изложении могут быть показаны только основные принципы ее решения. Крупномасштабные прогнозные карты служат обоснованием для постановки детальных поисков и поисково-оценочных работ.

При составлении крупномасштабных прогнозных карт необходимо на основе имеющихся исходных данных, полученных в результате общих поисков и других исследований, предварительно выделить области распространения рудопроявлений слюдоносных пегматитов и косвенных признаков слюдоносности и установить геологические факторы, определяющие их появление в данном месте, такие, как наличие рудоконтролирующей тектонической структуры, продуктивного пласта, и др. Далее на основе геологического анализа материалов необходимо найти естественные границы слюдоносности и экстраполировать имеющиеся данные за пределы площади, выявленной по прямым признакам; затем следует определить нижние границы слюдоносного блока; дать характеристику структур пегматитового узла или поля и морфологических типов пегматитовых тел, и, наконец, на основе типовых особенностей оценить прогнозные ресурсы слюды в пределах блока, как основу для выбора метода дальнейших поисковых работ.

Эти задачи прогнозирования остаются общими для масштабов 1 : 25 000, 1 : 10 000 и 1 : 5000 — *наиболее распространенных на слюдяных* месторождениях, — но детальность решения задач и привлекаемые для этого поисковые критерии несколько различаются.

Прогнозные карты масштабов 1 : 25 000 и 1 : 10 000. Они обычно охватывают территории пегматитовых узлов; на их площади, измеряющейся сотнями квадратных километров, могут оказаться как продуктивные горизонты пород, так и не содержащие слюдоносных пегматитов. Поэтому при составлении прогнозных карт и оценке прогнозных ресурсов категории P_2 размещение выявленных слюдоносных тел и их проявлений должно быть прежде всего сопоставлено с пределами распространения пород отдельных свит и горизонтов на геологической карте, что может явиться важнейшим поисковым критерием.

Области высокой степени мигматизации неблагоприятны для образования плагиоклаз-микроклиновых пегматитов и должны исключаться из состава перспективных территорий.

Малоперспективны площади спокойного пологого залегания гнейсовых толщ с прямолинейными выходами пластов пород. В их пределах встречаются иногда одиночные пегматитовые жилы с высокими содержаниями слюды, но их наличие труднопрогнозируемо. Слюдоносные пегматиты, как показывает практика, тяготеют к площадям сложнодислоцированных толщ пород с углами падения более 30° с признаками развития складок III—IV порядков и, особенно, поперечного направления.

На территориях развития геологических структур, сформированных в течение нескольких тектоно-магматических циклов, площади наибольшего распространения проявлений слюдоносных пегматитов могут сов-

падать с зонами регрессивно измененных или повторно перекристаллизованных (Карелия) пород, и границы этих зон будут определять перспективные площади.

В некоторых случаях на геологических картах могут быть выделены крупные флексуры поперечного направления, изученные В. Н. Чесноковым, с которыми в Мамском районе связаны узлы слюдоносных плагиоклаз-микроклиновых пегматитов. Их территории относятся к перспективным.

При составлении карт масштабов 1 : 25 000 и 1 : 10 000 обычно не удается выявить отдельные рудные поля и установить их структуры, поэтому объектом оценки в этом масштабе становятся слюдоносные узлы в целом (территории деятельности отдельных рудников).

Прогнозные карты масштаба 1 : 5000. Геологические и прогнозные карты масштаба 1 : 5000 охватывают обычно территории одного-двух сближенных пегматитовых полей. Они составляются для обоснования детальных поисков.

В процессе проведения поисков геологические и прогнозные карты рассматриваемого масштаба постоянно совершенствуются. В первый период эти карты дают основание для выбора направления поисков траншеями, определения прогнозных ресурсов (P_1) на еще не опоискованных участках пегматитовых полей.

В дальнейшем карты совершенствуются с учетом полученных материалов и служат обоснованием постановки глубинных поисков в объеме блоков до их нижних геологических границ. Именно эти задачи решаются на большинстве слюдяных месторождений в настоящее время — поиски глубокорасположенных пегматитовых тел, проводимые колонковым бурением.

Тектонический контроль при составлении прогнозных карт данного масштаба становится главнейшим. В предыдущих разделах уже были рассмотрены структуры наиболее распространенных пегматитовых полей и связь их с определенными элементами тектоники, главным образом со складчатыми структурами и сопровождающими их разрывами. Геологические карты масштаба 1 : 5000 в большинстве случаев дают достаточный материал для установления принадлежности данного поля к тому или иному типу, выявления его типовых характеристик, а также естественных границ поля.

Литологический критерий в применении к таким картам несколько уточняется (детализируется) и определяется свойствами минерального или химического состава пород какого-либо пласта.

Зоны рассланцевания и регрессивного метаморфизма (или перекристаллизации) чаще выделяются при данном масштабе карты и могут приобретать важное значение при оценке.

Последовательность составления прогнозных карт масштаба как 1 : 25 000, так и 1 : 5000 такова. Строятся регистрационные карты с нанесением мест размещения слюдоносных тел и их проявлений. Участки повышенной их концентрации считаются перспективными на этапе детальных поисков. Участки распространения ранних слюдоносных плагиоклазовых тел и поздних плагиоклаз-микроклиновых обычно не совпадают в пространстве и выделяются отдельно. Значительно реже они совмещены. Оценка перспектив производится также раздельно.

На той же регистрационной карте показывают границы отдельных стратиграфических подразделений, особенно тех, на площади которых концентрируется большинство проявлений мусковита и известных слюдоносных пегматитовых тел (продуктивные горизонты — литологический контроль). В случае, если площадь наибольшего распростране-

ния слюдоносных тел соответствует контурам зон регрессивного метаморфизма, на регистрационной карте фиксируются и эти контуры.

Составляются также тектонические карты, так как часто тектонический контроль в размещении слюдоносных пегматитов является ведущим. Вопрос о том, следует ли составлять отдельную тектоническую карту или изобразить ведущие элементы тектонической структуры на регистрационной карте, решается в зависимости от допустимой плотности нагрузки данной карты. Обычно же тектонические карты составляются отдельно. На них показывают складчатые структуры (выходом какого-либо стратиграфического элемента), оси складчатых структур — антиклиналей и синклиналей; особенно внимательно должны прослеживаться изгибы этих осей в плане, так как к ним часто приурочены скопления слюдоносных тел. К крупным флексурообразным перегибам осей иногда тяготеют рудные узлы. По замыканию отдельных пластов в плане определяются участки ундуляции шарниров, что тоже важно.

На карты наносятся зоны рассланцевания, подчеркиваются значками участки крутого падения слоев гнейсов — с ними часто связаны зоны распространения плагиоклазовых пегматитов с «трещинными» слюдами. Все эти элементы выявляются при чтении геологической карты и анализе характера тектонической структуры. Пространственное совпадение участков высокой концентрации слюдоносных тел с тем или иным элементом тектонической структуры определяет характер структуры пегматитового поля, но это совпадение может быть и случайным. Закономерная связь устанавливается при анализе механизма образования форм пегматитовых тел, исходя из того установленного факта, что каждой данной структуре пегматитового поля свойственен определенный морфогенез жил. Масштабы тектоничческой структуры обусловливают масштаб пегматитового узла или поля.

Учет всех этих факторов позволит выделить на регистрационной карте контуры участков, подлежащих опоискованию первой, второй и третьей очереди. Это же будет служить и основой для оценки прогнозных ресурсов.

Таким образом, в составе документов крупномасштабного прогнозирования обычно имеется геологическая, тектоническая и регистрационная карты; на последней показаны участки, рекомендуемые для поисков.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

В первом издании книги методы оценки прогнозных ресурсов были изложены применительно к слюдоносным районам, узлам и полям. В данном разделе проблема рассматривается в кратком виде — только в приложении к крупномасштабному прогнозированию, которое служит обоснованием детальных поисков в пределах известных районов, а также поисков пегматитовых тел, не выходящих на дневную поверхность. Прогнозные ресурсы известных слюдоносных районов (категория P_3) уже оценены и существенно не изменяются за последнее время. Актуальны методы оценки прогнозных ресурсов рудных узлов (P_2) и рудных полей (P_1), особенно для обоснования поисков на нижних горизонтах месторождений. На этой стадии работ поиски траншеями жил, выходящих на дневую поверхность, уже выполнены, есть детальная геологическая карта, на основе которой может быть определена структура пегматитового поля. Известны данные разведочных работ в приповерхностном слое месторождения о концентрации пегматитовых тел в пре-

делах поля, их величине, содержании мусковита в разведанных блоках и др.

Оценка прогнозных ресурсов здесь начинается с анализа имеющихся данных. Основой подсчета является анализ структуры пегматитового поля. Не все типы структур пегматитовых полей одинаково перспективны для поисков слюдоносных тел на глубине. Обычно благоприятно оцениваются поля седловидных и согласных тел, а также поперечносекущих в поперечных складках. Поля продольно-секущих тел в продольных складках имеют ограниченную глубину распространения: в наиболее крупных полях этого типа слюдоносность прослежена не более чем на 250 м. Наименьшие перспективы распространения на глубину связаны с полями согласных жил в складках с горизонтальным шарниром. Подробнее эти вопросы освещены в ранее опубликованных работах [35 и др.].

На основании анализа структуры пегматитового поля устанавливаются его геологические границы и площадь в плане. Здесь имеет значение не только величина тектонической структуры, контролирующей поле. Его площади на поверхности и на нижнем горизонте определяются также площадью выхода «продуктивного» пласта или пачки пластов, благоприятных для слюдообразования.

Глубина подсчета прогнозных ресурсов для полей продольно-секущих жил выявляется в разрезе на нижней границе продуктивного пласта пород. Нижняя граница слюдоносного блока для полей, связанных с поперечными складками, обычно выбирается на основе экономических факторов, так как поля этого типа очень протяженны на глубину.

Прогнозные ресурсы могут быть оценены различными методами в зависимости от наличия фактического материала и типа структуры рудного поля. В условиях месторождений мусковита наиболее широкое распространение получил способ, предложенный В. Н. Чесноковым. Главной мерой при оценке ресурсов им принята удельная слюдоносность — количество мусковита в тоннах, заключенное в пластине пород площадью 1 км² и глубиной 1 м, вырезанной параллельно земной поверхности. Удельная слюдоносность определяется статистически на основе результатов поисков, проведенных на какой-то части территории поля, по следующей формуле: $C=\Sigma C_0 ml/S_1$, где C — удельная слюдоносность, т/км²; C_0 — среднее содержание мусковита в слюдоносных жилах, выходящих в пределах площади на дневную поверхность, кг/м³; m — видимая мощность зон промышленного ослюденения, м; l — длина зон промышленного ослюденения в этих жилах, м; S_1 — площади детально опоискованных участков в контурах поля, км².

Некоторые затруднения возникают при определении удельной слюдоносности поля в том случае, если в числе жил поля, разведанных на дневной поверхности, известна одна, резко отличающаяся от остальных по величине среднего содержания или по размерам в плане; поскольку на нижних горизонтах такой жилы может не встретиться, ее как «ураганную» пробу при подсчете следует заменить ближайшей меньшей. Такая операция должна производиться в отношении содержания слюды в этой жиле или ее величины в плане, в зависимости от того, какой из показателей представляется выдающимся. Прием здесь применяется тот же, что и с «ураганной» пробой при подсчете содержаний в разведанном контуре жильного тела. В остальном подсчет проводится по указанной формуле.

Методом экстраполяции ресурсы в одометровом слое, отнесенные ко всей площади поля, распространяются на ту или иную глубину — экономически целесообразную для отработки, среднюю глубину рас-

пространения слюдоносности в поле данного типа и др., а прогнозные ресурсы оценивают по формуле $Q_г = VCSH_г$, где $Q_г$ — прогнозные ресурсы на глубоких горизонтах в пределах поля; V — коэффициент, учитывающий вероятность обнаружения поисковыми скважинами слюдоносных жил на глубоких горизонтах; C — удельная слюдоносность, т/км²; S — площадь оцениваемого пегматитового поля, км²; $H_г$ — глубина подсчета, м.

Сумма прогнозных ресурсов категории P_1 определяется за вычетом уже разведанных в пределах поля запасов.

В некоторых случаях в формулу подсчета прогнозных ресурсов рекомендуется вводить коэффициент надежности прогноза, равный 0,5 или 0,7 в зависимости от представлений о степени достоверности отдельных параметров подсчета. Чем выше знания закономерностей размещения месторождений и факторов, обусловливающих их величину, тем точнее геологические прогнозы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные об условиях образования и закономерностях размещения месторождений минерального сырья различных рудных формаций и генетических классов показывают, что все разнообразие полезных ископаемых обусловлено процессами эндогенной и экзогенной дифференциации земного вещества. Эндогенная дифференциация начинается с процессов, возникающих в мантии и отражающих ее неоднородность как по вертикали, так и по латерали, что объясняется, вероятно, неоднородным распределением в ней тепла, механизмом земной плавки (по А. П. Виноградову), образованием и всплыванием астенолитов (по В. В. Белоусову), селективной выплавкой и подъемом базальтов и эклогитов.

Развитие земной коры было достаточно сложным. Ее лунный этап в катархее с массовым излиянием основных лав, близких толеитам, сменился, по Е. В. Павловскому, нуклеарным, когда наряду с формированием базальтовых ядер протоконтинентов впервые большое значение приобрели процессы осадконакопления, гранитизации (образование гранитогнейсовых куполов) и регионального метаморфизма в фациях от гранулитовой до земносланцевой. Согласно В. И. Смирнову, в это время преобладали ассимиляционные и инфильтрационные источники рудного вещества, имевшего преимущественно гидротермально-метаморфогенный генезис.

В дальнейшем, в геосинклинально-платформенный период развития земной коры, основную роль играли три группы источников минерального вещества эндогенных месторождений (по В. И. Смирнову): ювенильные подкоровые, вызванные дифференциацией базальтовой магмы на ранних стадиях развития геосинклиналей; ассимиляционные коровой магмы, связанные с образованием континентальной коры в периоды геосинклинальной орогении, и инфильтрационные внемагматические источники, широко проявленные в еще более позднюю стадию развития подвижных поясов.

В периоды эпиплатформенной орогении формировались месторождения минерального сырья, источники вещества которых могут быть отнесены к тем же трем группам.

В работе отражена и подчеркнута определяющая роль тектоники и магматизма в образовании эндогенных месторождений. При этом показаны причинная связь типов магматизма с конкретными режимами тектонических процессов и зависимость вещественного состава руд от формационной принадлежности материнских магматических пород.

Магматическая дифференциация и сегрегация рудного вещества, глубинная контаминация магмы, ассимиляция ею вмещающих пород, эманационная дифференциация в магматических камерах, кислотно-основная дифференциация послемагматических растворов, мобилизация и переотложение рудных компонентов в результате регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации первично осадочных или вулканогенных пород — вот тот далеко не полный перечень процессов, приведших к формированию эндогенных месторождений полезных ископаемых.

Многообразие процессов эндогенной дифференциации земного вещества, а следовательно, и источников полезных компонентов, и условий их миграции в земной коре сочетается с многоообразием условий их концентрации, определяемых физико-химическими, теплофизическими, структурно-литологическими и другими факторами.

Образование осадочных месторождений в результате экзогенной дифференциации и седиментации земного вещества зависит, как подчеркивает Н. М. Страхов, от следующих факторов: 1) интенсивности химико-биогенной садки рудных компонентов; 2) гидродинамического режима и палеогеографии района садки рудного компонента; 3) интенсивности разбавления терригенным материалом; 4) влияния процессов перегруппировки веществ при диагенезе рудного осадка; 5) перемыва рудного пласта с выносом из него терригенного материала. Рудообразование достигает максимальной интенсивности, когда все факторы действуют одновременно в благоприятном (аккумулирующем) направлении.

Для прогнозирования и оценки месторождений полезных ископаемых необходимо знать все факторы, определяющие их формирование: пространственную и временную связи месторождений с геологическими (в том числе и магматическими) формациями; положение геологических и ассоциирующих с ними рудных формаций в основных структурных элементах земной коры и их место в истории ее развития; связь оруденения с региональными и локальными рудоконтролирующими тектоническими структурами и фациальными условиями накопления рудного вещества. Знание геологического строения и структурно-морфологических особенностей месторождений полезных ископаемых, минерального состава руд и их изменчивости в пространстве (рудная зональность), особенностей геохимических и геофизических полей и причин их вызывающих, взаимообусловленности всех этих параметров позволяет ответственно прогнозировать месторождения полезных ископаемых, оценивать рудные регионы, районы, поля и месторождения с учетом их формационных, генетических, морфологических и минерально-геохимических типов оруденения. Эти факторы должны быть положены и в основу оценки масштабов оруденения, степени его концентрации, сохранности при современном эрозионном срезе и перспектив распространения на глубину.

Общие методические приемы прогнозирования месторождений полезных ископаемых и оценки территорий могут быть разработаны на основе общего рудноформационного анализа, исходя из характеристик абстрактных рудных формаций. Вместе с этим научное прогнозирование месторождений и тем более количественное определение прогнозных ресурсов в конкретных регионах и рудных районах требуют учета не только общих черт абстрактной рудной формации, но и не в меньшей мере — особенностей конкретной рудной формации, которые предопределены спецификой геологического развития того или иного региона, сказавшейся на условиях мобилизации, транспортировки и концентрации рудного вещества.

Детальное (или локальное) прогнозирование не может быть построено только на модели конкретной рудной формации, хотя бы и детально разработанной. Для этой цели необходимо знать конкретные черты строения месторождения и его рудного поля, особенности их тектонической структуры, морфологии рудных тел, физического и геохимического полей, рудной зональности и др. Следовательно, чем детальнее и обоснованнее должен быть качественно-количественный прогноз

оруденения, тем детальнее и полнее должна быть геологическая информация, положенная в его основу.

Ответственное прогнозирование базируется на необходимой и достаточной геологической изученности территории, по которой производится прогноз. Ошибки прогнозирования в большинстве случаев обусловлены либо недостаточным изучением объекта прогнозирования, либо недостаточной информацией о геологическом строении территории. При этом недостатки информации не могут быть восполнены никакими современными методами обработки материала, включая и машинно-математические.

На прогнозных картах должны быть отражены прежде всего геологические факторы, контролирующие размещение месторождений в земной коре, их позиции в тех или иных геологических и тектонических ее элементах, поисковые признаки и оценочные критерии оруденения. Для этого используется, конечно, целый набор геологических, геофизических и геохимических карт. С особой тщательностью должны быть показаны рудоносные геологические формации и ареалы их распространения; наибольшее внимание необходимо уделять фациальным разновидностям пород, с которыми ассоциирует оруденение. Огромное значение имеет выделение различных типов тектонических структур и особенно тех, с которыми так или иначе связано оруденение. Метод аналогии и обсчет прямых признаков оруденения с учетом геологической ситуации позволяют на разных стадиях геологоразведочного процесса определять прогнозные ресурсы с различной степенью достоверности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Апельцин Ф. Р., Павлов Е. С.* Разработка критериев прогнозирования и оценки вольфрамовых месторождений. Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. Экспресс-информация ВИЭМС, вып. 5, 1979, с. 1—22.

2. *Башкиров Б. Г.* Методика поисков медно-порфировых месторождений в новых районах. Труды ЦНИГРИ, вып. 141, М., 1979, с. 47—53.

3. *Белевцев Я. Н.* Современное состояние теории метаморфогенного рудообразования и ее проблемы. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М., 1981, с. 5—19.

4. *Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П.* Основы структурно-формационного анализа колчеданоносных провинций. М., Недра, 1977.

5. *Булнаев К. Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья.* Новосибирск, Наука, 1976.

6. *Вахромеев Г. С.* Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. М., Недра, 1978.

7. *Вольфрамовые* месторождения, критерии их поисков и оценки/Под ред. Ф. Р. Апельцина. М., Недра, 1980.

8. *Гаврушенко Ю. Т., Красильников Л. М.* Оценка промышленного флюоритового оруденения на Забайкальском участке зоны БАМ. — В кн.: Природные условия и ресурсы Забайкальского участка зоны БАМ. Л., 1978, с. 125—143.

9. *Геофизические и геохимические методы поисков и оценки эндогенных* месторождений олова/Под ред. Л. Т. Мишина. М., Недра, 1974.

10. *Геохимические* критерии поисков месторождений бора/Э. К. Буренков, А. Д. Горшенин, И. П. Заревич и др. М., Недра, 1979.

11. *Геохимические* методы при поисках эндогенных рудных месторождений: Методические рекомендации. М., изд. ИМГРЭ, 1974.

12. *Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г.* Месторождения тантала и ниобия. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., 1974, с. 353—402.

13. *Гуткин Е. С.* Геология и геохимия девонских бокситов Северного Урала. М., Недра, 1978.

14. *Детальные* структурно-прогнозные карты гидротермальных месторождений/ П. А. Шехтман, В. А. Королев, Н. А. Никифоров и др. М., Недра, 1979.

15. *Иванкин П. Ф., Дымкин А. М., Соколова Н. И.* Морфологические особенности магнетитовых рудных полей Тургая и возможная глубина железооруденения. — В кн.: Вулкано-плутонический магматизм и железооруденение. Новосибирск, 1970, с. 43—64.

16. *Каплан В. Е.* Количественная интерпретация магнитных аномалий на месторождениях вкрапленных титаномагнетитовых руд Среднего Урала. Автореф. канд. дис. Свердловск, 1974.

17. *Колчеданные* месторождения мира. М., Недра, 1979, с. 284.

18. *Кривцов А. И.* Современные методы поисков месторождений медно-порфирового типа: Обзор. М., 1979. (ОНТИ. ВИЭМС. Сер. геология. Методы поисков и разведки металлических полезных ископаемых).

19. *Критерии* прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/ Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1978.

20. *Лисицын А. Е., Федоренко М. Б.* Фации известковых бороносных скарнов. — Геол. рудн. месторождений, 1978, № 1, с. 111—116.

21. *Литогеохимические* методы поисков месторождений вольфрама: Методические рекомендации/Под ред. С. В. Григоряна. М., изд. ИМГРЭ, 1975.

22. *Лугов С. Ф., Макеев Б. В.* Генетическая и промышленная классификация оловорудных месторождений. — Сов. геология, 1972, № 5, с. 49—60.

23. *Лурье А. Н., Габлина И. Ф.* Меденосность фаций в красноцветных формациях. — В кн.: Типы рудоносных фаций. М., 1978, с. 114—138.

24. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М., Недра, 1980.

25. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М., Мир, 1971.

26. *Моралев В. М., Ельянов А. А.* Карбонатитовые месторождения Индийской платформы (флюорит, апатит, вермикулит). М., изд. ВИЭМС, 1973.

27. *О ликвации* рудно-силикатного вещества и возможном механизме разделения компонентов в расплаве/А. М. Дымкин, А. Л. Павлов, И. А. Калугин, С. С. Дол-

гушин. — В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1979, с. 4—11.

28. *Основные* типы оловорудных районов/Под ред. С. Ф. Лугова. М., Недра, 1976.

29. *Основы* научного прогнозирования месторождений бокситов в зонах развития карбонатных формаций. М., изд. СЭВ, 1971.

30. *Особенности* методики детального картирования и геологической оценки редкометальных месторождений, связанных с щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ/Под ред. Ф. Р. Апельцина. М., изд. ВИМС, 1972.

31. *Покалов В. Т.* Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., Недра, 1972.

32. *Покалов В. Т., Орлов В. Г.* Принципы оценки прогнозных запасов молибдена. — Сов. геология, 1973, № 5, с. 22—32.

33. *Покалов В. Т., Орлов В. Г.* Поведение молибдена в зоне окисления. — Геохимия, 1974, № 4, с. 615—622.

34. *Пузанов Л. С.* Температура образования и температурная зональность флюоритового оруденения. — Геол. рудн. месторождений, 1972, № 4, с. 66—75.

35. *Пузанов Л. С.* Плавиковый шпат. — В кн.: Оценка месторождений при поисках и разведках. М., 1972, с. 52—71.

36. *Родионов Г. Г., Ронензон Б. М.* Слюда. — В кн.: Оценка месторождений при поисках и разведках. М., 1972, с. 6—43.

37. *Сегалович В. И.* Хромитовые месторождения Кемпирсайского ультраосновного массива. — В кн.: Геофизические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, 1970, с. 349—369.

38. *Смирнова Т. А.* Формации хромитовых месторождений. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Т. 2. М., 1977, с. 3—42.

39. *Твалчрелидзе Г. А.* Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977.

40. *Теняков В. А.* Генетическая классификация месторождений бокситов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 6, с. 1534—1537.

41. *Тюрин Б. А., Теняков В. А.* Формации месторождений бокситов. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Т. 2. М., 1977, с. 154—206.

42. *Физико*-химические параметры процессов формирования промышленного боросиликатного оруденения/С. В. Малинко, А. Е. Лисицын, В. В. Руднев и др. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск, 1979, с. 98—106.

43. *Фролов А. А.* О глубине оруденения в массивах ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. — Геол. рудн. месторождений, 1974, № 6, с. 81—84.

44. *Фролов А. А.* Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., Недра, 1975.

45. *Щеглов А. Д.* Металлогения срединных массивов. Л., Недра, 1971.

46. *Яковлев Г. Ф.* Вулканогенные структуры месторождений полезных ископаемых. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1979, № 5, с. 3—16.

47. *Яковлев Г. Ф.* Вулканогенные структуры рудных полей. — Геол. рудн. месторождений, 1979, № 3, с. 3—18.

48. *Copper* mineralization alonq the lassiter coast of the Antractic peninsula. — Econ geol., vol. 70, 1975, p. 982—992.

49. *Howell F. H., Molloy J. S.* Geology of the Braden orebody. Chile Souf America. — Econ. geol., vol. 55, 1960, p. 864—905.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. *В. Т. Покалов* 3

Часть I

ОБЩИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ, ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Общие принципы определения прогнозных минеральных ресурсов и направлений поисковых работ. *В. Т. Покалов* 5
Геологические предпосылки прогнозирования и оценки месторождений полезных ископаемых. *В. Т. Покалов* 13
Месторождения, связанные с базитовой и ультрабазитовой магмой . . 15
Месторождения, связанные с гранитной магмой 18
Месторождения, обусловленные экзогенными процессами 28
Месторождения метаморфогенного генезиса 33
Геохимические методы поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. *В. Т. Покалов* 35
Основы прогноза и оценки рудных месторождений методами геофизики. *Н. Г. Шмидт* 44

Часть II

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Железорудные месторождения 61
Формации железисто-кремнистого ряда. *Н. И. Голивкин* 63
Формация титаномагнетитовых руд. *И. И. Пастушенко* 71
Платформенная магномагнетитовая формация. *А. Я. Архипенкова* . . 75
Скарново-магнетитовая формация. *И. И. Пастушенко* 80
Физико-геологические основы прогноза и оценки железорудных месторождений методами геофизики. *Н. Г. Шмидт* 87
Месторождения хромитов. *Т. А. Смирнова* 99
Формационные и генетические типы месторождений 99
Формации эндогенных месторождений 104
Критерии прогнозирования 116
Методические приемы определения прогнозных ресурсов и составления прогнозных карт 121
Месторождения меди. *М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов* 128
Медноколчеданный формационный тип 129
Медно-порфировый формационный тип 149
Формационный тип медистых песчаников 153
Свинцово-цинковые месторождения. *Д. И. Горжевский* 156
Формационные типы месторождений 158
Геологические предпосылки поисков 168
Поисковые признаки и оценочные критерии 177
Методические приемы составления прогнозных карт и определения прогнозных ресурсов 187
Месторождения бокситов. *В. А. Теняков* 192
Генетические и формационные типы месторождений 192
Геологические предпосылки поисков и поисково-оценочные критерии . . 199
Методические приемы составления прогнозных карт и оценка прогнозных ресурсов 217

Часть III

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ И ЛЕГИРУЮЩИХ МЕТАЛЛОВ, НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Месторождения молибдена. *В. Т Покалов* 229
Генетическая классификация проявлений молибдена 229
Формации эндогенных месторождений 234
Промышленные типы и группы месторождений 242
Критерии оценки оруденения 248

Методические приемы составления прогнозных карт 267
Месторождения олова. *С. Ф. Лугов* 270
Формационные типы месторождений 272
Промышленные типы месторождений 280
Геологические предпосылки поисков и поисково-оценочные критерии . . 286
Прогнозирование, методические приемы составления прогнозных крупномасштабных карт и оценка прогнозных ресурсов 293
Месторождения вольфрама. *Ф. Р. Апельцин* 302
Генетические типы и формации месторождений 302
Поисковые признаки 305
Критерии прогнозирования и оценки 311
Методические приемы составления прогнозных карт и оценки прогнозных ресурсов 313
Месторождения тантала и ниобия 323
Формация комплексных месторождений в карбонатитах. *А. А. Фролов* . . 326
Рудоносная формация ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов 327
Карбонатитовая рудная формация 329
Критерии и методические основы прогнозирования и оценки месторождений 335
Формации месторождений тантала и ниобия в плутоногенных и метаморфогенных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах. *В. С. Кудрин* 341
Геологические предпосылки поисков и поисково-оценочные критерии . . 343
Методические приемы прогнозирования 347
Месторождения тантала, связанные с формацией редкометалльных пегматитов. *Г. Г. Родионов* 357
Месторождения бора. *А. Е. Лисицын* 360
Борная формация 362
Железорудно-борная формация 364
Критерии прогнозирования, поисков и оценки 368
Методические приемы составления крупномасштабных прогнозных карт и оценки прогнозных ресурсов 374
Месторождения плавикового шпата. *Л. С. Пузанов, А. В. Коплус* 378
Формационные типы промышленного флюоритового оруденения . . . 380
Флюоритовая формация 380
Формация флюоритоносных карбонатитов 385
Геологические основы прогнозирования, поисков и оценки 385
Критерии прогнозирования, поисков и оценки 392
Методические приемы составления прогнозных карт и оценка прогнозных ресурсов 401
Месторождения мусковита. *Г. Г. Родионов* 404
Формационные типы месторождений мусковита 404
Геологические предпосылки поисков и поисково-оценочные критерии . . 411
Методические приемы составления прогнозных карт и количественная оценка прогнозных ресурсов 425
Заключение. *В. Т. Покалов* 431
Список литературы 434

Файвель Рахмильевич Апельцин,
Анастасия Яковлевна Архипенкова,
Мария Борисовна Бородаевская и др.

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Редакторы издательства *Т. П. Мыскина, Ю. А. Рожнов*
Переплет художника *К. В. Голикова*
Художественный редактор *В. В. Шутько*
Технический редактор *А. В. Трофимов*
Корректор *В. И. Ионкина*

ИБ 4929

Сдано в набор 19.01.84. Подписано в печать 17.07.84. Т-12182. Формат 70×100¹/₁₆.
Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 35,47.
Усл. кр.-отт. 35,47. Уч.-изд. л. 38,0. Тираж 3100 экз. Заказ 898/9203—4. Цена 2 р. 50 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Уважаемый товарищ!

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ГОТОВИТ К ПЕЧАТИ — НОВЫЕ КНИГИ

ЛАВЕРОВ Н. П., НЕВСКИЙ В. А., ФРОЛОВ А. А. Структуры рудных месторождений кольцевого типа. 1985.— 19 л.— 1 р. 40 к.

Охарактеризованы структурно-геологические особенности рудных полей и месторождений, развитых в пределах кольцевых магматических комплексов и представленных интрузивами центрального типа, куполами, штоками, вулканическими жерловинами, эксплозивными телами брекчированных пород, кальдерами проседания, с которыми связаны месторождения фосфора, ниобия, редких земель, алмазов, меди и молибдена.

Для геологов производственных и научно-исследовательских организаций.

ЛАРИЧКИН В. А. Промышленные типы месторождений редких металлов (олово, вольфрам, молибден). 1985.— 14 л.— 70 к.

Предложена принципиальная схема группировки промышленных типов месторождений редких металлов, выделенных на формационной основе. Дана сравнительная характеристика промышленных типов месторождений олова, вольфрама и молибдена. Выделены три группы геолого-экономических критериев для редкометального оруденения (прогнозные, поисковые и оценочные), соответствующие масштабам геологических объектов и стадиям геологоразведочных работ.

Для геологов производственных и научно-исследовательских организаций.

СПРАВОЧНИК по рудам черных металлов для геологов/Григорьев В. М., Борисенко Л. Ф., Кравченко Г. Г. и др. 1985.— 20 л.— 1 р. 40 к.

Обобщены сведения, необходимые инженеру-геологу для оценки рудопроявлений и разведки месторождений железа, марганца, хрома, титана и ванадия. По каждому из металлов изложены геохимия и минералогия, требования к рудам, полезные и вредные элементы-примеси, технология переработки руд, возможности комплексного их использования. Дано описание типичных уникальных и крупных промышленных месторождений, их поисково-оценочных признаков (геологических, геофизических и геохимических), особенностей разведки.

Для геологов, занимающихся геологической съемкой, поисками, разведкой, оценкой и прогнозированием месторождений черных металлов.

ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ Г. А. Металлогения земной коры. 1985.— 12 л.— 1 р. 80 к.

Охарактеризованы тектоника, магматизм и металлогения различных типов геосинклиналей и орогенных поясов, а также сводово-глыбовых поднятий, трапповых полей, рифтогенных структур (зеленосланцевые пояса архея, протоавлакогены, континентальные и океанические рифты) и платформенных чехлов. Приведены главнейшие направления развития земной коры, схема эволюции геологических структур, краткий очерк металлогенической эволюции земной коры.

Для геологов, занимающихся изучением вопросов тектоники, магматизма и металлогении.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:
№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;
№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

Издательство «Недра»

4680