КРИТЕРИИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ

на твердые полезные ископаемые

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ НА ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Под редакцией Д. В. РУНДКВИСТА

2631

ЛЕНИНГРАД „НЕДРА"
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1978

Библиотека

УДК 553.3/.8.041(47 + 57)

Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., «Недра», 1978. 607 с. Авт.: К. А. Марков, Б. М. Михайлов, Н. Н. Предтеченский и др.

В книге суммированы закономерности размещения, рудоконтролирующие факторы и критерии прогнозирования главнейших формационных типов рудных и неметаллических полезных ископаемых — черных и цветных металлов, слюд, агросырья, асбеста и др.

На основании анализа геологического строения территории СССР и его отдельных регионов выделены наиболее благоприятные для освоения типы месторождений и предложена методика последовательной детализации перспективных площадей при использовании критериев прогнозирования. Рассмотрены принципы оценки масштабов возможной рудоносности территорий, приведены рекомендации по совершенствованию методов проведения поисковых и оценочных работ в зависимости от прогнозируемых типов оруденения.

Суммированные в книге материалы могут быть использованы при проведении средне-крупномасштабных прогнозно-металлогенических исследований, выборе первоочередных площадей для постановки геологосъемочных и поисковых работ, а также в процессе их осуществления при прогнозной оценке территорий.

Книга рассчитана на широкий круг геологов-съемщиков, поисковиков, специалистов в области минерагении, геологии рудных и неметаллических полезных ископаемых.

Табл. 74, ил. 58, список лит. 459 назв.

Авторы: *К. А. Марков, Б. М. Михайлов, Н. Н. Предтеченский, Ю. Е. Рыцк, В. И. Бергер, В. К. Денисенко, Н. В. Луцкина, Г. В. Александров, В. Р. Артемов, Г. А. Беленицкая, С. М. Бескин, В. М. Богомазов, И. Я. Дядькина, Л. С. Егоров, Н. В. Иванов, А. А. Иванова, Р. В. Колбанцев, В. Г. Колокольцев, А. З. Конников, С. М. Кореневский, И. В. Кунаев, Э. И. Кутырев, Л. И. Лебедева, В. Л. Либрович, И. А. Львова, И. В. Ляхницкая, Ю. Б. Марин, Ю. И. Михайлова, С. В. Москалева, В. Н. Мошкин, Л. М. Мызникова, Е. В. Настасиенко, А. С. Никаноров, Н. В. Никитин, С. А. Новолинская, М. П. Орлова, А. В. Осинский, И. Г. Павлова, В. Г. Пентельков, Г. Д. Петровский, Я. К. Писарчик, М. И. Плотникова, В. Е. Попов, Д. В. Рундквист, Н. Н. Сарсадских, Ф. Л. Смирнов, Ю. Д. Смирнов, Н. А. Солодов, Я. Н. Соколов, Ю. Г. Старицкий, К. Д. Субботин, Е. В. Туганова, Р. И. Шурупова.*

Редакторы разделов: *В. И. Бергер, В. К. Денисенко, Н. В. Луцкина, К. А. Марков, Б. М. Михайлов, Н. Н. Предтеченский, Ю. Е. Рыцк.*

К $\frac{20804-355}{043(01)-78}$ 33—78

© Издательство «Недра», 1978

ПРЕДИСЛОВИЕ

Разработка научно обоснованных критериев прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые с целью выделения первоочередных перспективных площадей, а также совершенствования методики прогнозно-металлогенических исследований — одна из важнейших задач современного этапа развития геологии.

Резкое увеличение масштабов добычи полезных ископаемых, вовлечение в сферу промышленного использования новых видов минерального сырья определяют необходимость осуществления прогнозно-металлогенических исследований на всех этапах и стадиях геологического изучения территории страны.

Особое значение в повышении эффективности геологоразведочных работ приобретает в этой связи научно обоснованный выбор первоочередных площадей для постановки геологосъемочных и поисковых работ и осуществление планомерных прогнозных исследований при проведении геологической съемки, глубинного геологического и аэрофотогеологического картирования и при геологическом доизучении ранее заснятых площадей. Указанные виды региональных геологических работ проводятся ежегодно многочисленными партиями и отрядами территориальных геологических управлений, специализированными научно-исследовательскими и производственными объединениями. Успех этих работ в значительной мере зависит от разработанности теории и методики металлогенических и прогнозных исследований, от степени знания геологами-съемщиками и поисковиками выявленных закономерностей размещения месторождений, критериев перспективной оценки территорий на комплекс полезных ископаемых.

Вместе с тем до настоящего времени нет методических руководств по проведению прогнозных исследований при региональных геологических работах. Отдельные сведения, рекомендации по принципам и методам прогнозирования нашли отражение в трудах по металлогении Ю. А. Билибина, коллектива ВСЕГЕИ (П. М. Татаринов, А. И. Семенов, В. Г. Грушевой, В. С. Лабазин, Е. Д. Карпова, М. И. Циксон и другие), В. И. Смирнова, К. И. Сатпаева, И. Г. Магакьяна, А. Д. Щеглова, В. А. Кузнецова, Г. А. Твалчрелидзе, а также в ряде работ Н. М. Страхова, Л. В. Пустовалова, В. А. Перваго, А. В. Королева, П. А. Шехтмана и других.

В настоящей книге авторы попытались более полно суммировать накопленные данные по критериям прогнозирования важнейших промышленных типов месторождений железа, марганца, алюминия, хромитов, никеля,

меди, молибдена, олова, вольфрама, асбеста, слюд, агросырья и других твердых полезных ископаемых и наметить в итоге, хотя бы в общих чертах, ту «систему» анализа геологических материалов, которой следует руководствоваться при оценке перспектив площадей и разработке рекомендаций по дальнейшему направлению поисковых работ.

При изложении материала авторы стремились в первую очередь ответить на нижеследующие вопросы, с которыми сталкиваются в своей каждодневной практике геологи-съемщики, поисковики, работники полевых геологических партий и экспедиций.

1. Какие типы руд и соответственно месторождений по отдельным видам сырья являются наиболее перспективными исходя из задач развития минерально-сырьевой базы страны, возможностей выявления крупных промышленных месторождений, их комплексного использования?

2. Какие критерии прогнозирования и в какой последовательности должны применяться при анализе геологических данных на стадии перспективной оценки территорий и выборе первоочередных площадей для постановки более детальных работ?

3. Какие геологические наблюдения, факты требуют особого внимания, специального изучения в ходе осуществления съемочных и поисковых работ в зависимости от особенностей геологического строения анализируемого района и прогнозируемого типа месторождений?

Соответственно при написании отдельных разделов монографии авторы стремились кратко осветить следующие вопросы.

1. Общие сведения о состоянии минерально-сырьевой базы по рассматриваемому виду сырья и вытекающих из этого следствиях.

2. Главнейшие формационные типы месторождений, их характеристика, в ряде случаев представленная в виде таблицы.

3. Критерии оценки перспективности новых площадей на рассматриваемый вид сырья.

Естественно, что при написании отдельных разделов вследствие специфичности рассматриваемых видов сырья (сравните, например, олово, мусковит, фосфориты, сера и др.) и различной степени изученности обсуждаемых вопросов, авторы вынуждены были делать те или иные отклонения от намеченной схемы изложения. Однако в целом приведенная выше последовательность рассмотренных вопросов сохранена во всех разделах.

Авторы отдают себе отчет в том, что приведенные ниже обобщение и систематизация критериев прогнозирования главнейших типов месторождений полезных ископаемых не дают геологу исчерпывающих ответов для всех многообразных геологических ситуаций, в которых ему приходится работать.

При составлении настоящей монографии использованы результаты многолетних личных исследований авторов по оценке перспектив и выявлению месторождений полезных ископаемых в различных регионах страны, а также многочисленные опубликованные материалы. В ходе работы авторы учли критические замечания и пожелания, высказанные при обсуждении рассматриваемых в монографии вопросов на Ученом совете ВСЕГЕИ, в территориальных геологических управлениях и экспедициях.

Авторы благодарны А. Д. Щеглову, В. А. Перваго, Б. М. Зубареву, А. А. Кобеляцкому, Г. А. Мирлину, Н. П. Лаверову, А. С. Крючкову, А. С. Звереву, В. Н. Полуэктову за активное обсуждение вопросов прогнозирования месторождений полезных ископаемых, за ценные советы, использование которых, несомненно, улучшило настоящую работу.

ВВЕДЕНИЕ

Характерной особенностью настоящего периода развития геологии, вызванной научно-технической революцией, является повышенный интерес к прогнозным исследованиям. Разработка пятилетних и долгосрочных планов развития народного хозяйства требует проведения комплексных прогнозных исследований во всех областях знаний и в первую очередь в геологии — науке, определяющей развитие минерально-сырьевой базы страны, ее экономический потенциал.

Термин «прогноз» (греч. πρόγνωσιζ, от πρό — вперед и γνωσιζ — узнавание) — предвидение, предсказание, основывающееся на определенных фактах, используется в геологии в более широком смысле, чем в других науках. Если в метеорологии, различных областях техники и экономики, в медицине и прочих дисциплинах — это предсказание процесса развития и исхода событий на тот или иной момент, то в геологии «прогноз», «прогнозирование» — это в первую очередь научно обоснованное предвидение мест возможного залегания месторождений полезных ископаемых, возникших в далеком геологическом прошлом, предсказание путей дальнейшего развития минерально-сырьевой базы. Именно в таком смысле и развивалось учение о прогнозировании месторождений полезных ископаемых.

Первоначально прогнозирование основывалось на учете ограниченного числа фактов — наличии или отсутствии прямых или косвенных признаков, указывающих на оруденение, таких как непосредственно выявленные рудопроявления, зоны измененных боковых пород, концентрации определенных минералов в шлихах и т. д. По мере развития геологической науки эти признаки становились все более многообразными и все более региональными.

С середины XIX в. при предсказаниях возможных типов оруденения стали широко использоваться закономерно повторяющиеся в природе ассоциации минералов и пород, возникло учение о парагенезисах — закономерных сообществах минералов — и учение о геологических формациях — закономерных сообществах горных пород и руд (А. Вернер, А. Брейтгаупт, А. М. Севергин, Л. Доломье и другие). Установленная многолетней практикой связь руд олова с гранитами, платины и хрома с гипербазитами, бокситов с корами выветривания и др. получила научное обоснование, что резко расширило фундамент прогнозных исследований. Однако с позиций сегодняшнего дня научные разработки того периода ограничивались лишь выявлением благоприятных геологических предпосылок и поисковых признаков

оруденения — факторов поисковой практики, а не научного прогнозирования в современном смысле слова.

Прогнозирование в его современном понимании, как анализ всей совокупности геологических данных с целью выявления наиболее вероятных мест локализации полезных ископаемых в земной коре, определения возможного типа руд и их масштабов, стало формироваться в СССР в виде самостоятельного научного направления в годы первых пятилеток. В постановлении СНК от 17.XI 1937 г. «Об организации геологоразведочных и поисковых работ в СССР» в качестве одной из важнейших задач было указано изучение условий образования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых с целью разработки учения о прогнозировании. В выступлениях А. Н. Заварицкого («О картах прогноза» *) и П. И. Степанова («К вопросу о геологических прогнозах» *) были обсуждены наиболее общие принципы построения карт прогноза, было отмечено, что эти карты должны строиться на совмещении геологической карты и карты месторождений полезных ископаемых, что прогнозирование должно базироваться, как писал А. Н. Заварицкий *, на фактах, а не на «генетических гипотезах», которые «менялись, меняются и будут меняться», что неправильно «считать гипотезы конечной целью изучения».

Существенным шагом в разработке теории и методики прогнозирования месторождений полезных ископаемых явилось создание в послевоенные годы и оформление в качестве самостоятельной геологической дисциплины в период 1950—1960-х гг. металлогении — учения о закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых в пространстве и во времени.

Составленные в 1955—1965 гг. металлогенические карты СССР и отдельных регионов масштабов 1 : 5 000 000—1 : 500 000 под руководством Е. Т. Шаталова, Ю. Г. Старицкого, А. И. Семенова, П. М. Татаринова, К. И. Сатпаева, Т. В. Билибиной, В. М. Сергиевского, Г. А. Твалчрелидзе и других позволили проанализировать накопленные к этому времени материалы по геологии СССР, оконтурить известные и наметить новые перспективные зоны на различные виды полезных ископаемых. Открытия последних десятилетий (свинцово-цинковые месторождения в Прибайкалье, Енисейском кряже, Сетте-Дабане, новые оловорудные месторождения на Северо-Востоке СССР, золото-серебряные месторождения Тихоокеанского побережья, медно-никелевые руды Сибири, оловорудные месторождения Киргизии и др.) подтвердили правильность основных принципов металлогенического анализа и перспективность дальнейшего развития региональных прогнозных исследований.

В последние годы значение прогнозно-металлогенических исследований еще более возросло. В связи с разработками краткосрочных и долгосрочных (на 15—20 лет, до 1990—2000 гг.) планов развития народного хозяйства страны возникла безотлагательная необходимость дать научно обоснованную оценку перспектив отдельных регионов, наметить рациональные пути промышленного освоения новых типов руд, определить масштабы прогнозируемых месторождений и вероятные горно-технические условия их эксплуатации. Все это определило новый уровень требований к прогнозно-металлогеническим исследованиям [30].

В этой связи наряду с дальнейшим совершенствованием теоретической и региональной металлогении получила развитие специальная

---

* «Вестник АН СССР», 1939, № 8—9.

(отраслевая) металлогения, определилась необходимость перехода от качественного к количественному прогнозированию с оценкой прогнозных запасов и перспективных ресурсов отдельных металлогенических провинций и рудных районов, резко возросло значение геолого-экономических исследований как составной части комплексных прогнозно-металлогенических работ.

На новом этапе более четко определились требования к металлогеническим и прогнозным картам. Основная задача металлогенических карт — отразить главные факторы, контролирующие оруденение, закономерности размещения месторождений полезных ископаемых в пространстве и времени и на этом основании оконтурить известные и наметить новые рудоносные зоны. Цель прогнозной карты — представить в максимально наглядном, легкочитаемом виде конечные результаты прогнозно-металлогенических исследований (перспективные площади различной очередности изучения, рекомендуемые виды геологических работ, прогнозируемые типы месторождений, их масштабы, а в ряде случаев возможное качество руд, глубины их залегания и т. д.).

Наметившееся подразделение прогнозно-металлогенических исследований требует разработки ряда новых учебных пособий, методических руководств.

За последние годы в СССР издан ряд крупных публикаций по общей теоретической и региональной металлогении — это «Очерки металлогении» В. И. Смирнова, «Металлогения» И. Г. Магакьяна, «Региональная металлогения СССР» К. Б. Ильина, «Основы металлогенического анализа» А. Д. Щеглова и ряд других [4—8, 12, 13, 15—17, 21, 26, 27, 31, 34, 35, 38].

Вместе с тем вопросы специальной металлогении, намеченной в качестве одного из важнейших направлений в металлогеническом анализе еще С. С. Смирновым, остаются малоосвещенными в литературе. Суммированный ниже материал по критериям прогнозирования различных типов месторождений преследует в первую очередь цель частичного восполнения этого пробела в методике прогнозно-металлогенических исследований, ориентированных на выявление площадей на искомые типы месторождений.

Настоящая работа в этом отношении продолжает исследования коллектива ВСЕГЕИ, нашедшие ранее отражение в серии брошюр «Региональные и локальные закономерности размещения месторождений» [23] и «Основы научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых» [19], а также в материалах совещаний — «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых» [18], «Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях» [22].

СПЕЦИАЛЬНАЯ (ОТРАСЛЕВАЯ) МЕТАЛЛОГЕНИЯ. ЕЕ ЦЕЛИ, ЗАДАЧИ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Термины «региональная» и «специальная» металлогения были предложены Ю. А. Билибиным еще в 1944 г. [3]. Он подчеркивал, что «вопросы металлогении мы можем трактовать в трех различных разрезах или с трех различных точек зрения:

1. ...в разрезе родственных групп интрузивных пород ...и закономерностей распределения различных типов металлогенического оруденения во времени и пространстве (общая металлогения).

2. ...в разрезе определенных металлов... установления закономерностей их распространения во времени и пространстве, а вместе с тем и поисковых признаков для каждого металла (специальная металлогения).

3. ...в региональном разрезе, прослеживая распространение различных типов металлического оруденения в пределах определенных конкретно взятых тектонических областей и устанавливая металлогеническую физиономию последних (региональная металлогения)» [3, с. 240].

В последующем наибольшее развитие получили вопросы общей (теоретической) и региональной металлогении. Специальная металлогения начала активно развиваться значительно позднее и по состоянию на сегодняшний день наименее разработана. Вместе с тем задачи обеспечения опережающего роста запасов по важнейшим видам минерального сырья в значительной мере зависят от степени разработки именно вопросов специальной металлогении.

В соответствии с намеченным Ю. А. Билибиным делением металлогении прогнозные исследования также могут быть подразделены на комплексные (региональные по Ю. А. Билибину) и отраслевые (специальные по Ю. А. Билибину).

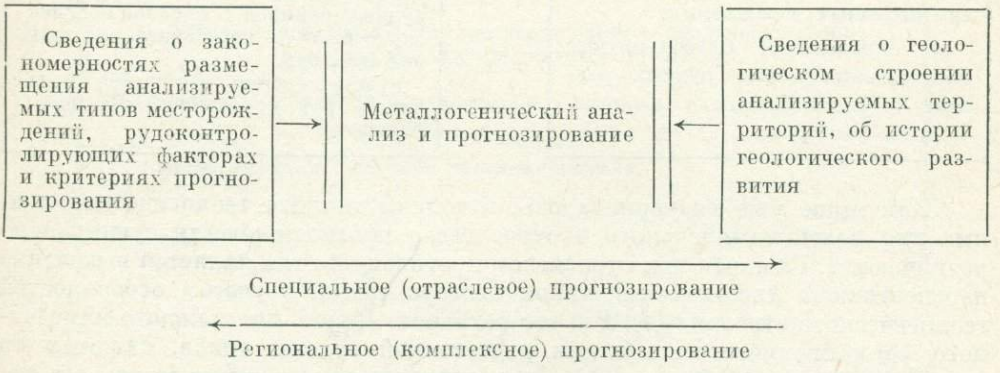
При региональных (комплексных) прогнозно-металлогенических исследованиях объектом исследования является определенная территория, регион, зона, область, планшет или группа планшетов государственной геологической съемки, а целью исследования — выявление всех возможных типов оруденения, установление среди них главных и разработка рекомендаций по постановке специализированных поисков в пределах локальных площадей.

При специальном (отраслевом) металлогеническом анализе и прогнозировании в основу положена «структура» баланса по данному виду сырья, намечаются типы месторождений, руд, отвечающие предъявляемым требованиям (масштабам, качеству), и далее проводится специальный анализ тер-

ритории СССР, его регионов с целью выявления мест наиболее вероятного обнаружения искомых типов месторождений, обладающих необходимыми для промышленного освоения параметрами, необходимым качеством руд.

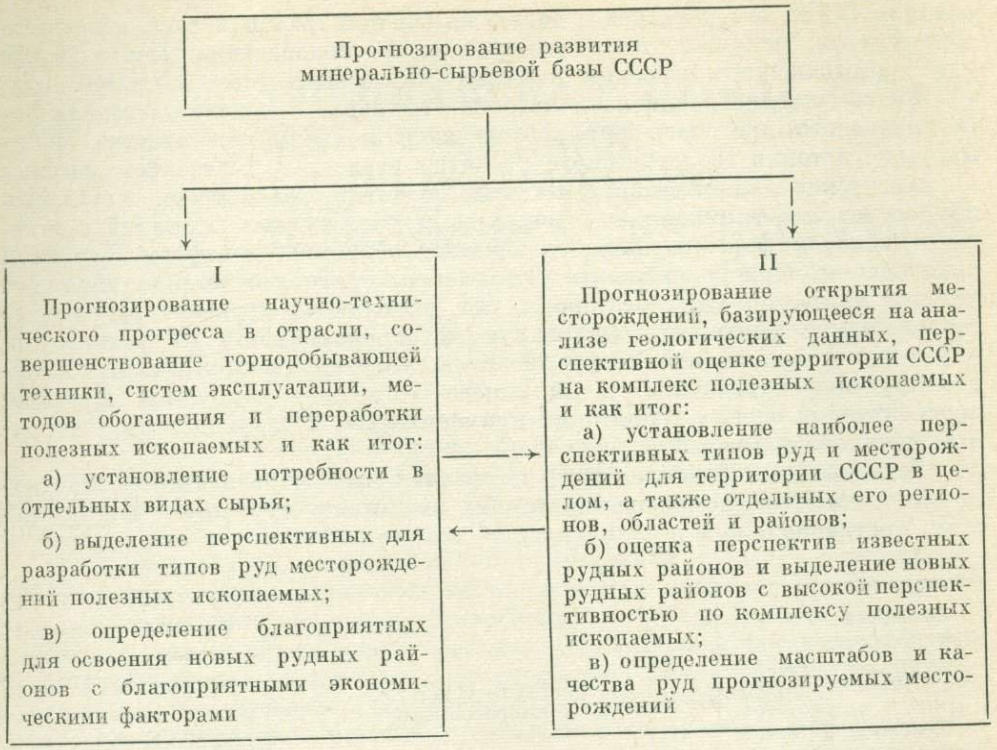
Соответственно различна и методика анализа. В основе регионального (комплексного) прогнозно-металлогенического анализа, как известно, лежит изучение истории геологического развития региона с выделением тектономагматических циклов, этапов и стадий развития, рассмотрение металлогении структурно-формационных зон, комплексов, рудных формаций различных периодов формирования складчатых областей, платформ, структур активизации. При специальном (отраслевом) прогнозно-металлогеническом анализе изучаются типы месторождений, выделяются рудные и рудоносные геологические формации, анализируются закономерности их размещения в районах с выявленной минерализацией, устанавливаются факторы, контролирующие оруденение, и на основе этого формулируются критерии перспективной оценки территорий применительно к различным формационным типам месторождений.

Региональные (комплексные) и специальные (отраслевые) прогнозно-металлогенические исследования как бы дополняют друг друга и, по существу, противоположны по направлению анализа:



Решение стоящих перед геологической службой страны задач по развитию минерально-сырьевой базы требует в настоящее время проведения комплексных прогнозно-металлогенических и экономических исследований [20]. Применительно к обсуждаемым вопросам специального (отраслевого) прогнозирования главнейшие задачи, решаемые при экономическом и прогнозно-металлогеническом анализе, и их взаимодействие может быть представлено в виде следующей схемы:

Сочетание экономического (I) и отраслевого прогнозно-металлогенического анализа (II) позволяет найти оптимальное геолого-экономическое решение проблем дальнейшего развития минерально-сырьевых ресурсов, «увязки» требуемого для народного хозяйства количества горючих полезных ископаемых, металлов, неметаллов, агроруд и т. д., их качества с возможностью получения руд за счет эксплуатации известных и прогнозируемых месторождений. Именно увязка экономических прогнозно-металлогенических исследований позволяет дать научное обоснование решению проблемы рационального размещения производительных сил страны, выделению новых территориально-производственных комплексов СССР.



Как выше уже подчеркивалось, методики анализа геологических данных для целей комплексного и отраслевого прогнозирования существенно различаются. Главным при отраслевом прогнозировании является выделение перспективных для освоения типов месторождений с учетом особенностей геологического строения СССР и его регионов. Далее, для каждого намеченного формационного типа и для родственной группы типов, сходных по геологическим условиям локализации, следует «многоступенчатая» (от регионального масштаба к локальному) разбраковка территории с установлением в конечном итоге перспективных площадей, оценкой их прогнозных запасов или минеральных ресурсов (см. схему на с. 11).

В связи с неоднозначностью понимания терминов и понятий «закономерности размещения оруденения (месторождений)», «рудоконтролирующие факторы» и «критерии прогнозирования» поясним их значение, принятое авторами монографии.

Закономерности размещения оруденения (месторождений) — это выявление в результате геологических исследований устойчивых пространственных, временных, генетических связей оруденения (месторождений определенного типа) с геологическими образованиями различных иерархических уровней, масштабов, порядков. Связь может быть выявлена по отношению к тектоническим структурам различного типа, геологическим формациям, породам, зонам распространения отдельных минералов или ореолам аномальных (повышенных или пониженных) концентраций того или иного элемента. Может быть установлена связь оруденения с тем или иным периодом геологической истории, этапом или стадией развития отдельной структуры

Схема последовательности решения геологических задач при отраслевых прогнозно-металлогенических исследованиях

I. Изучение месторождений полезных ископаемых (МПИ)

1. Установление закономерности размещения
2. Выявление рудоконтролирующих факторов
3. Определение критериев прогнозирования

II. «Многоступенчатый» анализ территорий с последовательной детализацией перспективных площадей

1. Мелкомасштабное прогнозирование
2. Крупно-среднемасштабное прогнозирование
3. Детальное прогнозирование

III. Составление прогнозных карт и практических рекомендаций

1. Выделение перспективных площадей на различные типы МПИ
2. Оценка перспектив выделенных площадей (качественная, количественная)
3. Выбор площадей, первоочередных для постановки съемочно-поисковых и геологоразведочных работ
4. Разработка методических рекомендаций и указаний по особенностям проведения съемочно-поисковых и геологоразведочных работ

Таблица 1

Цели и задачи, решаемые при отраслевом прогнозировании

Прогнозные исследования	Изучаемая площадь	Масштаб необходимых геологических карт	Масштаб итоговых карт
Обзорные мелкомасштабные	Вся территория СССР, отдельные регионы	1 : 2 500 000— 1 : 500 000	1 : 7 500 000— 1 : 1 000 000
Мелко-среднемасштабные	Территория деятельности геологических управлений	1 : 500 000; 1 : 200 000; 1 : 50 000	1 : 500 000; 1 : 200 000
Детальные	Планшеты государственной геологической съемки	1 : 50 000 и специальные исследования 1 : 25 000— 1 : 10 000 на отдельных участках	1 : 50 000

или, например, зависимость от времени формирования, последовательности проявления событий и т. д.

Факторы (лат. factor — делающий, производящий) рудоконтролирующие, металлогенические, рудоносности и т. п. представляют собой, по существу, следующую ступень познания закономерностей локализации оруденения (размещения отдельных рудных тел, месторождений) и предполагают познание причин установленных закономерностей. Факторы принято обычно делить по природе на магматические, тектонические, литологические, климатические, физические, химические и т. д.

Ю. А. Билибин [1] объединял факторы в три группы: тектоно-магматические, структурно-литологические и глубины эрозионного среза. Очередность перечисления факторов обычно соответствует принимаемой генетической последовательности. Факторы в свою очередь могут быть положительными, способствующими образованию месторождений, и отрицательными, приводящими к его уничтожению или препятствующими образованию повышенных концентраций рудной минерализации.

Критерии (греч. κριτήριον — средство для решения) — отличительные признаки геологического образования (формаций, пород), указывающие на его рудоносность. Критерии рудоносности, перспективной оценки территорий, прогноза устанавливаются на основе анализа закономерностей размещения месторождений и рудоконтролирующих факторов. К критериям могут быть отнесены только выдержанные статистически устойчивые признаки, которые могут быть перенесены из изученных районов с известными месторождениями и применены при оценке новых площадей. Критерии могут быть прямыми, непосредственно указывающими на рудоносность (например, наличие в районе минерализации, гидротермально измененных пород, ореолов повышенных концентраций) и косвенными — геологические предпосылки (например, благоприятные интрузивные, осадочные, гидротермально-метасоматические формации).

различного масштаба

Цель прогнозирования	Перспективные площади, выделенные на картах	Степень детальности прогнозирования
Сравнительная оценка перспектив территории СССР и его отдельных регионов. Выделение перспективных территорий. Генеральное планирование геологосъемочных и поисковых работ	Металлогенические провинции, пояса, области, зоны	Оценка перспективных ресурсов
Сравнительная оценка перспектив территории деятельности управлений, экспедиций, выделение первоочередных площадей для геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000	Рудные районы, зоны, рудные узлы	Оценка перспективных ресурсов и прогнозных запасов
Оценка перспектив территории на комплекс полезных ископаемых, выделение ведущих формационных типов руд, оконтуривание площадей для постановки детальных поисковых работ или предварительной разведки	Рудные узлы, рудные поля	Оценка прогнозных запасов

Соответственно критерии могут быть подразделены по характеру связи геологический объект — его рудоносность на вещественные (формационные, петрографические, минералогические, геохимические), структурные (пространственные), геохронологические (временные) и генетические.

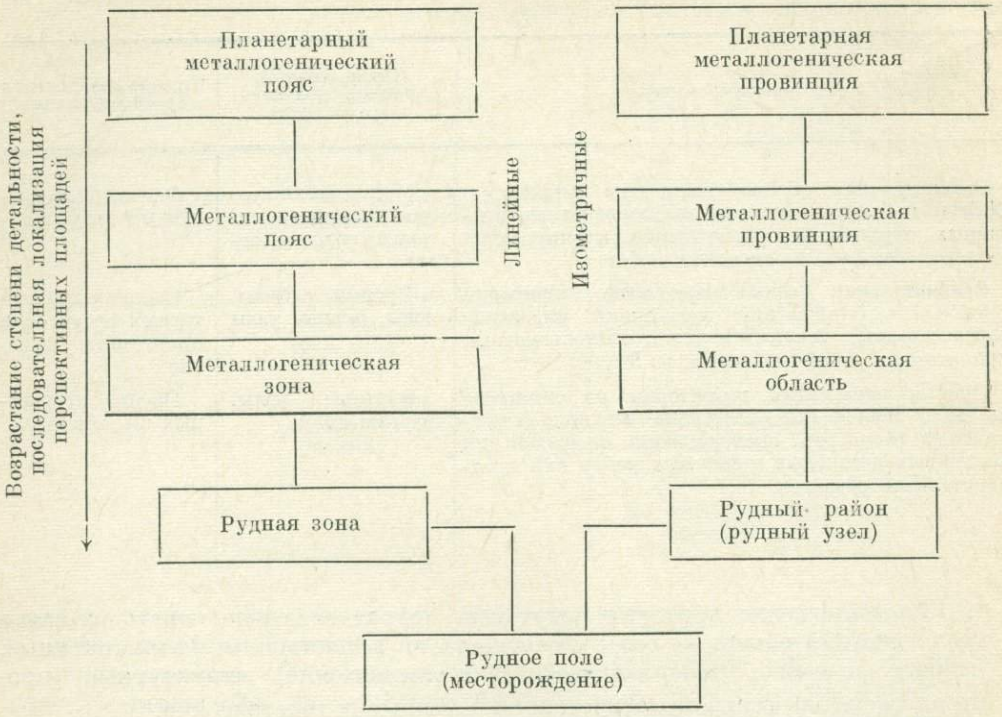
В отличие от факторов критерии целесообразно перечислять по их значимости: от тех, которые позволяют существенно сокращать перспективные площади (массивы, толщи, разломы и т. д.), к тем, которые незначительно детализируют их контуры. Критерии рудоносности, таким образом, должны предполагать оценку их информативности, степени надежности и формулироваться в окончательном виде как система определенных алгоритмов.

В целом характерной особенностью методики отраслевого прогнозирования, резко отличающей его от комплексного, является последовательное вовлечение в анализ все более крупномасштабных карт и использование критериев прогнозирования в определенной очередности: от региональных геолого-структурных, формационных к более детальным минералогическим, геохимическим, применение которых в силу трудоемкости получения первичных фактических материалов возможно лишь в пределах локальных перспективных площадей.

«Многоступенчатый» анализ с последовательной локализацией прогнозируемых площадей в зависимости от имеющихся геологических данных может завершаться на различных стадиях: в одних случаях на «уровне» выделения и оценки масштабов прогнозируемого оруденения в пределах металлогенических поясов и провинций, зон, областей, в других на уровне непосредственно рудных зон и рудных районов. При этом в развитии варианта, разработанного Е. Т. Шаталовым [15, 36], принимается соподчинение рудоносных площадей, приведенное на схеме.

Один из важнейших элементов этой систематики — металлогеническая зона (металлогеническая область) — соответствует по тектонической система-

Схема последовательной детализации рудоносных площадей



тике структурно-формационной зоне, выделяемой по особенностям геологического строения и комплексам формаций.

В ряде случаев ниже авторы используют специальные термины, например «слюдоносная провинция», «зона свинцово-цинковой минерализации», «бокситоносный район» и др. При этом, однако, соподчиненность основных смысловых терминов во всех случаях сохраняется в последовательности от более региональных к более локальным: провинция → область → район → → поле или пояс → зона → поле.

В табл. 1 суммированы некоторые данные по отраслевым прогнозно-металлогеническим исследованиям, осуществляемым в различных масштабах.

Опыт геологических работ последних лет, в частности по оценке перспектив территории на высококачественные бокситы, поиски железных и марганцевых руд в Зауралье, выявление месторождений калийных солей и фосфоритов на Востоке СССР и др., свидетельствуют о том, что дальнейшее развитие отраслевого прогнозно-металлогенического анализа (специальной металлогении), в том числе обзорного и мелко-среднемасштабного, является одним из важнейших условий повышения эффективности геологических исследований.

О ЗНАЧЕНИИ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ПРИ ПРОГНОЗНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

В основе специального (отраслевого) прогнозирования в конечном итоге лежит, как следует из вышесказанного, представление об устойчивости характеристик состава, строения основных формационных типов месторождений, выдержанности закономерностей размещения и, как следствие этого, факторов и критериев их прогнозирования. Прогнозирование — научно обоснованное предсказание вероятных мест локализации оруденения различных типов — базируется в первую очередь на использовании в практических целях установленных зависимостей между распространением определенных геологических и рудных формаций, направленным изменением состава пород в рядах формаций и состава сопутствующего оруденения.

Отраслевое прогнозирование таким образом в первую очередь основывается на региональном формационном анализе. Вместе с тем методика формационного анализа остается, как известно, еще мало разработанной, а используемые при этом термины «геологическая формация», «рудоносная геологическая формация», «рудная формация», «формационный тип» месторождений понимаются разными исследователями и целыми научными школами неодинаково.

О ПРИНЦИПАХ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Как известно, в учении о формациях, зародившемся еще в начале XIX в., наметилось несколько самостоятельных подходов к их выделению и характеристике. Наиболее существенно различаются генетический и парагенетический подходы. Для первого характерно выделение формации как группы, ассоциации, сообщества генетически взаимосвязанных друг с другом пород или руд. Соответственно в определениях формаций в этом случае фигурируют такие термины, как «генетическое родство», «комагматичность», «образование одной стадии» или «этапа формирования», «тектонического цикла» и т. д. Использование при генетическом подходе не первичных фактических данных, а вторичных и в силу этого субъективных генетических понятий представляет значительное неудобство и затрудняет разработку естественнонаучной классификации геологических формаций.

Для второго — парагенетического — подхода характерно определение формаций как парагенетически устойчивых ассоциаций, сообществ пород и руд, т. е. по принципу сонахождения пород в геологических телах. Н. С. Шатский, наиболее кратко и четко сформулировавший основные поло-

жения современного понимания геологических формаций, писал: «Формация — естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых (породы, слои, отложения) тесно парагенетически связаны друг с другом, как в возрастном (переслаивание, последовательности), так и в пространственном отношении (фациальные смены и др.)». И далее: «Если минералы — парагенезы элементов, горные породы — парагенезы минералов, то геологические формации — парагенезы горных пород» [37, с. 53].

Развивая представления о парагенезах В. И. Вернадского, Н. С. Шатского, Н. М. Хераскова, в публикациях 1965—1975 гг. В. И. Драгунов, В. И. Васильев, И. В. Круть, Ю. А. Косыгин, Д. В. Рундквист, Э. И. Кутырев и другие обосновали возможность выделения геологических объектов различных уровней организации по единому «иерархическому» структурно-вещественному принципу. Предложено выделять ряд различных по степени сложности «уровней организации»: химический элемент — минерал — порода — формация — «комплекс» — «слой» (гранитный, осадочный и т. д.) — «сфера» (литосфера, мантия, ядро) — Земля. Наиболее четко индивидуализированными объектами, обладающими определенными свойствами, структурой, являются начальные члены этого «иерархического» ряда, т. е. химический элемент и минерал. По мере перехода от этих основополагающих, «фундаментальных» уровней к промежуточным звеньям как при последовательном «укрупнении» объектов (химический элемент → минерал → → порода → формация → комплекс), так и при выделении все более дробных «элементов» строения Земли (сфера → слой → комплекс) четкость индивидуализации объектов исчезает, возникают неоднозначные варианты группировки пород в формации и формаций в комплексы.

Геологическая формация с позиций структурно-вещественного подхода — лишь один из «иерархических» уровней природных геологических объектов, выделяемых по принципу вещество + структура связи. Геологическая формация в таком понимании — это закономерное сообщество горных пород (минеральных парагенезисов, в частном случае руд) связанных общей структурой. Под «структурой» здесь понимается закономерное (ритмичное, зональное) взаимное расположение пород, руд с устойчивыми их взаимоотношениями (напластования, пересечения и т. д.). Структура формации в этом смысле отражает устойчивые пространственно-временные соотношения слагающих формацию «элементов» — пород, руд.

Для формаций осадочных, вулканических и кор выветривания, залегающих преимущественно пластообразно, главной структурной характеристикой является ритмичность — закономерное упорядоченное расположение пород в разрезе. Для большинства интрузивных, гидротермально-метасоматических, метаморфических формаций наиболее характерным элементом структуры является зональность — закономерное упорядоченное расположение слагающих их пород (руд) в плане и по вертикали.

Исходя из сказанного, при определении формаций среди различных их характеристик могут быть выделены главные («конституционные»), определяющие вид формации и дополнительные. К «конституционным» относятся вещественный состав, «набор» характерных пород (руд) с учетом их количественных соотношений и структура — ритмичность, зональность. Дополнительные характеристики, такие как морфология тел, некоторые особенности внутреннего строения (степень дислокации, трещиноватость и т. д.), детали минерального состава, петрохимии, определяют специфические черты про-

явления различных формаций. Эти характеристики имеют важное значение при диагностике и описании конкретных геологических образований — пластов, массивов и т. д., сложенных теми или иными формациями.

Одной из важнейших природных закономерностей является широкое распространение постепенных взаимных переходов между формациями, позволяющих увязывать их, намечать между ними «изоморфные» ряды, подобно изоморфным рядам минералов. Соответственно при реальном выделении формаций часто возникают определенные затруднения при отнесении к формациям промежуточных разностей. Например, между кремнисто-спилит-диабазовой и спилит-кератофировой, между карбонатной и терригенной флишевой, между аргиллизитовой гидротермально-метасоматической и вторичнокварцитовой и т. д.

Установление таких «изоморфных» рядов, отражающих постепенные изменения в составе и количественных соотношениях отдельных слагающих формаций пород, при сохранении общей структуры формации имеет существенное значение для целей прогнозирования месторождений, так как позволяет полнее и проще отразить реально наблюдаемые в природе соотношения пород и руд. Промежуточные члены «изоморфных» рядов обладают, как правило, и «промежуточным» по составу сопутствующим оруденением. Укажем, например, на закономерное изменение состава руд в ряду от типичных апатит-железо-титановых месторождений (Косвинский Камень, Качканарское) через ванадий-железо-титановые (Первоуральское) к медно-железорудным (Волковское). Постепенные изменения в составе руд указанных уральских месторождений отчетливо коррелируются, как показали исследования К. Д. Тимохова и других, с изменением в составе главных сопутствующих минеральных парагенезисов от перидотитов и пироксеновых оливинитов с рудами апатит-титаномагнетитовыми к горнблендитам и пироксенитам, содержащим титан-железо-ванадиевую минерализацию, и далее к габброидам оливиновым, гиперстеновым, пироксеновым, биотитовым с железо-ванадий-хромовой минерализацией. В данном случае, как и во многих других, представляется возможным говорить об «изоморфном» ряде геологических и рудных формаций и соответственно выделять в качестве самостоятельных видов формаций крайние члены, а остальные рассматривать как промежуточные.

Промежуточные по составу геологические образования могут возникать как между родственными формациями, однотипными по условиям образования (осадочными, интрузивными, вулканическими, метаморфическими), так и между различными по генезису. Например, в пределах единого бассейна осадконакопления и проявления вулканизма постоянно фиксируются переходы по латерали и вертикали между осадочными и вулканическими формациями; в районах проявления активной магматической деятельности — между вулканическими и интрузивными; в зонах выветривания и местного переноса материала — между корами выветривания и нормального осадконакопления и т. д. (рис. 1).

Наряду с широким развитием промежуточных по составу геологических формаций в пределах практически непрерывных «изоморфных» рядов в природе очень часто наблюдаются случаи пространственного совмещения резко различных по времени и условиям образования, составу и строению формаций. Наиболее типичны случаи совмещения формаций при развитии процессов гидротермального метасоматизма, метаморфизма, корообразования. При неполном замещении исходных пород породами-новообразованиями в едином

2631

геологическом теле сосуществуют две различные формации: первичная со своим набором пород и структурой их связи, сохраняющаяся в виде реликтов, и вторичная, более поздняя, создающая свою ассоциацию пород с новой структурой их связи. Например, зональные коры выветривания, развивающиеся среди резко различных пород, или гидротермальные метасоматиты, образующие широкие поля измененных пород, выходящие далеко за пределы родоначальных интрузий и охватывающие все многообразие пород вне зависимости от времени и условий их образования. Эта особая роль вторич-

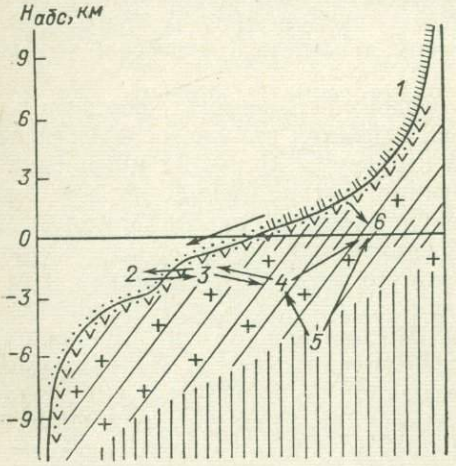


Рис. 1. Области развития различных генетических групп геологических формаций по отношению к гипсографической кривой земной поверхности.

Формации: *1* — кор выветривания, *2*—осадочные, *3* — вулканические, *4* — интрузивные, *5* — метаморфические, *6* — гидротермально-метасоматические, максимально интенсивные вблизи поверхности геоида.

Стрелками указаны характерные переходы между формациями различных генетических групп.

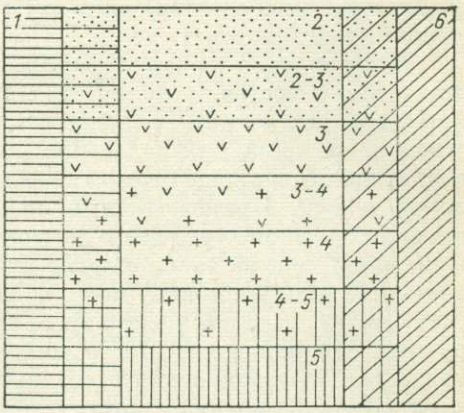


Рис. 2. Схема пространственного совмещения формаций генетических групп *1—6* (см. рис. 1).

ных формаций, метасоматических по способу образования (кор выветривания, гидротермально-метасоматических, метаморфических), значительно затрудняет анализ связей рудоносности с геологическими формациями. На рис. 2 густо заштрихованные поля соответствуют случаю развития вторичных формаций при отсутствии реликтов, редко заштрихованные отражают совмещение формаций.

Важно подчеркнуть необходимость выделения в таком же ранге, как осадочные, вулканические, интрузивные формации, группы гидротермально-метасоматических формаций. Как показано в работах Д. С. Коржинского, Н. И. Наковника, В. А. Жарикова, Ю. В. Казицына, М. М. Василевского, В. А. Рудника, Б. А. Омельяненко и других, процессы гидротермального метасоматизма в истории формирования земной коры имеют не меньшее значение, чем процессы осадконакопления, метаморфизма, магматизма. Возникающие в итоге преобразований первичных пород гидротермально-метасоматические образования представляют собой закономерный набор различных пород, связанных общей структурой — зональностью. По интенсивности проявления и составу выделяются внутренние, промежуточные и внешние зоны, распространяющиеся на многие десятки и сотни квадратных километров. Работами Е. В. Плющева, Ф. Л. Думлера, В. Г. Боголепова

Таблица 2

Основные минеральные парагенезисы главнейших гидротермально-метасоматических формаций

Формации	Метасоматические породы (внутренние зоны)	Жилы, прожилки, рудные залежи	Сопутствующее оруденение
Пропилиты	Кварц-кальцит-серицит-хлоритовые, кварц-эпидот-анкеритовые, кварц-серицит-альбитовые	Кварцевые, кварц-карбонатные, кварцевые с хлоритом и серицитом, кварц-эпидотовые, кварц-альбитовые, кварц-цеолитовые, цеолитовые	Cu, Cu—Fe, Cu—Au, Cu—Zn
Вторичные кварциты	Монокварцевые, кварц-серицитовые, кварц-корундовые, кварц-андалузитовые, кварц-андалузит-диаспоровые, кварц-алунитовые, кварц-диккит-пирофиллитовые	Кварцевые, корундовые, кварц-андалузитовые, кварц-алунитовые, кварц-диккит-пирофиллитовые	Au—Ag, Hg—Sb, Sn (деревянистое олово), корунд, алунит
Аргиллизиты	Кварц-каолинитовые, кварц-гидрослюдистые, кварц-монтмориллонитовые, кварц-хлоритовые (шамозит, амезит, кронштедтит)	Кварцевые, кварц-каолинитовые, кварц-каолинит-гидрослюдистые, кварц-флюоритовые	Au—Ag, Zn—Pb, W—Sb—Hg, Sb—Hg, Mo—U, Cu—Mo
Турмалин-хлоритовые метасоматиты	Кварц-турмалиновые, кварц-турмалин-хлоритовые, альбит-турмалиновые, кварц-биотитовые, кварц-аксинитовые	Кварцевые, кварц-турмалиновые, турмалиновые, турмалин-альбитовые, кварц-турмалиновые с кальцитом	Sn—Cu, Sn—Pb—Zn, Sn—Ag—Bi, Cu—Bi, Mo—Au, Au—As
Березиты	Кварц-пирит-анкеритовые, серицитовые, кварц-серицитовые	Кварцевые, кварц-карбонатные, карбонатные (анкеритовые, кальцитовые, реже доломитовые), кварц-альбитовые, кварц-биотитовые	Zn—Pb—Au—Ag, W—Au, Au—Sb, Au, Mo—Au
Гумбеиты	Калишпатовые (ортоклаз, микроклин), кварц-калишпатовые, ортоклаз-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-альбитовые *, кварц-серицит-альбитовые, кварц-альбит-хлоритовые, альбитовые	Ортоклазовые, ортоклаз-биотитовые, кварц-ортоклазовые, кварц-карбонатные, ангидритовые, альбитовые, кварц-альбитовые, альбит-хлоритовые	Mo, Mo—Cu, W—Au, Mo—Zn—Pb, U, U—Mo

* К гумбеитам автором условно отнесены также и кварц-альбитовые метасоматиты, которые рассматриваются Б. И. Омельяненко как самостоятельная формация.

Продолжение табл. 2

Формации	Метасоматические породы (внутренние зоны)	Жилы, прожилки, рудные залежи	Сопутствующее оруденение
Серпентиниты	Серпентиновые, антофиллит-актинолитовые, тальковые, тальк-тремолитовые, тальк-хлоритовые, тальк-карбонатные	Серпентиновые (асбестовые), антофиллитовые, тальк-карбонатные, хлоритовые	Асбест, тальк, Cr—Pt
Уралиты (метасоматические амфиболиты)	Амфиболовые (роговая обманка), амфибол-плагиоклазовые (№ 40—80), амфибол-биотитовые	Амфиболовые, плагиоклазовые, кварц-биотитовые	Ti—Fe, (Ti)—Fe—(V)—Cu, Ni—Cu
Магнезиальные скарны	Кальцит-шпинель-форстеритовые, шпинель-фассаитовые, кальцит-диопсид-шпинелевые, форстерит-диопсидовые и др.	Шпинелевые, шпинель-форстеритовые, кальцитовые, доломитовые	Fe, B, апатит, флогопит, шпинель
Известковые скарны	Гранат (гроссуляр, андрадит)-пироксеновые (диопсид, геденбергит и др.), пироксен-плагиоклаз-скаполитовые, пироксен-волластонитовые, волластонит-везувиановые, пироксен-ортоклазовые, актинолит-тремолитовые, кварц-хлоритовые, карбонатные	Гранат-пироксеновые, скаполитовые, скаполит-плагиоклазовые, везувиановые, кальцитовые, кальцит-хлоритовые, кварц-кальцитовые	Fe—Co, Fe, Fe—Cu, Cu, Zn—Pb, Mo—W, W—Sn—Be, As
Грейзены	Кварцевые, кварц-топазовые, кварц-слюдяные (мусковит, биотит, протолитионит, циннвальдит), кварц-полевошпатовые (микроклиновые), кварц-турмалиновые	Кварцевые, кварц-мусковитовые, кварц-топазовые, кварц-турмалиновые, кварц-микроклин-мусковитовые, кварц-мусковит-флюоритовые, кварц-флюоритовые	Li—Sn, Sn—W, Mo—W—Be, Be—W—Mo—Bi, Li—Be, флюорит
Фельдшпатолиты (микроклиниты, альбититы)	Кварц-микроклин-слюдистые (мусковит, лепидолит, протолитионит, биотит), кварц-альбитовые, рибекит-микроклин-кварц-альбитовые	Полевошпатовые (микроклиновые, альбитовые), кварц-полевошпатовые, кварц-слюдистые, полевошпатовые, слюдисто-полевошпатовые	Be—Sn—Li, Be—W—Ta, Li—Ta—Nb, Ta—Sn
Фениты	Эгирин-альбитовые, нефелин-альбитовые, альбит-эгирин-рибекитовые, альбит-карбонатные	Альбитовые, альбит-эгириновые, нефелин-альбитовые, карбонатные и др.	Zr—Nb—Ta—U—Th—TR

Продолжение табл. 2

Формации	Метасоматические породы (внутренние зоны)	Жилы, прожилки, рудные залежи	Сопутствующее оруденение
Карбонатиты	Карбонатные (кальцит, доломит, анкерит, сидерит), калишпат-карбонатные, альбит-карбонатные, амфибол-доломит-кальцитовые, биотит-карбонатные, эгириновые, диопсид-форстеритовые, диопсид-флогопитовые	Кальцитовые, флогопитовые, диопсидовые, анкеритовые, сидеритовые, доломитовые	(Cr—Pt), Ti—Fe, Zr—Hf—Nb—Ta—TR, апатит, флогопит

и других доказана возможность картирования метасоматических пород, в том числе их внешних зон, при геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000.

Среди других геологических формаций гидротермально-метасоматические занимают вместе с тем особое положение в связи с тесной пространственной и генетической связью с ними разнообразных типов эндогенных месторождений рудных и неметаллических полезных ископаемых.

Гидротермально-метасоматические формации включают в себя в качестве основной части наряду с метасоматическими породами рудные и безрудные жилы и прожилки. Минеральный состав жил и прожилков, возникших как путем выполнения пустот, так и в результате избирательного метасоматического замещения вмещающих пород, даек, характерен и в общем случае всегда, как известно, близок к составу внутренних зон метасоматитов. В связи с этим, определяя гидротермально-метасоматическую формацию как скарновую, фельдшпатолитовую, грейзеновую и др., мы вместе с тем характеризуем и наиболее типичные черты минерального состава рудоносных жил и прожилков. В первом случае это гранат-пироксеновые, скаполитовые, плагиоклазовые, во втором — кварц-полевошпатовые, полевошпатово-слюдистые и т. д.

В табл. 2 сопоставлены характерные минеральные парагенезисы метасоматических пород и жил, прожилков, рудных залежей для главнейших гидротермально-метасоматических формаций [25], названия которых используются в настоящей книге.

К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ПОНЯТИЯ «РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ»

Основным понятием, широко используемым при прогнозно-металлогенических исследованиях, является рудная формация. В отличие от геологической формации, определяемой только по структурно-вещественным признакам, рудная формация понятие не только геологическое, но и экономическое. Из определения руды как минерального агрегата, «из которого технологически возможно и экономически целесообразно извлекать металлы, соединения металлов или минералы, являющиеся объектами использования в народном хозяйстве» [33], вытекают и определенные геолого-экономические требования к объему и содержанию понятия рудная формация. В соответствии с этим в названии рудных формаций обычно всеми исследователями особо подчеркивается практически ценная минерализация, например, медно-

никелевая сульфидная, молибденово-медная порфировая, слюдоносных пегматитов, алмазоносных кимберлитов и т. д.

Таким образом, по смыслу термина рудная формация представляет собой особую категорию геологических образований, выделяемых с учетом возможности рентабельного извлечения практически ценной породы, минерала, рудного элемента. Число рудных формаций в этой связи по мере вовлечения в сферу практического использования новых видов минерального сырья закономерно возрастает. Так, например, освоенное в последнее десятилетие производство глинозема из нефелина, разработанные схемы получения силумина из дистен-силлиманитовых сланцев определили необходимость выделения новых рудных формаций нефелинсодержащих щелочных пород, высокоглиноземистых дистен-силлиманитовых сланцев и др. Если в понимании рудных формаций как естественных природных образований, выделяемых с учетом практически ценной минерализации, все исследователи единодушны, то в понимании объема рудной формации, степени ее сложности, соотношений с геологическими формациями мнения резко расходятся.

Термин «рудная формация» используется в трех различных смыслах:

1) рудные формации как характерные типы рудных месторождений, выделяемые по минеральному составу (ведущему парагенезису минералов рудных тел), в ряде случаев с учетом морфологии (жильные, трубообразные и т. д.);

2) рудные формации как однотипные по минеральному составу и геологическим условиям образования месторождения;

3) рудные формации как группы различных по составу и условиям образования месторождений, связанных с одной геологической формацией.

Первое представление о рудных формациях (минеральных формациях, жильных формациях) было изложено в работах А. Г. Вернера, А. Брейтгаупта, Ф. Шарпантье, Б. Котта и других еще в XIX в. В последующем Г. Шнейдерхен предложил классификацию рудных формаций гидротермальных месторождений. В работах представителей этого научного направления за основу систематизации данных по месторождениям фактически взяты типы руд — минеральные парагенезисы в широком смысле слова. Соответственно, например, в пределах классического Фрейбергского полиметаллического месторождения Г. Шнейдерхеном и Л. Бауманном выделяются «благородная кварцевая формация», «колчеданная свинцовая формация», «благородная анкеритовая формация» и т. д.

В работах многих отечественных ученых, начиная с С. С. Смирнова, в качестве формации по существу взяты типы месторождений. Так, еще в довоенные годы на примере оловорудных месторождений С. С. Смирнов, О. Д. Левицкий, а в последующем Е. А. Радкевич, М. И. Иициксон, В. Т. Матвеенко разработали классификацию рудных формаций и выделили: 1) касситерит-пегматитовую; 2) касситерит-кварцевую (или касситерит-грейзеновую); 3) касситерит-скарновую (или касситерит-борато-скарновую); 4) касситерит-кварцевую, богатую железистыми силикатами или сульфидами (или теми и другими); 5) касситерит-сульфидную (в основном касситерит-галенит-сфалеритовую); 6) касситерит-риолитовую [22, с. 109].

Аналогичные классификации — с выделением рудных формаций по сходному минеральному составу и близким геологическим условиям залегания — разработаны для месторождений молибдена, вольфрама, ртути, сурьмы и других металлов (Н. А. Хрущев, А. Д. Щеглов, В. П. Федорчук, В. А. Кузнецов и другие). Близкое содержание вкладывается в термин «рудная фор-

мация» в работах И. Г. Магакьяна, Р. М. Константинова, Д. С. Горжевского и других. Важно подчеркнуть, что С. С. Смирнов неоднократно указывал на необходимость включения в одну рудную формацию всей закономерной гаммы минеральных парагенезисов данного месторождения. В работах последующих лет Р. М. Константинова, Э. Н. Томсона, В. К. Денисенко, О. П. Иванова и других выяснено, что «временна́я пауза» между периодами формирования отдельных минеральных парагенезисов может достигать десятков миллионов лет. Несмотря на это, отдельные минеральные парагенезисы закономерно располагаются в пределах месторождений, развиваются в определенной последовательности, подчеркивая естественную целостность месторождения как природного геологического образования.

Наконец, третий возможный вариант — объединение в одну рудную формацию различных по составу месторождений, рудопроявлений одного рудного поля, обнаруживающих преемственность в составе, связь с одной или группой родственных геологических формаций.

Близкое по объему содержание вкладывается в рудную формацию в работах В. С. Кормилицына и П. А. Строны. Основываясь на трудах Ю. А. Билибина, Г. С. Лабазина, А. И. Семенова, выделивших в качестве основной рудной единицы при региональном металлогеническом анализе рудные комплексы, В. С. Кормилицын и П. А. Строна предлагают выделять рудные формации по принципу соответствия с геологической формацией. В этом случае рудная формация представляет собой «естественное сообщество месторождений полезных ископаемых, образовавшихся на определенной стадии развития подвижных поясов и платформ в генетической или парагенетической связи с определенной магматической, осадочной или метаморфической формацией (соответственно для магматогенных, экзогенных и метаморфогенных месторождений)» [9, с. 18].

В работах В. С. Кормилицына [9], П. А. Строны [32] выделяются при этом такие рудные формации, как «вольфрам-молибден-золото-полиметаллическая», связанная с андезит-габбро-диорит-гранодиоритовой формацией, «хромит-титан-медно-никелевая в расслоенных интрузиях» с последовательной во времени сменой оруденения при преемственности в составе, «пегматитово-грейзеновая олово-молибден-вольфрамовая», «ультраметаморфических слюдоносных и редкоземельных пегматитов» и др. В итоге в одну рудную формацию эти авторы объединяют резко различные по составу, строению, условиям образования и закономерностям размещения месторождения. Например, к одной рудной формации, вольфрам-молибден-золото-полиметаллической относятся такие месторождения, как вольфрамовые и вольфрам-молибденовые скарновые (Тырныауз, Ингичке), золото-кварц-турмалиновые (Дарасун), молибден-полиметаллические (Шахтама), золото-кварцевые малосульфидные (Березовское) и др. [9, 32].

На рис. 3 предпринята попытка сопоставить различные принципы выделения рудных формаций и показать их взаимосвязь. В качестве основы сопоставления принято графическое изображение геогенетического закона, в соответствии с которым онтогенетическое развитие месторождений, включающее в себя последовательность формирования минеральных парагенезисов *a*, *b*, *c*, *d*, *e*, в общем виде соответствует и отражает их филогенетическое развитие, т. е. в данном случае последовательность формирования в истории геологического развития месторождений различных типов *A*, *B*, *C*, *D*, *E*. При этом, как видно из графика, месторождения все более поздние по времени образования *C*, *D*, *E* последовательно обогащаются все более поздними минеральными парагенезисами *c*, *d*, *e* (рис. 3, *I*). Вертикальный масштаб

отражает при этом относительную степень распространенности отдельных парагенезисов в различных месторождениях. Три рассмотренных варианта выделения рудной формации показаны на рис. 3, *II—IV* штриховкой. В первом случае (рис. 3, *II*) формация — это один парагенезис (*a*, *b*, *c*, *d*), который проявляется, однако, в разных месторождениях, во втором (рис. 3, *III*) формация — это тип месторождения с учетом всех его характерных парагенезисов и их последовательности развития (*a* + *b* + *c* + *d*), в третьем (рис. 3, *IV*) формация объединяет всю группу родственных месторождений *A*, *B*, *C*, *D*.

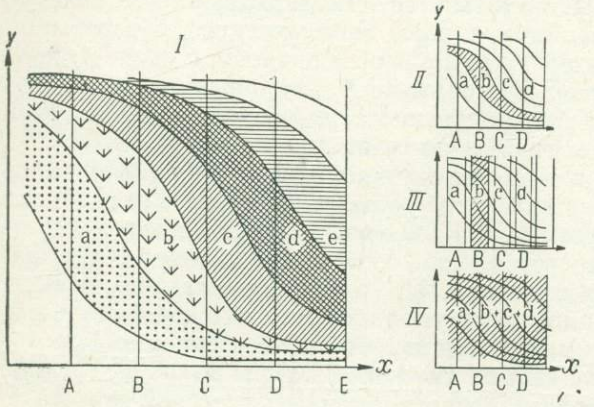


Рис. 3. Характерные соотношения разновозрастных минеральных парагенезисов *a*, *b*, *c*, *d*, *e* в родственных рядах месторождений *A*, *B*, *C*, *D*, *E* (*I*) и различные варианты (*II—IV*) выделения рудных формаций.

Например, *a—e* (рис. 3, *I*) минеральные парагенезисы четырех резко отличающихся типов месторождений — кварц-касситеритовых *A*, силикатно-касситеритовых *B*, сульфидно-касситеритовых *C* и сурьмяно-ртутных *D*, располагающихся на флангах оловорудных зон. В этом случае *a* соответствует парагенезису кварцевых, мусковитовых, топазовых метасоматитов и жил, которые имеют максимальное развитие в кварц-касситеритовых месторождениях *A*; *b* — парагенезис турмалин-хлорит-кварц иногда с сульфидами (арсенопиритом, лаллингитом, пирротином, пиритом), доминирующий в силикатно-касситеритовых месторождениях *B*; *c* — парагенезис преимущественно рудных минералов — пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита с касситеритом, станнином и сульфастаннатами, получающий преобладающее развитие в сульфидно-касситеритовых месторождениях *C*; *d* — парагенезис безрудный кварц-халцедон-карбонат-флюорит в месторождениях *A* и *B*, обычно это жилы, прожилки, цемент брекчий с характерным гребенчатым строением минеральных агрегатов среди аргиллизированных пород. На флангах сульфидно-касситеритовых месторождений *C* в жилах этого типа появляется киноварь и антимонит. В самостоятельных сурьмяно-ртутных месторождениях *D* — жилы, зоны брекчий сложены указанным минеральным парагенезисом среди интенсивно аргиллизированных пород. Им предшествуют здесь сульфидные прожилки типа *c*.

Соответственно в понимании Г. Шнейдерхена, Л. Бауманна рудная формация — это парагенезисы *a*, *b*, *c*, *d*, в понимании С. С. Смирнова, О. Д. Левицкого, Е. А. Радкевича и других — это типы месторождений *A*, *B*, *C*, *D*, в понимании В. С. Кормилицына, П. А. Строны — это вся совокупность месторождений одного ряда, т. е. *A* + *B* + *C* + *D*.

Резко разные подходы к выделению рудных формаций еще более осложняются употреблением в различном смысловом значении таких понятий, как «абстрактная» и «конкретная» рудные формации, «минеральные типы», «рудные серии» С. С. Смирнова [29], «генетические ряды» Х. М. Абдуллаева, «комплексы» И. Г. Магакьяна, «группы» формаций Р. М. Константинова и др. Не углубляясь в дискуссию, ниже попытаемся сопоставить то позитивное содержание, которое вкладывается различными исследователями в рассматриваемые понятия.

В схеме на рис. 4 в качестве основной единицы принята рудная формация в наиболее широко употребляемом в СССР смысле, понимаемая как однотипные по минеральному составу месторождения, залегающие в близких геологических условиях. С позиций структурно-вещественного подхода содержание термина «рудная формация» практически сохраняется в том же объеме, однако уточняется, поскольку наряду с составом существенное значение придается структуре — зональности [24]. Действительно, определяя формацию по Н. С. Шатскому и другим как «парагенезис минеральных парагенезисов», мы фактически включаем наряду с главными рудными парагенезисами минералы вмещающих пород, определяющие геологическую обстановку. В связи с этим рудная формация может быть определена как такое закономерное сообщество минеральных парагенезисов, связанных общей структурой (т. е. зональностью, ритмичностью), в составе которых существенную роль играют промышленно ценные минералы или породы.

В принимаемом варианте рудная формация — это, по существу, характерный тип месторождений полезных ископаемых, однако не генетический — инфильтрационный, ликвационный, пневматолитовый, высокотемпературный, гидротермальный и т. д., а структурно-вещественный «парагенетический», определяемый по парагенезису пород и руд различных зон месторождения, находящихся в определенных пространственно-временных соотношениях. Рудную формацию определяют:

а) «набор» — закономерный парагенезис пород и руд; в связи с невозможностью учесть при выделении рудной формации все слагающие формацию минеральные парагенезисы предложено руководствоваться наиболее «устойчивыми» из них (по Н. В. Петровской), «ведущими» (по Р. М. Константинову), определяющими подобно типоморфным минералам пород «лицо» данной формации, ее характерную рудную минерализацию;

б) количественные соотношения различных минеральных парагенезисов — руд, рудоносных пород, жил, прожилков;

в) закономерное расположение минеральных парагенезисов в пространстве, по отношению друг к другу, элементам залегания окружающих пород, их контактам, по отношению к вектору гравитации;

г) последовательность развития во времени минеральных парагенезисов, проявляющаяся в характере границ между пластами, жилами, прожилками, — напластования, пересечения, замещения.

При этом первые два пункта определяют состав, а последние два — структуру формации.

По типу структур наиболее четко выделяются месторождения трех групп рудных формаций — согласные (пластовые, стратиформные), несогласные («секущие», жильные, трубообразные и т. д.) и контактовые. Эти три группы, намеченные по особенностям взаимосвязи с вмещающими породами, морфологии и строению месторождений еще А. В. Королевым и П. А. Шехтманом [10], существенно отличаются и по зональности [24] — закономерному расположению в пространстве слагающих месторождения пород и руд, симметрии, ориентировке векторов максимальной изменчивости минерализации, т. е. по «структуре» формаций.

В согласных месторождениях главный вектор изменчивости минерализации, как известно, ориентирован вертикально вкрест первичного напластования пород, в секущих месторождениях — обычно симметрично в горизонтальном и однонаправленно в вертикальном направлении, в контактовых — по нормали к поверхности контакта. В перечисленных структурных

и вещественных характеристиках запечатлены главнейшие особенности геологических условий образования месторождений различных рудных формаций, их генезиса.

По отношению к рудной формации, определенной в таком объеме, в схеме на рис. 4 намечено расположение других, выделяемых при металлогенических исследованиях единиц. При этом по горизонтальной оси принята общая систематика минеральных образований (индивид — разновидность — вид — род — класс), а по вертикали возрастание степени сложности минеральных образований (минеральный парагенезис — формация — группы, ряды рудных формаций — комплекс).

Из рассмотрения рис. 4 вытекает важный вывод о том, что каждое из выделенных образований, принимаемых представителями различных научных направлений в качестве рудной формации, имеет свое самостоятельное и важное для металлогенического анализа содержание. Многообразие структурно-вещественных типов месторождений, их связей друг с другом, с геологическими формациями требует при детальных исследованиях сравнительного изучения минеральных парагенезисов (рудных формаций в первом смысле). При крупно-, средне- и мелкомасштабных исследованиях основной единицей анализа становится тип месторождения, выделяемый с учетом состава и структуры, т. е. рудная формация в наиболее широко употребляемом смысле. При мелкомасштабных и обзорных исследованиях представляется возможным анализировать размещение родственных групп месторождений различных типов — рядов рудных формаций (выделяемых В. С. Кормилицыным и другими в качестве рудной формации).

Вследствие изложенного можно заключить, что дискуссия о рудных формациях в значительной мере терминологическая и, по существу, она сводится к тому, какого ранга геологическое образование следует считать за главную классификационную единицу — рудную формацию? Правда, некоторые исследователи дополняют эту дискуссию спором о том, кто правильно, а кто неправильно трактует наследие основоположников металлогенического анализа Ю. А. Билибина и С. С. Смирнова, аргументируя эти сомнительной ценности утверждения тем, «что, по существу, Ю. А. Билибин не видел различий между рудной формацией и рудным комплексом» и что С. С. Смирнов понимал в 1946 г. рудные формации уже в объеме «типовой редкометальной рудной серии», а не так, как он сам же предлагал их выделять в 1937 г. [9, с. 16—17]. Не считая плодотворной дискуссию такого рода, подменяющую анализ понятий сопоставлением субъективных мнений, обратимся к рассмотрению более крупных, чем рудная формация, образований.

При принятом объеме рудной формации в качестве более крупных единиц при металлогеническом анализе могут использоваться ассоциации или серии рудных формаций, комплексы рудных формаций и ряды рудных формаций.

Ассоциация рудных формаций объединяет родственную группу рудных формаций, связанных с одной геологической формацией (рудная серия, по С. С. Смирнову; комплекс, по Д. И. Горжевскому; рудная формация, по В. С. Кормилицыну и П. А. Строне).

Комплекс рудных формаций объединяет родственную группу рудных формаций, связанных с близкими по составу геологическими формациями, например с формациями основных пород, гранитоидов, молассовой, флишевой и т. д. Указанное содержание ближе всего по смыслу термину «комплекс»,

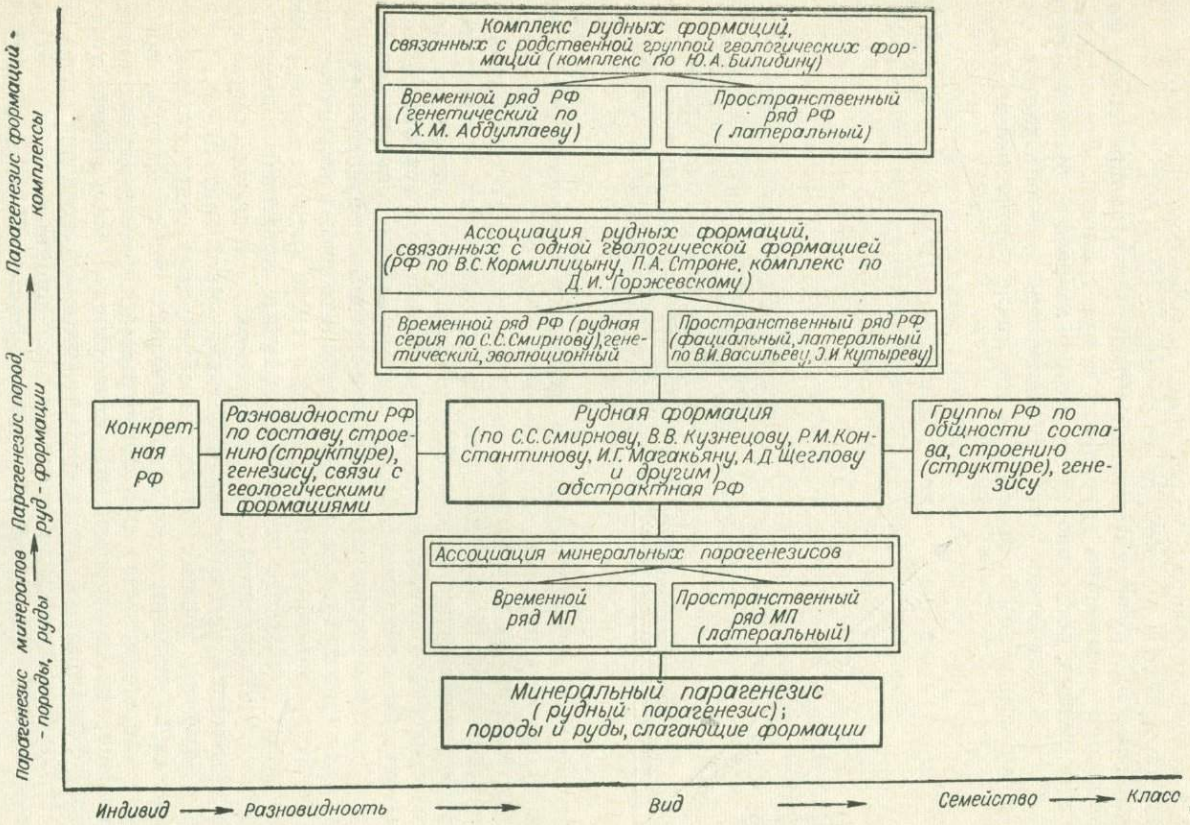


Рис. 4. Схема соотношения различных структурно-вещественных подразделений, используемых при минерагенических исследованиях.

РФ — рудная формация; МП — минеральный парагенезис.

использовавшемуся Ю. А. Билибиным. Напомним, что Ю. А. Билибин выделял «комплекс «основных интрузий» и связанное с ним оруденение: магнетитовое, титаномагнетитовое, апатит-магнетитовое; «комплекс умеренно кислых гранитов» со «скарновыми и жильными месторождениями», представленными в основном золотом, молибденом, вольфрамом (шеелитом), иногда также мышьяком, медью, цинком, свинцом и др.» [3, с. 50].

Латеральный ряд рудных формаций объединяет единовременные формации, закономерно сменяющие друг друга в пространстве. *Возрастной ряд* объединяет формации, последовательно развивающиеся в пределах рудного поля или металлогенической зоны. *Генетический ряд* объединяют разновозрастные формации, или комплексы, в том числе проявляющиеся и в раз-

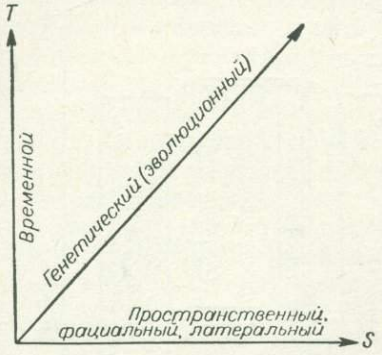


Рис. 5. Общий случай взаимосвязи временных, пространственных и генетических (эволюционных) рядов минеральных образований (пород, руд, формаций) в системе координат S (пространство), T (время).

личных структурах, обнаруживающие взаимные переходы и связанные общностью происхождения.

При анализе рудных тел, выделении характерных для них рядов минеральных парагенезисов возрастной ряд обычно совпадает с генетическим. Однако при изучении рядов формаций и комплексов, возникающих в ходе тектоно-магматического цикла, его этапов и стадий, возрастной и генетический ряды могут быть различными. Образования одного генетического ряда, например пегматиты — редкометальные оловоносные грейзены — турмалин-хлоритовые метасоматиты и т. д., проявляются в пределах различных геологических структур с закономерным перемещением во времени из зон краевых частей срединных массивов, геоантиклинальных поднятий в зоны мио- и эвгеосинклинального развития. Таким образом, генетический ряд в данном случае одновременно и пространственный и временной (рис. 5).

Эволюционный ряд рудных формаций объединяет однотипные (гомологичные) формации различных металлогенических эпох. Важное значение установления эволюционных рядов геологических формаций, возможность выявления архейских, протерозойских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских гомологов формаций, стало очевидным лишь в последние годы. Так, в работах М. М. Василевского рассмотрен эволюционный ряд преобразования золото-серебряных формаций от раннего палеозоя (Центральный Казахстан) до миоцена (Карпаты); в работах автора обсуждались вопросы эволюции грейзеновой формации, в работах В. А. Рудника — гранитоидных формаций и т. д.

Таким образом, приняв за основную единицу минерагенического анализа рудную формацию в «ранге» определенного структурно-вещественного

типа месторождения, определяется содержание и более крупных единиц — ассоциаций, комплексов, рядов формаций, имеющих самостоятельное важное значение при региональном металлогеническом анализе.

О СВЯЗИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ. РУДОНОСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Из принятых определений геологической и рудной формаций вытекает целый ряд следствий. В частности, одна и та же геологическая формация может быть рудоносной, т. е. сопровождаться промышленно ценными месторождениями, и безрудной. Далее, с одной геологической формацией могут быть связаны месторождения разных рудных формаций, различные по составу руд и структуре (зональности). Так, в различных «горизонтах» расслоенных интрузий дунит-пироксенит-габбровой формации месторождения хромита залегают среди дунитов, медно-никелевые руды — среди пироксенит-норитов, железо-титановые — среди габбро-диоритов (см., например, работы Дж. Уилленга, Ю. Н. Камерона, Дж. А. Десборо по Бушвелдскому лополиту и др.). С гранит-лейкогранитовой формацией в одних случаях связаны промышленно ценные редкометальные пегматиты, в других олововольфрамовые грейзены, в третьих редкометальные «апограниты».

Для отражения связи оруденения с геологическими формациями в настоящее время в литературе широко используется понятие «рудоносные геологические формации». Так, в работах Е. Т. Шаталова и В. Н. Москалевой рассмотрена рудоносность магматических формаций и намечены главнейшие типы руд, связанные с формациями различных стадий и этапов тектономагматического развития. В недавних публикациях Э. Н. Янова, С. М. Кореневского, Н. С. Малича проанализирован материал по рудоносности осадочных формаций. Рудоносность кор выветривания обсуждалась в работах И. А. Гинзбурга, А. В. Сидоренко, Б. М. Михайлова, А. М. Цехомского и других. Обобщая эти и другие материалы, можно дать следующее определение. *Рудоносная геологическая формация* — это разновидность геологической формации, обладающая специфическими чертами состава и строения, в пространственной и временно́й связи с которой генетически или парагенетически связаны промышленно ценные концентрации полезных ископаемых.

Одна из важнейших практических задач настоящего времени, как следует из вышесказанного, заключается в выяснении критериев, позволяющих отличать среди однотипных формаций одного и того же вида нерудоносные (безрудные) от рудоносных, обладающих в составе (петрографическом, минеральном, химическом, изотопном), структуре, геологической позиции признаками, указывающими на сопутствующий тип оруденения.

Оруденение может при этом находиться в различной связи с рудоносными геологическими формациями. В одних случаях рудная формация, выделяемая как характерный набор минеральных парагенезисов, является составной частью рудоносной геологической формации, в других рудная формация располагается за пределами рудоносной. Таковы, например, соотношения большинства гидротермальных рудных формаций и материнских рудоносных интрузий. В связи с этим по отношению к обширной группе эндогенных месторождений геологические формации могут быть разделены на рудоносные продуктивные, рудоносные материнские и рудовмещающие.

Под собственно *рудоносной продуктивной* понимается такая геологическая формация, которая содержит интересующую нас промышленно ценную минерализацию в качестве составной части. Рудная формация в этом случае генетически, пространственно и во времени связана с данной геологической формацией. Таковы, например, для месторождений хромитов дунит-гарцбургиты, для железистых кварцитов джеспероиды, для многих типов железорудных, медных, свинцово-цинковых месторождений скарны, для бокситов латеритные коры выветривания.

Под *рудоносной материнской* понимается геологическая формация, не содержащая в качестве составной части интересующую нас промышленно ценную минерализацию, но в связи с которой оруденение формируется в близлежащих геологических формациях. В этом случае рудная формация обнаруживает определенную структурную (пространственную и временную) связь с рудоносной материнской формацией. По отношению к гидротермальным месторождениям рудогенерирующими являются интрузивные и интрузивно-вулканогенные геологические формации, рассматриваемые обычно в качестве материнских рудоносных интрузий.

Под *рудовмещающей* понимается формация, вмещающая промышленно ценную минерализацию, которая обычно генетически и в возрастном отношении не связана с геологической формацией. Таковы, например, многие осадочные, метаморфические и другие формации, в пределах которых развиваются более поздние собственно рудоносные «продуктивные» гидротермально-метасоматические формации, несущие оруденение. Рудовмещающие формации могут иметь существенное значение и предопределять развитие различных по минеральному составу и рудоносности типов минерализации. В ряде случаев рудовмещающие формации (особенно для многих месторождений железа, меди, цинка, свинца, флюорита и др.) могут быть важным источником рудных элементов, мобилизуемых при наложении на них более поздних гидротермально-метасоматических формаций.

При намеченном разделении можно следующим образом представить схемы связи различных по генезису рудных и геологических формаций

Первый случай характерен для всех осадочных, вулканогенно-осадочных, большинства собственно магматических геологических формаций, непосредственно включающих в себя в качестве характерной составной части промышленно ценные руды. Таковы, например, меденосные пестроцветные флишевые, калиеносные галогенные, фосфоритоносные ракушняково-терригенные, платиноносные дунит-пироксенит-габбровые и другие формации.

Второй случай проявляется, например, при возникновении промышленно ценной минерализации в связи с формированием кор выветривания. Характерный пример — образование вермикулитоносных пород при развитии глинистых («сиалитовых») кор выветривания по породам ультраосновных щелочных формаций, играющих в данном случае пассивную роль благоприятной вмещающей среды.

Третий и четвертый случаи более сложные, для них целесообразно различать среди рудоносных продуктивные и материнские формации. Так, третий случай соответствует образованию промышленно ценных руд при совмещении гидротермально-метасоматических и интрузивных (или вулканических) формаций. Например, образование крупных месторождений хризотил-асбеста при наложении серпентинизации (продуктивная гидротермально-метасоматическая формация) на дунит-гарцбургиты (материнская интрузивная геологическая формация).

Интересно подчеркнуть, что проявления хризотил-асбеста возникают также в связи с интрузиями других формаций — перидотитовой — пироксенит-норитовой (расслоенных интрузий) в оливиновых дифференциатах траповой формации и др. Однако, как показано в работах В. Р. Артемова, Р. В. Колбанцева и других, крупные месторождения баженовского типа возникают только в связи с интрузиями дунит-гарцбургитовой формации.

Наиболее сложный четвертый случай можно проиллюстрировать примером образования различных скарновых, грейзеновых и других эндогенных месторождений, образующихся при сочетании благоприятных интрузий (материнских рудоносных формаций), вмещающих пород (рудовмещающих формаций) и метасоматических изменений (продуктивных рудоносных формаций). Так, возникновение месторождений флюорит-редкометально-грейзеновой формации, охарактеризованных М. П. Материковым, И. Н. Говоровым, А. А. Ивановой, является результатом совмещения метасоматической грейзеновой формации, связанной с интрузиями гранит-лейкогранитовой или гранит-аляскитовой интрузивных формаций, и одной из осадочных формаций с существенной ролью в составе карбонатных пород (рифовой, кремнисто-карбонатной, флишевой и др.).

Рудовмещающие формации влияют в этом случае двояко на тип оруденения: с одной стороны, в значительной мере определяют характер металлогенической специализации интрузий, с другой — непосредственно влияют на состав возникающей эпигенетической минерализации. В работе Ш. Е. Есенова, А. К. Каюпова, В. Г. Ли и др.*, посвященной анализу связей рудных и геологических формаций, подчеркнута важная роль вмещающей среды на возникающее гидротермальное оруденение. Например, как отмечено в этой работе, исходно однотипные гранитоиды в породах андезитовой формации образуют крупные комплексные скарновые месторождения железа с золотом, кобальтом, никелем, медью, тогда как в породах флишевой формации

---

* *О связях* рудных и геологических формаций. — «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1972, № 4, с. 1—10. Авт.: Ш. Е. Есенов, А. К. Каюпов, В. Г. Ли и др.

устанавливаются лишь мелкие месторождения и рудопроявления железа без ценной сопутствующей минерализации. При развитии гидротермальной минерализации среди терригенных формаций, обогащенных углистым веществом, фиксируется, как правило, широкое распространение минералов бора (дюмортьерита, турмалина, аксенита), а при проявлении минерализации среди карбонатных формаций — флюорита, присутствующего в различных по типу и времени образования месторождениях.

Интересно обратить внимание на значительно менее отчетливо выраженную связь рудных формаций с материнскими по сравнению с непосредственной связью их с рудоносными продуктивными геологическими формациями. Во всех рассмотренных случаях одна рудная формация соответствует одной продуктивной рудоносной. В то же время материнские и рудовмещающие для одной рудной формации могут быть разными, но, как правило, они имеют близкий химический и минеральный состав. Формационная принадлежность пород материнских интрузий и пород, вмещающих оруденение, проявляется здесь в новом качестве; она определяет не столько сам тип минерализации, сколько масштабы промышленно ценного оруденения, характерные черты сопутствующей минерализации. Так, в работах С. В. Москалевой показано, что крупные промышленно ценные скопления хромита, так же как и асбеста, возникают только с гипербазитами дунит-гарцбургитовой формации. Известно также, что крупные олово-вольфрамовые грейзеновые месторождения постоянно обнаруживают связь с гранит-аляскитовой интрузивной формацией, редкометальные (Nb—Ta) фельдшпатолитовые («апогранитовые») — только с гранит-щелочногранитовой формацией (по Ю. Б. Марину, 1973 г.) и т. д.

Таким образом, сложные взаимоотношения оруденения и геологических формаций не могут быть выражены одной простой схемой рудная формация ←→ геологическая формация, а требуют введения промежуточного звена — рудоносной (продуктивной, материнской) геологической формации и анализа роли рудовмещающих формаций, определяющих среду становления для эпигенетических типов оруденения.

ВОПРОСЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ВИДОВ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ. ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При конкретном выделении рудных формаций и рассмотрении их связи с геологическими возникает целый ряд сложных вопросов, не имеющих однозначного решения. В частности, при каких изменениях в «наборе» минеральных парагенезисов, их количественных соотношениях, изменениях содержаний промышленно ценных составляющих (минералов, рудных элементов) следует выделять новый вид рудной формации, при каких — разновидность? Этот вопрос возник еще в период разработки первых формационных классификаций рудных месторождений.

Так, С. С. Смирнов, выделивший рудные формации касситеритоносных пегматитов, касситерит-кварцевую, касситерит-скарновую, не рассматривал вопроса о том, сколько следует выделять рудных формаций среди редкометальных пегматитов, грейзенов, скарнов по особенностям рудной минерализации. В частности, при каких соотношениях Sn : Li : Nb : Ta : Be, нередко одновременно присутствующих в редкометальных пегматитах, следует выделять самостоятельные формации пегматитов — оловоносных, ниобий-танталоносных, бериллиеносных и т. д.?

Аналогичные же вопросы возникают и при выделении рудных формаций среди грейзеновых, скарновых, карбонатитовых месторождений. Последние, как известно, особенно разнообразны по составу сопутствующей минерализации — железо, титан, апатит, флогопит, редкие земли, цирконий, ниобий, тантал, уран, в ряде случаев хром, медь, молибден, свинец, цинк.

Другой не менее существенный вопрос, который возникает при выделении рудных формаций, заключается в следующем: необходимо ли считать обязательным условием выделения вида рудной формации ее однозначную связь с рудоносной геологической формацией? Поясним это на примере медно-никелевых месторождений. Как установлено исследованиями (см. раздел «Никель»), медно-никелевые месторождения, обладающие сходным минеральным составом, близкими закономерностями пространственного размещения руд (зональностью), возникают в связи с различными магматическими формациями — оливинит-габбровой, пироксенит-перидотит-норитовой, габбро-верлитовой, оливинит-гарцбургитовой и др.

Не менее характерны в этом отношении медно-молибденовые порфировые, медно- и серноколчеданные (см. соответствующие разделы), олововольфрамовые, грейзеновые и др., обнаруживающие связь с различными, но обычно близкими по составу рудоносными материнскими формациями. Месторождения фосфоритов, сходные по составу и структуре, могут возникать в связи с различными геологическими формациями — кремнисто-доломитовой, глауконитово-терригенной, вулканогенно-кремнисто-карбонатной и др. Если каждый из этих случаев выделять в качестве самостоятельного вида, то число рудных формаций станет неопределенно большим.

Практика минерагенических исследований определяет другое решение — стремление относительно ограничить число главнейших рудных формаций и, как следствие этого, сходные по минеральному составу, закономерному взаимному расположению руд в пространстве, близкие по последовательности образования минеральных парагенезисов месторождения относить к одному виду рудной формации вне зависимости от особенностей их генезиса в связи с той или другой геологической формацией. В этом отношении представляется оправданным такой же подход к выделению видов рудных формаций, который принят в минералогии и петрографии. Кварц остается кварцем вне зависимости от того, возник ли он при кристаллизации расплава или раствора, гранитом называют породу определенного состава и структуры, различного происхождения — метаморфического, магматического или метасоматического.

По особенностям генезиса рудные формации являются в этом смысле конвергентными образованиями, хотя «степень» конвергентности их значительно меньше, чем минералов и пород. Сходные месторождения, относимые к одной и той же рудной формации, могут быть связаны с разными магматическими формациями, возникать на разных этапах развития подвижных областей или платформ, формироваться при различных геологических процессах. Достаточно напомнить характерную группу рудных формаций колчеданных месторождений — серно- и медно-колчеданных, колчеданно-полиметаллических, колчеданных барит-золото-серебряных, — близких по строению и составу, но возникающих в различных условиях: от подводных эксгаляционно-осадочных до типичных среднетемпературных гидротермально-метасоматических [28]. Вывод о конвергентности рудных формаций естествен и является следствием общей тенденции всех природных процессов к образованию «дискретных», наиболее «энергетически выгодных» минеральных

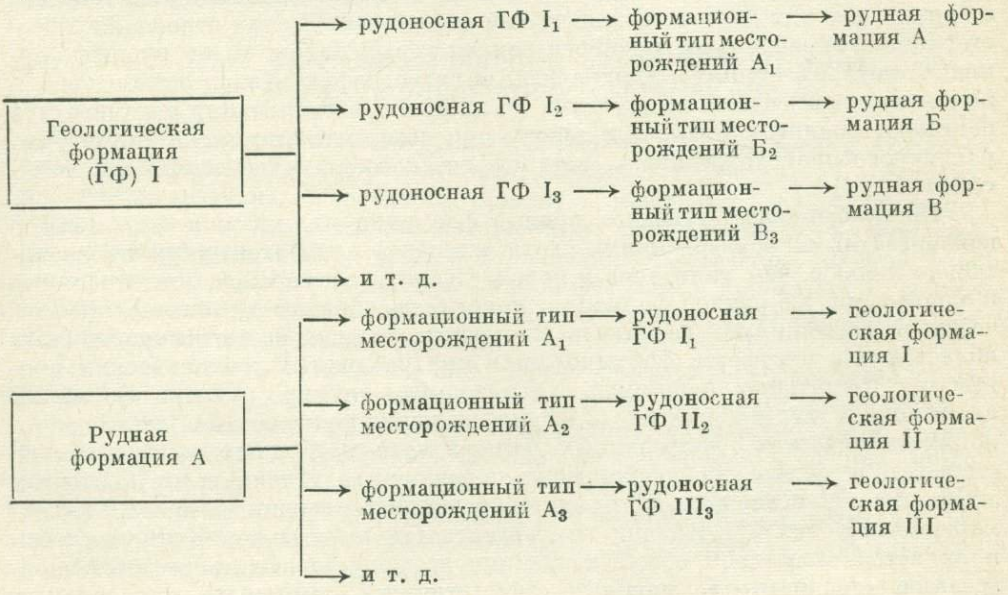
образований — минеральных видов, типов пород (например, граниты, амфиболиты и т. д.), руд, устойчивых их парагенезисов. При таком подходе месторождение в общем случае относится к одной рудной формации.

В некоторых случаях в пределах одного месторождения могут совмещаться различные рудные формации. Такие месторождения предложено Е. А. Радкевич (1966 г.) выделять в качестве полиформационных. Судя по имеющимся данным, полиформационные месторождения наиболее характерны для древних докембрийских металлогенических провинций, в пределах которых иногда совмещается в единых рудных телах минерализация даже различных металлогенических эпох (В. Е. Попов, Э. В. Саботович, 1973 г.). В большинстве же описываемых случаев полиформационность — явление, характерное не для месторождений, а для рудных полей, узлов. Так, например, «месторождения» Корнуолл, Джида, для которых характерно совмещение минерализации различных рудных формаций, по существу, представляют собой не месторождения, а рудные поля с рядом самостоятельных и отличающихся по составу месторождений.

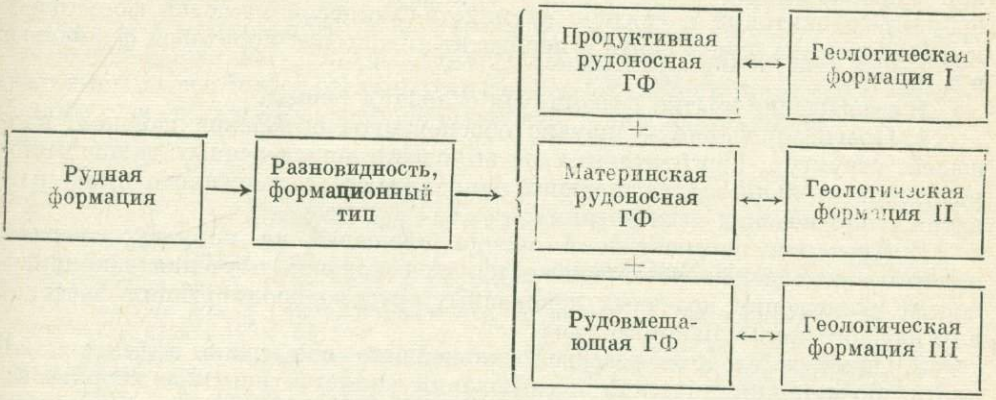
Учитывая конвергентность рудных формаций, возможность их возникновения в связи с различными геологическими формациями при минерагеническом анализе стал широко использоваться термин формационный тип месторождения [22], под которым подразумевается разновидность рудной формации, характеризующаяся определенной связью с рудоносной геологической формацией. В приведенных выше примерах медно-никелевые, молибденово-медные, фосфоритовые месторождения, связанные с различными геологическими формациями, представляют собой различные формационные типы.

При отраслевом прогнозировании выделение формационных типов месторождений в ряде случаев позволяет избежать решения сложных вопросов выделения видов рудных формаций.

С учетом понятий «рудоносная геологическая формация» и «формационный тип месторождения» связь геологических и рудных формаций может быть представлена следующим образом:



При этом, как мы отмечали выше, в ряде случаев, в частности для эндогенных гидротермальных месторождений, эта связь может быть более сложной:



Здесь продуктивная рудоносная формация, как правило, гидротермально-метасоматическая, составной частью которой является собственно рудный парагенезис, материнская — магматическая формация, с которой генетически связано оруденение, рудовмещающая — более ранняя геологическая формация (метаморфическая, осадочная или магматическая).

Различия в содержании геологических образований, выделяемых в качестве геологических формаций, рудоносных геологических формаций, рудных формаций и формационных типов месторождений, казалось, должны были бы найти отражение в их собственных названиях. Однако рациональная система номенклатуры формационных подразделений не разработана. Так, рудные формации называют и по характерным металлам (медно-никелевая, сурьмяно-ртутно-вольфрамовая, золото-сурьмяная), и по ведущим минералам и парагенезисам (кварц-касситеритовая, сульфидно-касситеритовая, апатит-магнетитовая и т. д.), и по типам вмещающих пород (олово-вольфрамовая грейзеновая, шеелит-молибденитовая скарновая, медистых песчаников, железистых кварцитов и т. д.).

Ниже, там, где это было возможно и не противоречило укоренившимся в геологической литературе понятиям, принята следующая система названий.

Геологическая формация — название отражает состав главных парагенезисов слагающих их пород и в ряде случаев также структуру формации. Например, базальт-липаритовая контрастная, слоисто-известковая, трансгрессивная песчано-глинисто-карбонатная, флишевая и т. д.

Рудоносная геологическая формация — в названии указывается минерагеническая специализация формации. Например, хромитоносная дунит-гарцбургитовая, агатоносная базальтовая толеитовая, сероносная карбонатно-сульфатная.

Рудная формация — название отражает состав главного парагенезиса или его ведущих минералов, в ряде случаев также особенности структуры. При разнообразии состава рудных минералов главных парагенезисов в названии принято указывать ведущий рудный элемент. Например, медно-колчеданная стратиформная при широком распространении в рудах этого

типа месторождений парагенезиса медных минералов — халькопирита, борнита, ковеллина, халькозина и др.

Формационный тип месторождения — название подчеркивает тип рудной минерализации и его связь с геологической формацией. Например, браунит-родонитовый в связи с кремнисто-сланцевой яшмовой формацией, медно-никелевых руд в связи с перидотит-пироксенит-норитовой формацией и т. д.

В заключение кратко резюмируем основные тезисы.

1. Прогнозирование — научно обоснованное выделение районов, площадей, структур, перспективных на выявление определенных типов месторождений — является важнейшим направлением современного этапа развития геологических исследований.

2. Критерии перспективной оценки площадей на комплекс твердых полезных ископаемых устанавливаются на основании изучения закономерностей размещения полезных ископаемых, рудоконтролирующих факторов для каждого формационного типа.

3. Одним из главных резервов дальнейшего повышения эффективности прогнозно-металлогенических исследований является широкое использование на практике разработанных критериев прогнозирования, применение их в определенной последовательности: от региональных общегеологических, тектонических, геофизических, позволяющих наметить крупные перспективные площади, зоны, к все более детальным — петрологическим, минералогическим, геохимическим, дающим возможность локализовать перспективные площади до масштаба рудных узлов и полей.

4. В развитии прогнозных исследований отчетливо намечаются два различных подхода: региональный (комплексный) и специальный (отраслевой), различающиеся методикой анализа, последовательностью применения критериев при оценке площадей.

5. В основе разработки научных методов прогнозирования лежит выделение структурно-вещественных образований разных «уровней» — комплексов, формаций, минеральных парагенезисов, установление их пространственных, временны́х и генетических связей, анализ их рудоносности.

Важное значение наряду с анализом взаимосвязи геологических и рудных формаций имеет выделение возрастных, пространственных (латеральных, фациальных), генетических и эволюционных рядов рудных и соответствующих им геологических формаций.

6. По особенностям взаимосвязи рудных и геологических формаций выделены рудоносные продуктивные и рудоносные материнские, а также рудовмещающие. Это может позволить полнее отразить и использовать на практике сложные природные сочетания геологических формаций, приводящие к развитию промышленно ценной минерализации. При этом подчеркнуто, что в ряде случаев формационная принадлежность материнских интрузий и рудовмещающих пород определяет масштабы оруденения.

7. При прогнозно-металлогенических исследованиях разных масштабов в качестве основной «единицы» анализа могут использоваться различные «по уровню» рудоносные образования. При обзорных и мелкомасштабных исследованиях определяющим является анализ рудных комплексов, рядов рудных и геологических формаций, их геохимической специализации. При средне- и особенно крупномасштабных исследованиях существенное значение приобретает анализ рудных формаций — рядов минеральных парагенезисов пород, руд, выявление детальных петрохимических, минералогических

критериев рудоносности отдельных пород, интрузий, вулканоструктур и т. д.

Дальнейшие успехи в развитии учения о прогнозировании в значительной мере зависят от совершенствования методики прогнозирования, более полного использования геологических данных, разработки системы их анализа (последовательного, с переходом от мелких к крупным масштабам и все большей локализации перспективных площадей), привлечения и использования новых все более детальных критериев (от геотектонических и формационных до детальных минералогических, кристаллохимических, изотопных).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Билибин Ю. А.* Общие принципы металлогенических исследований. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1947, № 5, с. 95—112.
2. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
3. *Билибин Ю. А.* Общие вопросы металлогении золота. — Избранные труды. Т. 2. М., 1959. 498 с.
4. *Глобальные* закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., «Недра», 1974. 192 с. Авт.: М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, В. А. Баскина и др.
5. *Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965. 300 с.
6. *Закономерности* размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1958, т. 1, 532 с.; 1959, т. 2, 504 с.; 1960, т. 3, 652 с.; 1960, т. 4, 354 с.; 1962, т. 5, 632 с.; 1962, т. 6, 638 с.; 1964, т. 7, 476 с.; 1967, т. 8, 424 с.; 1970, т. 9, 348 с.; 1973, т. 10, 392 с.
7. *Изучение* закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965. 303 с. Авт.: Р. М. Константинов, В. А. Жариков, Б. И. Омельяненко и др.
8. *Ильин К. Б.* Региональная металлогения СССР. М., «Недра», 1964. 238 с.
9. *Кормилицын В. С.* Рудные формации и процессы рудообразования (на примере Забайкалья). Л., «Недра», 1973. 327 с.
10. *Королев А. В., Шехтман П. А.* Структурные условия размещения послемагматических руд. М., «Недра», 1965. 507 с.
11. *Кузнецов В. А.* Генетические ряды и серии рудных формаций. — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975, с. 6—15.
12. *Магакьян И. Г.* Металлогения. М., «Недра», 1974. 304 с.
13. *Металлы* в осадочных толщах. Под ред. Л. В. Пустовалова. М. «Наука», т. 1, 1964. 445 с.; т. 2, 1965. 389 с.; т. 3, 1966. 324 с.
14. *Обзор* геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Под ред. Е. Т. Шаталова. М., Изд-во АН СССР, 1963. 182 с.
15. *Методическое* пособие по металлогении. Под ред. Б. Н. Ерофеева, В. Т. Матвеенко. М., «Недра», 1976. 268 с.
16. *Общие* принципы регионального металлогенического анализа и методики составления металлогенических карт для складчатых областей. Под ред. П. М. Татаринова, В. Г. Грушевого, Г. С. Лабазина. М., Госгеолтехиздат, 1957. 150 с.
17. *Основные* проблемы геологии. Под ред. Л. И. Боровикова, А. И. Семенова. Т. 5. Геологическое строение СССР. М., «Недра», 1969. 495 с.
18. *Основы* научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971. 454 с.
19. *Основы* научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. Под ред. Б. Н. Ерофеева и Д. В. Рундквиста. М., 1971, вып. 1, 194 с.; вып. 2, 194 с.; вып. 3, 226 с.; вып. 4, 248 с.: вып. 5, 184 с.; вып. 6, 78 с.; вып. 7, 202 с.
20. *Перваго В. А.* Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., «Недра», 1975. 272 с.
21. *Проблемы* региональной металлогении. Под ред. В. Г. Грушевого, М. И. Иицксона, Д. В. Рундквиста. Л., 1973. 224 с.
22. *Прогнозирование* месторождений полезных ископаемых при региональных металлогенических исследованиях. Л., 1973. 204 с.

23. *Региональные* и локальные закономерности размещения месторождений. Под ред. Д. В. Рундквиста, А. Д. Щеглова. Л., 1970, вып. 1, 43 с.; вып. 2, 72 с.; вып. 3, 56 с.; вып. 4, 48 с.; вып. 5, 64 с.; вып. 6, 57 с.; 1971, вып. 7, 88 с.; вып. 10, 80 с.; вып. 12, 78 с.

24. *Рундквист Д. В., Неженский И. А.* Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., «Недра», 1975. 224 с.

25. *Рундквист Д. В., Павлова И. Г.* Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1974, вып. 3, с. 284—304.

26. *Связь* магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969. 264 с. Авт.: М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, Р. Г. Иванов и др.

27. *Смирнов В. И.* Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963. 164 с.

28. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1976. 687 с.

29. *Смирнов С. С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Л., Госгеолтехиздат, 1944. 91 с.

30. *Сидоренко А. В.* Геология в 2000 году. — В кн.: Проблемы минерального сырья. М., 1975, с. 29—38.

31. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

32. *Строна П. А.* Основы металлогении. Курс лекций. Л., 1976. 97 с.

33. *Татаринов П. М.* Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1955. 280 с.

34. *Твалчрелидзе Г. А.* Рудные провинции мира. М., «Недра», 1972. 344 с.

35. *Успехи* в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР. Под ред. Л. В. Пустовалова. М., «Наука», 1967. 298 с.

36. *Шаталов Е. Т.* Принципы составления металлогенических карт. — В кн.: Вопросы металлогении. М., «Недра», 1965, с. 45—61.

37. *Шатский Н. С.* Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. — Избранные труды. Т. 3. М., 1965. 348 с.

38. *Щеглов А. Д.* Основы металлогенического анализа. М., «Недра», 1976. 295 с.

Часть первая

КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ НА МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Глава I

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо—47. Хром—74. Марганец—93. Титан—107.

В советской геологической литературе к черным металлам принято относить железо, хром, марганец, титан и ванадий. Некоторые исследователи в эту группу включают кобальт и никель, как металлы, находящиеся в одном (четвертом) ряду периодической системы Д. И. Менделеева. Черные металлы характеризуются близкими относительными атомными массами и поэтому довольно легко образуют твердые растворы — сплавы. Обычно в литературе под черными металлами понимаются железо и его сплавы. За рубежом этому термину соответствует понятие ferrous metals.

Условия возникновения промышленных залежей черных металлов чрезвычайно разнообразны. Их месторождения известны среди осадочных, магматических и метаморфических формаций, что определяет существенные различия прогнозных критериев.

Промышленные месторождения железа. Характеризуются наибольшим разнообразием вмещающих их формаций. На территории СССР эксплуатируются месторождения девяти различных железорудных формаций, среди которых наиболее продуктивными являются формации железистых кварцитов, их кор выветривания, магнетитовых скарнов и титаномагнетитовая.

Анализ современного состояния железорудной базы СССР и перспектив ее развития дает основания полагать, что в обозримом будущем эти формации сохранят свое главенствующее положение. Сосредоточенная в европейской части СССР металлургическая промышленность будет иметь своей основной базой месторождения Курской магнитной аномалии (КМА) и Кривого Рога. Правда, в связи с истощением развитых здесь на небольших глубинах богатых гематит-мартитовых руд формации кор выветривания будут все шире вовлекаться в эксплуатацию относительно бедные (25—35% Fe) железистые (преимущественно магнетитовые) кварциты докембрия.

Богатые железослюдково-мартитовые («синька») и гидрогематит-мартитовые («краска») руды формаций коры выветривания известны на глубинах более 500 м на юге КМА в ее Белгородском районе (Яковлевское, Беленихинское, Мелехово-Шебекинское и другие месторождения). Здесь сосредоточено около 5 млрд. т высококачественных руд с содержанием железа более 60%. Пространственно эти руды совмещены с бокситами и глиноземистыми железняками. Ввод в строй проектируемых мощных шахт с годовой добычей 5 млн. т и более может значительно улучшить структуру железорудной базы.

Дальнейшие исследования по выявлению богатых железных руд формации коры выветривания как на КМА, так и в других регионах СССР в определенной мере тормозятся весьма слабой теоретической разработкой вопросов их прогнозирования. Большинство исследователей выдвигают основным поисковым признаком этих руд наличие железистых кварцитов, т. е. материнских пород формации. Соглашаясь с важностью этого критерия, следует иметь в виду, что сам факт возникновения богатых гематит-мартитовых руд обусловлен развитием в районе процессов более позднего окисления железа и выщелачивания кварца. Эти два процесса, очевидно, связаны с гипергенными преобразованиями руд, т. е. с развитием коры выветривания на поверхности дислоцированного фундамента. Возраст этой коры выветривания до сих пор неясен и определяется различными авторами как протерозойский, раннепалеозойский, девон-раннекаменноугольный и даже (для Кривого Рога) частично мезозойский.

Лишь за последние годы получены более или менее достоверные корректные доказательства формирования богатых железных руд, образующих карманы либо линейные зоны глубиной до 2 км, главным образом в период проявившейся на Русской платформе девон-раннекаменноугольной эпохи корообразования. Отсутствие эпох интенсивного латеритообразования на востоке СССР является обоснованием бесперспективности поисков там богатых железных руд этого типа. И наоборот, определенные перспективы обнаружения формации железоносных кор выветривания сохраняются для обрамления Урала и Казахской складчатой страны. Поиски подобных месторождений на глубинах в сотни метров под покровом каменноугольных и более молодых образований затруднены практическим отсутствием геофизических (магнитных и гравиметрических) критериев. Для подобных месторождений основными поисковыми признаками могут явиться еще слабо разработанные формационный, палеогеологический и палеогеографический факторы.

Острый дефицит железных руд на Урале, покрываемый сейчас частично поставками железа с месторождений КМА, в дальнейшем может быть ликвидирован путем обнаружения прогнозируемых здесь месторождений магнетитовой скарновой и титаномагнетитовой формаций, а также дополнительным вводом в эксплуатацию месторождений Тургайского прогиба (Качарского, Адаевского и др.).

Научно-техническая революция, совершающаяся в горном деле, позволяет уже сейчас широко ставить вопросы о поисках, разведке и эксплуатации месторождений на глубинах порядка 1—2 км. В связи с этим важной научной проблемой является вопрос выяснения природы ряда эксплуатируемых месторождений: не являются ли некоторые из них (Соколовское, Качарское) первично стратиформными залежами, распространяющимися на большие площади и уходящие на значительные глубины. Если такое мнение окажется справедливым, то можно ожидать существенный прирост железных руд на Урале.

Проектируемые в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке в районе Байкало-Амурской магистрали металлургические комплексы пока что не обеспечены надежной высококачественной сырьевой базой. Наиболее реальным на сегодняшний день является прогноз на обнаружение достаточно крупных месторождений легкообогатимых магнетитовых кварцитов на Алданском щите (Чаро-Токкинский район Якутской АССР, Карарский район Читинской области и др.).

Заглядывая в далекое будущее, за 2000-й год, можно допустить, что добыча железа как в СССР, так и в других высокоразвитых странах стабилизируется на определенном уровне, не слишком превышающем современный. Железо в большинстве отраслей производства постепенно будет замещаться более прогрессивными металлами — алюминием, титаном и др. Подобной точки зрения придерживаются многие американские эксперты, высказывающие мнение о том, что, например, в американской промышленности начиная с 2000 г. предполагается планомерное сокращение выплавки железа. Если это так, то представляется маловероятным использование промышленностью даже в далекой перспективе бедных и труднообогатимых силикатных (шамозитовых) руд, широко развитых в мезозойских и кайнозойских отложениях юга Западной Сибири, в Северном Тургае и Западном Приаралье. Эти районы могут быть полностью обеспечены относительно более качественными бурожелезняковыми (существенно гидрогётитовыми) рудами Лисаковского, Прииртышского и североприаральских месторождений с запасами в десятки миллиардов тонн.

Промышленные эксплуатируемые месторождения хромита. В СССР известны только на Урале, где они входят в состав дунит-гарцбургитовой формации. Достаточно уверенный прогноз на эту наиболее продуктивную хромитоносную формацию дается автором раздела «Хром» в районах Урала, Камчатки, Южной Тувы и Алтае-Саянской области. Критерии прогнозирования именно этой формации детально рассмотрены в разделе. Но следует иметь в виду, что в мировой добыче хромитовой руды определенное место принадлежит месторождениям других, пока не известных в СССР хромитоносных формаций. Ниже приведено их краткое описание.

1. Формация тальковых и серпентинитовых сланцев, развитых в джеспилитовых толщах докембрия. В частности, например, в Сьерра-Леоне (Западная Африка) в горах Камбюи эксплуатируемые хромитовые месторождения представлены выдержанными пластами хромитовых руд с содержанием 44—45% Cr_2O_3. Пласты приурочены к интенсивно выветрелым серпентинитовым сланцам нижнеархейской серии Камбюи. Вместе с хромитами здесь же встречаются жилы асбеста и никеленосные нонтрониты. В СССР формации железистых кварцитов часто содержат тальковые сланцы (КМА) либо массивы ультраосновных пород (Чара-Токкинский район и др.), но специальных поисковых работ на хромитовые руды здесь не проводилось.

2. Формация расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород. Примером этой формации может служить расслоенный комплекс анортозитов, габбро, горнблендитов, пироксенитов и серпентинитов мощностью около 2 км, известный на севере Финляндии среди архейских гнейсо-гранитов и кристаллических сланцев. Запасы эксплуатируемых здесь месторождений составляют около 30 млн. т хромитовых руд с содержанием 24% Cr_2O_3. Эта зона, огибая центральный кристаллический массив Финляндии, уходит на территорию Карело-Кольского региона, где среди аналогичных формаций не исключено обнаружение хромитовых руд.

Кроме того, определенный интерес могут иметь месторождения кор выветривания, представляющие собой скопления обломков хромита среди лимонитовой массы. Подобные месторождения известны на Кубе, Филиппинах, в Новой Каледонии, а в СССР в Чарской зоне Восточного Казахстана.

Промышленные месторождения марганца. Богатые пиролюзитовые и псиломелановые руды в СССР сосредоточены главным образом в песчано-

глинистой марганценосной формации. К ней приурочены два гигантских марганцеворудных бассейна олигоценового возраста — Никопольский на Украине (83% запасов) и Чиатурский в Грузии (6,5% запасов). Кроме того, промышленным типом марганцевых руд, эксплуатируемых на месторождениях Атасуйского района в Центральном Казахстане, являются пластовые залежи браунит-гаусманитового состава в кремнисто-карбонатной марганценосной формации верхнего девона.

Иными словами, практически все промышленные запасы марганца приурочены к южным районам европейской части СССР, Кавказу и частично Казахстану. Поскольку наша металлургическая промышленность — основной потребитель марганца — сосредоточена главным образом в европейской части СССР и на Урале, с существующим положением можно было как-то мириться, но четко определившаяся за последние годы тенденция дальнейшего развития металлургии на востоке страны требует создания там собственной марганцеворудной базы.

В связи с этим в разделе «Марганец» обращено особое внимание на рассмотрение критериев прогнозирования тех марганценосных формаций, которые могут быть обнаружены в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке в районе проектируемых металлургических предприятий.

Сложность решения этой проблемы состоит в том, что, как показывает анализ геологического развития восточных районов, здесь отсутствует возможность прогнозирования и соответственно обнаружения марганцевых месторождений среди песчано-глинистых формаций, аналогичных украинским и грузинским. В Сибири и на Дальнем Востоке мы можем рассчитывать на обнаружение принципиально иных формационных типов марганценосных образований (карбонатной и кремнистой групп), заведомо содержащих более бедные главным образом карбонатные и в лучшем случае гаусманит-браунитовые руды.

В связи с отсутствием в регионах достаточно мощных эпох корообразования трудно ожидать здесь обнаружение и богатых окисленных руд формации марганценосной коры выветривания, с которой связаны крупнейшие марганцевые месторождения за рубежом.

Учитывая близкое начало эксплуатации природных ресурсов Мирового океана, в том же разделе приведены сведения о принципиально новом типе марганцеворудных накоплений — современной формации океанических железо-марганцевых конкреций. Поля марганцовистых конкреций в Тихом океане в перспективе могут представить интерес для проектируемых металлургических комбинатов Дальнего Востока.

Промышленные эксплуатируемые месторождения титана. Известны среди как россыпных, так и магматических и метаморфических формаций. Получаемый промышленностью титан извлекается преимущественно из минералов его двуокиси — ильменита, рутила и лейкоксена. Богатые концентраты последних, содержащие до 85—95% полезных компонентов, получаются путем простых механических методов обогащения (дробления, флотации, рассева). Эта особенность технологического процесса требует поисков, с одной стороны, россыпей, тяжелая фракция которых состояла бы преимущественно из минералов двуокиси титана, и, с другой — магматических и метаморфических месторождений, содержащих титан в форме достаточно крупных зерен ильменита и рутила.

Советская титановая промышленность в настоящее время базируется на россыпных месторождениях, как наиболее экономичных. За рубежом,

кроме того, титан извлекают из ильменитовых концентратов, получаемых при переработке ильменит-титаномагнетитовых руд.

Проблема расширения сырьевой базы титана в СССР осложняется тем, что прогноз титаноносных россыпей на востоке страны, где сосредоточены наши потенциальные энергетические ресурсы, очень ограниченный и мы можем рассчитывать на обнаружение там только магматических и метаморфических достаточно крупных и богатых месторождений. В связи с этим в разделе «Титан» особое внимание обращено на характеристику критериев прогнозной оценки магматических и метаморфических месторождений.

О комплексном использовании руд черных металлов. «Основы законодательства Союза ССР и союзных республик о недрах», принятые III сессией Верховного Совета СССР 9 июля 1975 г., ставят перед геологами ответственную задачу максимально полной утилизации добываемых руд. В связи с этим специального рассмотрения заслуживает вопрос об использовании руд черных металлов, как комплексного сырья. Месторождения железа, хрома, марганца и титана иногда содержат экономически выгодные для извлечения количества ванадия, никеля, кобальта, редких элементов, а в ряде случаев золота, платины и других металлов. Кроме того, промпродукты, получаемые на разных стадиях извлечения рудных компонентов, часто представляют собой ценные полезные ископаемые.

С формацией железистых кварцитов связаны промышленные концентрации золота. Так, например, на железорудном месторождении Пассагем в Бразилии уже добыто около 50 т золота. Золоторудные тела здесь залегают в основании итабиритовой (джеспилитовой) формации докембрия. На Западно-Австралийском щите известны продуктивные на золото месторождения железистых кварцитов. В Африке из формации железистых кварцитов на месторождениях Люпа-Голдфилд и Гонко-Сонго добыто более 13 т золота.

В составе формации железистых кварцитов известны серпентинитовые, тальковые, тремолитовые сланцы с промышленными содержаниями никеля. В частности, в районе КМА в тальк-серпентинитовых и тремолитовых сланцах михайловской серии докембрия на севере Яковлевской синклинали содержание никеля достигает 0,6%. Промышленные содержания никеля выявлены также во вмещающих породах на железорудных месторождениях Заимандровской группы (Кольский полуостров).

Имеются указания на присутствие в отдельных разностях железистых кварцитов на месторождении Нимба (Западная Африка) кобальта и марганца. На так называемых «силикатных железистых кварцитах» часто развивается кора выветривания, в составе которой кроме железа большую роль играют свободные гидраты глинозема. Образуются высокоглиноземистые железные руды, содержащие более 45% Fe и до 37% Al_2O_3 (обычно 10—15%) с кремниевым модулем (Al_2O_3/SiO_2) более 2,1. Эти породы, запасы которых, например, на КМА оцениваются 0,5 млрд. т, могут явиться комплексной рудой на железо и алюминий.

Магнетитовая скарновая формация часто содержит руды, обогащенные сульфидами меди, кобальтоносным пиритом и другими полезными компонентами. В частности, с 1976 г. на Соколовско-Сарбайском горно-обогатительном комбинате начато попутное получение кобальт-пиритного концентрата.

Титаномагнетитовая формация, заключающая в себе крупные месторождения ильменит-магнетитовых руд, с начала зарождения нашей титановой промышленности являлась основным поставщиком титановых руд — ильменитовых концентратов, получаемых при обогащении магнетитов.

Месторождения других железорудных формаций также, как правило, содержат примеси различных полезных компонентов, что существенно повышает их промышленное значение. В некоторых формациях, например апатит-перовскит-магнетитовой, обычно тесно связанной с карбонатитами, железо иногда выступает в качестве второстепенного по значению металла. Основная же ценность месторождений заключена в рудах редких элементов. Часто отмечается приуроченность бора, фтора и германия к железным рудам. Большое практическое значение имеет германий в гидрогематит-мартитовых рудах формации коры выветривания на железистых кварцитах (в «краске»), где его среднее содержание иногда составляет 6 г/т. Особенно высокие содержания (до 27 г/т) отмечаются в железных рудах кремнисто-гематитовой формации, являющейся наиболее промышленно ценной по германию. В СССР, как известно, к этой формации относятся железные руды Атасуйской зоны Центрального Казахстана, ряд сибирских месторождений и др.

Марганценосные формации часто содержат ряд полезных ископаемых, имеющих либо самостоятельное значение, либо пригодных для попутной отработки. Правда, руды наших основных марганцевых бассейнов — Никопольского и Чиатурского — практически «стерильны» от полезных примесей и используются только для выплавки марганца, но другие месторождения, связанные с карбонатными и кремнистыми марганценосными формациями, характеризуются присутствием значительных количеств свинца, цинка (Ушкатын, Жайрем в Центральном Казахстане). На Дальнем Востоке в Удско-Шантарском районе и на Малом Хингане развиты комплексные железо-марганцевые руды. При оценке марганцеворудных залежей среди эффузивно-кремнистой и эффузивно-карбонатной формаций следует иметь в виду возможное присутствие в них значительных количеств вольфрама. Так, например, на месторождении Голконда (штат Невада, США) в марганцевых рудах содержится 1—7% WO_3. Тот же тип руд известен в хребтах Тянь-Шаня.

Комплексная разработка месторождений в ряде случаев представляет собой единственный источник получения некоторых металлов, в том числе относящихся к группе черных. Так, например, ванадий практически не образует собственных месторождений, в связи с чем критерии прогнозной оценки его не рассматриваются в настоящем разделе. Ванадий за рубежом добывается из ванадий-урановых руд, из зон полиметаллических месторождений, фосфоритов, ванадиеносных глин зоны аргиллизации, из золы нефтей и других источников. В СССР пока что на ванадий промышленно освоены титаномагнетитовые руды Урала — Кусинское ильменит-магнетитовое месторождение, Гусевогорское титаномагнетитовое месторождение и др. Высокие содержания V_2O_5 известны в фосфоритовых рудах Каратау, в титаномагнетитовых песках на берегах Курильских островов; V_2O_5 содержится в золе некоторых нефтей Волго-Уральской провинции. Кроме того, потенциальными источниками ванадия являются некоторые бурожелезняковые руды (например, Лисаковские, Керчинские), некоторые углисто-кремнистые сланцы, бокситы, железо-марганцевые океанические конкреции, зола каменных углей, россыпи ильменита, алуниты, магнетитовые скарны и другие полезные ископаемые.

Прогрессивный рост промышленного производства, последовательно осуществляемый в СССР, требует постоянного наращивания запасов минеральных ресурсов, и в первую очередь черных металлов, которые наряду с горючими полезными ископаемыми являются основой тяжелой инду-

стрии. В связи с этим пятилетним планом Министерства геологии СССР на 1976—1980 гг. предусматривается увеличение по сравнению с девятой пятилеткой объемов геологоразведочных работ на черные металлы на 41,6%. По большинству черных металлов на десятую пятилетку предполагается значительно увеличить добычу и довести ее по товарной железной руде до 300, хромитовой до 4,2 и марганцевой до 12,4 млн. т, что соответственно на 26; 24 и 50% превысит уровень, достигнутый в 1975 г. При этом основное внимание будет обращено на выявление и разведку новых месторождений в восточных районах страны, где планируется создание металлургических комплексов СССР.

ЖЕЛЕЗО

Железо является одним из наиболее распространенных в природе металлов. Промышленные концентрации его всего лишь в 6—10 раз превышают кларковые и образуются в самых различных геологических условиях. Решающим фактором для оценки качества железных руд является, однако, не так содержание в них железа, как минеральный состав. От него зависит способ дальнейшей переработки руд, что в свою очередь влияет на экономические показатели и оценку месторождений.

Разведанные запасы железных руд в СССР составляют 187,2 млрд. т, что приближается к общим запасам всех капиталистических и развивающихся стран (228 млрд. т). Принимая во внимание темпы развития металлургической промышленности, разведанные запасы СССР могли бы обеспечить потребность нашего народного хозяйства почти на 75 лет. Однако за этой обобщающей цифрой скрывается положение, которое не может быть признано удовлетворительным, так как, во-первых, существенная часть (около 22%) всех запасов представлена рудами, требующими сложных систем обогащения, и, во-вторых, подавляющая часть (почти 60%) разведанных запасов сосредоточена в европейской части СССР, причем и в ее пределах распределена неравномерно. Урал с его развитой металлургической промышленностью собственными запасами не обеспечен. Громадные территории восточных районов страны, несмотря на открытие и разведку в последние годы большого количества месторождений, обладают за вычетом Казахстана запасами, составляющими около 10% общесоюзных.

Дальние перевозки руды, естественно, вызывают удорожание стоимости выплавляемого чугуна. Достаточно сослаться при этом на пример Западно-Сибирского металлургического комбината, который работает в основном на рудах Коршуновского месторождения, находящегося на расстоянии от него около 2 тыс. км. Хотя отпускная цена 62%-ного коршуновского концентрата и невысока (11,3 руб. за т), себестоимость его для комбината (франко-завод) с учетом транспортировки возрастает в 2 раза. В сходном положении находятся заводы Южного Урала, например Орско-Халиловский, покрывающий дефицит местного железорудного сырья за счет перевозок из района КМА (2,5 тыс. км). Из сказанного ясна необходимость расширения и изменения географии железорудной базы, и в первую очередь — в азиатской части СССР, в том числе для проектируемых Восточно-Сибирского и Дальневосточного металлургических комбинатов.

В металлургической промышленности идет неуклонное наращивание производительности отдельных доменных печей и их количества на заводах. В настоящее время уже построено несколько печей объемом 3000—3500 м³, в Кривом Роге действует печь объемом 5000 м³, а для Череповецкого завода проектируется домна объемом 5500 м³. Металлургические заводы с подобными печами имеют производительность около 10 млн. т чугуна и потребляют в год сырой руды около 30 млн. т. Обеспечение такого завода с разных рудников вызывает сложности в технологическом процессе, усложняет и удорожает производство. Оборудование небольших (с запасами первые сотни миллионов тонн) рудников нерентабельно, так как они оказываются выработанными раньше амортизационного срока. Поэтому для расширения железорудной базы желательно выявление крупных месторождений, с запасами 0,5—1 млрд. т и более, находящихся в благоприятных горно-технических условиях (глубина залегания, обводненность и т. д.).

Современное развитие технологии обогащения позволяет вовлекать в эксплуатацию руды со все меньшими содержаниями железа, в отдельных случаях до 16% (Качканар), однако это касается преимущественно магнетитовых руд, поскольку прямая магнитная сепарация до сих пор является более простой и производительной, чем флотационно-гравитационная, а восстановительный обжиг требует значительных дополнительных расходов топлива.

Таким образом, задача укрепления железорудной базы перечисленными дополнительными условиями сужается до задачи обнаружения крупных (0,5 млрд. т и более) месторождений магнетитовых (или других, но не требующих обогащения) руд в первую очередь к востоку от Урала, и притом в районах, не слишком удаленных от существующих, строящихся или проектируемых транспортных магистралей и металлургических заводов.

ГЛАВНЕЙШИЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И КРИТЕРИИ ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

В настоящее время в промышленности принято разделение железных руд на промышленные типы, которые характеризуются главным образом технологическими свойствами руды. Для геологических исследований и в особенности для целей прогноза и выявления новых перспективных территорий и поисковых площадей, определения возможных масштабов оруденения и качества руд наиболее целесообразен, как показывает опыт, формационный метод анализа.

Характеристика главнейших железорудных формаций содержится в работах И. Г. Магакьяна [10], Г. С. Момджи [14] и Г. А. Соколова [22]. Предлагаемая ниже систематика железорудных формаций несколько отличается от ранее предложенных. В основу выделения рудных формаций положены структурно-вещественные признаки, учитывающие геологические особенности залегания, строения, состава пород и руд [25]. С этих позиций рудные формации объединяют месторождения, сходные по вещественному составу руд, обладающие, несмотря на возможные вариации в морфологии рудных тел, выдержанными закономерностями в изменении минерализации в пространстве (зональностью) и близкими геологическими условиями образования.

Месторождения каждой рудной формации имеют обычно довольно выдержанные геолого-экономические параметры — средние содержания полезного компонента, характерные элементы-примеси, масштабы оруденения.

Не менее четко различие железорудных формаций проявляется и в специфике их локализации. Диапазон образования промышленных железных руд необычайно широк — от кор выветривания и хемогенных осадков до магматических и метаморфических образований. Естественно, что критерии прогнозирования для различных формаций будут также существенно различными.

Принятая авторами классификация охватывает только те железорудные формации, месторождения которых образуют промышленные объекты, рентабельные для эксплуатации по современным кондициям или в обозримой перспективе. Более детальные классификации, содержащие в некоторых случаях до 40 типов железорудных формаций [14], представляются громоздкими и мало удобными для прогнозных исследований.

Для территории СССР (рис. 6, табл. 3) выделяются следующие железорудные формации (в порядке их современной промышленной значимости): 1) железистых кварцитов с магнетит-гематитовым и гематит-магнетитовым типами, 2) кор выветривания с бурожелезняковым и гематит-мартитовым типами, 3) магнетитовая скарновая, 4) магнезиоферритовая скарновая, 5) титаномагнетитовая, 6) сидерит-шамозит-гидрогётитовая (оолитовая), 7) сидеритовая стратиформная, 8) апатит-перовскит-магнетитовая, 9) кремнисто-гематитовая, 10) апатит-магнетитовая, 11) магнетитовых пляжевых песков.

Весьма показательно, что металлургическая промышленность большинства зарубежных стран ориентируется в общем на те же типы месторождений, что и в СССР. Лишь для небольших стран, удовлетворяющих свои потребности собственными ресурсами, существенное промышленное значение приобретают такие формации, как гематит-сидеритовая жильная и некоторые другие, известные и в СССР, однако значительных объектов не образующие.

Наиболее существенным отличием железорудной базы СССР от таковой промышленно развитых зарубежных стран является значительная роль в ней месторождений магнетитовой и магнезиоферритовой скарновых формаций, перспективы выявления которых и на последующие ближайшие десятилетия представляются обнадеживающими.

Рассмотрим более подробно главнейшие для территории СССР железорудные формации и критерии их прогнозирования. При этом *региональные* критерии (масштабы 1 : 7 500 000—1 : 500 000) используются при прогнозной оценке территорий с выделением железорудных провинций и зон, а *локальные* — при выделении перспективных площадей (1 : 200 000—1 : 100 000) и поисковых участков (1 : 50 000). *Детальное* прогнозирование, проводимое в пределах рудных полей, подробно рассмотрено в коллективной монографии Г. С. Момджи, И. И. Пастушенко, Б. П. Епифанова и др. [16].

Формация железистых кварцитов. Является главным поставщиком железа в СССР и одной из главных во всем мире. По данным Н. М. Страхова [26], к этой формации относится 92% всех ресурсов железа мира, а по оценке Г. А. Джеймса и Р. К. Симса запасы железа в железистых кварцитах составляют 10^{14}—10^{15} т. В СССР железистые кварциты дают более $^1/_3$ запасов; перспективы этой рудной формации еще далеко не исчерпаны.

Рудные тела в месторождениях кварцитов имеют обычно крупные размеры — километры по простиранию, десятки метров по мощности. Сложены они тонкими (миллиметры, первые сантиметры мощности) переслаивающимися рудными и нерудными прослоями. Первые представлены обычно магнетитом и (или) гематитом с небольшой примесью нерудных минералов; вторые — кварцем, амфиболами, хлоритами, серицитом с примесью рудного минерала; реже присутствуют пироксен, гранат. Содержание железа в магнетитовых разностях обычно 25—40% (в среднем около 30), в гематитовых

Таблица 3

Характеристика главнейших железорудных формаций СССР

Формация	Рудные минералы	Главные нерудные минералы	Форма рудных тел
Железистых кварцитов:			
гематит-магнетитовый тип	Магнетит, (гематит)	Кварц, амфибол, пироксен	Пластовые залежи
магнетит-гематитовый тип	Гематит, (магнетит)	То же	То же
Кор выветривания:			
бурожелезняковый тип	Лимонит, (агрегат различных гидроокислов железа), гематит, лептохлорит	Глинистые минералы, кварц, обломки пород субстрата	Плащеобразные залежи, карманы, воронки, реже пластовые и жилообразные залежи
гематит-мартитовый тип	Мартит, (сидерит)	Кварц, хлорит	Пластовые залежи, столбы, залежи неправильной формы
Магнетитовая скарновая	Магнетит, (гематит)	Гранат, пироксен, амфибол, хлорит, эпидот, кальцит, скаполит	Пластообразные и линзообразные залежи, рудные столбы
Магнезиоферритовая скарновая	Магнезиоферрит, магнетит, маггемит	Гранат, пироксен, амфибол, хлорит, эпидот, кальцит	Пластообразные и жилообразные тела, столбы, штокверки
Титаномагнетитовая	Титаномагнетит, магнетит, ильменит	Силикаты основных и ультраосновных пород, серпентин, хлорит	Пластовые залежи, линзы, зоны прожилково-вкрапленного оруденения
Сидерит-шамозит-гидрогётитовая (оолитовая)	Шамозит, тюрингит, гематит, лимонит, сидерит	Глинистые минералы, кварц	Пласты
Сидеритовая стратиформная	Сидерит	Глинистые минералы, доломит, кальцит, магнетит	Пластовые залежи
Апатит-перовскит-магнетитовая	Магнетит, титаномагнетит	Силикаты ультраосновных и щелочных пород, карбонаты	Пластовые залежи, штокверки, жилообразные тела
Кремнисто-гематитовая	Гематит, гидрогематит, (магнетит, минералы марганца)	Кварц, гидроокислы кремния, хлорит	Пласты
Апатит-магнетитовая	Магнетит, (гематит)	Апатит	Пластовые залежи, жилообразные тела
Магнетитовых пляжевых песков	Магнетит, титаномагнетит	Циркон, рутил, лейкоксен, кварц, силикаты основных пород	Линзы, пласты

Примечания. 1. В скобках указаны минералы, встречающиеся, но не типичные для дан
схемой обогащения (в основном магнитная сепарация), III—требующие применения сложной схемы
ского бассейна. 4. Для гематит-магнетитового типа формации железистых кварцитов данные суммар
рудам, а в данных о добыче в СССР не учтены 62,4 млн. т добытых и складированных гематитовых

Обычные содержания железа, %	Вредные примеси, %			Категория обогатимости	Максимальные размеры месторождений	Суммарные запасы (доля, %)		Добыча (доля, %)		Примеры месторождений СССР
	S	P	Прочие			Весь мир	СССР	Весь мир	СССР	
30—40	Следы	—	—	II—III	Весьма крупные	40	26	34	43	Кривой Рог, КМА, Оленегорское
30—40	Следы	—	—	II—III	То же	8	13,2	5	3,8	Костамукша, Карсакпай
40	—	—	—	I	Мелкие	3	0,65	Менее 0,5	1,1	Орско-Халиловская группа
55—70	Следы	—	—	I	Весьма крупные	16	18,3	18	16,1	КМА, Кривой Рог
40—50	Менее 1	Менее 0,1	Pb, Zn, Cu	II	Крупные	8	9	Менее 0,5	17,1	Соколовское, Сарбайское, Таежное, Высокогорское
40—50	Менее 1	Следы	Mg	II	Крупные	—	2,1	—	3,7	Ангаро-Илимская группа
15—45	Менее 1	Следы	Cu	II	Весьма крупные	9,5	10,8	3	9,2	Качканар, Гусевогорское
32—40	1	0,5—2,0	—	I—III	Весьма крупные	12	14,5	24	2,4	Аятское, Лисаковское
25—38	1,7	0,1	—	I—III	Средние	2	0,8	1	0,8	Бакальское, Березовское
32—68	Следы	Более 2	—	II	Средние	—	0,8	—	2,2	Ено-Ковдорское, Африканда
35—60	1	0,5	—	I—III	Крупные	—	3	—	0,6	Атасуйская, Удско-Шантарская группы
35—65	1	Менее 2	—	I—II	Средние	8	0,6	26	—	Холзунское, Абовянское
5—10	—	—	—	II	Ожидаются весьма крупные	Около 0,5	0,2	Около 0,3	—	Ручарское

ной рудной формации. 2. Категория обогатимости руд: I—не требующие обогащения, II—с простой обогащения. 3. При подсчете удельного веса известных запасов не учитывались таковые Колпашевских мировых запасов приведены по гематитовым железистым кварцитам и кремнисто-гематитовым железистых кварцитов.

около 40%. Содержание кремнезема составляет около 50, глинозема — 2, окиси магния и кальция — 4, углекислоты — 3%. Сера и фосфор практически отсутствуют. Характерна примесь германия, иногда золота.

Огромные запасы, легкая обогатимость, возможность разработки открытым способом делают месторождения железистых кварцитов благоприят-

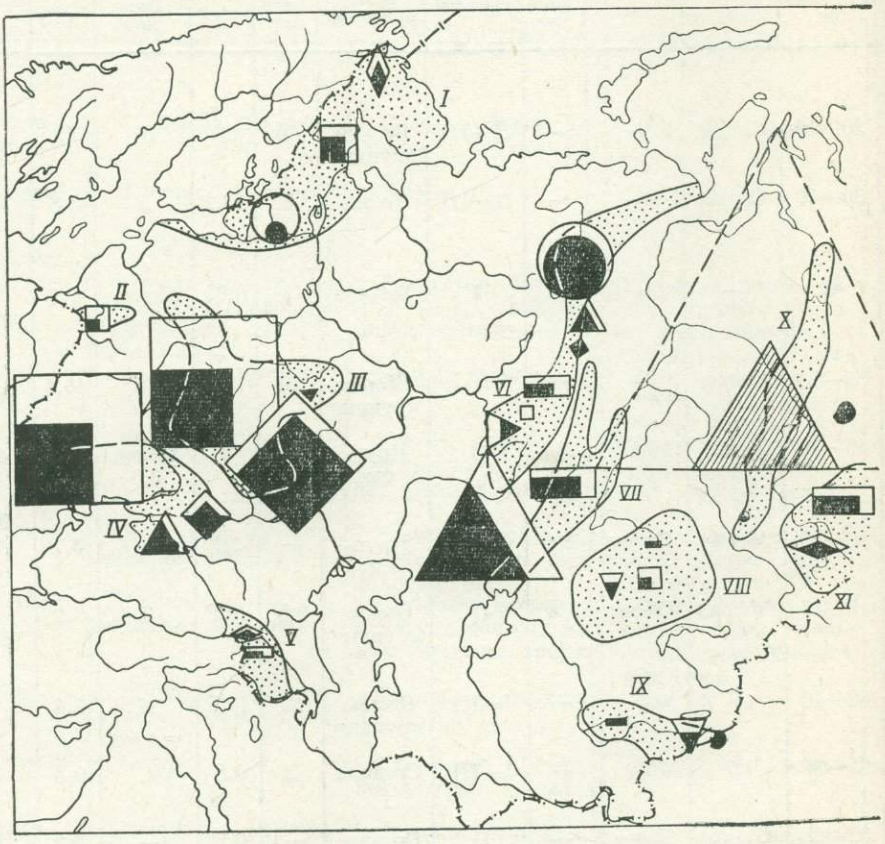


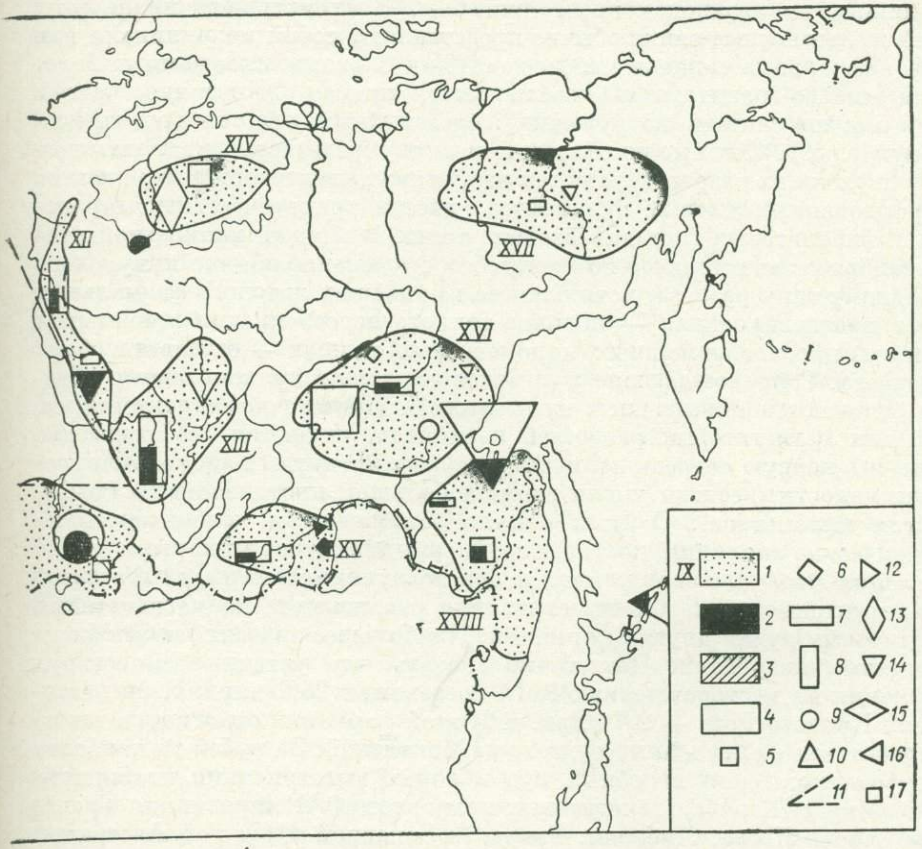
Рис. 6. Схема размещения выявленных и прогнозных запасов руд

1 — железорудная провинция: *I* — Карело-Кольская, *II* — Белорусская, *III* — КМА, Центральноказахстанская, *IX* — Среднеазиатская, *X* — Западно-Сибирская, *XI* — Ал Забайкальская, *XVI* — Алданская, *XVII* — Северо-Восточная, *XVIII* — Дальневосточ запасы; железорудная формация: *5* — железистых кварцитов, *6* — кор выветривания, *10* — сидерит-шамозит-гидрогётитовая (оолитовая), *11* — то же, прогнозная для Западно- *14* — кремнисто-гематитовая, *15* — апатит-магнетитовая, *16* — магнетитовых пляжевых

ным объектом добычи. Наиболее крупные месторождения этой формации в СССР расположены в КМА и Кривом Роге. Другие месторождения — Оленегорское, Костамукшское в Карело-Кольском регионе, Горишне-Плавнинское, Кременчугское, Петровское, Белозерское, Мариупольское на Украине, Карсакпайское, Гвардейское в Казахстане, Кимканское в Хабаровском крае — характеризуются запасами, измеряемыми сотнями миллионов, реже первыми миллиардами тонн, и почти каждое из них имеет перспективы увеличения запасов. Крупные месторождения этой формации известны в США (Верхнее озеро), Канаде (Лабрадор, Нью-Квебек), Бразилии (штат Минас-

Жерайс), Китае, Индии, Венесуэле, Заире, Либерии. В мировом производстве товарных руд железистые кварциты занимают ведущее место — 39%, в том числе 34 магнетитовые и 5% гематитовые.

При региональном прогнозировании необходимо учитывать, что наиболее характерной особенностью формации железистых кварцитов является



главнейших железорудных формаций на территории СССР.

IV — Украинская, *V* — Кавказская, *VI* — Уральская, *VII* — Арало-Тургайская, *VIII* — тае-Саянская, *XII* — Приенисейская, *XIII* — Ангарская, *XIV* — Северо-Сибирская, *XV* — ная; *2* — известные запасы; *3* — то же, для Западно-Сибирской провинции; *4* — прогнозные *7* — магнетитовая скарновая, *8* — магнезиоферритовая скарновая, *9* — титаномагнетитовая, Сибирской провинции, *12* — сидеритовая стратиформная, *13* — апатит-перовскит-магнетитовая, песков; *17* — размер площади (для знаков *5—16*), соответствующий запасам 1 млрд. т руды.

их древний — архейский или раннепротерозойский — возраст. Лишь в редких случаях он позднепротерозой-раннекембрийский, и тогда вместо обычного магнетита главным рудным минералом становится гематит (Малый Хинган, Карсакпай, Бетпак-Дала), а формация в целом сближается с формацией кремнисто-гематитовой. В соответствии с этим железистые кварциты характеризуются своей исключительной приуроченностью к докембрийским щитам и (реже) к срединным массивам фанерозойских складчатых областей. По отношению к региональной метаморфической зональности типичным является приуроченность их к зеленосланцевой фации, иногда к амфиболи-

товой. Более высокая степень метаморфизма является отрицательным критерием, снижающим качество руд.

Грандиозные масштабы площадей развития железистых кварцитов, нередко превышающих 100 тыс. км^2, позволяют использовать при региональном их прогнозировании и некоторые локальные критерии. Так, развитие железоносных формаций характерно для локальных поднятий по отношению к синхронным им зеленокаменным прогибам. В структурном плане этих поднятий железоносные пачки обычно представляют собой моноклинали или узкие изоклинальные складки между жесткими блоками, сложенными более древними гнейсо-гранитовыми комплексами, причем достаточно частым явлением можно считать погружение железорудных пластов под гнейсо-гранитовую глыбу. Сходные по облику и качеству железистые кварциты возникают в двух типах разреза: среди так называемых «лептитовых» комплексов (метаморфизованных кислых вулканитов, иногда трактуемых как парапороды) и амфиболитовых (метадиабазовых) толщ. В каждой конкретной провинции наиболее значительное по масштабам оруденение обычно приурочено лишь к одному типу разреза, хотя один из важнейших литолого-фациальных критериев прогнозирования — наличие тонкого переслаивания кремнистых и железистых прослоев в мощных (километровых) толщах — остается в обоих типах разреза. Сопровождающие железоносные толщи вулканогенные образования отличаются повышенной щелочностью. Достаточно характерными, особенно для магнетитовых разностей кварцитов, являются геофизические критерии, и в первую очередь наличие линейных магнитных аномалий высокой интенсивности (десятки тысяч гамм) и большой протяженности (десятки — сотни километров). С ними обычно сопряжены и ясновыраженные гравиметрические аномалии, достигающие первых десятков миллигал.

Формация гематит-мартитовых и бурожелезняковых кор выветривания. Гематит-мартитовые руды кор выветривания развиваются по магнетитовым или гематитовым рудам других формаций. Наибольшее значение имеют коры на железистых кварцитах. Достаточно сказать, что учтенные запасы руд этой формации на месторождениях КМА составляют 26,2 млрд. т, на месторождениях Кривого Рога — 2,7 млрд. т. К этой формации относились также ныне выработанные окисленные руды горы Магнитной. За рубежом наиболее известны месторождения подобных руд в корах выветривания итабиритов Бразилии (Минас-Жерайс), гематитовых кварцитов ЮАР (провинция Трансвааль), в Сьерра-Леоне, Либерии, Гвинее, в Западной и Южной Австралии и др. Высоко котируются в последнее время австралийские руды (район Пилбара, о. Тасмания и др.), пригодные для непосредственной загрузки в доменные печи (с содержанием железа 60% и более) и поставляемые в Японию, США и другие страны.

Различаются два подтипа кор выветривания на железистых кварцитах — плащеобразные и линейные. Первый из них наиболее распространен, известен на КМА, в Бразилии, Африке, Индии. На КМА они перекрыты чехлом осадочных пород начиная с девона, в верхней части иногда обогащены сидеритом. Второй, линейный подтип известен в Кривом Роге и в районе Верхнего озера (США). Здесь коры приурочены к поверхностям тектонических нарушений, шарнирам складок, иногда к контактам интрузий.

Критерии прогнозирования гематит-мартитовых руд отчасти совпадают с критериями для тех формаций, по рудам которых они возникают. При региональном прогнозировании важно учитывать, что необходимым условием образования руд этого типа является достаточно длительный период конти-

нентального выветривания, а условием их сохранения — отсутствие в данном районе интенсивных процессов денудации (в том числе ледниковой экзарации и пр.). Поэтому мы не находим на Балтийском и Алданском щитах существенных концентраций богатых руд кор выветривания на железистых кварцитах. Наоборот, на Русской платформе, где широко проявилась девон-раннекаменноугольная эпоха корообразования, повсеместно на железистых кварцитах можно ожидать обнаружение богатых гематит-мартитовых руд.

Из существенных локальных критериев прогнозирования гематит-мартитовых руд можно дополнительно отметить их приуроченность к шарнирам крупных складок, контакту рудной и безрудной толщ и другим ослабленным зонам. По сравнению с окружающими их магнетитовыми рудами мартиты значительно менее магнитны (в 2—3 раза) и отличаются более низким удельным электрическим сопротивлением при совпадающих характеристиках гравитационного поля.

Бурые железняки развиваются при выветривании либо месторождений других формаций (например, сидеритов Бакальского месторождения), либо ультраосновных пород (Серовское, Орско-Халиловские месторождения). В последнем случае они природно легированы никелем, кобальтом. Встречаются также месторождения сложного генезиса, объединяющего субаэральное выветривание с инфильтрацией (Тульско-Липецкая группа). Запасы отдельных месторождений подобных руд в СССР невелики. Перспективы открытия новых крупных месторождений этого типа и даже расширения старых незначительны.

Необходимо указать, что за рубежом чрезвычайно широко развиты относящиеся к этой формации латеритные коры выветривания, составляющие около 3% мировых запасов железных руд. К ним относятся латеритные руды Кубы, Филиппин, Индонезии, Западной Африки (Гвинея, Мали) и др.

Магнетитовая скарновая формация. Играет большую роль в добыче (17%) и балансе (8%) железных руд СССР. На нее до настоящего времени ориентирована значительная часть металлургической промышленности. К этой формации относятся месторождения гор Магнитной, Благодать, Высокой на Урале, Качарское, Соколовское, Сарбайское в Северном Казахстане, Дашкесанское в Азербайджане, Шерегешевское, Шалымское, Таштагольское, Казское, Тейское, Инское в Алтае-Саянской области. С некоторой условностью к этой формации отнесены также магнетитовые скарновые месторождения магнезиально-силикатного типа в древних архей-раннепротерозойских структурах (Алдан, Прибайкалье).

За рубежом скарновые железорудные месторождения имеют подчиненное значение (менее 1% общих запасов). К ним относятся месторождения Риф в Марокко, Айрон-Спринг в США и др., а также ряд небольших месторождений ГДР, Чехословакии, Румынии, большей частью уже выработанных.

Месторождения имеют самые различные запасы — от нескольких миллионов до нескольких миллиардов тонн; наиболее обычны с запасами 100—400 млн. т. Промышленное значение имеют сплошные, отчасти вкрапленные руды, главным рудным минералом в которых является магнетит, реже присутствует гематит, иногда превращенный в мушкетовит. Нерудные минералы — гранат, пироксен, эпидот, актинолит, хлориты, иногда в большом количестве скаполит. На некоторых месторождениях в рудах содержится значительное количество сульфидов (пирит, иногда кобальтоносный, халькопирит, сфалерит). Содержание железа колеблется в широких пределах —

от 25—30 до 55—70% (обычно около 40). Часто присутствует примесь кобальта, иногда бора. Состав руд способствует их легкому обогащению (магнитной сепарацией) и обеспечивает возможность получения дешевого высокосортного концентрата с 48—65% железа. При флотации хвостов магнитного обогащения получаются также кобальт-пиритный и медный концентраты.

Среди месторождений магнетитовой скарновой формации в общем можно наметить два типа [17, 18]: а) с рудными телами главным образом пластовой формы, залегающими согласно с вмещающими породами, повторяя и их складчатые структуры; иногда на этих месторождениях отмечается сочетание «стратиформных» и секущих залежей; б) с рудными телами сложной формы, дискордантной по отношению к вмещающим породам.

Максимальными размерами характеризуются месторождения первого типа (Качарское, Соколовское), второй обычно представлен мелкими месторождениями с запасами до 100 млн. т, лишь иногда образует узлы с запасами до 300 млн. т (мелкие месторождения Средней Азии и др.).

Региональным критерием для месторождений первого типа является приуроченность к геосинклинальным областям фемического и сиалическо-фемического профиля развития, а в их пределах — к блоковым прогибам, формирующимся в инверсионную и орогенную стадии развития [14—17, 19]. Чрезвычайно характерной является высокая железистость выполняющих прогибы и обычно вмещающих оруденение («продуктивных») вулканогенно-осадочных формаций (андезитовой, кварц-кератофировой). Хотя оруденение может быть приурочено к различным породам и толщам (основным туфам, кислым вулканитам, известнякам), наличие значительных по мощности вулканических образований основного ряда в составе рудоносных комплексов отмечается во всех случаях. Месторождения обычно (но не обязательно) располагаются в контактовой зоне гипабиссальных интрузий двух генераций: а) комагматичных и близко синхронных вулканогенным образованиям, сложенных в основном плагиогранитами, диоритами, монцонитами, реже сиенитами и представленных небольшими массивами субвулканического характера; б) более поздних сравнительно крупных «батолитового» характера гранит-гранодиоритовой формации.

К характерным геофизическим критериям относятся локальные магнитные и гравиметрические аномалии высокой интенсивности (первые тысячи и десятки тысяч гамм, единицы, иногда десятки миллигал) на фоне знакопеременных полей.

Локальные критерии прогнозирования месторождений магнетитовой скарновой формации в общем виде аналогичны региональным, а в деталях (локализация руд в определенных структурных «горизонтах», фиксированных по отношению к дневной поверхности эпохи рудообразования, приуроченность к породам определенного состава и возраста, морфология складчатых и разрывных структур рудных полей, включая «рудоподводящие» разрывы, состав и возраст ассоциирующих интрузий) являются специфичными для каждой рудной провинции. Как характерное повсеместное явление можно отметить интенсивно проявленные процессы скарнирования (магнезиально-железистого, частью щелочного метасоматизма с образованием как типично скарновых, так и гидросиликатных комплексов), по площади в 2—4 раза превышающие размеры рудных тел. Контрастность аномалий позволяет успешно использовать геофизические критерии, хотя для скрытых месторождений она резко снижается, что не всегда учитывается.

Магнезиоферритовая скарновая формация. Месторождения этой формации составляют пока незначительную долю в балансе запасов железных руд СССР (2,1%), однако по масштабам добычи более существенны (3,7%). Перспективы выявления средних и крупных месторождений легкообогатимых руд этой формации весьма значительны. В настоящее время известно несколько десятков месторождений магнезиоферритовой формации, которые распределяются в Ангаро-Илимском, Ангаро-Катском, Среднеангарском районах, а также в зоне правобережья р. Енисея, протягивающейся почти на 1000 км от р. Подкаменной Тунгуски до Норильского района. Кроме того, представляются перспективными районы верховьев р. Нижней Тунгуски, где известно много магнитных аномалий и отдельные рудопроявления, бассейна рек Чуни, Оны и Бирюсы, а также среднего течения р. Лены. За рубежом промышленные месторождения магнезиоферритовой формации еще не выявлены, хотя отдельные рудопроявления жильного характера известны на Северо-Американской платформе [13, 25].

Морфология рудных залежей на месторождениях обычно весьма сложная. Они представляют собой в большинстве случаев сочетание штоко-, пластообразных, жильных и неправильной формы рудных тел мощностью десятки метров, протяженностью до первых километров и глубиной распространения сотни метров. Главный рудный минерал — магнезиоферрит (магномагнетит), нерудные — диопсид, гранат, хлорит и др. Наиболее характерны два типа руд: 1) сплошные (жильные) с массивной и полосчатой текстурой, содержащие до 67% железа; 2) вкрапленные и брекчиевидные (метасоматические), а также сетчато-прожилковые и кокардовые руды с содержанием железа от 20 до 50%. Особенно интересны оолитовые текстуры руд, говорящие о коллоидной форме переноса железа. Среднее содержание железа составляет 30—45, магнезии — до 11, окиси кальция — до 14, серы — от следов до 0,6, фосфора — в пределах 0,15—0,3%.

Магнезиоферритовые месторождения являются характерными платформенными образованиями. Все известные в настоящее время районы развития этой формации выявлены в СССР в пределах Сибирской платформы и тяготеют к краевым частям крупной Тунгусской синеклизы. Они приурочены к зонам глубинных разломов, отраженных в верхнем структурном ярусе обширными полями трапповых интрузий среди осадочно-вулканогенных и осадочных (туфовых и карбонатных) толщ. Из локальных критериев наиболее существенными являются: 1) приуроченность рудных полей к узлам пересечения разноориентированных разломов (главным образом северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направления); 2) приуроченность месторождений к интрузиям долеритов повышенной щелочности, а также к своеобразным изометричным или вытянутым в плане структурам, уходящим почти вертикально на глубину на многие сотни метров (трубки взрыва); 3) интенсивное развитие процессов скарнирования.

Высокая магнитность траппов и вмещающих оруденение туфов несколько затрудняет применение геофизических критериев. Обычно рудоносные аномалии несколько отличаются от «трапповых» большими отрицательными амплитудами на фоне относительно спокойных магнитных полей. Рудоносные зоны, как правило, фиксируются изодинамой Z_a 5 тыс. гамм, а непосредственные границы оруденения — 10—15 тыс. гамм.

Титаномагнетитовая формация. Месторождения этой формации широко развиты на Урале. К ним относятся Качканарское, Кусинское, Первоуральское и некоторые другие. Они известны также на Малом Кавказе

(Сваранц), на Алтае (Харловское месторождение), в Карело-Кольском регионе (Пудожгорское, Колвицкое и другие месторождения), выявлены в интрузиях анортозитов хребта Джугджур. За рубежом к этой формации относятся широко известные скопления титаномагнетитовых руд в Бушвелдском лополите (Южная Африка), месторождения Роутивара, Таберг (Швеция), ряд месторождений Канады (Лак-Тио, Аллард-Лэйк и др.), США, Бразилии, Индии. Промышленное значение этих руд пока невелико (в балансе СССР — 10,8%, доля в добыче — 9,2%), однако крупные масштабы месторождений (обычно 0,5—2 млрд. т, Качканарское — 12,2 млрд. т), часто сочетающиеся с условиями, благоприятными для открытой разработки, делают их, несмотря на низкое содержание железа в рудах, весьма перспективными объектами будущего.

Рудные тела месторождений представляют собой в общем виде пласты и линзы, вкрапленные зоны, иногда скопления жил титаномагнетита в габбро, пироксенитах, анортозитах, диабазах. Характерны шлирово-полосчатые и вкрапленные текстуры руд. Для последних обычна сидеронитовая структура. Основным рудным минералом является обычно титаномагнетит, часто ванадистый; на ряде месторождений не менее характерны магнетит и ильменит. В небольших количествах типичны также гематит, рутил, пирит, халькопирит и некоторые другие сульфиды. Содержание железа в рудах варьирует в широких пределах (от 14—15 до 40—45%), но на крупных месторождениях обычно в среднем невелико (на Качканарском 16,64%). Содержание титана также подвержено сильным колебаниям — от 5—6 иногда до 50% TiO_2, обычно 7—15%. Весьма характерна легирующая примесь ванадия, в среднем нередко 0,3—0,4% V_2O_5 (до 8,8% на некоторых месторождениях Индии), а также повышенные содержания меди, кобальта и других элементов.

В случае высокого содержания ильменита эти руды используются как комплексное сырье для одновременного получения железа и титановых концентратов. Магнитная обогатимость руд зависит от крупности минеральных зерен, обычно хорошая и позволяет получать концентраты, содержащие 63—66% железа при извлечении его порядка 65—75%. Концентраты имеют высокую основность и благоприятное отношение Al_2O_3/SiO_2, дающие возможность производства агломерата без существенной добавки флюсов. Промпродукт обогащения может быть использован для дополнительного получения медного и кобальтового концентратов.

К региональным критериям прогнозирования месторождений титаномагнетитовой формации относится в первую очередь их четкая геотектоническая приуроченность к концу ранних этапов развития эвгеосинклинальных областей фемического и сиалическо-фемического профилей. Вмещающие оруденение массивы габбро-анортозитовой, дунит-пироксенит-габбровой и габбро-диабазовой формаций приурочены к глубинным разломам, ограничивающим крупные геоблоки; такие разломы, судя по сейсмическим данным, обычно достигают поверхности Мохоровичича. Характерно поясное прерывистое размещение массивов вдоль границ геоблоков в виде зон длиной 100—200 км при ширине до 15 км. Не менее характерной является тесная связь рудоносности массивов габбро-диабазов с синхронными покровами толеитов и в особенности их жерловыми фациями. Массивы дунит-пироксенит-габбровой формации также располагаются в краевых частях и обрамлении зеленокаменных прогибов, в строении которых существенную роль играют базитовые вулканогенные образования; однако эта связь с вулканитами отдаленная

и фиксируется лишь общей приуроченностью поясов распространения рудоносных массивов к вулканогенным прогибам. Габбро-анортозитовая формация вулканических эквивалентов не имеет.

При локальном прогнозировании прерывисто-поясное распределение рудоносных массивов в титан-железорудных металлогенических зонах выступает особенно отчетливо. Это позволяет широко использовать геофизические критерии, поскольку массивы основных и ультраосновных пород четко фиксируются как в магнитном, так и гравитационном поле. Рудным залежам в пределах массивов обычно соответствуют интенсивные магнитные аномалии (свыше 6—7 тыс., иногда до 20—100 тыс. гамм для массивных руд) и сложный характер строения поля, особенно для вкрапленных руд. Для крупных рудоносных интрузий дунит-пироксенит-габбровой формации характерна значительная дифференциация, приводящая к образованию расслоенных массивов. Оруденение локализуется в пироксенитовых прослоях (Качканарское, Гусевогорское, Баронское и другие месторождения), иногда серпентинизированных (Лысанское месторождение). Содержание рудных минералов в целом обычно возрастает к структурным центрам вмещающих оруденение массивов чашеобразной формы; выявление таких структурных центров возможно на основе их первичной полосчатости и трахитоидности [15].

Сидерит-шамозит-гидрогётитовая (оолитовая) формация. Представлена протяженными пластами иногда значительной (от нескольких единиц до первых десятков метров) мощности оолитовых руд, сложенных железистыми хлоритами (шамозит, тюрингит), гематитом, лимонитом, сидеритом, иногда с примесью магнетита. Содержания железа сравнительно невысокие (32—40%). Характерны заметные (иногда значительные) примеси фосфора (0,5—2% P_2O_5 и более).

Наиболее известными эксплуатируемыми месторождениями этой формации являются в СССР месторождения Керченское (запасы 2,1 млрд. т) и Лисаковское (12 млрд. т). Очень крупное месторождение — Аятское (11,1 млрд. т). Большими запасами (сотни миллиардов тонн) обладает Западно-Сибирский железорудный бассейн, в котором запасы лишь одного Бакчарского месторождения в Томской области оцениваются почти в 30 млрд. т при среднем содержании железа 37%. Однако руды Аятского и некоторых других железорудных бассейнов очень трудны для освоения в силу высокой их кремнистости, фосфористости и сернистости, неблагоприятных условий залегания, сложности обогащения.

В учтенных запасах железных руд СССР месторождения этой формации занимают существенную долю (14,5%) при незначительной пока (около 2%) добыче. В мировых запасах их доля несколько меньше (12%), однако эксплуатируются они за рубежом значительно интенсивнее (около 24% добычи). В частности, к этой формации относятся такие крупные бассейны, как Эльзас-Лотарингский с запасами около 6 млрд. т, Зальцгиттер, Баден в ФРГ (запасы соответственно 1 и 1,5 млрд. т), Банбери-Мидлсборо в Англии (запасы около 2,5 млрд. т, крупнейшее месторождение Нортгемптон), Вабана (о. Ньюфаундленд) в Канаде (запасы более 2 млрд. т).

Месторождения сидерит-шамозит-гидрогётитовой формации по их тектонической и возрастной приуроченности можно разделить на две большие группы. К первой из них относятся ранне-среднепалеозойские, реже докембрийские месторождения, образованные в пределах геосинклинальных областей в ранние этапы (демиссионная стадия) их развития. Они распола-

гаются в краевых частях геосинклиналей, иногда распространяются на платформу (Архангело-Пашийская группа, верхний девон). Их образование, возможно, связано с эффузивной деятельностью в соседней геосинклинали. Кроме упомянутого, типичными примерами этой группы являются месторождения Вабана и Нортгемптон (ордовик).

Вторая группа объединяет месторождения, образованные в условиях платформенного режима и связанные с привносом железа с обширных пенепленизированных континентальных массивов. Возраст месторождений этой группы главным образом мезозой-кайнозойский. Железо выпадало в лагунах мелкого моря (Аятское месторождение, верхний мел), реже на суше, в долинах крупных водотоков (Лисаковское месторождение, олигоцен). Тектонические критерии образования месторождений: а) трансгрессивная стадия седиментационного цикла, б) относительная вялость тектонических движений.

Благоприятным критерием является также развитие в области сноса пород повышенной железистости, например траппов на Сибирской платформе, основных-ультраосновных пород на Урале и железорудных скарновых месторождений в Тургае, служивших источником железа для образованных в мелу — палеогене железорудных бассейнов: Колпашевского на востоке, Аятского на западе Западно-Сибирской низменности, Кашкаратинского в Приаралье. Кроме перечисленных к этой группе относятся также месторождения Керченское (миоцен), в Эльзас-Лотарингии (юра), ряд мелких месторождений ГДР и Польши (юра).

Внутри железорудных бассейнов распределение руд контролируется отдельными конседиментационными мульдами (Керчь), конфигурацией береговой линии, направлением морских течений и другими, главным образом фациальными, признаками.

Сидеритовая стратиформная формация. Пользуется в СССР достаточно широким распространением, но промышленных месторождений известно мало. Наиболее крупными в этой формации являются Бакальская группа на Урале (запасы около 1 млрд. т), Березовское в Читинской области (450 млн. т) и др.

В запасах СССР руды сидеритовой формации занимают около 0,8%, что совпадает и с долей их добычи. Доля их в мировых запасах того же порядка — около 2%, добыча несколько выше 1%. Наибольшей известностью пользуются залежи месторождений Бильбао (Испания), в Северной Африке, а также небольшие месторождения Восточных Альп (Эрцберг в Австрии и др.).

Руды сложены сидеритами и продуктами их окисления — бурыми железняками. Последние почти всегда сопутствуют сидеритовым рудам и являются наиболее ценной частью запасов руд.

Содержания железа в сидеритовых рудах составляют обычно 25—38%. При содержании выше 35% руды могут идти в плавку без обогащения. Нерудные примеси — кальцит и доломит, а также кварц и минералы глин. Пластообразные тела сидеритов обычно расположены в карбонатных породах, иногда (Бакал) ассоциируют с магнезитами. В некоторых случаях сидерит образует тела замещения в пластах известняков в результате циркуляции обогащенных железом водных растворов (бассейны верхних течений рек Камы, Вятки). Большие скопления образуют также желваковые сидериты в угольных и межугольных пластах в Кузнецком, Тунгусском и некоторых других каменноугольных бассейнах. Но во всех этих случаях

концентрации железа невелики, нерудные примеси преобладают и месторождения непромышленные.

Генезис месторождений во многих случаях спорен. Перспективы обнаружения промышленных месторождений этой формации невелики.

Апатит-перовскит-магнетитовая формация. Выделена на основании ее устойчивой минеральной ассоциации и четкой приуроченности к магматической формации щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами.

Из железорудных минералов в состав руд входят магнетит, титаномагнетит, ильменит. Для магнетита характерна примесь магнезии. Сопутствующие минералы руд — апатит, перовскит, пирохлор, бадделлиит и другие редкоземельные минералы, циркон, флогопит, вермикулит; нерудные — кальцит, оливин (форстерит) и другие силикаты ультраосновных и щелочных пород. Рудные тела имеют жильную и штокверковую форму, размеры их измеряются обычно сотнями метров. Они располагаются среди различных пород интрузий щелочно-ультраосновной формации. Образование последних начинается с внедрения ультраосновных пород (дунитов, перидотитов, пироксенитов), которые сменяются шонкинитами, уртитами, ийолит-мельтейгитами, затем сиенитами, нефелиновыми сиенитами. Жильная фация представлена пикритовыми порфиритами, ийолит-уртитами, тингуаитами, щелочными пегматитами. Широко развиты карбонатиты, завершающие становление интрузий. Оруденение, как указывалось, накладывается на все перечисленные породы, иногда одновременно с карбонатитами.

Интрузии щелочно-ультраосновной с карбонатитами формации, несущие железные руды, распространены исключительно на платформах. Сходные интрузии в областях тектоно-магматической активизации промышленных концентраций железа не содержат.

На Русской платформе к описываемой рудной формации относятся месторождения Ковдор, Вуориярви, Африканда, Себльявр, Турьего мыса; на Сибирской платформе — Гулинское, Одихинча, Маган, Ыраас, Ессей, Богдо; на Африканской платформе — Палабора (ЮАР), Букузу, Сукулу (Уганда), Капуйл (Ангола); на Южно-Американской платформе — Якупиранга (Бразилия), на Северо-Американской платформе — Паудерхорн (США). Распределение месторождений (как и интрузий) определяется глубинными разломами, обычно ограничивающими крупнейшие платформенные структуры (синеклизы, антеклизы). На щитах (например, Балтийском) интрузии располагаются в межблоковых швах.

Выделяются три типа железных руд: 1) перовскит-магнетитовый; 2) апатит-форстерит-магнетитовый; 3) циркон-пирохлор-апатит-магнетитовый (карбонатитовый). В первом из этих типов кроме магнетита содержится также титаномагнетит. Все три типа часто присутствуют на одном месторождении и даже совмещаются иногда в пространстве. Содержание железа невысокое (15—30%), но руды легко обогащаются. Благодаря присутствию ряда ценных компонентов эксплуатация месторождений рентабельна. На Ено-Ковдорском месторождении, например, на железо падает лишь 29% стоимости извлекаемых из руды компонентов.

Размеры месторождений средние и крупные, запасы измеряются сотнями миллионов, а на севере Сибирской платформы, по-видимому, первыми миллиардами тонн. Доля месторождений этой формации в известных запасах СССР невелика (0,8%), но с учетом прогнозных она повышается до 2,5%.

Критерии регионального прогнозирования кратко отмечены выше. Локальное прогнозирование основывается на приуроченности месторождений

к интрузиям щелочно-ультраосновной с карбонатитами формации, а также на анализе аномального магнитного поля — руды фиксируются аномалиями интенсивностью 12—15, иногда до 80 тыс. гамм. В гравитационном поле они отмечаются положительными аномалиями 2—4 мгал.

Кремнисто-гематитовая формация. Представлена месторождениями, сложенными пластами гематитовых, гидрогематитовых и магнетитовых руд, иногда содержащих минералы марганца, тонкопереслаивающихся с кремнями (яшмами), песчаниками, хлоритоидными аргиллитами и алевролитами. В СССР к ней относятся такие крупные железорудные бассейны, как Ангаро-Питский, Джетымский, Удский, Атасуйский, Непский, а также мелкие месторождения в вулканогенно-осадочных толщах Горного Алтая и Малого Кавказа. За рубежом к этой формации принадлежат кварц-кальцит-гематитовые руды бассейна Клинтон в США, марганецсодержащие кремнисто-гематитовые залежи в палеозойских вулканитах Японии, месторождения района Табазимби в Южной Африке и др.

Содержание железа в рудах колеблется от 40 до 60%. На эксплуатируемом в СССР Каражальском месторождении оно составляет 51,7—60,9%. Ангаро-Питские месторождения с содержаниями железа 35,6—40,4% требуют сложного обогащения и пока не осваиваются. Главным недостатком руд этого типа является их высокая кремнистость, приводящая к резкому повышению расхода флюса и кокса при доменной плавке, что является наиболее существенной причиной, препятствующей освоению кремнисто-гематитовых руд.

В региональном плане можно отметить приуроченность месторождений кремнисто-гематитовой формации к краевым прогибам платформ (Удский бассейн), краевым частям прогибов демиссионной стадии геосинклиналей (Атасу), а также к наложенным мульдам орогенной (субплатформенной) стадии (Ангаро-Питский бассейн). В некоторых случаях отмечается тесная связь с вулканогенными образованиями спилит-кератофировой и толеитовой формаций (Удский бассейн).

Основные эпохи накопления кремнисто-гематитовых руд — поздний протерозой, ранний и средний палеозой. В мезозое и кайнозое месторождения этой формации встречаются (например, Малый Кавказ), но не характерны. Рудные залежи всегда приурочены к нижним членам трансгрессивных циклов. В случаях, когда руды приурочены к кремнисто-вулканогенным формациям, наиболее богатые залежи располагаются в прибрежных частях палеобассейнов, примыкающих к вулканическим архипелагам и континентальной суше.

При региональном или контактовом метаморфизме в первичных кремнисто-гематитовых рудах появляется существенное количество магнетита (Удский бассейн), а иногда руды превращаются в полностью магнетитовые (Джетымский бассейн).

По своему положению в общем ряду осадочных железорудных формаций кремнисто-гематитовые руды занимают промежуточное положение между железистыми кварцитами докембрия и оолитовыми сидерит-шамозит-гидрогётитовыми рудами фанерозоя. Прослеживая состав железистых кварцитов от архея к позднему протерозою, можно заметить, что в них магнетит постепенно вытесняется гематитом. В позднепротерозойских рудах Малого Хингана эти два минерала присутствуют в почти равных количествах, в бассейнах Карсакпая и Бетпак-Далы магнетит исчезает. Одновременно в позднем протерозое появляются кремнисто-гематитовые руды (Ангаро-Питский, Дже-

тымский бассейны), по химическому составу почти аналогичные кварцитовым, но отличающиеся отсутствием тонкой слоистости. Они полностью вытесняют кварциты в палеозое, но к концу девона сами сменяются оолитовыми рудами. Уже в силурийском месторождении Клинтон появляются гематитовые оолиты, которые затем становятся преобладающими.

Апатит-магнетитовая формация. Представлена залежами сплошных богатых руд различного размера и формы в вулканогенных толщах. В СССР известны лишь три месторождения этой формации: Лебяжинское на Урале, Абовянское в Армении и Холзунское на Горном Алтае. Первое из них уже выработано, два других еще не эксплуатировались. Наиболее значительные объекты известны за рубежом: в Северной (Кирунавара, Гелливара, Ректор и др.) и Центральной (Гренгесберг) Швеции, а также Финляндии (Каймаярви, Секкдеккин) и Норвегии (Нисседаль, Телемаркен, Лафотен). Месторождения интенсивно эксплуатируются, и только одна Швеция ежегодно экспортирует около 30 млн. т высококачественных, не требующих обогащения руд. К этой же формации, вероятно, относятся и апатит-магнетитовые вулканические потоки Чили.

Главным рудным минералом является магнетит, реже гематит, всегда сопровождаемые апатитом, количество которого иногда достигает 4% объема руды. В зарубежных месторождениях содержание железа обычно более 60, иногда до 68%, содержание фосфора до 2%. Имеются примеси титана (0,3%), ванадия (0,13—0,18%).

Критерии прогнозирования этой весьма интересной в промышленном отношении рудной формации разработаны недостаточно. Располагаясь в пределах геосинклинальных и протогеосинклинальных областей, месторождения приурочены к участкам сочленения крупных блоков, из которых одни находятся в демиссионной стадии развития, другие испытывают орогенный режим. Состав вмещающих оруденение вулкано-плутонических формаций — субщелочные гранитоиды — указывает скорее на орогенный режим. В вулканических породах рудоносного комплекса широко распространены игнимбриты (а в докембрии — их «лептитовые» аналоги). Характерно широкое развитие кали-натрового метасоматоза в подстилающих рудные тела вулканогенных породах трахитового ряда.

Геофизические критерии во многом аналогичны разработанным для богатых разностей железистых кварцитов, с которыми месторождения апатит-магнетитовой формации во многих случаях пространственно совмещены (Швеция, Финляндия).

Среди железорудных формаций, не имеющих сейчас в СССР промышленного значения, но заслуживающих, с точки зрения авторов, изучения и освоения, надо выделить *формацию магнетитовых пляжевых песков.* Месторождения этой формации располагаются вдоль берегов, сложенных преимущественно основными магматическими породами, эффузивными или интрузивными. В СССР такие пески известны по берегам некоторых островов Курильского архипелага (в том числе разведанное Ручарское месторождение на о. Итуруп), на морских террасах побережья Камчатки, на отдельных участках северного и южного побережья Кольского полуострова.

В рудах формации содержания железа колеблются от 7,5 до 50%. Легкость обогащения и комплексность позволяют эксплуатировать их в ряде стран — Новой Зеландии, Австралии, Индии.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ КРИТЕРИЕВ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ И ЛОКАЛЬНОМ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Разработанные критерии прогнозирования были использованы авторами при перспективной оценке железорудной базы СССР в целом (см. рис. 6), а также при прогнозно-металлогенических исследованиях в пределах отдельных железорудных провинций и зон. В качестве примеров рассмотрим региональную прогнозную оценку Карело-Кольской провинции на формации железистых кварцитов, титаномагнетитовую и апатит-перовскит-магнетитовую, а в более детальном масштабе — опыт локальных прогнозных работ в северной части Западно-Алтайской железорудной металлогенической зоны на скарново-магнетитовые, апатит-магнетитовые и кремнисто-гематитовые руды.

Карело-Кольская железорудная провинция

Эта провинция охватывает советскую часть Балтийского щита и его южные склоны на доступных для изучения глубинах (Ленинградская и Архангельская области, Эстонская ССР). В ее пределах авторами с учетом данных СЗТГУ и ЗГТ (К. Д. Беляев, А. И. Кайряк, В. П. Малышев, Ю. Г. Назарко, Г. А. Поротова, Ю. И. Рабинович, Р. С. Сокол и другие), а также геологических институтов Кольского и Карельского филиалов АН СССР (П. М. Горяинов, В. М. Чернов и другие) намечено 13 рудных (и потенциально рудных) зон различной степени перспективности (рис. 7). Выделенные рудные зоны можно разделить на три типа.

1. Зоны развития лептитовой и лептит-амфиболитовой формаций, вмещающих месторождения *железистых кварцитов*: Заимандровская, включающая в себя как Приимандровскую часть ее с высокопродуктивными толщами оленегорской свиты архея, так и полосу недоизученных проявлений в пределах пинкельяврской, чудвъяврской и других свит на севере Кольского полуострова; Костамукшская, охватывающая полосу развития рудовмещающих толщ гимольской серии (условно PR_1); Маньгинская и Йыхвинская, соответствующие магнитным аномалиям под платформенным покровом, интерпретируемым как железистые кварциты, что подтверждено в последней из упомянутых зон буровыми работами.

В региональном плане зоны развития рудоносных формаций, вмещающих железистые кварциты, отвечают крупным антиклинорным структурам в пределах Центральнокольского и Карельского срединных массивов, а также антиклинорным поднятиям внутри синклинорных зон раннего протерозоя [11, 12]. В локальном плане весьма характерна приуроченность пластовых рудных залежей к куполовидным структурам и залегание их в виде «захваченных моноклиналей» [6], часто погружающихся под надвинутый купол, что крайне затрудняет использование магнитометрических данных при прогнозировании месторождений и требует пересмотра ранее данных оценок с учетом этого фактора (особенно в Западной Карелии).

Прогнозная оценка Заимандровской зоны базируется на детальном изучении месторождений Оленегорского, Кировогорского, им. XV годовщины Октября, им. проф. Баумана, Айвар, Куркенпахк, Комсомольского, а также рудопроявлений Южно-Кахозерского, Печегубского, Железной

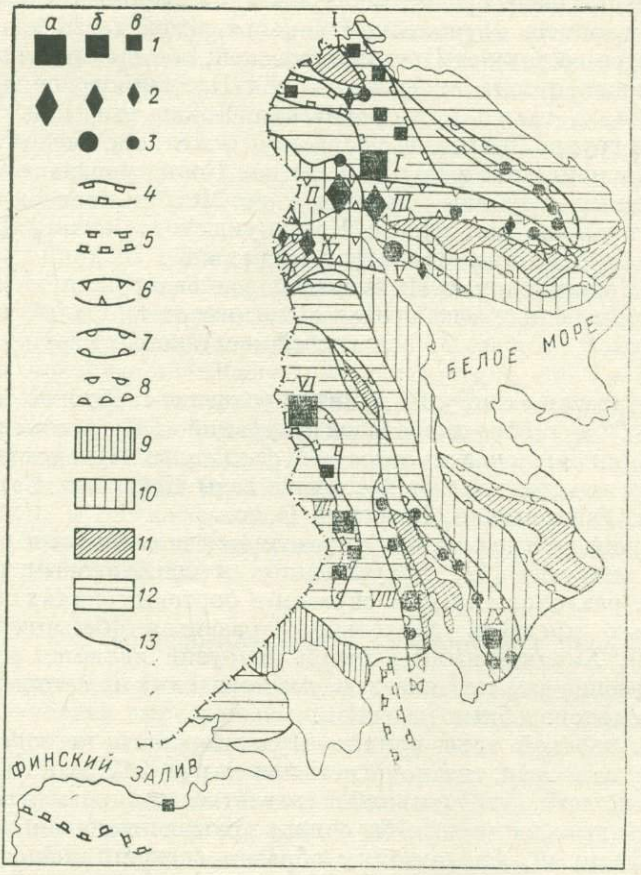


Рис. 7. Схема размещения железорудных месторождений и прогнозных зон на поиски железных руд в Карело-Кольском регионе.

Месторождения (*а* — крупные, *б* — средние, *в* — мелкие) формации: *1* — железистых кварцитов (*I* — Заимандровская группа, *VI* — Костамукшская группа, *VII* — Межозерское), *2* — апатит-перовскит-магнетитовой (*II* — Ковдор, *III* — Африканда, *IV* — Вуориярви), *3* — титаномагнетитовой (*V* — Колвицкое, *VIII* — Койкарское, *IX* — Пудожгорское); *4* — зоны развития лептитовой и лептит-амфиболитовой формаций, вмещающих месторождения железистых кварцитов; *5* — то же, под платформенным покровом; *6* — пояса интрузий щелочно-ультраосновной (карбонатитовой) формации, вмещающих месторождения апатит-перовскит-магнетитовой формации; *7* — бортовые части безынверсионных геосинклиналей и зоны глубинных разломов, к которым приурочены интрузии дунит-пироксенит-габбровой, габбро-анортозитовой и габбро-диабазовой формаций, вмещающих месторождения титаномагнетитовой формации; *8* — то же, под платформенным покровом; геосинклинальные области: *9* — протерозойские, *10* — архейские; *11* — безынверсионные геосинклинали протерозоя (вулканогенные троги длительного развития); *12* — срединные массивы и платформенные области докембрия; *13* — глубинные разломы.

Вараки, Безымянной аномалии и др., показанных на рис. 7 одним номером *1*. Прогнозные запасы зоны подсчитаны как сумма индивидуальной оценки рудных полей перечисленных объектов: от небольшого ожидаемого прироста в 10—15 млн. т на руднике им. проф. Баумана и Куркеннахке до 250 млн. т на Оленегорском месторождении. Промышленная значимость железистых кварцитов Мурманско-Пинкельяврской ветви зоны, располагающейся к северо-востоку от Приимандровской, остается неясной.

Костамукшская зона включает в себя Костамукшское и Межозерское месторождения, а также рудопроявления Большеозерской, Суккозерской и Гимольской групп. Прогнозные запасы (700 млн. т) оценены главным образом за счет Корпангского и других участков Костамукшского рудного поля. При увеличении глубины прогноза до 1000 м запасы оцениваются в 1500 млн. т только для одного Костамукшского месторождения; однако сейчас такая глубина представляется чрезмерной.

Оценка Маньгинской и Йыхвинской зон базируется на интенсивности и размерах выявленных в их пределах магнитных аномалий и данных бурения Йыхвинской скважины, вскрывшей железистые кварциты на глубине 237,7 м.

2. Зоны развития интрузий дунит-пироксенит-габбровой, габбро-анортозитовой (PR_{1-2}) и габбро-диабазовой формаций (PR_{2-3}) с месторождениями и проявлениями *титаномагнетитовой формации*: Пудожгорская, Койкарская, а также наметившиеся в последние годы Кейвская, Варзугская, Куолаярвинская, Гайкольская, Ветреный Пояс.

Морфология прогнозных зон определяется поясовидным распределением рудоносных интрузий [12], приуроченных к межблоковым зонам коровых и мантийных разломов главным образом в бортовых частях протерозойских вулканогенных прогибов длительного развития (безынверсионных геосинклиналей). Характерными чертами интрузий является их дифференцированное строение и залегание в форме согласных пластовых тел или трещинных лополитоподобных массивов.

В Пудожгорской зоне помимо Пудожгорского месторождения с его балансовыми запасами титаномагнетитовых руд 317 млн. т известно еще 10 рудопроявлений, что позволяет надеяться на возможность прироста запасов путем выявления хотя бы одного промышленного объекта такого же размера (300 млн. т). Аналогичным образом оценены и прогнозные запасы Койкарской зоны, включающие в себя уже разведанные, но не учтенные балансом руды Койкарского титаномагнетитового месторождения (314 млн. т по категории $C_1 + C_2$), а также Варзугская, Куолаярвинская и Гайкольская зоны, где распространены те же потенциально рудоносные комплексы габбро-диабазов. Ветреный Пояс, понимаемый как протерозойский вулканический трог, аналогичный Варзугской зоне и ее обрамлению (в том числе Кейвской зоне), имеет благоприятные перспективы для выявления титаномагнетитовых руд, как связанных с габбро-диабазами, так и в анортозитовых комплексах. Прогнозные запасы титаномагнетитовых руд Ветреного Пояса ориентировочно оцениваются в 1 млрд. т, подобно Кейвской зоне, где 500 млн. т составляют прогноз для Цагинской интрузии и столько же предполагается за счет доизучения прочих проявлений.

3. Цепочки щелочно-ультраосновных палеозойских интрузий, вмещающих месторождения *апатит-перовскит-магнетитовой формации*: Ено-Ковдорская и Вуориярвинская. Пространственное размещение этих интрузий, определяющее прогнозные зоны, контролируется намечаемыми глубин-

ными разломами, возникшими в период палеозойской активизации Балтийского щита и еще недостаточно изученными.

Ено-Ковдорская зона, объединяющая апатит-перовскит-магнетитовые месторождения Ковдор, Африканда и нескольких мелких рудопроявлений этой же формации, обладает значительными запасами в пределах полей упомянутых месторождений, где учтены балансом (Ковдор) 687 млн. т и разведаны еще 626 млн. т легкообогатимых магнетитовых руд на месторождении Африканда. Около 400 млн. т могут быть приращены на тех же рудных полях при их доизучении. Меньший интерес представляют месторождения и проявления Вуориярвинской зоны (Вуоснаярви, Турий мыс и др.), самое значительное из которых — Вуориярви — имеет предполагаемые запасы около 150 млн. т, а общие прогнозные запасы по зоне оцениваются в 300 млн. т руды.

Некоторый прирост запасов ожидается при разведке отдельных месторождений, не вошедших в перечисленные зоны, например на Колвицком около 500 млн. т, на Елетьозерском около 100 млн. т, не менее 300 млн. т при доизучении Бураковской аномалии и др.

Заключая краткую прогнозную характеристику Карело-Кольской железорудной провинции, подчеркнем, что хотя экономическое значение этой провинции в настоящее время и невелико (2,3% запасов руд СССР), но с учетом железорудной специализации Балтийского щита оно может оказаться в дальнейшем значительным (до 5% всех прогнозных запасов СССР по минимальной оценке), а географическое положение и степень освоенности территории позволяют надеяться на сравнительно быстрое вовлечение выявленных запасов в эксплуатацию.

Западно-Алтайская железорудная зона

Западно-Алтайская зона является частью Алтае-Саянской железорудной провинции, служащей сырьевой базой Новокузнецкого металлургического комбината. Поисково-разведочные работы в пределах зоны проводятся с перерывами с 1949 г., однако до настоящего времени здесь известно лишь три промышленных месторождения: Инское (188 млн.т) и Белорецкое (214 млн. т), относящиеся к магнетитовой скарновой формации, и Холзунское (апатит-магнетитовые руды) с прогнозными запасами около 700 млн. т. Многочисленные мелкие месторождения кремнисто-гематитовой формации (Коргонское, Калгутинское и др.) сложены труднообогатимыми высококремнистыми магнетит-гематитовыми рудами и пока в качестве объектов добычи не рассматриваются. Небольшие запасы разведанных легкообогатимых руд не позволяли рассматривать Западно-Алтайскую зону как сырьевую базу намечавшегося к строительству Барнаульского металлургического комбината и задержали ее освоение даже как поставщика руды Новокузнецкому комбинату, хотя ежегодный дефицит руды на этих предприятиях составляет около 15 млн. т. Некоторое увеличение запасов возможно за счет детальных поисковых работ в пределах рудных полей и доразведки уже упомянутых трех месторождений, что уже рассматривалось авторами ранее [18], однако главное расширение перспектив зоны, несомненно, должно идти за счет выявления новых месторождений магнетитовой скарновой и, возможно, апатит-магнетитовой формации, а в будущем также и крупных скоплений кремнисто-гематитовых руд. Можно показать, что изложенные в начале главы критерии прогнозирования месторождений перечисленных формаций могут быть

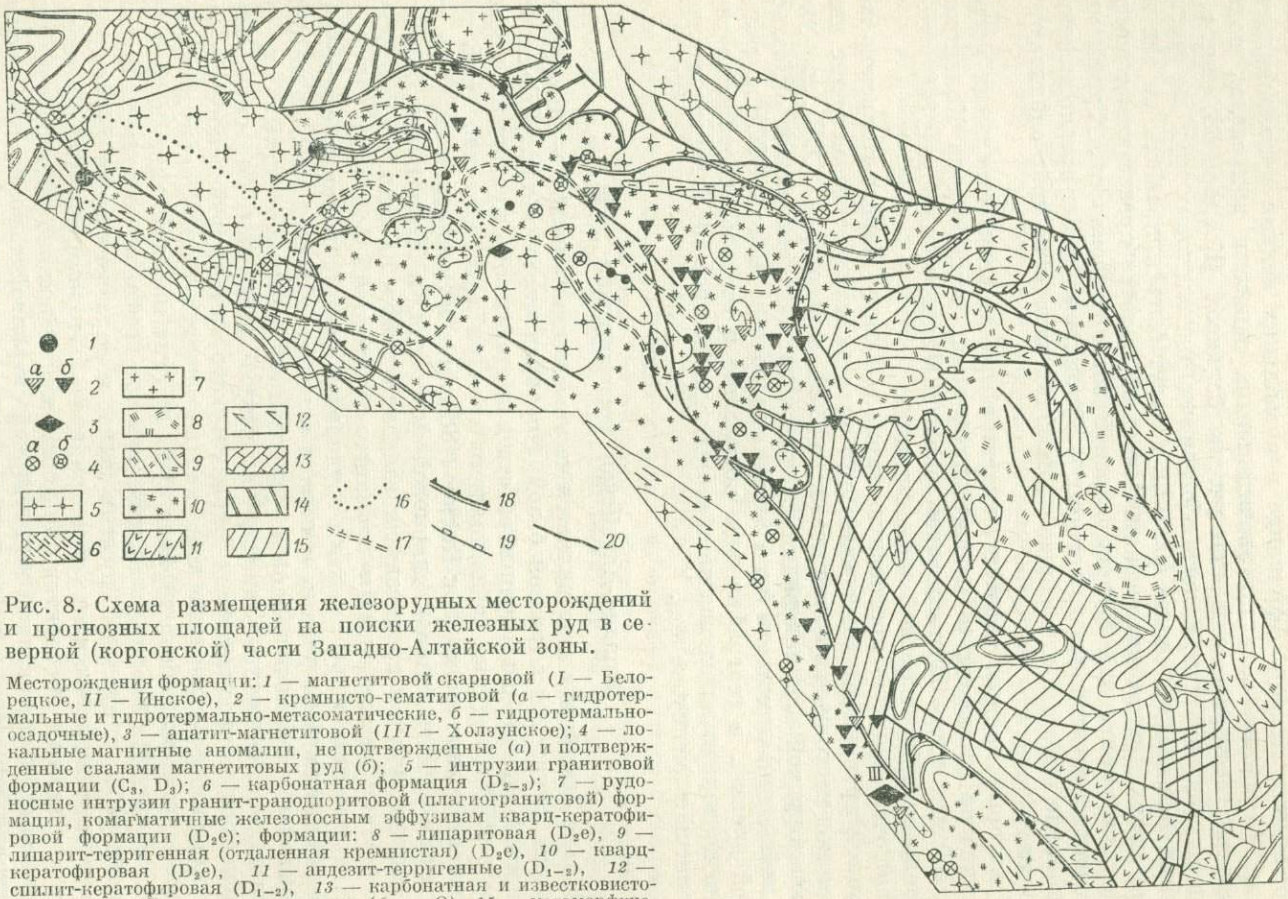


Рис. 8. Схема размещения железорудных месторождений и прогнозных площадей на поиски железных руд в северной (коргонской) части Западно-Алтайской зоны.

Месторождения формации: *1* — магнетитовой скарновой (*I* — Белорецкое, *II* — Инское), *2* — кремнисто-гематитовой (*а* — гидротермальные и гидротермально-метасоматические, *б* — гидротермально-осадочные), *3* — апатит-магнетитовой (*III* — Холзунское); *4* — локальные магнитные аномалии, не подтвержденные (*а*) и подтвержденные свалами магнетитовых руд (*б*); *5* — интрузии гранитовой формации (C_3, D_3); *6* — карбонатная формация (D_{2-3}); *7* — рудоносные интрузии гранит-гранодиоритовой (плагиогранитовой) формации, комагматичные железоносным эффузивам кварц-кератофировой формации (D_2e); формации: *8* — липаритовая (D_2e), *9* — липарит-терригенная (отдаленная кремнистая) (D_2e), *10* — кварц-кератофировая (D_2e), *11* — андезит-терригенные (D_{1-2}), *12* — спилит-кератофировая (D_{1-2}), *13* — карбонатная и известковисто-терригенная (S), *14* — терригенные (ϵ_3 — O), *15* — метаморфические (PR и ϵ_1); *16* — площадные магнитные аномалии; границы площадей, перспективных для поисков месторождений формации: *17* — магнетитовой скарновой, *18* — кремнисто-гематитовой и апатит-магнетитовой; *19* — границы площадей, перспективных для поисков хемогенно-осадочных залежей кремнисто-гематитовой формации (в удалении от центров вулканической деятельности D_2); *20* — разломы.

приложены для крупномасштабной прогнозной оценки северной (коргонской) части Западно-Алтайской железорудной зоны, геологическое строение и металлогения которой изучены сравнительно детально [19].

Изученная часть зоны (рис. 8) представляет собой прогиб, возникший в девоне на границе каледонской (Алтае-Саянской) и герцинской (Обь-Зайсанской) складчатых областей. Прогиб выполнен мощными (3—5 км) осадочно-вулканогенными толщами в нижней части разреза андезит-базальтового, а в верхней—липаритового (кварц-кератофирового) состава. Эти толщи и обрамляющие прогиб более древние комплексы прорваны многочисленными субвулканическими и гипабиссальными интрузиями — комагматами эффузивов, а также более поздними крупными интрузиями позднедевонского (в пределах Коргонского прогиба) и позднекаменноугольного возраста (вдоль границы с Обь-Зайсанской геосинклиналью).

Для железорудных месторождений трех упомянутых формаций выявлены следующие закономерности их размещения.

1. Пластовые залежи *кремнисто-гематитовой формации* отложены синхронно с кислыми эффузивами, туфами и туффитами второго ритма рудовмещающей коргонской свиты, занимая четкое стратиграфическое положение. В общем плане они характеризуются цепочечным расположением вдоль глубинного разлома (Северо-Восточной зоны смятия), располагаясь в обрамлении крупных кальдер обрушения на расстоянии 3—5 км от палеожерловин. Соответственно этим критериям на рис. 8 оконтурены площади для поисков магнетит-гематитовых руд, приуроченных к вулканическим аппаратам, а также для поисков пластовых залежей гематитовых руд на большем удалении от палеовулканических построек, среди туффито-осадочной кумирской свиты.

2. Руды *апатит-магнетитовой формации* рассматриваются как метаморфизованные (гидротермально регенерированные без существенного переноса) кремнисто-гематитовые руды. Площади их поисков при такой трактовке генезиса совпадают с площадями развития проявлений кремнисто-гематитовой формации, причем лишь с теми участками, где рудовмещающие толщи попадают в зону плутонометаморфизма (вблизи более поздних гранитоидных интрузий). Дополнительным критерием для их прогнозирования могут служить магнитные аномалии, частью уже «заверенные» свалами магнетитовых руд (например, в экзоконтакте Нарымского массива).

3. Месторождения *магнетитовой скарновой формации*, как это удалось обосновать [19], образованы синхронно с залежами кремнисто-гематитовых руд. Помимо типовых критериев прогнозирования возникает, таким образом, возможность выявления определенного палеоуровня их образования (рис. 9), не соответствующего в силу неоднородности вулканогенного осадконакопления точному стратиграфическому уровню, а отвечающему глубинам по разрезу в пределах 2—4 км ниже второго ритма коргонской свиты. Дополнительным критерием могут служить локальные магнитные аномалии, например в бассейне р. Белопорожной Убы. Следует помнить, что интенсивность магнитных аномалий сильно зависит от глубины залегания и морфологии рудной залежи. Таким образом, геофизические критерии не могут быть признаны определяющими.

Дополнительно заметим, что два разведанных скарновых месторождения (Инское и Белорецкое) и большинство скарновых проявлений на участках их локализации не сопровождаются кремнисто-гематитовыми рудами, что и отражено на идеализированной схеме (рис. 9). Можно полагать, что

Таблица 4

Критерии прогнозирования железорудных формаций

Железорудная формация	Регинальные			
	Геотектонические		Магматические и метаморфические	Литологические и геохронологические
Железистых кварцитов	Древние щиты и докембрийское основание геосинклинальных областей		Лептитовая и лептит-амфиболитовая (метаморфизованная кварц-кератофировая и спилит-кератофировая) формации	Осадочно-вулканогенные толщи AR (?) и PR
Апатит-магнетитовая	Геосинклинальные и протогеосинклинальные области		«Лептитовая» формация и ее аналоги	Осадочно-вулканогенные толщи PR и PZ
Титано-магнетитовая	Геосинклинальные области фемического и сиалическо-фемического профилей	Интрагеосинклинальные зоны (структуры демиссионной стадии развития)	Дунит-пироксенит-габбровая, габбро-диабазовая, габбро-анортозитовая формации	—
Магнетитовая скарновая		Интрагеосинклинальные зоны (структуры инверсионной и орогенной стадий развития)	Гранит-гранодиоритовая формация	Осадочно-вулканогенные, реже карбонатные толщи; интрузии PR_{1-2}, Є, D—C, (J—K)
Магнезиоферритовая скарновая	Синеклизы платформенных областей		Траппповая формация	Осадочно-вулканогенные и осадочные (карбонатные и туфовые) толщи
Кремнисто-гематитовая	Синеклизы платформенных областей; геосинклинальные области — краевые части прогибов начала демиссионной стадии и наложенные мульды орогенной (субплатформенной) стадии		Толеитовая и спилит-кератофировая формации	Осадочно-вулканогенные и «паравулканогенные» толщи PR_{2-3}, Є, D—C, (J—K, N—Q)
Сидеритовая стратиформная	Крупные мульды в пределах срединных массивов геосинклинальных областей, впадины мезозойских областей активизации		Не выяснены; возможна связь с основным вулканизмом	Карбонатные, реже угленосно-карбонатные толщи PR_3—KZ
Сидерит-шамозит-гидрогётитовая (оолитовая)	Синеклизы платформенных областей и геосинклинальные области (интрагеосинклинальные зоны демиссионной стадии развития)		—	Песчано-глинистые и флишоидные толщи O, S, D, T—J, K, P, N

Локальные			
Структурные	Магматические	Литолого-фациальные	Геохимические
Локальные поднятия в протогеосинклинальных прогибах; «захваченные» моноклинали между древними блоками	Кварцевые кератофиры (лептиты) и метадиабазы (ортоамфиболиты) повышенной щелочности	Тонкое переслаивание кремнистых и железистых прослоев в толщах, измеряемых километрами	—
Краевые части прогибов начала демиссионной стадии и поднятия внутри них	Крупные интрузии гранитового и сиенитового состава	Кислые («лептитовые») игнимбритовые толщи, подстилаемые в районе месторождений основными вулканогенными породами	Кали-натровый метасоматоз в подстилающих рудные тела кислых вулканогенных породах
Придонные и приконтактовые части интрузий, разломы внутри них	Грубозернистые габбро, габбро-перидотиты в апикальных частях интрузивных тел	—	Хлоритизация и уралитизация вблизи наиболее крупных рудных тел
Антиклинальные складки и оперяющие разломы в околоконтактовых зонах интрузий; падение вмещающих пород к массиву или рудоподводящим разломам	Гранодиориты, монцониты, диориты, плагиограниты, реже граниты и сиениты	Пестрые по составу осадочно-вулканогенные толщи; доломитизированные карбонатные породы	Щелочной метасоматоз и интенсивное скарнирование
Крупные разломы, главным образом в бортах синеклиз и авлакогенов	Базальтовые трубки взрыва и (или) интрузии долеритов повышенной щелочности	—	
Прибрежные части палеобассейнов вулканической суши; периферические части вулканических аппаратов	—	Вулканогенные и кремнисто-вулканогенные толщи вне ассоциации с известняками	Окварцевание и серицитизация в виде широких полей — древние фумарольно-сольфатарные коры выветривания
Зоны широкого развития сбросов и сбросо-сдвигов	—	Массивные, иногда органогенные (водорослевые) известняки	Хлоритизация, доломитизация и анкеритизация вблизи рудных залежей
Отрицательные структуры конседиментационной и эрозионной природы (подводные валы и др.)	—	Континентальные (озерные) терригенные и флишевые (граувакковые) толщи	Высокая железистость вмещающих толщ

Продолжение табл. 4

Железорудная формация	Региональные		
	Геотектонические	Магматические и метаморфические	Литологические и геохронологические
Апатит-перовскит-магнетитовая	Глубинные разломы в пределах древних платформ	Щелочно-ультраосновная (карбонатитовая) формация	—
Бурожелезняковая и гематит-мартитовая кор выветривания	Области завершенной складчатости, щиты и массивы древних платформ	—	Области интенсивного развития площадных и линейных кор выветривания (PR, D, P—T), J , K, P, N, Q
Магнетитовых пляжевых песков	Прибрежные и береговые области геократических шельфов	Магматические формации основного состава в прибрежных областях как источник размыва	Пляжевые пески (P, N), Q

рудообразующие гидротермы разгружались только на одном-двух, а не на всех возможных уровнях. Учет этого дополнительного (разумеется, предположительного) критерия может уменьшить размер прогнозных площадей, показанных на рис. 8.

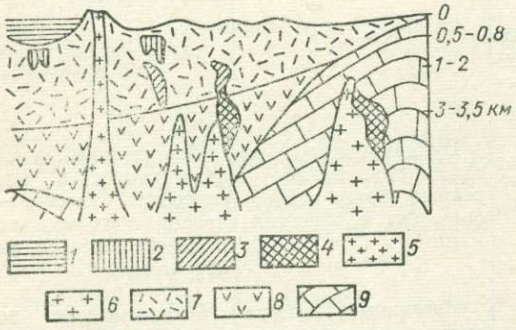


Рис. 9. Распределение по разрезу железорудных тел различного генезиса на идеализированной схеме строения рудовмещающих комплексов Западно-Алтайской железорудной зоны (палеотектоническая реконструкция эпохи рудообразования).

Рудные тела: *1* — гематитовые и магнетит-гематитовые гидротермально-осадочные, *2* — гематитовые и магнетит-гематитовые гидротермальные, *3* — магнетитовые и гематит-магнетитовые гидротермально-метасоматические, *4* — магнетитовые скарновые; рудоносный эффузивно-интрузивный комплекс (D_2): *5* — близповерхностные интрузивные и экструзивные образования (кварцевые порфиры и афиры, гранит-порфиры и др.), *6* — гипабиссальные интрузии (гранит-порфиры, граниты, плагиограниты и др.), *7* — кислые вулканогенные образования коргонской свиты (липаритовые порфиры и кварцевые кератофиры, их туфы, игнимбриты, прослои туффитов и осадочных пород), *8* — преимущественно средние—основные вулканогенные образования холзунской свиты с прослоями осадочных пород и кислых эффузивов; *9* — додевонские карбонатно-терригенные толщи.

В пределах Коргонского прогиба и его обрамления можно уверенно рассчитывать на выявление еще 2—3 месторождений магнетитовой скарновой формации с запасами каждого 150—300 млн. т.

Локальные			
Структурные	Магматические	Литолого-фациальные	Геохимические
Глубинные разломы, ограничивающие крупные платформенные зоны	Многофазные конфокальные интрузии (от ультраосновных в центральной части к щелочным на периферии)	—	Обильная вкрапленность магнетита во вмещающих породах; карбонатизация, флогопитизация
Погребенные палеоподнятия	—	Коры выветривания на железорудных телах и ультраосновных породах	Зональность, соответствующая подвижности элементов в зоне гипергенеза (вынос Ca, Na, Mg, K, накопление Fe, Ga, Al, Ti и др.)
—	—	Фация песков в литорали и сублиторали	Полимиктовый состав вмещающих осадков

* * *

Опыт прогнозирования железорудных месторождений в различных масштабах (от 1 : 7 500 000 до 1 : 50 000) показал рациональность предложенной формационной классификации и достаточную обоснованность разработанных критериев прогнозирования (табл. 4). В качестве первоочередных вопросов, подлежащих дальнейшей разработке, упомянем связь размещения железорудных поясов с глубинным строением коры и верхней мантии, вопросы металлогенической зональности и детальных палеотектонических реконструкций применительно к зонам развития эндогенных и вулканогенно-осадочных железных руд, а также вопросы количественной оценки и вероятности выявления прогнозируемых объектов при методе аналогий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабин А. А., Зальцман И. Г.* Западно-Сибирский железорудный бассейн. — В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1970, с. 167—170.

2. *Бирюков В. С.* Сравнительная геолого-экономическая характеристика промышленных типов месторождений полезных ископаемых. Железные руды. М., 1970. 67 с.

3. *Бирюков В. С.* Состояние и перспективы комплексного использования железных руд. М., 1971. 9 с.

4. *Бирюков В. С.* Геолого-экономическая оценка железорудной базы СССР и перспективы развития геологоразведочных работ. М., «Недра», 1976. 191 с.

5. *Броневой В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г.* О новом районе железорудных среднеолигоценовых отложений в Северном Приаралье на северо-восточном Устюрте. — «Литол. и полезн. ископ.», 1967, № 4, с. 43—55.

6. *Горяинов П. М.* Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. М., «Наука», 1975. 190 с.

7. *Кассандров Э. Г., Запорожский Э. Ф.* Холзунское месторождение. — В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1970, с. 156—160.

8. *Калугин А. С., Иванов В. И.* Анкеты по геологии, методам и перспективам поисков и разведки железорудных месторождений Сибири. — В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1970, с. 171—182.

9. *Крюков А. С., Беркалиев Н. А., Новохатский И. П.* О месторождении железистых кварцитов в Бетпак-Дале.— «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1970, № 2, с. 50—53.

10. *Магакьян И. Г.* Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969. 222 с.

11. *Малышев В. П., Назарко Г. А.* Геологическое положение и характеристика железисто-кремнистых формаций восточной части Балтийского щита. — В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 87—88.

12. *Металлогения* восточной части Балтийского щита. — В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 57—59. Авт.: Т. В. Билибина, Л. В. Григорьева, В. Е. Попов и др.

13. *Минерагения* Сибирской платформы. Л., «Недра», 1970. 208 с. Авт.: Ю. Г. Старицкий, В. И. Драгунов, Н. С. Малич и др.

14. *Момджи Г. С.* Совершенствование геологического прогноза (на примере железорудных месторождений). — «Сов. геология», 1976, № 11, с. 19—37.

15. *Основы* научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Материалы к совещанию. Л., 1971. 453 с.

16. *Оценка* железорудных месторождений при поисках и разведках. М., «Недра», 1970. 416 с. Авт.: Г. С. Момджи, И. И. Пастушенко, Б. П. Епифанов и др.

17. *Пастушенко И. И.* Геологические критерии прогнозной оценки масштаба скарново-магнетитового оруденения. — «Экспресс-информация ВИЭМС», 1973, № 5, с. 1—9.

18. *Попов В. Е.* Генетические типы и закономерности размещения железорудных месторождений западной части Горного Алтая. — «Тр. ВСЕГЕИ», 1966, т. 133, с. 187—211.

19. *Попов В. Е.* Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. М., «Недра», 1967. 150 с.

20. *Селиверстова М. И.* Харловское месторождение. — В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1970, с. 145—146.

21. *Сирин Н. А.* Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном и Полярном Урале. М., Госгеолтехиздат, 1962. 287 с.

22. *Соколов Г. А.* Закономерности размещения железорудных месторождений на территории СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М., 1967, с. 79—94.

23. *Состояние* и пути развития местной железорудной базы черной металлургии Сибири. — В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1970, с. 183—189. Авт.: А. С. Калугин, Н. М. Пивень, Л. Д. Староверов и др.

24. *Старицкий Ю. Г.* Генезис руд Саксаганского района Криворожского рудного бассейна. — «Геол. журн. АН УССР», 1954, т. 14, вып. 3, с. 3—7.

25. *Старицкий Ю. Г., Попов В. Е.* Месторождения железа. — В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 67—75.

26. *Страхов Н. М.* Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. М., Изд-во АН СССР, 1947. 266 с.

27. *Шерман М. Л., Барков В. В.* Перспективы развития минерально-сырьевой базы Красноярского края и Тувинской АССР и задачи геологоразведочных работ. — В кн.: Сборник, посвященный 25-летию Красноярского геологического управления. Красноярск, 1970, с. 35—42.

ХРОМ

По разведанным запасам хромитовых металлургических руд СССР занимает одно из первых мест в мире. Вследствие этого наша страна является крупнейшим экспортером руд металлургического типа. Практически все руды этого типа сосредоточены в месторождениях юго-восточной части Кемпирсайского массива (Актюбинская область Казахской ССР). Руды для

производства огнеупоров в промышленных количествах залегают в Сарановском месторождении (Пермская область). Таким образом, все запасы хромитовых руд СССР сосредоточены в двух рудных узлах — на Среднем и Южном Урале.

Главные запасы наиболее высококачественных руд, практически не требующих обогащения, до последнего времени были сосредоточены в приповерхностных частях месторождений Главного рудного поля Кемпирсайского массива. Их добыча производилась открытым способом, что существенно снижало себестоимость руд. Однако в последнее время значительная часть руд приповерхностных горизонтов выработана и основные разведанные запасы сосредоточены на глубине, что усложняет и удорожает их добычу.

В связи со сказанным очевидно, что в настоящее время проблема развития хромитовой базы страны достаточно остра. При этом намечается, что решение ее необходимо проводить в двух направлениях: 1) поиски новых рудных узлов как на Урале, так и в других регионах страны и 2) поиски руд, пригодных для добычи преимущественно открытым способом. Так как главную ценность представляют руды металлургического типа, то очевидно, что главное внимание следует обратить на выявление этого типа хромитовых руд (независимо от густоты их вкрапленности, включая убоговкрапленные руды).

Для осуществления этой важной народно-хозяйственной проблемы необходимо решение комплекса взаимосвязанных геологических задач, которые могут быть разбиты на две группы:

1. Оценка перспектив потенциальной хромитоносности регионов (с разграничением в них районов и зон разной степени перспективности) с целью выявления возможного масштаба хромитового оруденения в пределах регионов, районов, зон.

2. Выделение в пределах зон максимально перспективных массивов, а в их пределах наиболее вероятных участков с прогнозной оценкой в них типа хромитового оруденения, т. е. возможного состава и качества хромитовых руд, общего объема хромитового оруденения, ожидаемых размеров и формы хромитовых тел, а также условий их залегания, предопределяющих способ разработки.

Задачи первой группы решаются на основе использования комплекса региональных критериев прогнозирования. К ним относятся:

1) выделение группы пород, с которыми генетически связано промышленное хромитовое оруденение, т. е. проведение формационного анализа;

2) выделение максимально перспективных поясов хромитоносной формации, т. е. решение вопроса о масштабе оруденения в пределах конкретных зон на основе принципиальной типизации хромитоносных поясов по характеру их геологической эволюции.

Задачи второй группы решаются методами локального прогнозирования. К ним относятся:

1) выяснение формационной принадлежности исследуемого объекта;

2) выделение конкретных пород, потенциально максимально перспективных на присутствие промышленных концентраций;

3) выяснение факторов, обусловливающих современное качество руд;

4) выяснение факторов, определяющих условия залегания рудных тел, с целью поиска скрытого оруденения и оценки его возможного объема.

Таблица 5

Характеристика гипербазитсодержащих формаций складчатых областей и их рудоносности

Группа, серия пород	Состав, последовательность образования и преобразования пород	Металлогенические особенности формации: Ведущая полезная минерализация	Металлогенические особенности формации: Форма и размеры хромитовых рудных тел, м	Металлогенические особенности формации: Особенности качества руд, экономическая значимость руд	Геологические особенности формации: Внутреннее строение массивов	Геологические особенности формации: Форма тел в плане, их размеры	Геологические особенности формации: Характер контактов	Геологические особенности формации: Соотношение контактов со структурой региона	Геологические особенности формации: Соотношение внутренней структуры массивов с региональным планом	Геологические особенности формации: Способ внедрения	Геологические особенности формации: Область зарождения
ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТО											
ВАЯ ФОРМАЦИЯ (А)											
1 2 3 4	Энстатититы Гарцбургиты Дуниты Хромиты	Хромит	Линзовидные залежи мощностью до 150 м, длиной до 2000 м. Поля рассеянной вкрапленности протяженностью тысячи метров	При отсутствии наложенного метаморфизма — высокосортные руды с содержанием Cr_2O_3 до 63%; $Cr/Fe > 3$. Промышленные месторождения металлургических и других типов руд	Крутополосчатое согласное переслаивание дунитов, гарцбургитов, прослоев рассеянной вкрапленности при секущем залегании рудных линз	Линзовидная, согласная с региональными структурами; от квадратных метров до тысяч квадратных километров	Всегда тектонический	Преимущественно конкордантное	Преимущественно дисгармоничное	Выступы мантии, диапиры, блоки, протрузии	Верхняя мантия Земли
Тектонический перерыв											
5	Серпентинизация (серпентиниты)	Асбест Хромит (реликтовый)	Линзовидные залежи мощностью несколько метров, длиной несколько десятков метров. Поля рассеянной вкрапленности	Низкосортные руды с содержанием Cr_2O_3 менее 40%; $Cr/Fe < 3$. Промышленные месторождения руд для огнеупорной и химической промышленности							
6	Диопсидизация (лерцолиты, диаллагиты)										
7	Хлоритизация (хлорититы)	Хромит (реликтовый)									
8	Габброизация (габбро, анортозиты)										
9	Оталькование (талькиты)	Тальк									
ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-											
ГАББРОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Б)											
1 2 3а 3б	Диаллагиты Верлиты Дуниты II Энстатититы II	Платиноиды Хромит (вторичный)	Рассеянная вкрапленность, тонкие прослои мощностью до 3 см, длиной несколько десятков метров	Содержание Cr_2O_3 до 40%; $Cr/Fe < 3$. Непромышленные проявления	Концентрически-зональное, конфокальное Стратиформные «расслоенные» массивы	Изометрическая, близкая к округлой; от десятков до сотен километров	В случае присутствия пород только групп 1—6 — резкий, тектонический; при породах групп 1—7, окруженных эффузивами, — постепенный с присутствием габбровых роговиков (кытлымитов)	Чаще конкордантное	Для групп 1—6 дисгармоничное, в случае присутствия группы 7 всегда гармоничное	Для групп 1—6 — тектонические блоки, для групп 7 — продукт перекристаллизации вмещающих эффузивов	«Базальтовый слой» Земли
4	Амфиболизация (горнблендиты)	Титаномагнетит	Вкрапленные руды широкого площадного распространения.								
5	Габброизация (полевошпатовые гипербазиты, габбро, анортозиты)		Пластообразные, жилообразные тела сплошных руд								

Продолжение табл. 5

Группа, серия пород	Состав, последовательность образования и преобразования пород	Металлогенические особенности формации: Ведущая полезная минерализация	Металлогенические особенности формации: Форма и размеры хромитовых рудных тел, м	Металлогенические особенности формации: Особенности качества руд, экономическая значимость руд	Геологические особенности формации: Внутреннее строение массивов	Геологические особенности формации: Форма тел в плане, их размеры	Геологические особенности формации: Характер контактов	Геологические особенности формации: Соотношение контактов со структурой региона	Геологические особенности формации: Соотношение внутренней структуры массивов с региональным планом	Геологические особенности формации: Способ внедрения	Геологические особенности формации: Область зарождения
6	Гранитизация (диориты, плагиограниты)										
7	Перекристаллизация (кытлымиты, нориты)										

ГАРЦБУРГИТ-ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББР (РЕЛИКТЫ А, ОВАЯ МЕЖФОРМАЦИОННАЯ АССОЦИАЦИЯ (В) ПРИЗНАКИ Б)

1 2 3 4	Энстатиты I Гарцбургиты I Дуниты I Хромиты I	Хромит (первичный)	Пластовые тела мощностью до 220 м, протяженностью десятки тысяч метров	При отсутствии фельдшпатизации — высокосортные металлургические руды с содержанием Cr_2O_3 до 63%; Cr/Fe > 3 (гипотетический тип)	Преимущественно стратиформные «расслоенные» массивы с последовательной сменой пород от серии 1 до 10. Серии 5—9 несогласны сериям 1—4; серия 10 независима от серий 1—9; в отдельных областях — концентрически зональные, конфокальные массивы	Различная; десятки — тысячи квадратных километров	Для серий 1—10 — тектонический; при наличии серии 11 и окружении эффузивами — постепенный через габбровые роговики (кытлымиты)	Конкордантное	Серии 1—10 дисгармоничны региональным структурам; серия 11 всегда гармонична	Тектонические блоки	Граница верхней мантии и «базальтового слоя» Земли

Тектонический перерыв

5	Серпентинизация										
6	Диопсидизация (лерцолиты, диаллагиты)	Хромит (реликтовый)	Реликты пластовых тел	Низкосортные руды с содержанием Cr_2O_3 около 40%; Cr/Fe > 3							
7	Оливинизация II (верлиты, дуниты II)	Платиноиды Хромит (вторичный)	Рассеянная вкрапленность, тонкие прослои мощностью от 0,1 до 1,5 м, протяженностью десятки тысяч метров	Низкосортные руды с содержанием Cr_2O_3 38—50%; Cr/Fe < 3							
8	Энстатитизация II (вебстериты, энстатититы II, бронзититы)										
9	Габброизация (полевошпатовые гипербазиты, габбро, анортозиты)	Титаномагнетит; для серии 9 — медно-никелевые руды и хромит (реликтовый)	Хромиты — прослои вкрапленных и массивных руд мощностью 0,1—1,5 м, протяженностью десятки тысяч метров	Крупные промышленные месторождения низкосортных руд для огнеупорной и химической промышленности							
10	Гранитизация (диориты, плагиограниты)	—	—	—							
11	Нориты	—	—	—							

КРИТЕРИИ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Характеристика хромитоносных формаций

Хромитовые месторождения связаны только с ультраосновными породами. Однако последние многообразны и далеко не во всех их группах присутствуют хромитовые месторождения. Из этого следует, что одной из первых задач при прогнозировании и поисках хромитовых месторождений является выделение среди гипербазитов собственно хромитоносной ассоциации — формации.

Формационный анализ показывает, что ультраосновные породы входят в состав двух первичных гипербазитсодержащих формаций — дунит-гарцбургитовой (А) и дунит-клинопироксенит-габбровой (Б). Формация А является материнской для промышленного хромитового оруденения. В ее составе преобладают дуниты, гарцбургиты и хромититы. Гипербазитовые массивы формации Б несут преимущественно хромитовую минерализацию и мелкие рудные тела (шлиры, прожилки), не имеющие промышленного значения. Наиболее характерными породами формации Б являются диаллагиты, верлиты, дуниты, габбро, нориты, анортозиты, плагиограниты и сиениты.

Между породами обеих формаций существует промежуточная межформационная ассоциация пород, в которой сохраняются реликты формации А (дуниты I, гарцбургиты, хромитовые тела), залегающие преимущественно в нижних горизонтах, и вместе с тем на более высоких горизонтах появляются черты строения и, главное, породы и руды, по составу соответствующие формации Б (лерцолиты, диаллагиты, верлиты, дуниты II, габбро, анортозиты, нориты, залежи платиноидов и титаномагнетита). Вследствие этого в тех массивах, в которых представлена полная гамма этих пород, сосуществуют полезные ископаемые обеих формаций (хромит, платиноиды, титаномагнетит). В случаях же, когда массивы сложены теми или иными фрагментами межформационной ассоциации пород, рудоносность определяется реальным составом фрагментов.

Изложенное показывает, что первым и важнейшим критерием прогнозной оценки территории на хромитовые руды является формационный анализ гипербазитов, распространенных в ее пределах. Характеристика формаций приведена в табл. 5, однако необходимо подчеркнуть некоторые существенные черты их различий.

Для дунит-гарцбургитовой формации типично присутствие энстатитсодержащих магнезиальных перидотитов — гарцбургитов, тогда как в дунит-клинопироксенит-габбровой формации пироксен представлен моноклинной кальцийсодержащей разновидностью, и потому перидотиты имеют верлитовый состав. Дуниты обеих формаций также различны, причем дуниты I всегда рассекаются диаллагитами, тогда как дуниты II сами рассекают диаллагиты. Жильные энстатититы, вебстериты отсутствуют в формации А, но могут присутствовать в формации Б, заменяя дуниты II. Нередко эти породы крупнозернисты, что исключается в формации А.

Серпентинизация пород формации А проявлена в лизардитизации, хризотилизации, антигоритизации, в формации Б — только в лизардитизации. Оталькование, столь частое в формации А, в формации Б отсутствует.

В формации А главные рудные залежи образуют линзы различной протяженности, реже — поля рассеянной вкрапленности с локальными полосо-

видными сгущениями. В формации Б преобладает очень редкая рассеянная вкрапленность с мелкими гнездовидными сгущениями, нередки хромитовые прослои.

Состав хромитовых концентраций в неметаморфизованных разновидностях формации А характеризуется высоким содержанием Cr_2O_3 (до 63%) при низких содержаниях Al_2O_3 и $FeO + Fe_2O_3$, в формации же Б типичны повышенные содержания Al_2O_3 и $FeO + Fe_2O_3$ при содержании Cr_2O_3 не более 45%.

Тектоническая позиция хромитоносных поясов

Хромитовые месторождения ассоциируются только с породами дунит-гарцбургитовой формации, как в ее «чистом» проявлении (А), так и в случае присутствия ее пород в межформационном типе (В). Массивы пород формации А обнажаются в складчатых областях любого возраста, массивы пород межформационной ассоциации В с полным набором присущих ей пород известны только в ядрах древних щитов (Бушвелд, Воронежский, Мончегорский массивы). В виде тех или иных фрагментов они встречаются в складчатых областях (например, на Урале, в Алтае-Саянской области, в Корякии и т. д.). Иными словами, очевидно, что хромитоносные гипербазиты распространены достаточно широко. Однако при этом обнаруживается, что объем их проявлений различен; так, например, на Урале они слагают крупнейшие пояса регионального протяжения, занимая площади в десятки тысяч квадратных километров при размерах отдельных массивов 1500—2000 км². В Казахстане же площадь всех массивов, по данным Н. П. Михайлова (1965 г.), не превышает 1650 км², в то время как размеры отдельных гипербазитовых тел составляют не более нескольких десятков квадратных километров. Таковы же размеры подавляющего количества массивов Кавказа, Алтае-Саянской области, Северо-Востока, Приморья СССР, Турции и др.

В тесной связи с общими размерами гипербазитовых тел находятся объемы хромитоносного рудопроявления. Так, главные хромитовые месторождения СССР с запасами до 300 млн. т расположены на Урале, где обнажаются крупнейшие гипербазитовые массы. В таких же регионах СССР, где гипербазитовые массы занимают ничтожный объем (например, Казахстан, Алтае-Саянская область, Приморье и т. д.), хромитовые месторождения либо отсутствуют, либо представлены мелкими рудопроявлениями с запасами, не превышающими первых десятков тысяч тонн. Аналогичная закономерность отмечается и для зарубежных стран; так, наиболее крупные хромитовые месторождения с запасами сотни миллионов тонн известны в ЮАР, Южной Родезии, где обнажаются крупнейшие массы хромитоносных гипербазитов. Средние по запасам месторождения (десятки миллионов тонн) приурочены к массивам умеренных размеров (Индия, Иран, Пакистан, Турция, Филиппины, США), тогда как к мелким гипербазитовым проявлениям приурочены и мелкие месторождения с запасами первые миллионы тонн (Греция, Заир, Япония, Малагасийская Республика, Судан, Сьерра-Леоне, Бразилия, Австралия, Новая Каледония).

Следовательно, объемы собственно хромитовых залежей тесно связаны с объемами хромитоносных масс и поэтому прогнозирование размеров последних является второй задачей прогнозирования хромитовых месторождений в том или ином регионе, т. е. является второй после формационного анализа задачей регионального прогнозирования.

Специальные исследования, проведенные автором в этом направлении [2—4], показали следующее.

Гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации и связанное с ними хромитовое оруденение формируются в подкорковом слое Земли, а в условиях геосинклинали подвергаются дроблению на блоки, метаморфизму и т. д., что обусловливает в итоге их физическое и химическое рассеяние и уничтожение. Стадии таких преобразований находят свое отражение в структурной позиции гипербазитовых поясов, по которой нами условно выделено три главных типа (табл. 6).

К I типу, с максимальной степенью сохранности руд и потому наиболее перспективному (I категория хромитоносности), относятся пояса дунит-гарцбургитовой формации, расположенные на границе эвгеосинклинали с жесткими структурами рамы, испытывающими устойчивое воздымание на протяжении мегацикла. Пояса такого типа сложены почти непрерывной цепью крупнейших (десятки тысяч квадратных километров) гипербазитовых тел, уходящих на колоссальные глубины, и, возможно, непосредственно связанных с подкоровым слоем. Наибольшего внимания, как наименее измененные, в них заслуживают участки, погружающиеся под «фундамент» геосинклинали и частично вскрытые среди наиболее древних толщ. Пояса этого типа нечетко фиксируются геофизическими методами, так как характеризуются переменными значениями ΔT и Δg. В СССР они представлены Кемпирсайским поясом Урала, северной частью Камчатско-Индонезийского пояса и, возможно, Южно-Тувинским поясом. За рубежом к ним относится Великая Дайка Южной Родезии.

Ко II типу, менее перспективному (II категория хромитоносности), но наиболее распространенному, относятся пояса, залегающие полностью внутри геосинклинали на границе синклинориев со срединными массами. Они сложены прерывистыми цепочками более мелких массивов, которые нередко представляют собой блоки, отчлененные от погребенных дунит-гарцбургитовых масс, сложенные интенсивно метаморфизованными гипербазитами (восточноуральские «внешние» пояса и Восточносаянский, Дзабахский пояс Монголии, Севано-Амасийский пояс Кавказа и т. д.). Пояса этого типа фиксируются линейными положительными аномалиями ΔT при большей частью отрицательных аномалиях Δg.

По степени геосинклинальной переработки автор считает возможным выделить среди поясов II типа два подтипа. К первому из них относятся пояса, испытавшие активное воздействие геосинклинальных процессов, что отразилось в будинаже и последующем дроблении и блоковом смещении рудных масс, в их интенсивной зеленокаменной переработке (серпентинизации), приведшей к значительному ухудшению качества хромитовых руд, а в случае интенсивного развития — к их уничтожению. Наиболее ярким примером поясов этого подтипа являются восточноуральские «внешние» пояса, содержащие многочисленные, но мелкие залежи низкокачественных руд. Его мы называем «уральским». В СССР к нему помимо уральских гипербазитовых поясов можно отнести гипербазитовые пояса Витимского нагорья, Валагинского района, Хатырский в Корякской провинции. За рубежом представителями этого подтипа являются пояса аппалачские, балканские, турецкие, пакистанские и др.

Второй подтип представлен поясами, в которых массивы и заключенные в них рудные массы также подверглись дроблению, но без значительного последующего зеленокаменного перерождения пород. Вследствие этого

Таблица 6

Региональные критерии хромитоносности для дунит-гарцбургитовой формации

Структурная позиция поясов	Состав пород	Примеры массивов и поясов	Степень промышленной перспективности пояса
Пояса I типа (зоны сочленения геосинклинали со стабильной рамой)	Преобладают дуниты, дунит-гарцбургиты (85—100% оливина, 15—0% энстатита)	Южная часть Кемпирсайского пояса Урала	Максимальная
	Преобладают гарцбургиты (70—85% оливина, 30—15% энстатита) с маломощными прослоями дунитов	Южная часть Кракинского пояса Урала	Умеренная
	Преобладают гарцбургиты (70% оливина, 30% энстатита)	Восточно-Тагильский массив Урала	Низкая
	Преобладают лерцолиты (менее 60% оливина, более 40% ромбического и моноклинного пироксена)	Нуралинская часть Кемпирсайского пояса Урала	Самая низкая
Пояса II типа (окаймление срединных массивов)	Преобладают дуниты, дунит-гарцбургиты (85—100% оливина, 15—0% энстатита)	Севано-Амасийский пояс Кавказа, пояса восточноуральские, кузнецко-алатауские, тувинские и др.	Умеренная
	Преобладают гарцбургиты (70—85% оливина, 30—15% энстатита)		Низкая
	Преобладают гарцбургиты (70% оливина, 30% энстатита)	Пояса западной части Средиземноморья, Малкинско-Беденский пояс Северного Кавказа и др.	Низкая
	Преобладают лерцолиты (менее 60% оливина, более 40% ромбического и моноклинного пироксена)		Самая низкая
Пояса III типа (горсты горст-антиклиниориев и горст-антиклиналей)	Хризотил-антигоритовые и антигоритовые апогипербазитовые серпентиниты	Пояса Казахстана, Блыбский пояс Северного Кавказа и др.	Низкая и самая низкая

в поясах второго подтипа создались условия для сохранения в них хотя и мелких, но высококачественных залежей хромитовых руд. Наиболее ярким их примером являются турецкие месторождения. Поэтому такой подтип мы называем «турецким». На территории СССР его представителями являются Восточносаянский и, по-видимому, Западно-Корякский, кузнецко-ататауские пояса, а за рубежом пояса Кубы, Венесуэлы, балканские, турецкие, пакистанские, индийские.

К III типу, наименее перспективному (III категория хромитоносности), относятся пояса, состоящие из коротких цепочек мелких тел, обнаженных внутри одной крупной структуры (синклинория, антиклинория), тяготеющие к участкам горст-антиклиналей («внутренние» пояса Урала, подавляющая часть поясов Кавказа, Казахстана, Средней Азии, Алтае-Саянской области, Северо-Востока СССР). Эти пояса фиксируются нечеткими положительными магнитными аномалиями и отрицательными гравитационными.

Пояса двух первых типов представляют большую практическую ценность, поэтому при наличии в них даже единичных или мелких массивов зоны их развития должны тщательно изучаться с целью обнаружения невыявленных хромитоносных масс.

Все указанные преобразования в полной мере отражаются на объеме хромитовых масс, заключенных в гипербазитах. Так, самые крупные по размерам хромитовые тела (Донская группа) приурочены к поясам I типа; исчезающие мелкие — к поясам III типа (Казахстанский и др.). Совокупность региональных критериев представлена в табл. 6.

КРИТЕРИИ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Факторы потенциальной хромитоносности массивов

Критерии локального прогнозирования, т. е. прогнозирования месторождений в пределах конкретных массивов, заключаются в детализации приемов регионального прогнозирования и применении ряда новых критериев (табл. 7).

Первой задачей здесь также является выяснение формационной принадлежности массива. Однако и в пределах потенциально хромитоносной дунит-гарцбургитовой формации разные массивы оказываются различно хромитоносными. Например, Кемпирайский содержит крупнейшие месторождения, Крака (Урал), относящийся к той же формации, — мелкие рудопроявления, а Малкинский (Кавказ) — лишь мелкие непромышленные линзы хромитов. Из этого вытекает, что следующей задачей является выяснение того реального комплекса пород, с которым связаны хромитовые руды в массивах дунит-гарцбургитовой формации.

Специальные исследования, проведенные автором [2—4] в этом направлении, показали следующее. Наиболее благоприятными для возникновения массивных и густовкрапленных руд, максимально обогащенных Cr_2O_3, являются дуниты и дунит-гарцбургиты (0—15% энстатита). Размер рудных тел прямо пропорционален объему существенно оливиновой породы, вследствие чего с крупными дунитовыми и дунит-гарцбургитовыми прослоями связано образование крупных хромитовых тел, а с мелкими — мелких. Гарцбургиты с 15—30% энстатита обычно содержат лишь рассеянную рудную вкрапленность с выделяющимися на ее фоне мелкими рудными скоплениями.

Таблица 7

Локальные критерии хромитоносности для дунит-гарцбургитовой формации

Состав пород	Степень потенциальной первичной хромитоносности пород	Влияние метаморфизма на качество руд	
		Характер метаморфических изменений	Руды
Преобладают дуниты, дунит-гарцбургиты (85—100% оливина, 15—0% энстатита)	Максимальная	Лизардитизация (юго-восточная часть Кемпирсайского массива и др.) Антигоритизация (Миндякская часть Кемпирсайского пояса) Хлоритизация (Сарановский массив, месторождение Кеми) Диопсидизация, габбропзация (Батамшинское и Степнинское рудные поля Кемпирсайского массива, месторождения Бушвелда, Кото, Лусон в Индонезии, Стиллуотер в США)	Высококачественные металлургические — Высокоглиноземистые для химической и огнеупорной промышленности —
Преобладают гарцбургиты (70—85% оливина, 30—15% энстатита) с маломощными прослоями дунитов	Умеренная	Лизардитизация (массив Крака, месторождения Албании, Югославии) Хризотилизация; антигоритизация проявлена не повсеместно (восточноуральские пояса и др.) Хризотилизация и хлоритизация (восточноуральские пояса)	Высококачественные металлургические Низкокачественные металлургические Глиноземистые для огнеупорной и химической промышленности
Преобладают гарцбургиты (70% оливина, 30% энстатита)	Низкая	Лизардитизация (месторождения Албании) Хризотилизация (Восточно-Тагильский массив Урала) Хлоритизация (Восточно-Тагильский массив Урала)	Высококачественные металлургические Низкокачественные металлургические Низкокачественные для огнеупорной и химической промышленности
Преобладают лерцолиты (менее 60% оливина, более 40% моноклинного и ромбического пироксена)	Самая низкая	Руды практически отсутствуют	—

Таблица 8

Характеристика хромитоносных и нехромитоносных дунитов

Признак	Дуниты	
	Хромитоносные	Нехромитоносные
Материнская формация	Дунит-гарцбургитовая	Дунит-диаллагит-габбровая
Форма залегания	Полосовидные прослои среди гарцбургитов, самостоятельных тел и жил никогда не образуют	Нередко крупные самостоятельные массивы изометричной и трубообразной форм, а также ветвящиеся жилы, прожилки
Соотношение прототектоники с региональными структурами	Несогласное	Большей частью согласное
Характер соотношений с гарцбургитами	Согласно переслаиваются с гарцбургитами, образуя с ними постепенные переходы	Секут гарцбургиты и полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс; контакты резкие
Характер соотношений с хромитовыми телами	Вмещают хромитовые тела; наблюдаются постепенные переходы от дунита с акцессорным хромшпинелидом к бедной и затем богатой рудной вкрапленности	Секут хромитовые тела, имея с ними резкие контакты
Характер соотношений с диаллагитами	Рассекаются диаллагитами, контакт резкий	Секут диаллагиты; нередко залегают среди них в виде неправильных тел с постепенными переходами; образуют цемент тектонических диаллагитовых брекчий
Характер изменений	Широкая серпентинизация, часто полная, нередки лиственитизация, хлоритизация	Серпентинизация слабая локальная, проявлена только в редких зонах нарушений; лиственитизация отсутствует
Характер тектонических нарушений	Обычны широкие частые зоны рассланцевания, будинаж	Зоны рассланцевания исключительно редки, локальны, будинаж отсутствует
Структура породы	Аллотриоморфнозернистая, слабо направленная, зерна оливина вытянуты согласно ориентировке прототектоники дунит-гарцбургита	Панидиоморфнозернистая, зерна оливина эвгедральны
Следы деформаций в оливине	Присутствуют всегда; проявлены в псевдодвойниковании по (100), катаклазе, волнистом погасании	Проявлены только в виде тонких редких трещин
Следы деформаций в породе	Часты псевдотахилиты	Крайне редки
Изменения оливина	Интенсивная, нередко полная серпентинизация, часто с выделением окислов никеля	Очень слабая серпентинизация, окислы никеля отсутствуют

Продолжение табл. 8

Признак	Дуниты	
	Хромитоносные	Нехромитоносные
Минеральный состав породы	95—100% оливина (Fa_{0-8}), 5—0% энстатита (Fs_{0-3})	95—100% оливина (Fa_{0-12}), 5—0% диопсида (He_{0-3})
Отличительные химические элементы породы	Cr, Co, Ni	Pt
Типичная полезная минерализация	Хромит	Платиноиды
Цвет хромита	Вишнево-бурый	Черный
Форма хромита	Крупные скопления зерен различной формы — от ксеноморфных до идиоморфных, часты симплектитоподобные вростки в энстатите, нередки интерстиционно развитые	Идиоморфные зерна, большей частью единичные, крупные скопления редки

В рудах этого типа содержание Cr_2O_3 меньше, чем в рудах, залегающих среди дунитов. В гарцбургитах с 30% энстатита и более хромшпинелид присутствует как акцессорный минерал, для него характерно невысокое содержание Cr_2O_3 при повышенном количестве Fe_2O_3. Такие породы неблагоприятны для возникновения промышленных рудных концентраций. На основании изложенного очевидно, что в поясах дунит-гарцбургитовой формации перспективными на крупные залежи максимально концентрированных руд являются массивы, сложенные существенными количествами дунитов и дунит-гарцбургитов (кемпирсайский тип). Следует учитывать, что частые, но мелкие (до 10 м) прослои дунитов и дунит-гарцбургитов среди собственно гарцбургитов также неблагоприятны для нахождения крупных хромитовых залежей и содержат лишь мелкие шлировидные тела и сгущения рассеянного хромита, требующего механического обогащения (кракинский тип).

Таким образом, и в пределах единственной промышленно хромитоносной дунит-гарцбургитовой формации материнскими породами, т. е. носителями промышленного хромитового оруденения, являются не все породы, а только максимально насыщенные оливином дуниты (0—5% энстатита) и близкие им по составу дунит-гарцбургиты (5—15% энстатита). Поэтому вторым критерием локального прогнозирования хромитов является точная констатация состава пород с выделением дунитов и близких по составу им дунит-гарцбургитов. Однако, как подчеркивалось выше, существуют крупные массивы дунитов, не содержащие промышленного хромитового оруденения. Точно так же дуниты, встречающиеся в пределах одного массива, хромитоносны в различной мере. Промышленно хромитоносными являются дуниты только собственно дунит-гарцбургитовой формации. Все остальные их разновидности, большей частью секущие первичные породы дунит-гарцбургитовой формации, источником промышленного хромитового оруденения не являются (табл. 8).

В ряде случаев дуниты в пределах массивов дунит-гарцбургитовой формации подвергаются наложенной перекристаллизации. В этом процессе происходит перераспределение ряда компонентов, и в том числе хрома и первичных хромитовых залежей, заключавшихся в первичных дунитах. В результате этого материал крупных хромитовых залежей подвергается переотложению и распылению на многочисленные, но мелкие гнездовидные, полосовидные, жилоподобные тела, вследствие чего участки широкого развития таких процессов неблагоприятны для присутствия в них крупных промышленных залежей. Дуниты такого типа, как правило, отличаются от хромитоносных. Микроскопически они крупнозернисты, иногда пегматоидны, как правило, свежи и по большинству своих показателей сходны с нехромитоносными дунитами (см. табл. 8). Столь же отличны и заключенные в них хромшпинелиды. Такие перекристаллизованные дуниты широко развиты в Халиловском массиве Южного Урала и в массиве Рай-Из на Полярном Урале. Области их распространения должны четко отграничиваться от областей развития первичных дунитов, благоприятных на возможность обнаружения в них промышленных хромитовых залежей.

Факторы, определяющие качество хромитовых руд

В массивах единой формации, сложенных одинаковыми породами, следовало бы ожидать и одинаковое качество руд. Между тем это далеко не так. Например, руды Кемпирсайского (63% Cr_2O_3) и Алапаевского (38% Cr_2O_3) массивов лежат в дунитах и дунит-гарцбургитах, а качество их различно. Даже руды единого Кемпирсайского массива различаются. Проведенные автором исследования [2, 3] показали, что качество руд зависит от разных причин. Эндогенные факторы определяют возможный потенциальный объем эндогенного хромитового оруденения и потенциальное качество первичных хромитовых залежей. Однако в ходе последующих метаморфических процессов состав пород и залегающих среди них руд подвергается существенным преобразованиям, которые и определяют современное качество хромитовых руд. Так как изменения пород и руд изофациальны, то по характеру изменения, т. е. по составу пород, можно с большей вероятностью оценить реальный состав ожидаемых руд. Рассмотрим эти преобразования.

Серпентинизация в лизардитовой стадии значительного изменения в составе руды не вызывает. Поэтому среди полей дунитов и дунит-гарцбургитов, подвергшихся лизардитизации, возможно обнаружение высокохромистых металлургических руд, используемых металлургической промышленностью (руды месторождений Донской группы Кемпирсайского массива, Турции, Пакистана, Селюкве в Южной Родезии).

Серпентинизация хризотиловой и тем более антигоритовой стадии способствует интенсивному выносу из пород и руд Cr_2O_3, FeO и MgO, обусловливая этим резкое разубоживание и уничтожение хромитовых залежей. Вследствие этого зоны и участки интенсивного асбестообразования или тем более антигоритизации первоначально благоприятных пород практически бесперспективны на сохранение в них хромитовых залежей (восточноуральские, кавказские, казахстанские и другие пояса).

Хлоритизация, обусловленная привносом Al_2O_3 и выносом изообъемных количеств MgO и Cr_2O_3, способствует обогащению хромшпинелида глиноземом, изоморфно замещающим Cr_2O_3, что влечет за собой не только понижение количества Cr_2O_3, но и понижение роли Cr_2O_3 в отношении Cr : Fe, ухуд-

шая этим качество руды (Сарановское месторождение на Урале, месторождения Финляндии, Ньюфаундленда и др.).

Диопсидизация рудосодержащих дунитов, дунит-гарцбургитов и лежащих в них руд обусловлена выносом Cr_2O_3, MgO, FeO с заменой их CaO, Al_2O_3, что также значительно снижает качество хромитовых руд (например, группа месторождений Батамшинского рудного поля и др.).

Габброизация в начальных стадиях способствует обогащению всех минералов дунит-гарцбургита Al_2O_3 с выносом изообъемных количеств MgO, Fe, Cr_2O_3, обусловливая этим переход высокосортных руд в низкосортные (месторождения Степнинской группы Урала, Кото, Лусон, Бушвелда, Стиллуотера и др.). Интенсивная габброизация приводит к уничтожению хромитовых залежей. Поэтому обширные поля габбровых пород даже в пределах массивов дунит-гарцбургитовой формации на хромитовое оруденение бесперспективны.

Описанные виды метаморфизма равноценно проявлены в боковой породе, рассеянной рудной вкрапленности и в телах сплошных руд.

Таким образом, в зависимости от степени дробления, характера и степени метаморфизма гипербазитов можно всегда заранее оценить возможное качество ожидаемых руд. Этот же фактор позволяет подойти и к решению вопроса о методе обогащения руд. Так как лизардитизация сколько-нибудь заметного изменения состава хромшпинелида не вызывает, то очевидно, что даже рассеянная вкрапленность из областей лизардитизации гипербазитов легко поддается механическому обогащению и потому является ценным металлургическим сырьем.

В то же время руды из областей развития процессов, способствовавших изменению химического состава рудообразующего хромшпинелида (хризотилизации, антигоритизации, хлоритизации, диопсидизации, габброизации), не поддаются механическому обогащению и потому вне зависимости от густоты их вкрапленности являются низкокачественным сырьем, либо пригодным лишь для огнеупорной и химической промышленности, либо требующим дорогостоящего химического обогащения.

Прогнозирование объема рудных масс

Решение этого вопроса, имеющего первостепенное значение для постановки поисковых и разведочных работ, основывается на анализе структур рудных полей. Для проведения последнего необходим учет морфологии рудных тел и закономерностей их залегания. Установлено, что по морфологии выделяется три типа рудных тел: 1) полосовидные, 2) ареалы рассеянной вкрапленности, 3) линзовидные.

Полосовидные рудные тела нередко имеют жильное залегание и протягиваются до десятков метров при мощности несколько метров. Контакты таких тел с вмещающими породами как резкие, так и постепенные, причем в последнем случае от периферии к центру нередко наблюдается последовательная смена бедной рудной вкрапленности более густой и, наконец, сплошной рудой. Иногда такой последовательности нет и расположение участков разновкрапленных руд незакономерно. Для полосовидных тел характерна частая гигантозернистость зерен хромита. Слагающий их хромшпинелид, как правило, не изменен вторичными процессами и под микроскопом имеет черный цвет. Типичной особенностью этих тел является использование ими трещин

различного направления. Поэтому закономерность их залегания часто выявить трудно.

При нередко большой внешней эффектности таких тел объем рудной массы, в них заключенной, в целом невелик, вследствие чего даже на значительных площадях общие запасы их не превышают нескольких десятков, реже сотен тонн. В связи с этим полосовидные рудные тела не могут представлять собой значительной промышленной ценности.

Для ареалов рассеянной вкрапленности типично: а) залегание исключительно в дунитах; б) наличие постепенных переходов как между отдельными частями рудного тела, так и между рудными телами и вмещающим его дунитом; в) тенденция к полосчатому строению внутренних частей; г) полная конформность залегания рудных тел с их внутренней прототектоникой, с одной стороны, и прототектоникой вмещающего гипербазита и всего хромитоносного массива, с другой.

При большом масштабе распространения таких ареалов и слабом метаморфизме хромшпинелида рудные поля этого типа представляют значительный промышленный интерес, и их руды могут быть использованы после механического обогащения. Поля рассеянной рудной вкрапленности слагают широкие площади, поддающиеся картированию. Поэтому наилучший способ их обнаружения — геологическая съемка.

Линзовидные рудные тела сложены наиболее концентрированными средне-, густовкрапленными и сплошными рудами, вследствие чего они являются наиболее промышленно ценными.

Линзовидные хромитовые тела залегают не только в дунитах, но и в гарцбургитах. Внутреннее строение, размер и густота слагающей их рудной вкрапленности не зависят от положений того или иного участка в рудном теле. Контакты линзовидных рудных тел с боковой породой всегда резкие, четкие, без переходных зон. Изучение соотношения их внутреннего строения с контактовой поверхностью на примере ряда уральских (Кемпирсайский массив, Главное рудное поле) месторождений [2] показало, что существует определенное несоответствие между ориентировкой первичных структур и залеганием сложных линзовидных тел. Прототектоника руд согласна с прототектоникой дунит-гарцбургитов и близка к субширотной, залегание же рудных тел субмеридионально и совпадает с ориентировкой зон дробления, рассланцевания, зеркал скольжения и других тектонических зон, рассекающих дунит-гарцбургитовый субстрат. Аналогичные закономерности устанавливаются для пакистанских [6] и турецких [7] месторождений.

Характерной особенностью линзовидных тел является расположение их в виде цепочек, нередко ступенчато погружающихся. Детальные их исследования привели автора к выводу о том, что линзовидные рудные тела являются будинами рудной массы. При этом установлено, что будинаж всегда происходит в направлении главного глубинного разлома региона. В этом направлении, отраженном в простирании региональных структур, вытянуты как единичные линзы, так и сложенные ими полосы. Поэтому удлинение единичных линз отражает направление будинажа рудных масс, т. е. является индикатором направленности всей рудосодержащей полосы. Однако на примере ряда уральских массивов, особенно Кемпирсайского, устанавливается, что реконструкция будинированных тел весьма затруднительна из-за постбудинных блоковых смещений, охватывающих крупные массы гипербазитов. Так, например, Кемпирсайский массив субширотными нарушениями рассечен на несколько блоков, сдвинутых по вертикали относительно друг друга.

Наиболее поднятым оказался южный блок, составляющий главное рудное поле. Этот блок сложен дунит-гарцбургитами, т. е. породами максимально благоприятными на возможность образования в них высококачественных крупных хромитовых концентраций. Гипербазиты подверглись сравнительно слабым динамическим нарушениям, метаморфизм проявился лишь в лизардитизации. Все эти факторы и обусловили присутствие здесь крупнейших залежей высококачественных металлургических руд.

В северном блоке вскрыты более высокие горизонты, в пределах которых особенно отчетливы динамометаморфизм и метасоматические преобразования, приводящие к измельчанию и разубоживанию руд. Аналогичные явления типичны для массивов Хабарнинского и Халиловского на Южном Урале, Ключевского на Среднем Урале, Рай-Из на Полярном Урале, в турецких массивах [7], пакистанских [6] и т. д. Судя по литературным данным, подобные изменения типичны для хромитоносных массивов многих складчатых областей мира.

Таким образом, крупноблоковые смещения, выводящие на современную поверхность тот или иной глубинный горизонт, обусловливают появление в пределах одного массива различных рудных полей. Каждое из этих полей обладает спецификой состава и залегания рудных масс и потому закономерности, установленные для одного рудного поля, не повторяются в другом.

Помимо двух рассмотренных типов крупнейших нарушений, обусловливающих появление сначала цепочек рудных тел, а затем различных рудных полей в массивах, гипербазиты и заключенные в них руды в пределах отдельных рудных полей (блоков) или их участков или отдельных частей рудных тел подвергаются серии более мелких наложенных ступенчатых смещений, которые впервые были описаны П. М. Татариновым [5].

Амплитуда смещений, по данным П. М. Татаринова (1956 г.), не превышает мощности самих рудных линз, что обусловливает появление мозаичных рудных скоплений, гнезд и т. д. Однако материал, собранный автором в последние годы [2, 3], свидетельствует о том, что этот тип смещений более многообразен. Так, на примере Кемпирсайского массива устанавливается, что наиболее значительные из них достигают 1000 м и более. В частности, именно этот тип смещений способствовал рассечению Главного рудного поля и его рудных зон на две части—северную, обнаженную на современной поверхности, и южную, погребенную под образованиями кембрия — протерозоя.

Помимо таких, сравнительно крупных смещений существует серия более мелких, способствующих появлению многоступенчатости, с тенденцией последовательного смещения ступеней. Поэтому нередко разорванные части рудных тел оказываются смещенными относительно друг друга на расстояния, намного превышающие их мощность, а разведанные крайние члены оказываются удаленными друг от друга на 1000 м и более по вертикали и сотни метров по горизонтали. В результате смещений этого типа рудные тела оказываются оторванными от материнского дунита и выдвинутыми в любые другие разновидности гипербазитов. Изложенное свидетельствует о том, что противоречивость в залегании линзовидных рудных тел, невыдержанность состава вмещающих гипербазитов и тому подобные кажущиеся противоречия определяются только тектоническими причинами. Становится ясным также, что размещение линзовидных рудных тел — наиболее промышленно ценных — в современных срезах контролируется только пострудной тектоникой. Поэтому поиски скрытых рудных масс возможны лишь на основе реконструкции их первичного залегания. Эта сложная и трудо-

емкая работа может быть успешной только при анализе данных по структурам рудных полей, с классификацией последних по их временно́й последовательности.

Большое значение в поисках слепых рудных тел имеет выявление склонения рудных залежей. Так же как и все остальные элементы, оно устанавливается в результате анализа структурных данных. При этом следует учитывать, что даже в пределах единого массива направление склонения рудных тел может быть разным в его разных частях.

Таким образом, для поиска слепых рудных залежей в массиве решающее значение имеет выявление главных факторов пострудной тектоники. Ими являются: а) направление будинажа; б) амплитуда будинажа; в) пострудные блоковые смещения в массиве; г) постблоковые ступенчатые смещения; д) склонения рудных тел в пределах блока.

Важнейшее значение для прогнозирования и поисков имеет анализ геофизических данных. Успех этого анализа возможен лишь на основе петрофизических исследований [2, 3], т. е. точного знания причин появления того или иного физического поля в каждом конкретном случае, как при региональных, так и при локальных поисках.

При региональном прогнозировании важно разграничивать площади развития пород хромитоносной и нехромитоносной формаций, в ряде случаев погребенных. Эта задача может быть выполненной потому, что каждая из гипербазитсодержащих формаций обладает спецификой петрофизических свойств. Поля развития пород нехромитоносной дунит-диаллагит-габбровой формации характеризуются сосуществованием высоких положительных аномалий ΔT и Δg.

Поля развития пород хромитоносной дунит-гарцбургитовой формации характеризуются антагонизмом значений ΔT и Δg. При этом устанавливаются следующие особенности.

1. Для всех разновидностей пород дунит-гарцбургитовой формации типичны высокие положительные значения Δg при низких значениях ΔT. Поэтому участки их развития характеризуются интенсивными положительными гравитационными аномалиями при отрицательных магнитных.

2. При интенсивной лизардитовой серпентинизации в гипербазитах резко повышается ΔT с одновременным падением Δg. Это проявляется в возникновении положительных магнитных и отрицательных гравитационных полей над гипербазитовыми массивами. В случае присутствия в таких массивах хромитовых тел последние до глубины 200 м четко фиксируются гравиразведкой и частично магниторазведкой.

3. При интенсивной хризотиловой и тем более антигоритовой серпентинизации снижается не только плотность, но и магнитная восприимчивость пород, вследствие чего в физических полях они фиксируются отрицательными гравитационными и слабоположительными и отрицательными (в зависимости от степени серпентинизации) аномалиями ΔT. В этих процессах, как указывалось выше, хромитовые руды подвергаются разрушению. Однако положительные аномалии, которые возможны в такой ситуации, могут фиксировать неизмененные рудные тела и потому должны являться объектом доизучения.

В целом следует отметить, что вследствие процессов изменения (например, гематитизации и др.), залегания под мощной толщей серпентинизированных и потому разуплотненных пород и т. д. рудные хромитовые тела далеко не всегда фиксируются геофизическими методами. Поэтому в случае

отрицательных результатов геофизической съемки при поисках слепых рудных залежей должен учитываться комплекс геологических данных.

* * *

Перечисленные критерии свидетельствуют о том, что наиболее перспективными на обнаружение крупных промышленных месторождений являются пояса дунит-гарцбургитовой формации, относящиеся к I типу. В поясах II типа обнаружение крупных залежей менее вероятно. И, наконец, III тип гипербазитовых поясов является наименее перспективным. В то же время необходимо учитывать, что принадлежность к дунит-гарцбургитовой формации и структурная позиция пояса определяют только его потенциальные возможности. Реальная же хромитоносность обусловливается составом материнских пород и процессами последующих изменений. Иными словами, при оценке региональной хромитоносности необходимо учитывать комплекс критериев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Морозова Э. А.* Опыт прогнозной оценки хромитоносности гипербазитов Кавказа. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 219—220.

2. *Москалева С. В.* Региональные и локальные закономерности размещения хромитовых месторождений. Л., «Недра», 1971. 88 с.

3. *Москалева С. В.* Гипербазиты и их хромитоносность. Л., «Недра», 1974. 279 с.

4. *Москалева С. В.* Роль пострудной тектоники в размещении хромитовых тел. — «Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия», 1975, т. 230, с. 33—44.

5. *Татаринов П. М.* Послерудная тектоника хромитовых залежей Урала и ее значение для разведки последних. — «Сов. геология», 1945, № 7, с. 39—70.

6. *Bilgrami S. A.* The regional distribution of chemically different chromites from Zhob Valley, West Paki stan. — Geol. Bull. Panjab. Univ., 1964, № 4, p. 187—197.

7. *Helke A.* The metallogeny of the chromite deposits of the Guleman district Turkey — Econ. Geol., 1962, vol. 6, № 57, p. 954—962.

МАРГАНЕЦ

Марганцевые руды являются одним из важнейших видов металлургического сырья, широко применяемого при производстве стали и чугуна. В связи с наблюдаемой в мировой промышленности тенденцией к переходу на выплавку более качественных сталей роль марганца как легирующей добавки постоянно растет. Мировые потребности в марганцевой руде составляют около 10 млн. т в год и в ближайшее время, по мнению специалистов, будут возрастать приблизительно на 20% в десятилетие [2]. Общие разведанные запасы марганцевых руд в СССР составляют более 2 млрд. т, а прогнозные не превышают 1 млрд. т. Основная масса запасов представлена труднообогатимыми карбонатными рудами. Высококачественные окисные руды составляют лишь четвертую часть общих запасов страны (рис. 10).

На фоне общего, казалось бы, благополучного положения с сырьевой базой проблему марганца в СССР нельзя считать решенной. Основными недостатками марганцеворудной базы СССР являются: 1) резкое сокращение запасов высококачественных руд, обусловленное их интенсивной эксплуатацией, особенно возросшей за последние десятилетия; 2) крайне неравномерное распределение промышленных месторождений на территории страны.

Основные балансовые запасы марганцевых руд находятся на Украине (83%) и в Грузии (6,5%). На Урале, в Сибири и на Дальнем Востоке, где расположены либо проектируются крупные металлургические заводы, высококачественных руд марганца практически нет.

Руды марганца по минеральному и химическому составу, а соответственно по технологическим свойствам, подразделяются на окисные, карбонатные, силикатные. Кроме того, в особую группу выделяются окисленные руды, возникающие в корах выветривания на марганцевых месторождениях либо на обогащенных марганцем породах. Наиболее богаты и промышленно

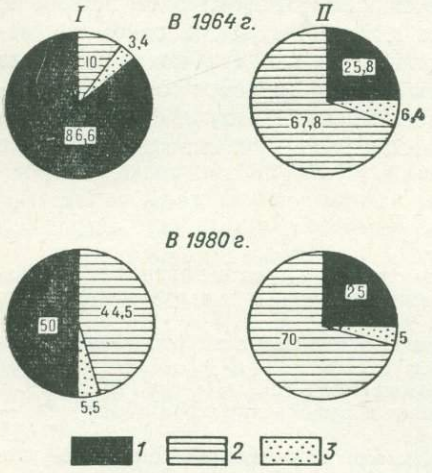


Рис. 10. Структура (в процентах) добычи (*I*) и запасов (*II*) марганцевых руд в СССР (по В. П. Рахманову, 1967 г.).

Руды: *1* — окисные; *2* — карбонатные; *3* — окисленные, окисно-карбонатные и др.

ценны окисные и окисленные руды (псиломелановые, пиролюзитовые, браунитовые, гаусманитовые), составляющие основную массу мировой добычи марганцевого сырья. Судя по прогнозу экспертов, роль этих руд в дальнейшем будет сокращаться в связи с истощением их запасов, и промышленность должна ориентироваться на использование менее богатых, карбонатных руд (родохрозитовых, манганокальцитовых). Что касается силикатных марганцевых руд (родонитовых, спессартиновых), то их использование отечественной промышленностью пока что не предполагается.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ СССР

Вопросами выделения и классификации марганценосных формаций и марганцевых месторождений занимались многие крупные исследователи: А. Г. Бетехтин, Н. М. Страхов, Г. С. Дзоценидзе, И. М. Варенцов, А. Т. Суслов, В. П. Рахманов, Ю. А. Ходак, Е. А. Соколова, В. К. Чайковский, Г. А. Мачабели и другие. Принципы классификации формаций, используемые в различных работах по геологии марганцевых месторождений, существенно различны и подчас трудно сопоставимы [1, 3, 4, 7, 10]. Однако все же выделяемые исследователями марганценосные формации могут быть объединены в три основные группы: 1) группа терригенных формаций, представленная песчано-глинистой и конгломерато-песчаниковой формациями; 2) группа карбонатных формаций, включающая в себя доломит-известняковую, суль-

фатно-известняковую и кремнисто-карбонатную формации; 3) группа кремнистых формаций, состоящая из сланцево-кремнистой и эффузивно-кремнистой формаций. Кроме того, отдельно выделяется четвертая группа наложенных «вторичных» марганценосных формаций, возникших в процессе более позднего преобразования марганецсодержащих пород. Это — гондитовая формация, объединяющая комплекс глубокометаморфизованных марганценосных отложений, и формация марганценосных кор выветривания.

Основные запасы качественных марганцевых руд СССР заключены в формациях терригенной группы (Украина, Грузия) и несоизмеримо меньшая доля их содержится в формациях карбонатной группы (Казахстан, Сибирь). За рубежом наиболее качественные руды добываются из месторождений молодой (кайнозойской) формации коры выветривания, развитой на докембрийских марганецсодержащих породах (гондитах, кодуритах, джеспилитах и т. д.) Индии, Африки, Южной Америки, Австралии. Весьма интересно, что если в СССР более 90%, а по мнению некоторых исследователей более 98% [7] всех разведанных запасов составляют осадочные руды, то за рубежом, наоборот, около 90% разведанных запасов промышленных марганцевых руд заключены в формации коры выветривания.

Группа терригенных марганценосных формаций

Общими признаками формаций этой группы являются:

1) преобладание песчаных и глинистых отложений; входящие в состав формаций песчаники и пески обычно полимиктовые, полевошпатово-кварцевые с глауконитом, либо кварцевые, а глины — монтмориллонитовые, кремнистые или карбонатные;

2) приуроченность формаций к прибрежным фациям крупных внутриконтинентальных бассейнов, располагавшихся на стабильных участках земной коры; при этом максимально рудоносны нижние части трансгрессивных серий, образовавшиеся, вероятно, в условиях семиаридного климата;

3) присутствие в области сноса кор выветривания или магматических пород с повышенным содержанием марганца;

4) преобладание окисных и карбонатных руд марганца, располагающихся закономерно по отношению к древней береговой линии: богатые окисные руды размещаются ближе к береговой линии, переходя в глубь древнего бассейна в карбонатные разности;

5) повышенные концентрации марганца в формациях терригенной группы известны в отложениях самого различного возраста; значительны по масштабам марганценакопления позднепротерозой-раннекембрийской, позднедевонской и особенно палеогеновой эпох, но промышленное значение в настоящее время имеют преимущественно месторождения палеогенового (олигоценового) возраста.

Песчано-глинистая марганценосная формация. С этой формацией связаны группа марганцевых месторождений южного склона Украинского щита (Никопольский бассейн) и Чиатурская группа месторождений в Западной Грузии. Мелкие месторождения и рудопроявления формации известны на Северном Кавказе, в Центральном Казахстане, на Мангышлаке, на востоке Северного Урала, в Прибайкалье и в других районах СССР.

Никопольский марганцеворудный бассейн, в котором сосредоточено 83% запасов марганцевых руд СССР, состоит из ряда месторождений, располагающихся в сравнительно узкой полосе длиной около 250 км, окаймляющей

с юга Украинский щит от р. Ингулец до Приазовья. Рудоносные отложения нижнего олигоцена здесь трансгрессивно залегают либо на породах кристаллического фундамента (гранитах, метабазитах, кремнистых сланцах), либо на их элювии и терригенных отложениях верхнего эоцена. Вверх по разрезу, а также в глубь бассейна марганецсодержащие отложения постепенно переходят в безрудные монтмориллонитовые иногда известковистые глины с глауконитом. На месторождениях известны два типа руд: окисные (26% запасов) и карбонатные (74%).

Пласт окисных манганит-пиролюзитовых руд мощностью 1—5 м приурочен к северным прибрежным окраинам бассейна и частично подвергается современной эрозии. Он представлен частым переслаиванием зеленовато-серых монтмориллонитовых глин с бóльшим или меньшим количеством песчаного и алевритового материала и марганцевистых конкреций (рис. 11). Содержание марганца в глинах не превышает первых процентов, в то время как в конкрециях достигает 40—50%. Количество конкреций размером от первых единиц до нескольких десятков сантиметров в рудном пласте колеблется от 10 до 50%. Поскольку эти конкреции легко отделяются при промывке, то обычно о качестве руды судят по составу и выходу концентрата. Таким образом, в зависимости от сорта товарной (промытой) руды содержание марганца в ней колеблется от 25 до 52% при выходе концентрата от 40 до 57%.

Карбонатные руды марганца замещают окисные либо к югу по падению пласта, либо вниз по разрезу. Это обстоятельство послужило основанием ряду исследователей [9] высказать предположение о том, что окисные руды Никополя являются вторичными образованиями, возникшими в результате окисления первично карбонатных марганцевых руд, т. е. представляют собой своеобразную кору выветривания. Карбонатные руды — это светло-серые известковистые глины и мергели, содержащие конкреции манганокальцита и родохрозита. Качество их значительно хуже окисных. Они характеризуются содержанием марганца от 18 до 28%.

Чиатурская группа месторождений также олигоценового возраста по запасам значительно уступает Никопольскому, но широко известна уникальными по качеству «пероксидными» существенно пиролюзитовыми высококачественными рудами, содержащими более 55% марганца. Руды этой группы месторождений в отличие от руд Никопольского бассейна залегают на верхнемеловых известняках, а к востоку и северо-востоку ближе к Дзирульскому массиву — на песчаниках (рис. 12). Закономерности размещения минеральных типов руд на этих месторождениях в принципе аналогичны никопольским. Здесь также выделяются кроме первичных карбонатных и окисных руд еще и окисленные. Последние фиксируются на глубинах до 200 м от современной дневной поверхности.

Конгломерато-песчаниковая марганценосная формация. На территории СССР развита весьма ограниченно и главным образом среди пород докембрия и палеозоя. Отложения ее известны в Сибири (Нижнеудинская группа месторождений позднего протерозоя и др.) и в Казахстане (Джездинская группа месторождений и др.).

Добыча руд производится только на Джездинском месторождении. Здесь марганцевое оруденение приурочено к низам мощной толщи конгломератов и грубозернистых аркозовых песчаников верхнего девона, несогласно залегающей на каледонских гранитах. Руды представляют собой те же грубообломочные гравелиты, конгломераты и песчаники, но с браунитовым цементом. В обломках встречаются магматические и метаморфические по-

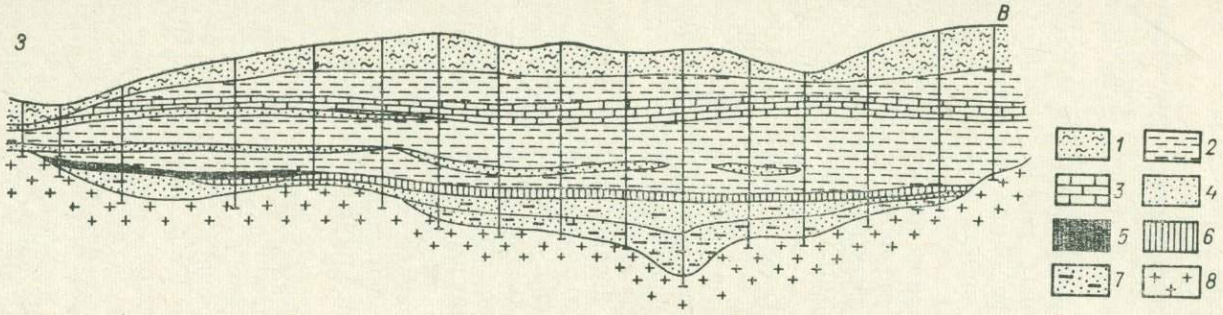


Рис. 11. Геологический разрез Грушевско-Басанского участка Никопольского месторождения (по В. И. Грязнову и др., 1964 г.).

1 — суглинки и супеси (Q); *2* — глины (N); *3* — известняки-ракушечники (N); *4* — пески кварцевые, иногда с глауконитом (N); *5* — марганцевая руда окисная (P_3); *6* — марганцевая руда карбонатная (P_3); *7* — углистые глины и пески (P_2); *8* — кристаллические породы (PR). Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 1 : 12,5

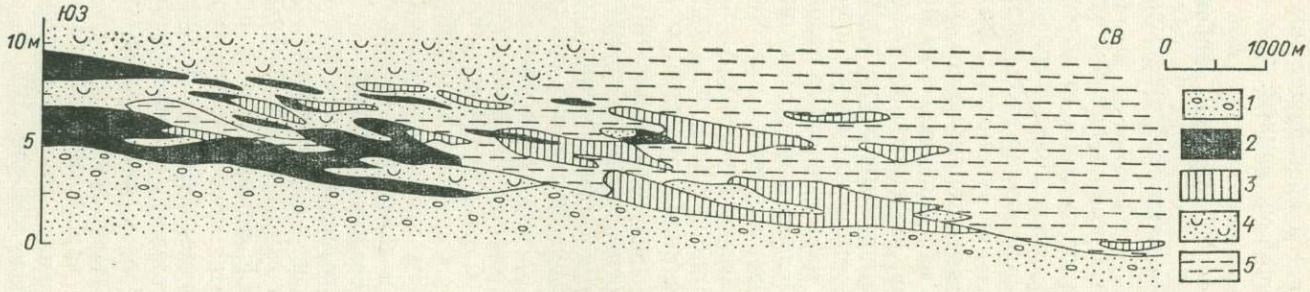


Рис. 12. Схематический геологический разрез рудной толщи Чиатурского месторождения.

1 — пески, песчаники и конгломераты (P_2^3); *2* — окисные марганцевые руды (P_3^1); *3* — карбонатные марганцевые руды (P_3^1); *4* — пески, песчаники, опоковидные глины и алевролиты (P_3^1); *5* — глины песчанистые зеленовато-серые, иногда опоковидные (P_3^1).

роды. Мощность марганцеворудных пластов составляет 1—3 м, редко больше, а содержание марганца в руде не превышает 18%. Вблизи дневной поверхности наблюдается обогащение пород марганцем, связанное, по-видимому, с его гипергенной миграцией.

Группа карбонатных марганценосных формаций

Общие признаки этой чрезвычайно разнородной группы формаций следующие.

1. Сложный полипородный состав с обычным присутствием многокомпонентных кремнисто-глинисто-углисто-карбонатных пород, железных руд, иногда пирокластического материала. Для этих формаций обычно характерны повышенные содержания меди, свинца, цинка, иногда кобальта и ванадия.

2. Накопление рудоносных осадков в тех частях морских бассейнов, где происходит смена терригенного осадкообразования на карбонатное. Часто карбонатные марганценосные формации несут признаки аридного климата: пласты гипсов, ангидрита, красноцветные полимиктовые песчаники (карбонатные марганценосные формации Башкирии и др.). К субаридным образованиям могут быть, по-видимому, отнесены и продуктивные углисто-кремнисто-карбонатные марганценосные отложения «атасуйского типа» в Центральном Казахстане (вероятная разновидность группы черносланцевых формаций), поскольку содержащееся в них органическое вещество в значительной мере относится к битумному ряду, т. е. формировалось в морском бассейне, а об аридных обстановках на суше, окружавшей эти бассейны, отчасти свидетельствует присутствие в отложениях меди, свинца, цинка.

3. Приуроченность формаций к областям неспокойного тектонического режима с интенсивной вулканической деятельностью. Это либо миогеосинклинальные зоны древних геосинклиналей, либо склоны передовых прогибов и области поздней активизации. Роль вулканического материала в карбонатных марганценосных формациях, как правило, невелика. Большинство формаций (карбонатные марганценосные толщи Центрального Казахстана, Саянской области и др.) вообще не содержат вулканического материала, хотя известны разрезы марганценосных формаций, где наряду с карбонатами существенную роль в составе формаций играют эффузивы. Правда, и в последнем случае рудные тела приурочены исключительно к прослоям осадочных пород.

4. Минеральный состав руд карбонатных формаций весьма пестрый. Родохрозит и манганокальцит, которые, казалось, должны преобладать в рудах, на самом деле широко развиты только в собственно доломитово-известняковой формации, а в других преобладают окисные руды вполне удовлетворительного качества (месторождения Ктай, Каражал в Центральном Казахстане, Мужик в Восточном Казахстане).

5. Марганцевые концентрации известны в карбонатных формациях главным образом позднепротерозой-раннекембрийской, позднедевонской и каменноугольной эпох.

Группа карбонатных марганценосных формаций заключает в себе значительные запасы марганцевых руд, пока еще почти не используемых промышленностью (см. рис. 10).

Доломитово-известняковая марганценосная формация. Характерна преимущественно для верхнего протерозоя — нижнего кембрия и довольно широко развита в восточных районах СССР в складчатом обрамлении Сибирской

платформы. Характерные особенности ее строения отчетливо проявляются на Усинском месторождении марганца в Кузнецком Алатау. Рудоносный пласт этого месторождения мощностью от 170 до 370 м является средней частью мощной карбонатной толщи (усинской свиты) нижнего кембрия, широко развитой в районе. Этот пласт представлен частым переслаиванием доломитов, известняков и темно-серых сланцев. Марганец в составе манганокальцита и родохрозита приурочен исключительно к карбонатным прослоям. Содержание его в рудах колеблется в пределах 10—30%. На месторождении также широко распространены марганцовистые известняки. Здесь же присутствует зона гипергенного преобразования марганцевых карбонатных руд мощностью более 100 м, представленная окисными пиролюзитовыми и псиломелановыми рудами.

Сульфатно-известняковая марганценосная формация. Характерна для районов развития толщ с отчетливо выраженными признаками аридного литогенеза, например пермских отложений Приуралья, неогеновых отложений Предкарпатья и др.

Характерным представителем этой формации является комплекс сульфатно-карбонатных пород окраинной юго-восточной зоны Русской платформы, с которым связано Улутелякское месторождение марганцовистых известняков (рис. 13). Рудоносным является филипповский горизонт кунгурского яруса нижней перми, состоящий из двух пачек. В основании каждой пачки залегает пласт гипс-ангидритовых пород, выше переходящих в марганцовистые известняки. Общая мощность горизонта колеблется от 30 до 500 м. Содержание марганца обычно невелико и составляет в среднем 1—3%. Марганцовистые существенно карбонатные отложения с содержанием марганца 3—10% образуют полосу шириной 4—6 км и протяженностью более 50 км. Наиболее богатые руды приурочены к прослоям глинистых известняков. Марганец обычно входит в состав манганокальцита и реже родохрозита. На современных водоразделах марганцовистые известняки и ангидриты выветрелые, на них повсеместно развит кепрок, в котором содержание марганца в форме вернадита и пиролюзита иногда достигает 20—25%.

Кремнисто-карбонатная марганценосная формация. Наиболее распространена в среднем и раннем палеозое, хотя отмечается и среди отложений позднего палеозоя. Большое разнообразие пород в разрезе формации является, по-видимому, отражением довольно напряженного тектонического режима в областях сноса и осадконакопления, а отсутствие терригенных примесей даже в существенно кремнистых породах свидетельствует о значительной удаленности районов марганценакопления от континента. В составе формации часто встречаются железные руды, а в слагающих ее породах также присутствуют свинец и цинк. Нередко отмечаются повышенные содержания бария, мышьяка. Полиметаллическое оруденение в ряде районов имеет промышленное значение (месторождения Жайрем, Ушкатын в Центральном Казахстане).

Характерным представителем этой формации является верхнефаменский рудоносный комплекс углисто-кремнисто-глинисто-карбонатных пород Атасуйского района в Центральном Казахстане, сравнительно крупные месторождения которого (Каражал, Ктай, Ушкатын и др.) приурочены к верхним частям крыльев Жаильминской мульды.

На эксплуатируемом месторождении Каражал в основании марганценосной формации на темно-серых углистых известняках залегает пачка подрудных тонкослоистых глинисто-кремнистых известняков, перекрыва-

ющихся красными яшмами, «узловатыми» известняками, магнетит-гематитовыми рудами и линзовидными телами марганцевых руд рудной пачки. На рудной пачке согласно залегает толща тонкопереслаивающихся глинисто-кремнистых известняков, перекрытых в свою очередь темно-серыми углистыми массивными известняками. Мощность браунит-гаусманитовых руд достигает 10 м, а содержание марганца в них обычно колеблется в пределах 20—30%. По падению окисные руды сменяются окисно-карбонатными, а за пределами месторождения марганценосная формация замещается нерудной карбонатной.

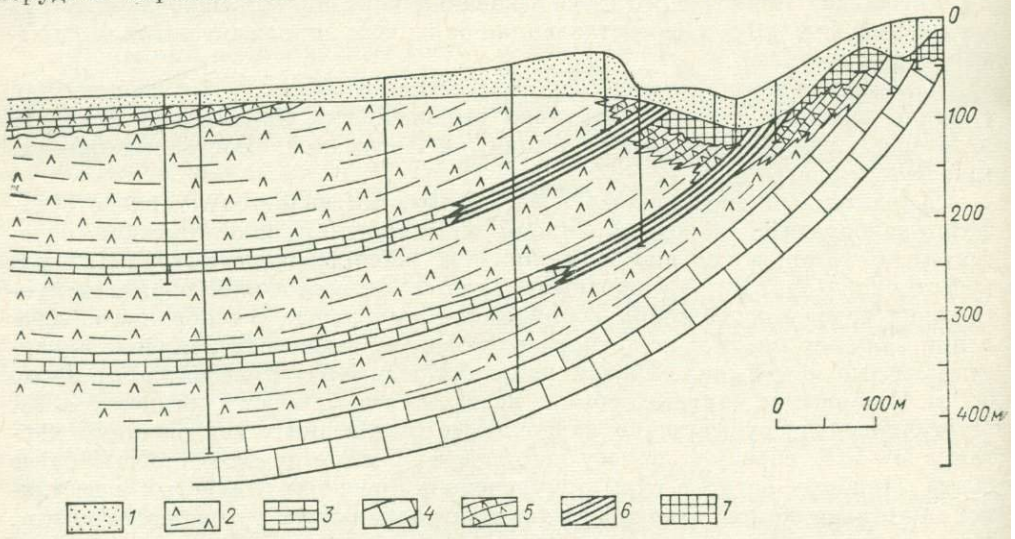


Рис. 13. Схематический геологический разрез Улутелякского месторождения марганцовистых известняков.

1 — пески и суглинки (Q); *2* — ангидриты (P_1kg); *3* — марганцовистые известняки и мергели (P_1kg); *4* — слабомарганцовистые известняки (P_1a); *5* — нижние зоны карбонатного кепрока; *6* — элювиальные убогие марганцевые руды (P_3—N); *7* — гипергенно-инфильтрационные марганцевые руды кепрока (P_3—N).

В верхних частях крыльев синклинали в приповерхностных условиях породы рудной формации выветрелые. В узких линейных корах выветривания глубиной до 200, иногда до 300 м в безрудных карбонатных породах увеличивается содержание кварца, халцедона, опала, происходит растворение кальцита и удаление CaO и CO_2. Породы приобретают опоковидный облик. Родохрозитовые и манганокальцитовые убогие руды по восстанию сменяются гаусманитовыми и браунитовыми. Вблизи поверхности встречаются смешанные браунит-пиролюзитовые, псиломелановые и вернадитовые богатые руды с содержанием двуокиси марганца до 50%, а в единичных случаях до 70%. На месторождении известны гипергенно-инфильтрационные руды, возникшие на слабомарганцовистых глинистых известняках с сохранением текстурных признаков исходных пород и реликтов самих пород. Насколько значительна роль гипергенных преобразований в окончательном формировании этих месторождений в настоящее время еще сказать трудно, но существует мнение (В. Г. Колокольцев, 1976 г.), что основная масса окисных руд Атасуйского района возникла в результате гипергенного преобразования первичных карбонатных руд марганца.

Группа кремнистых марганценосных формаций

Признаки, объединяющие формации этой группы, следующие.

1. Преобладание в составе формаций кремнистых пород — яшм, кремнистых сланцев.

2. Частое присутствие в составе формаций основных или кислых эффузивов и их туфов. На этом основании группу кремнистых марганценосных формаций часто называют вулканогенно-осадочной [3, 6].

3. Приуроченность формаций главным образом к геосинклинальным структурам (чаще к эвгеосинклинальным зонам этих структур). Накопление марганцевых руд происходило в морских бассейнах и сопровождалось периодическим проявлением вулканической деятельности.

4. В составе марганценосных формаций кремнистой группы часто наблюдаются повышенные содержания меди, свинца, цинка, иногда кобальта, ванадия и хрома.

Из двух основных формаций, входящих в эту группу, — сланцево-кремнистой и эффузивно-кремнистой — наибольшее практическое значение имеет последняя. Эта формация широко развита на Урале в Магнитогорском синклинории, где она объединяет комплекс верхнедевонских эффузивов и яшм. Приуроченные к ней марганцевые месторождения на глубине сложены преимущественно силикатными (родонитовыми и бустамитовыми) рудами и в меньшей мере окисными (браунитовыми и гаусманитовыми).

Говоря о поисковых критериях, важно отметить, что промышленные залежи в этой формации приурочены исключительно к прослоям яшм. Рудопроявления марганца, встречающиеся среди эффузивов, всегда бедные и мелкие.

В связи с широким развитием на Урале мезозойских кор выветривания практически на всех месторождениях марганца развиты зоны гипергенного обогащения, в которых содержание марганца в форме окисных минералов (пиролюзита, псиломелана, вернадита) повышается до 35% и более.

Группа наложенных марганценосных формаций

Выделение наложенных формаций — марганценосных кор выветривания и гондитовой — определяется в первую очередь тем, что прогнозирование связанных с ними марганцевых месторождений имеет ряд специфических особенностей. Соответственно критерии поисков этих месторождений в большинстве своем отличны от критериев поисков «первичных» марганценосных отложений, за счет преобразования которых возникли наложенные формации. Кроме того, важность изучения марганценосных кор выветривания диктуется тем, что около половины мировой добычи марганцевых руд приурочена именно к месторождениям этой формации.

Формация марганценосных кор выветривания. Промышленные месторождения марганца, связанные с корами выветривания, наиболее широко развиты в современном тропическом поясе Земли, где они входят в состав латеритных покровов на богатых марганцем породах — гондитах, кодуритах и др. Несмотря на то что в пределах СССР нет таких значительных по запасам марганцевых месторождений, гипергенное преобразование руд, сопровождающееся их «облагораживанием», наблюдается почти повсеместно [1].

Закономерности строения и распространения формации марганценосных кор выветривания определяются теми же параметрами, что и других рудоносных элювиальных образований, а именно:

1) относительной тектонической стабильностью в течение продолжительного времени (не менее века), характеризующейся общим медленным воздыманием территории; это обстоятельство приводит к возникновению расчлененного скульптурного рельефа, что в свою очередь определяет высокий гидродинамический градиент грунтовых вод;

2) жарким влажным климатом, который создает условия для промывания пород теплыми ультрапресными (дождевыми) водами, являющимися одной из наиболее агрессивных гипергенных сред;

3) высокой биологической активностью органического вещества, особенно микрофлоры, интенсивно разрушающей устойчивые кристаллические структуры алюмосиликатов.

Кроме этих параметров, общих для всех латеритных кор выветривания, возникновение марганецсодержащего элювия требует обязательного присутствия коренных пород, богатых марганцем. Эмпирически устанавливается, что промышленные концентрации марганца возникают лишь при условии наличия не менее 2—5% марганца в карбонатных породах и 10—15% в силикатных. При меньшем содержании марганца возможно в особо благоприятных условиях возникновение так называемых «инфильтрационных» или гипергенно-метасоматических руд. В общем же случае марганец уже на начальных стадиях выветривания переходит в растворимое двухвалентное соединение и выносится из породы совместно с другими двухвалентными катионами.

О продуктивности формации марганценосных кор выветривания на территории СССР говорить довольно сложно, поскольку эта формация крайне слабо изучена. Большинство исследователей производит описание кор выветривания на марганценосных отложениях совместно с материнскими породами, присваивая элювиальным марганцевым месторождениям возраст субстрата [8]. Так, например, большинство сибирских месторождений марганца с окисленными рудами являются не первичными позднепротерозойскими и раннекембрийскими, как принято считать в литературе, а вторичными (элювиальными) палеогеновыми и даже неогеновыми.

Отсюда сразу же следует весьма важный прогнозный вывод: коль скоро в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке не известно мощных кор выветривания, то соответственно здесь не следует ожидать обнаружения крупных промышленных месторождений богатых окисленных руд.

Гондитовая марганценосная формация. К этой формации относится комплекс метаморфических марганецсодержащих пород — гондитов, джеспилитов, кодуритов. Марганцевые концентрации в этих породах бывают довольно значительные, но промышленных месторождений они, как правило, не дают, поскольку руды представлены в основном силикатами марганца и извлечение металла из них экономически невыгодно. Метаморфизованные месторождения приобретают промышленное значение в случае образования на них марганценосной коры выветривания.

Примером гондитовой формации в СССР может отчасти служить рифейская железисто-кремнистая толща Малого Хингана. Распространенная в южной части Хингано-Буреинского поднятия, позднепротерозойская гондитовая формация простирается в субмеридиональном направлении на несколько десятков километров при мощности, достигающей 400 м. Нижнюю часть формации слагают хлоритовые и слюдисто-глинистые сланцы, микрозернистые кварциты, тонкослоистые марганец- и железосодержащие кварциты, а верхнюю — углистые сланцы с линзами доломитов и известняков.

Тонкослоистые руды, входящие в состав 30-метровой рудной пачки наряду с родохрозитом, олигонитом, браунитом и гаусманитом содержат спессартин, бустамит, тефроит, пьемонтит. Количество силикатных марганцевых минералов увеличивается вблизи гранитоидных массивов. Содержание марганца в метаморфизованных рудах составляет около 20% и лишь в отдельных частях рудных тел достигает 35%; при этом отмечается высокое содержание в рудах железа в форме гематита, превышающее иногда 15%.

Железо-марганцевые конкреции в современных морях и океанах

Запасы марганцевых конкреций в современных морях и океанах исчисляются сотнями миллиардов тонн. Нередко в них фиксируются средние содержания марганца около 20, железа 15, никеля 0,5, кобальта 0,5, меди 0,5%. Марганцевые конкреции образуют крупные скопления обычно на большом удалении от современной береговой линии. Причем осадки, вмещающие железо-марганцевые конкреции, даже отдаленные от берега на сотни километров, на 30—40% сложены алевритовой фракцией, на 70—50 — пелитовой и только на 10—20% — субколлоидной [5]. С удалением от континента на тысячи километров вмещающие породы еще содержат более 50% пелитовых и алевритовых частиц. При этом интенсивность марганценакопления усиливается в пелагических тонких илах.

Имеются сведения об опытной добыче компаниями США в Атлантическом океане в районе подводного плато Блейк железо-марганцевых конкреций со следующими содержаниями металлов, %: марганца 25—30, никеля 1—8, кобальта 0,3—1,5, меди 1—1,5 [6]. Марганец в океанических конкрециях находится в виде слабораскристаллизованных водных окислов, часто рентгеноаморфных, но тем не менее иногда удается с некоторой степенью условности определить в них псиломелан, вернадит, тодорокит, бернессит. Обломочный материал вмещающих пород в основном состоит из кварца, плагиоклаза, редко пироксена.

На территории СССР железо-марганцевые конкреции (правда, не имеющие в настоящее время сколько-нибудь значительного промышленного значения) известны в некоторых частях Балтийского, Белого, Баренцева и Карского морей. Содержание марганца в конкрециях 10—20%, редко больше. Ожидать обнаружения промышленных скоплений марганцевых конкреций в северных морях СССР вряд ли возможно, поскольку многочисленными исследованиями установлена отчетливая эмпирическая зависимость состава конкреций от географической широты их накопления: по мере перехода от высоких широт к низким повышается содержание рудных компонентов в железо-марганцевых конкрециях. Наиболее продуктивны конкреции на океаническом дне Южного полушария.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Формационный критерий, отражающий строение, состав и закономерности размещения рудоносных толщ (формаций), при прогнозировании марганцевых месторождений является основным. Более того, следует отметить, что химико-минералогические типы марганцевых руд, определяющие их технологические особенности, обычно тяготеют к строго определенным марганценосным формациям. Это позволяет применять формационный анализ

не только для общей региональной оценки территорий на марганец, но и в первом приближении предполагать качество, а в ряде случаев и количество прогнозируемых руд.

Отмечая важность формационного критерия, мы тем самым подчеркиваем, что прочие критерии необходимо применять, обязательно учитывая специфику прогнозируемого типа марганценосной формации.

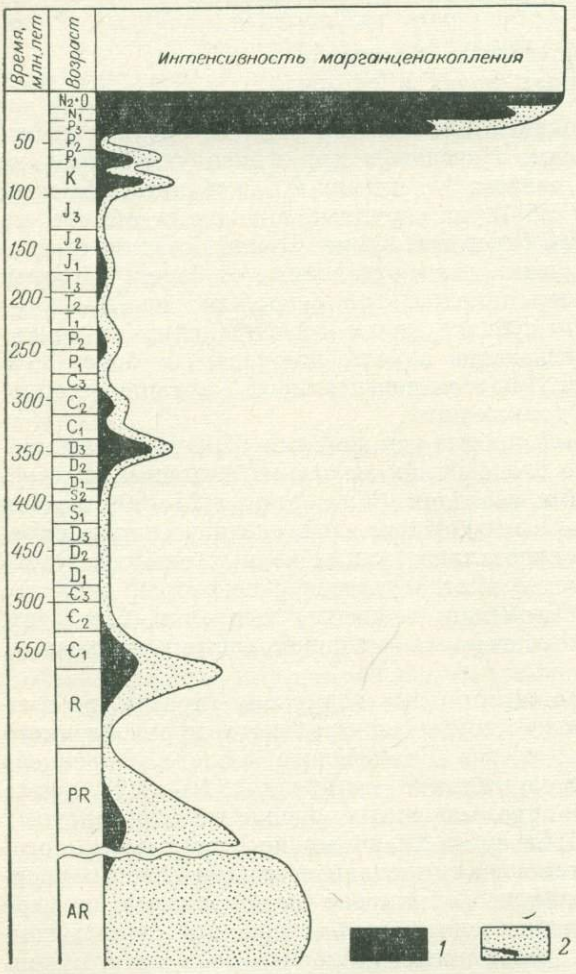


Рис. 14. Интенсивность марганценакопления в истории Земли.

Накопления: *1* — промышленные, *2* — непромышленные.

Марганцевые месторождения — существенно экзогенные образования, для которых отчетливо и всегда прослеживается связь с процессами формирования кор выветривания, последующего перераспределения и дифференциации вещества в бассейнах осадконакопления, диагенеза и катагенеза сформированных толщ. Именно это и определяет особенность их прогнозирования, требующую детального изучения стратиграфических, тектонических, палеогеографических и литологических характеристик формирования марганцевых руд. Часто упоминаемая в литературе связь марганценакопления с эндогенными (вулканогенными, эксгаляционными и гидротермальными) процессами если в ряде случаев и существует, то все равно на настоящем уровне наших знаний пока что является бесплодной для прогнозирования промышленных месторождений. Не отрицая необходимости научной разработки вопроса влияния эндогенных факторов на закономерности распределения марганцевых месторождений, авторы тем не менее не включают их в перечень критериев прогнозирования.

Стратиграфические критерии. Наиболее интенсивно процессы накопления марганца протекали в определенные эпохи развития Земли. Всего можно выделить семь таких эпох марганценакопления: 1) докембрийскую, 2) рифей-кембрийскую, 3) девон-каменноугольную, 4) пермскую, 5) меловую, 6) палеоцен-олигоценовую и 7) олигоцен-четвертичную (рис. 14). Если обратиться к анализу данных по месторождениям и рудопроявлениям этих эпох, то

выявится, что первичные массы марганца образованы в основном в древние эпохи развития Земли и интенсивность этого процесса постепенно затухала к середине палеозоя. От позднего палеозоя к олигоцену наблюдается новая интенсификация марганценакопления. Причем древние месторождения марганца либо бедны (кларк концентрации составляет около 150—200 и не превышает 300 при кларке в земной коре 0,1%), либо представлены минералами, извлечение из которых марганца технологически сложно. Главная масса промышленных руд марганца относится к палеоцен-олигоценовой и олигоцен-четвертичной эпохам. Промышленные же месторождения марганца в истории Земли практически появляются лишь в девоне.

Сравнительное изучение марганценосных формаций различного возраста свидетельствует об эволюции во времени рудообразующих процессов, приводящей к перемещению областей образования марганцеворудных залежей из морских бассейнов с карбонатным осадконакоплением сначала в зоны, характеризующиеся формированием терригенных толщ, затем в прибрежные части водоемов, для которых характерно накопление глинисто-песчаных и конгломерато-песчаных осадков. На новейшем этапе развития Земли формирование промышленных месторождений марганца происходит на континенте в гумидных корах выветривания тропического пояса. Одновременно с этим в современный период огромные массы марганца накапливаются на дне океанов.

Тектонические критерии. Размещение марганценосных формаций весьма строго контролируется границами крупных тектонических структур, а строение и продуктивность их в значительной мере зависят от истории тектонического развития региона. Наиболее продуктивные песчано-глинистые формации всегда тяготеют к склонам древних стабильных массивов, являющихся источником рудного вещества (Украинский щит для Никопольского и Большетокмакского месторождений, Дзирульский массив для Чиатурского месторождения в Западной Грузии и др.). Формации марганценосных кор выветривания также приурочены к максимально стабильным участкам земной поверхности (плоскогорье Декан в Индии, Либерийский щит в Западной Африке и др.).

Марганценосные формации карбонатной и кремнистой групп не имеют столь четко выраженной связи со стабильными областями сноса. Наоборот, они, как правило, развиты в тектонически активных районах. С одной стороны, это эвгеосинклинальные зоны Магнитогорского синклинория Урала (эффузивно-кремнистые толщи девона), Тянь-Шаня (кремнистые толщи силура в Зеравшанском хребте), Салаира (эффузивно-кремнистые отложения Урско-Богатской антиклинали) и др., с другой — различные тектонически активные структуры областей активизации, например наложенные среднепалеозойские мульды в каледонидах Центрального Казахстана (месторождения Каражал, Ктай, Ушкатын, рудопроявления Кашкантенизской и Каркаралинской мульд и др.), предгорные прогибы Южного Урала (Улутелякское месторождение). При палеотектонических реконструкциях часто устанавливается приуроченность марганцевых месторождений к крыльям отрицательных структур.

Значительное влияние тектонический фактор оказывает на промышленную значимость месторождений. Он контролирует глубину эрозионного среза, определяет сохранность месторождений и отчасти современное их качество и условия отработки руды.

Палеогеографические (фациальные) критерии. Фундаментальные теоретические выводы о существовании в природе генетически единого фациального

ряда месторождений алюминия, железа и марганца (рудной триады), развиваемые академиком Н. М. Страховым и его школой, не находят подтверждения в региональных металлогенических исследованиях. Утверждение об имеющей место в природе последовательной смене обстановок накопления алюминия, железа, марганца по мере перехода от континента к морю практически не обосновано фактическим материалом и уже поэтому не может быть использовано в качестве прогнозного фациального признака. Наоборот, например, месторождения алюминия и марганца являются своеобразными антиподами и никогда в осадочных толщах не встречаются даже поблизости. То же следует сказать и о промышленных осадочных месторождениях алюминия и железа. Вопрос о совместном нахождении месторождений железа и марганца более сложный. Наши основные крупные месторождения марганца (Никопольское, Большетокмакское, Чиатурское и др.) и железа (КМА, Аятское, Лисаковское и др.) резко разделены в пространстве. Но наряду с этим существует ряд формаций (а соответственно и фациальных обстановок), где железо и марганец образуют парагенетическую ассоциацию. Анализ строения и состава этих формаций приводит к выводу, что сопряженное образование месторождений марганца и железа происходит в областях развития вулканической деятельности (Удско-Шантарский район на Дальнем Востоке в кембрийский период и др.). Правда, непосредственная связь марганце- и железонакопления с вулканизмом нигде не устанавливается и отмеченная закономерность является эмпирической.

Более того, важно отметить, что даже при накоплении эффузивно-осадочных толщ промышленные концентрации марганца приурочены исключительно к осадочным прослоям, т. е. возникали в периоды прекращения вулканической деятельности. Иными словами, марганцевые месторождения и эффузивные образования никогда не возникают одновременно, хотя и встречаются в одном разрезе. По всей вероятности, существенное влияние на возникновение месторождений марганца оказывает климатическая обстановка в областях сноса и осадконакопления, которая определяет состав поступающего с суши материала и физико-химические параметры бассейнов. В частности, при характеристике марганценосных формаций отмечалась тенденция к возникновению осадочных марганцевых месторождений в условиях семиаридного и, возможно, аридного климата.

* * *

Несмотря на то что СССР обладает огромными запасами марганцевых руд, проблема марганцевого сырья для нашей металлургической промышленности стоит очень остро. Все учтенные запасы высококачественных руд приурочены к месторождениям западных районов СССР. В связи с этим огромное количество сырья привозится на металлургические заводы Урала и Сибири за тысячи километров.

Одной из первоочередных задач геологической службы СССР являются поиски марганцевых месторождений на востоке страны, особенно в районах проектируемых металлургических комбинатов в зоне действия Байкало-Амурской магистрали.

Европейская часть СССР, а также Средняя Азия и Казахстан нуждаются в открытии крупных месторождений главным образом высококачественных окисных руд, аналогичных промышленным сортам Чиатурского и Никопольского месторождений. Отсутствие крупных открытий марганцевых

месторождений на территории СССР за последние несколько десятков лет ставит перед геологами нашей страны проблему разработки более эффективных методов поисков этого вида сырья, создания научно обоснованной методики его прогнозирования и оценки территорий на возможность выявления промышленных месторождений марганца.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бетехтин А. Г.* Промышленные марганцевые руды СССР. М., Изд-во АН СССР, 1946. 305 с.
2. *Быховер Н. А.* Экономика минерального сырья. М., «Недра», 1971. 192 с.
3. *Варенцов И. М.* О главнейших марганценосных формациях. — В кн.: Осадочные руды железа и марганца. М., 1962, с. 119—170.
4. *Геохимия* осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука», 1968. 495 с. Авт.: Н. М. Страхов, Л. Е. Штеренберг, В. В. Калиненко, Е. С. Тихомирова.
5. *Глаголева М. А.* Закономерности изменения химического состава железо-марганцевых конкреций в осадках северо-западной части Тихого океана. — «Литол. и полезн. ископ.», 1972, № 4, с. 40—49.
6. *Меркулова М. Е.* Марганцевые руды. — В кн.: Минеральные ресурсы промышленности развитых капиталистических и развивающихся стран. М., 1972, с. 102—108.
7. *Рахманов В. П., Чайковский В. К.* Генетические типы осадочных марганценосных формаций. — «Сов. геология», 1972, № 6, с. 22—32.
8. *Рахманов В. П.* Марганцеворудные коры выветривания СССР, их промышленное и поисковое значение. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., 1974, с. 278—283.
9. *Рахманов В. П.* Условия образования и перспективная оценка марганценосных отложений Прибайкалья. — «Сов. геология», 1976, № 9, с. 81—93.
10. *Чайковский В. К., Рахманов В. П., Ходак Ю. А.* Принципы составления прогнозно-металлогенических карт марганценосных формаций. М., «Недра», 1972. 49 с.

ТИТАН

Промышленное использование титана началось в начале нашего века, когда в США и Норвегии приступили к производству титановых высококачественных белил. В России, а затем в СССР все потребности в этом металле и его соединениях долгое время покрывались за счет эксплуатации небольшого Кусинского месторождения ильменит-магнетитовых руд на Среднем Урале. Лишь в начале 50-х годов, когда на мировом рынке резко возрос спрос на титан как на легкий и жаропрочный металл, особо необходимый в самолето- и ракетостроении, перед геологической службой СССР была поставлена задача поисков и разведки крупных промышленных месторождений титана. Согласно прогнозным оценкам мировое потребление металлического титана к 1980 г. достигнет 100 тыс. т. Производство двуокиси титана — лучшего белого пигмента для лакокрасочной промышленности — к тому же времени составит многие сотни тысяч тонн.

В качестве источника титана в настоящее время промышленность использует природные окислы — ильменит, рутил и лейкоксен. Доля титана, извлекаемого попутно из комплексных титан-тантало-ниобатов (перовскит, лопарит), незначительна. Прочие минералы титана пока практического значения не имеют.

Промышленные месторождения титана в СССР приурочены к двум группам формаций:

1) формации россыпей (прибрежно-бассейновых и пролювиально-дельтовых);

2) формации магматических и ультраметаморфических пород — анортозитовых и расслоенных интрузий основного и ультраосновного состава.

В ряде зарубежных стран (США, Канада, Норвегия) ильменитовые концентраты в больших количествах получают при разработке титаномагнетит-ильменитовых месторождений, связанных с массивами анортозитов [18]. Наиболее богатые рутиловые и лейкоксеновые, а также ильменитовые концентраты добываются из современных прибрежно-океанических россыпей Австралии, Индии, США, Бразилии и других стран.

В качестве потенциальных источников титана рассматриваются:

1) крупные по запасам, но бедные по содержанию ильменита месторождения анортозитовой формации (типа известных в хребте Джугджур на Дальнем Востоке);

2) относительно бедные титаном (от 2 до 17% TiO_2) титаномагнетитовые руды, связанные с анортозит-габбро-норитовой формацией (Чинейский и Кручининский комплексы Восточной Сибири) и с расслоенными интрузиями основного и ультраосновного состава (Лысанская группа месторождений в Восточном Саяне, Качканарская группа месторождений на Среднем Урале) [6, 7];

3) рутилоносные сланцы (типа кейвских), содержащие 0,5—1,5% рутила;

4) некоторые разновидности богатых титаном (до 12—14% TiO_2) каолинитовых глин (типа известных среди бокситоносных отложений Енисейского кряжа);

5) многие разновидности бокситов (5—8% TiO_2), например Аркалыкская группа месторождений в Тургайском прогибе;

6) древние сцементированные россыпи (например, титаноносные песчаники зильмердакской свиты докембрия на Южном Урале);

7) ильменит-лейкоксеновые туффиты (например, ястребовский горизонт среднего девона на Воронежской антеклизе) [2].

ФОРМАЦИИ РОССЫПЕЙ

Промышленные россыпи минералов титана представляют собой специфические образования, критерии поисков которых существенно отличны от россыпных месторождений большинства других металлов, в частности золота, алмазов, касситерита и др. Основными требованиями промышленности к россыпям титана являются:

а) большие размеры россыпей (площадь десятки квадратных километров при средней мощности рудного пласта до 10 м);

б) высокие содержания рудных минералов (десятки килограммов на кубический метр);

в) выдержанность россыпей, что определяет возможность применения современной техники при их эксплуатации;

г) легкая обогатимость, обусловливающая дешевое получение концентратов с содержанием 45—60% TiO_2 (практически получение рутил-лейкоксен-ильменитовых шлихов).

Дополнительные требования к качеству титановых россыпей следующие:

а) преобладание среди рудных минералов рутила, что существенно увеличивает общее содержание титана в концентрате;

б) относительно крупнозернистый состав россыпей (0,1 мм и крупнее), что облегчает гравитационное обогащение песков;

в) отсутствие в концентратах соединений хрома, который резко снижает качество получаемых белил;

г) наличие в россыпях кроме минералов титана других полезных компонентов, в частности циркона и монацита.

Всем перечисленным требованиям наиболее полно удовлетворяют современные пляжевые россыпи океанов и морей во влажных тропиках, прибрежные россыпи древних морей и внутриконтинентальных бассейнов, а также некоторые элювиальные россыпи на крупных богатых минералами титана массивах габбро и анортозитов. Характерной особенностью, по существу, всех известных промышленных россыпей является их комплексность. Наряду с минералами титана здесь, как правило, присутствуют циркон, а иногда ксенотим, золото, платина и др.

Обычно при общей оценке комплексных россыпей в СССР содержание полезных компонентов выражают в килограммах на кубический метр «условного ильменита», принимая отношение ильменит : рутил : циркон как 1 : 2 : 4. Лейкоксен в зависимости от степени его магнитности (что в определенной мере является функцией содержания в нем железа) относится либо к ильмениту (электромагнитная фракция), либо к рутилу (немагнитная фракция). За минимальное содержание «условного ильменита» при ориентировочной оценке россыпи принимается 30 кг/м^3.

Характеристика промышленных формационных типов россыпей минералов титана

По степени практической значимости россыпи минералов титана могут быть поставлены в следующий ряд: современные россыпи морских и океанических побережий во влажной тропической зоне Земли — древние несцементированные россыпи по берегам крупных водоемов (прибрежно-бассейновые) — дельты крупных пролювиальных потоков (пролювиально-дельтовые) — аллювиальные россыпи — метаморфизованные (сцементированные) россыпи. Из них в СССР известны и могут быть дополнительно обнаружены крупные богатые россыпи двух формационных типов — прибрежно-бассейнового и пролювиально-дельтового.

Наиболее перспективная в мире современная прибрежно-океаническая формация россыпей в СССР пользуется ограниченным распространением в связи с тем, что берега наших морей расположены в основном в холодном климате, а это практически исключает формирование песков, состоящих исключительно из устойчивых против выветривания минералов (ильменита, рутила, циркона и др.). Присутствие же в тяжелой фракции минералов, неустойчивых против выветривания (пироксенов, амфиболов, хлоритов и др.), резко снижает практическую ценность концентратов.

Аллювиальные россыпи для минералов титана имеют сугубо подчиненное значение главным образом в связи с незначительными запасами, крайней невыдержанностью рудных струй и соответственно общим невысоким содержанием шлиха в общей массе песков.

В СССР известно лишь одно эксплуатируемое промышленностью Иршинское месторождение, расположенное в районе Волынского габбро-анортозитового массива Украины, с содержанием ильменита на массу породы чуть более 20 кг/м^3 при колебаниях от 1,4 до 711 кг/м^3, содержание TiO_2 в ильмените этого месторождения в среднем 50—52%.

Небольшие аллювиальные россыпи иногда возникают вблизи коренных месторождений титана. Например, в Кусино-Копанском районе на Южном Урале выявлен ряд полигонов с содержанием ильменита до 20 кг/м^3.

Благоприятной особенностью аллювиальных россыпей обычно является более крупный размер шлиха и слабая степень выветрелости ильменита. Иногда, особенно в аллювии рек, пересекающих коренные титановые месторождения, размер зерен ильменита достигает 1—2 мм и более.

Формация прибрежно-бассейновых россыпей. Эта формация на территории СССР наиболее широко распространена. С ней связаны основные запасы экзогенного титанового сырья, заключенного главным образом в нескольких крупных провинциях — Украинской, Тургайской и Воронежской [3]. Каждая из перечисленных провинций характеризуется особенностями, существенно влияющими на критерии россыпей. В связи с этим рассмотрим основные черты строения титаноносной формации в пределах Украинской, Тургайской и Воронежской провинций.

Формация титаноносных россыпей Украинской провинции располагается по окраинам ее кристаллического щита на севере, вблизи границы с Днепровско-Донецкой впадиной, и на юге, на склонах Причерноморской впадины. Наибольшее промышленное значение имеют уникальные россыпи Среднего Приднепровья (Самоткань и др.). В строении кристаллического щита здесь наряду с гранитоидами принимают участие амфиболиты, кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы, в которых обычно относительно высоко содержание рутила, ильменита и циркона. Кора выветривания на этих породах в сохранившихся от размыва разрезах достигает 20—30 м и представлена существенно каолинитовыми глинами. На коре выветривания залегают маломощные, часто бокситоносные отложения мела и глинистые морские осадки нижнего — среднего палеогена (киевский и харьковский ярусы).

На размытую поверхность этого комплекса пород иногда с отчетливым стратиграфическим несогласием ложится толща существенно песчаных пород олигоцена — нижнего миоцена (полтавского и сарматского ярусов), которая и представляет собой титаноносную формацию, заключающую все украинские россыпи. Пески всей толщи в той или иной мере обогащены ильменитом, рутилом и цирконом. В контурах россыпей их суммарное содержание достигает нескольких десятков, а иногда и сотен килограммов на кубический метр.

В песках полтавского яруса общей мощностью до 30 м наблюдается увеличение количества тяжелых минералов вверх по разрезу. Пески равномерно мелкозернистые. Размеры рудных зерен 0,05—0,12 мм. При этом зерна циркона и рутила имеют несколько меньший размер по сравнению с ильменитом. Состав концентрата, %: лейкоксенизированный ильменит 40—45, рутил 10—15, лейкоксен 2—5, циркон 10—20, ставролит 10—20, силлиманит 5—15, турмалин 1—4, кианит 2—4, а также шпинель, анатаз, андалузит, корунд [4].

Вышележащие пески сарматского яруса обычно более богаты тяжелой фракцией, правда, в составе ее содержания полезных компонентов несколько меньшие, а именно, %: ильменит 32—37, рутил 13—17, циркон 9—11, прочие минералы 40. Содержание TiO_2 в ильмените украинских россыпей достигает 64,8, в рутиле — 98%, а содержание ZrO_2 в цирконе — 65%.

Титаноносная формация в Тургайской провинции сложена песчаными отложениями олигоцена, в той или иной степени обогащенными минералами титана (рис. 15). Высокие содержания их, достигающие десятков килограм-

мов на кубический метр (в пересчете на «условный ильменит»), отмечались в различных районах на площади в десятки тысяч квадратных километров. Промышленные же россыпи разведаны только на северо-западе в верховьях Тобола и на юге, в Северном Приаралье.

Наиболее богатой по содержанию рудного концентрата, но относительно небольшой является Тобольская группа россыпей, расположенная на правобережье Тобола восточнее р. Джетыгара [13]. Россыпи этой группы располагаются в полосе северо-северо-западного простирания длиной около 50 км. Рудоносная пачка представлена сложным переслаиванием песков, глинистых песков, алевролитов и слоистых глин, залегающих либо на песчано-глинистых отложениях основания среднего олигоцена, либо непосредственно на породах палеозойского фундамента прогиба.

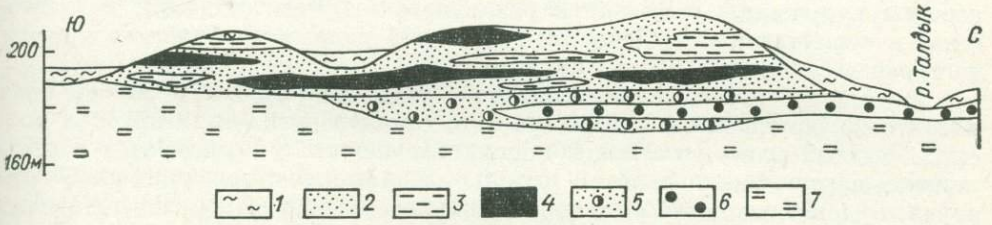


Рис. 15. Геологический разрез через россыпь минералов титана в районе Талдыкского месторождения оолитовых железных руд (Юго-Западный Тургай).

1 — суглинки и пески (Q); *2* — пески и алевриты (P_3^3); *3* — глины (P_3^3); *4* — пески, обогащенные минералами титана (ильменитом, рутилом, лейкоксеном) и цирконом (P_3^3); *5* — пески с оолитами гидрогётита (P_3^2); *6* — оолитовые руды железа (P_3^2); *7* — листоватые глины ($P_2^3 - P_3^1$).

Бóльшие концентрации шлиха приурочены к прослоям мелкозернистых кварцевых песков мощностью от десятков сантиметров до 15 м, а иногда до 30 м. Максимальных же значений рудные концентрации достигают в так называемых «переотложенных песках», залегающих на песчано-глинистых отложениях среднего олигоцена с отчетливым эрозионным несогласием. В базальном горизонте «переотложенных песков», заключающих 65% разведанных на месторождении запасов, встречаются гальки и гравий кварца, черного кремня и яшм. Мощность «переотложенных песков» 2—3 м. Среднее содержание «условного ильменита» по россыпям Тобольской группы 80 кг/м³ при следующих колебаниях отдельных минералов, кг/м³: ильменита от 10 до 1300, среднее 33,8, рутила и лейкоксена от 1 до 190, среднее 4,19, циркона от 1 до 200, среднее 3,66. Ильменит месторождений содержит 31,43% TiO_2, рутил и лейкоксен до 56,1% TiO_2, а циркон 49,7% ZrO_2.

Россыпи Кумкольской группы, расположенные юго-юго-восточнее Тобольских, обычно несколько беднее по содержанию шлиха, но имеют значительно бóльшие размеры [16]. Строение их, как правило, двучленное. Нижняя часть представлена лигнитоносными песками и глинами. Пески ее хоть и обогащены полезными компонентами, но частое переслаивание с глинами снижает общее содержание рудных минералов. Верхняя часть — песчанистая. В ней выделяются полосы субмеридионального и субширотного простирания, где пески наиболее обогащены тяжелой фракцией. Ширина полосы около 1 км, а длина иногда достигает десятков километров при средней мощности около 10 м.

Выход тяжелой фракции на Кумкольских россыпях достигает 3% (т. е. около 60 кг/м³) при 60—65%-ном содержании ильменита. Последний часто лейкоксенизированный и на 53—69% состоит из TiO_2. Кроме ильменита присутствуют рутил, циркон, лейкоксен, а также хромит, дистен, эпидот. Размер зерен колеблется в пределах 0,05—0,1 мм.

Приаральская группа россыпей характеризуется параметрами, аналогичными параметрам Кумкольской, но здесь обычно присутствует больше циркона, в связи с чем в ряде случаев возникают уже титан-циркониевые россыпи. Общее содержание полезных компонентов здесь несколько пониженное и в среднем составляет 10—20 кг/м³.

Титаноносная формация в Воронежской провинции занимает обширные площади на северо-востоке Воронежской антеклизы. Ее продуктивные горизонты приурочены к отложениям различного возраста (от девона до палеогена) и существенно различаются по составу полезных компонентов, типу и строению россыпей [4].

Наиболее богатые россыпи связаны с песчаными отложениями сеномана и сантона. Крупнейшая — Центральная циркон-рутил-ильменитовая россыпь. Рудный пласт со средней мощностью около 6,5 м приурочен к сеноманским пескам, залегающим на песчано-алевритовых отложениях альбского яруса. Рудоносные пески сыпучие, хорошо отсортированы, мелкозернистые, глауконит-кварц-слюдистые с галькой фосфоритов и остатками морской фауны. Содержание тяжелой фракции колеблется от 1 до 7%. В основном это ильменит (41%), рутил (9%), циркон (6%), лейкоксен (6,6%), ставролит (4,0%), турмалин (2,3%). Встречаются силлиманит, эпидот, гранат, а также аутигенные — лимонит и фосфорит. В качестве акцессориев отмечаются хромпикотит, шпинель, сфен, коллофан. Для россыпи характерно равномерное распределение полезных компонентов по всему пласту. Сумма полезных компонентов здесь составляет 2,5—3,5%. Основная масса их находится во фракции менее 0,1 мм. Ильменит содержит 55,9% TiO_2, 012% Cr_2O_3 и 0,1 P_2O_5. В цирконе определено 65,6% ZrO_2.

Кроме кратко охарактеризованных формаций трех провинций СССР древние россыпи прибрежного типа известны по южному обрамлению Западно-Сибирской плиты, вдоль окраин Амуро-Зейской депрессии, в Актюбинском Приуралье, и в ряде других районов СССР. Возраст их преимущественно олигоценовый, но в отдельных случаях встречаются россыпи в юре, в верхнем мелу и неогене.

Формация пролювиально-дельтовых россыпей. Этот тип россыпей пока еще недостаточно изучен. К нему отнесены россыпи, обнаруженные среди песчаных девонских отложений Тиманской провинции.

Титаноносная формация этой провинции развита на восточных склонах Южного и Среднего Тимана. Продуктивными являются песчаные прибрежно-морские, часто нефтеносные отложения эйфеля и живета. Они повсеместно залегают с угловым несогласием на корах выветривания складчатого докембрийского фундамента Тимана. Россыпи приурочены к разнозернистым, иногда грубозернистым существенно кварцевым песчаникам с прослоями алеврито-глинистых пород. Тяжелая фракция состоит на 80—90% из лейкоксена. Кроме того, присутствуют рутил, анатаз, сфен. Содержание лейкоксена по участкам колеблется от нескольких килограммов до 100—120 кг (в среднем 40—80).

Формирование подобных россыпей происходило в сравнительно узких прогибах (впадинах), отделенных от основного бассейна [12]. Форма россы-

пей, их приуроченность к наиболее узким, вдавшимся в континент участкам прогибов, слабая окатанность и низкая степень сортировки материала дают основание высказать предположение об образовании россыпей в дельтах крупных пролювиальных потоков и отнести их к особому пролювиально-дельтовому формационному типу.

Критерии прогнозирования промышленных россыпей минералов титана

Формационные критерии определяют состав, строение и в определенной мере продуктивность прогнозируемых россыпей минералов титана. Закономерности же их размещения, степень сохранности и форма рудных струй зависят от палеогеографических, стратиграфических и литологических особенностей времени осадконакопления и формирующихся пород.

Палеогеографические критерии. Среди них выделяются климатический, фациальный и геоморфологический критерии.

1. Климатический критерий. Промышленные россыпи минералов титана всегда тяготеют к областям теплого гумидного климата, характеризующимся широким развитием процессов выветривания и соответственно преобладанием в составе шлихов минералов, устойчивых против выветривания. В случае формирования россыпей в эридных обстановках рудный шлих оказывается бедным минералами титана в связи с присутствием неустойчивых при выветривании минералов — пироксенов, роговой обманки и др. Примером тому могут служить «черные пески» восточного побережья Сомалийского полуострова в Восточной Африке. Здесь в районе экватора вдоль пустынных берегов Индийского океана тянется полоса песчаных дюн и пляжевых песков с высоким содержанием тяжелой фракции, представленной иногда наполовину пироксеном и амфиболами.

2. Фациальный критерий. Реконструкция обстановок россыпеобразования показывает, что все промышленные концентрации титановых минералов тяготеют к окраинным зонам крупных бассейнов. При этом наиболее богатые россыпи формируются на участках максимально стабильных для данного района береговых линий, особенно расположенных неподалеку от выходов коренных пород, содержащих минералы титана.

Фациальные обстановки, благоприятные для формирования промышленных скоплений, также могут возникать на суше в областях развития кор выветривания на породах, содержащих минералы титана (массивы габбро на Украине, основные эффузивы на западе Тургайского прогиба и др.). Особый интерес представляют области ближайшего размыва древних неметаморфизованных кор выветривания, где возможно обнаружение богатых россыпей пролювиально-дельтового типа (Тиман).

3. Геоморфологический критерий. Формирование россыпей происходит вдоль побережий различных конфигураций, характеризующихся развитием разнообразных форм рельефа. Наиболее благоприятными являются сравнительно пологие прибрежные равнины с ровной береговой линией, вдоль которой проходят морские течения, усиливающие процесс дифференциации песков по размерам и по массе. При этом чем длительнее будет период стабильного сохранения одинаковых обстановок, тем продуктивнее окажутся накопившиеся за это время россыпи.

Тектонические критерии. Определяют общий характер распространения россыпей в пределах отдельных крупных структур. Все известные промыш-

ленные россыпи минералов титана размещаются исключительно на платформах (как древних, так и молодых). В геосинклинальных областях, в зонах малой активизации россыпи, как правило, не возникают. В пределах платформ россыпи тяготеют к краевым частям плит либо к периферии крупных внутриплатформенных поднятий. Наиболее благоприятны для россыпей периоды относительного тектонического покоя, сопровождающиеся погружением территории.

Литологические критерии. Отчетливо подразделяются на региональные и локальные. Региональные критерии определяют характер и состав осадочных толщ, синхронных россыпям. Россыпи, будучи составной частью осадочных серий гумидного платформенного ряда, ассоциируются с кварцевыми песками и каолиновыми глинами. В фациальном ряду они замещаются в сторону суши глинистыми образованиями кор выветривания, а в сторону бассейнов осадконакопления — толщами, содержащими железо, иногда марганцевые руды, опоки, мергели, кварц-глауконитовые пески и глины. Локальные литологические критерии позволяют прогнозировать морфологию россыпей, их строение, состав и в конечном счете промышленное значение.

Рудоносная толща песчаных пород (титаноносная формация, или «продуктивная формация» по Г. С. Момджи [9]), как правило, состоит из существенно кварцевых песков, в той или иной степени обогащенных минералами титана. Шлих из этой толщи всегда характеризуется абсолютным преобладанием минералов, устойчивых против выветривания. Образование ее происходит в условиях пульсационного поднятия и опускания региона, в связи с чем толща обычно состоит из отдельных слоев, налегающих друг на друга с эрозионным несогласием. Титаноносная формация при детальном ее изучении оказывается полифациальной. Если в ее основании обычно преобладают песчано-алевролитовые отложения с прослоями глин, относительно равномерно «зараженные» минералами титана, то вверх по разрезу наблюдается увеличение количества и чистоты песчаного материала, что сопровождается сегрегацией тяжелых минералов с образованием промышленных россыпей. При этом происходит закономерная дифференциация тяжелых минералов, по мере стадийного перемыва и переотложения россыпей в них возрастает количество более тяжелых минералов (циркона) по сравнению с относительно более легкими (лейкоксеном, ильменитом).

Таким образом, в нижних частях осадочных титаноносных формаций, как правило, локализуются более бедные, хотя и значительные по размерам россыпи, содержащие преимущественно минералы титана. Эволюция этих россыпей, определяющаяся неоднократным переотложением песков без привноса нового материала, приводит к сокращению размеров россыпей, но одновременно к улучшению их качества (обогащению полезными компонентами) и увеличению в составе шлихов отношения Zr : Ti.

МАГМАТИЧЕСКИЕ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ, С КОТОРЫМИ СВЯЗАНЫ ПРОМЫШЛЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИТАНА

Коренные месторождения титановых руд являются крупными источниками комплексного сырья, содержащими промышленные концентрации железа и часто ванадия и фосфора, а в некоторых случаях меди и никеля. Запасы таких руд по многим месторождениям исчисляются десятками и даже сотнями миллионов тонн [5, 18]. Широкое освоение нашей промышленностью

коренных месторождений титановых руд станет, по-видимому, важной задачей уже в ближайшем будущем.

В настоящее время к категории коренных, собственно титановых относятся месторождения, содержащие ильменит-магнетитовые, рутил-ильменитовые, гематит-ильменитовые, титаномагнетит-ильменитовые руды, из которых путем механического обогащения могут быть получены либо ильменитовые (более 10% от породы), либо рутиловые (более 1,5% от породы) концентраты с содержанием TiO_2 не менее 40 в ильменитовом и не менее 90% в рутиловом концентрате. Общие запасы извлекаемого TiO_2 на месторождении должны превышать 50 тыс. т. Существенно титаномагнетитовые месторождения даже при относительно высоких содержаниях TiO_2 (5—15%) могут рассматриваться лишь как комплексные на железо и титан (а при высоких к тому же содержаниях V_2O_5 и на ванадий) месторождения (например, Бушвелд, Чинейское и др.).

Подавляющая часть коренных месторождений титана * связана с магматическими и ультраметаморфическими формациями горных пород основного и ультраосновного состава. Среди них можно выделить несколько титаноносных формаций: группу анортозитовых формаций, группу формаций расслоенных интрузий основного-ультраосновного состава, группу формаций щелочных габброидов и щелочно-ультраосновных пород и формацию габбро-диабазов. Значение вышеназванных формаций для поисков и оценки связанных с ними месторождений титана неравноценно.

С первой группой формаций связаны важнейшие промышленные месторождения собственно титановых, а также комплексных ванадий-титан-железных руд, иногда с апатитом. Со второй группой формаций связаны различные по размерам, в том числе крупнейшие в мире месторождения комплексных ванадий-титан-железных руд, иногда с апатитом, в которых основным полезным ископаемым является, однако, железо, а извлечение титана осуществляется лишь попутно из промпродуктов обогащения или металлургического передела руд. Только в качестве попутного полезного компонента титан присутствует в рудах месторождений, связанных с остальными титаноносными формациями.

Ниже остановимся на характеристике первых двух групп титаноносных формаций, которые заметно различаются между собой по составу, строению тел, глубине становления и, по-видимому, генезису, в связи с чем целесообразно раздельно рассмотреть критерии прогнозирования связанных с ними месторождений титана.

Критерии прогнозирования титановых месторождений, связанных с группой анортозитовых формаций

В состав группы входят анортозитовая и габбро-анортозитовая формации, обе с отчетливой железо-титановой металлогенической специализацией.

Анортозитовая формация. Распространена на всех континентах Земли. Представителями являются древнеджугджурский и анабарский комплексы Востока СССР, адирондакский комплекс Северной Америки, анортозиты «глубокой катазоны» Норвегии и др. Общая площадь выходов пород формации на Земле более 100 тыс. км² (из них в СССР около 15 тыс. км²). Площадь отдельных тел колеблется в пределах от квадратных метров до 20 тыс. км².

* Включая и комплексные титан-железорудные и ванадий-титан-железорудные месторождения.

Для этой формации характерно резкое преобладание в ее составе анортозитов при незначительном развитии меланократовых пород, линзообразная, согласная со структурами рамы форма тел с неоднородно зональной и пятнисто-полосчатой макроструктурой их и образование пород в условиях катазоны земной коры (p, T-условия гранулитовой фации) при ведущей роли процессов ультраметаморфизма. Анортозитовая формация проявилась в истории геологического развития Земли, по-видимому, дважды — в архее и позднем протерозое. С этой формацией связаны многочисленные, нередко весьма крупные (с запасами до 100 и даже 300 млн. т руды) титаномагнетит-ильменитовые, гематит-ильменитовые, ильменит-титаномагнетитовые и иногда рутил-ильменитовые месторождения, известные в США (Сэнфорд-Хилл, Роузленд и др.), Канаде (Лак-Тио, Иври и др.), Норвегии (Блаафьелд), на острове Мадагаскар и в других районах [5, 7, 10, 18]. Густовкрапленные, реже массивные руды слагают в этих месторождениях пласто-, линзо- или дайкообразные тела, которые имеют мощность от нескольких десятков до 100 м и более и протягиваются на 1—3 км. Содержание ильменита в рудах достигает 30—50 и даже 75% (очень богатые руды месторождения Лак-Тио в Канаде). Среднее содержание TiO_2 в рудах месторождений этого типа колеблется от 5 (в бедных рудах, представляющих собой габброиды и пироксениты с вкрапленностью ильменита и титаномагнетита) до 32—36% (в сплошных существенно ильменитовых рудах) [5, 7, 18]. Кроме титана и железа в рудах этих месторождений иногда содержится ванадий (до 0,5%), а в отдельных случаях значительные (до 27%) количества апатита [7, 18].

В СССР в составе анортозитовой формации также выявлен ряд месторождений (хр. Джугджур) и многочисленные проявления титана, представленные, к сожалению, в основном бедными ильменит-титаномагнетитовыми и апатит-ильменит-титаномагнетитовыми рудами * (рис. 16).

Учитывая ярко выраженную титановую металлогеническую специализацию, по существу, всех комплексов анортозитов, перспективными для поисков богатых титановых месторождений этого типа, несомненно, являются районы распространения пород формации. Закономерности пространственного размещения анортозитовой формации, являющиеся и региональными критериями прогнозной оценки территории СССР на эндогенные месторождения титана, связанные с этой формацией, рассмотрены в разделе «Алюминий» и здесь повторно освещаться не будут. Опираясь на эти закономерности, на территории СССР благоприятными для поисков новых месторождений титана, связанных с анортозитовой формацией, являются прежде всего горст-антиклинорные зоны с выступами архейского гранулитового фундамента в пределах Джугджуро-Станового пояса и его западного продолжения в Прибайкалье и мобильные (шовные) зоны Анабарского щита, а также выступы архейского гранулитового фундамента в системах карелид Восточно-Европейской платформы, выступы архейского фундамента в пределах Монголо-Охотской (Баладекский блок) и Верхояно-Чукотской (Охотский массив и др.) складчатых областей фанерозоя и некоторые другие.

Закономерности размещения титанового оруденения в пределах анортозитовых и вмещающих их пород рамы, определяющие, по существу, локальные критерии прогнозирования титановых месторождений этого типа, изучены плохо. Можно отметить следующее.

---

* Содержание апатита и его запасы в некоторых из этих месторождений достигают промышленных кондиций.

1. Относительно бедные двуокисью титана ильменит-титаномагнетитовые месторождения обычно приурочены к краевым зонам анортозитовых массивов, обогащенных шлирами габбро-анортозитов, габброидов и ультраосновных пород. Указанные месторождения приурочены к шлирам меланократовых пород (месторождения Геранское, Джанинское в СССР, Сент-Чарлз в Канаде и др.). Месторождения этого типа отчетливо фиксируются

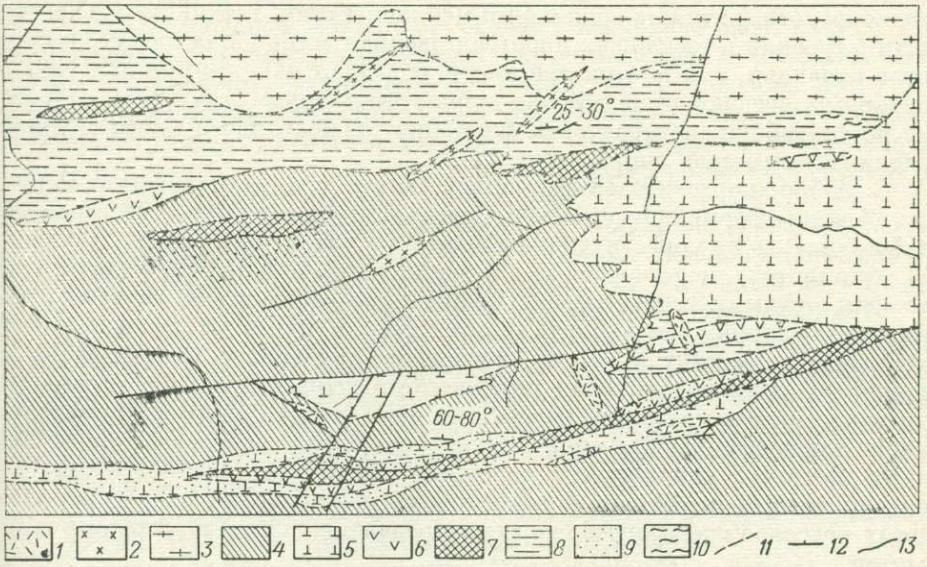


Рис. 16. Схематическая геологическая карта района Геранского ильменит-титаномагнетитового месторождения (по И. А. Плотникову с дополнениями и изменениями В. Н. Мошкина).

1 — фанерозойские дайки порфиритов, гранодиоритов и габбро-диабазов; комплекс среднепротерозойских рапакивиподобных гранитоидов: *2* — дайки аляскитов, *3* — гранодиориты и граносиениты; древнеджугджурский анортозитовый комплекс: *4* — лабрадориты, *5* — габбро-норит-лабрадориты, *6* — габбро-нориты, *7* — рудные (апатит-ильменит-титаномагнетитовые) габбро-пироксениты, *8* — неоднородные (биотит-пироксен-плагиоклазовые) породы; *9* — зоны вкрапленных ильменит-титаномагнетитовых руд; *10* — зона гранитизации; *11* — геологические границы; *12* — элементы полосчатости и гнейсовидности; *13* — разломы.

в магнитных и гравитационных полях крупными положительными аномалиями.

2. Богатые существенно ильменитовые месторождения (типа Лак-Тио и Иври в Канаде) тяготеют к центральным сложенным анортозитами зонам массивов или к тем частям их краевых зон, где анортозиты преобладают. Следует особо подчеркнуть, что месторождения этого типа в магнитном поле чаще вызывают отрицательные аномалии, иногда положительные или не выделяются совсем [18]. Отчетливо фиксируются они лишь на картах гравитационного поля.

3. Богатые рутилом (обычно вместе с апатитом и ильменитом) месторождения, судя по массиву Роузленд, появляются в зонах интенсивной гранитизации (чарнокитизации) и повторного метаморфизма рудоносных анортозитовых массивов.

Титановое оруденение, связанное с описываемой формацией, распространено и за пределами анортозитовых массивов, будучи приурочено к зонам

интенсивной анортозитизации раннедокембрийских кристаллических пород рамы (хребты Становой и Джугджур).

Габбро-анортозитовая формация. Установлена пока только в пределах западных частей Восточно-Европейской платформы (габбро-анортозитовые комплексы Украины, Западной Латвии, Сувалкский в Польше, Салми, Ахвенисто в Финляндии и Нордингро в Швеции). Для этой формации характерны в среднем габбро-анортозитовый состав, пластинообразная форма тел неоднородного пятнисто-зонального (с элементами вертикальной рассеянности) строения и теснейшая пространственная ассоциация с плутонами гранитов рапакиви, с которыми они вместе образуют наложенные на фундамент платформы среднепротерозойские субплатформенные структуры. Образование пород габбро-анортозитовой формации происходило в менее глубинных условиях, чем пород анортозитовой.

С габбро-анортозитовой формацией связан ряд титаномагнетит-ильменитовых месторождений (Торчинское, Стремигородское и другие месторождения на Украине) и крупные рудопроявления в Сувалкском районе Польши [1, 11]. Рудные тела месторождений, имеющие линзо- или дайкообразную форму, сложены рудными габброидами и рудными пироксенитами нередко с высокими содержаниями ильменита. Кроме него в рудах отмечается ванадийсодержащий магнетит и апатит. Титановое оруденение локализовано преимущественно в краевых зонах габбро-анортозитовых массивов, насыщенных многочисленными крупными шлирами габбро и пироксенитов. По-видимому, именно такие зоны габбро-анортозитовых массивов следует считать наиболее благоприятными для поисков коренных титановых месторождений, хотя, конечно, нельзя исключать и возможность обнаружения их в центральных частях массивов среди преобладающего развития габбро-анортозитов и анортозитов.

Критерии прогнозирования титановых месторождений, связанных с группой формаций расслоенных интрузий основного-ультраосновного состава

Эта группа включает в себя перидотит-пироксенит-норитовую, анортозит-габбровую, сиенит-габбровую и дунит-пироксенит-габбровую титаноносные формации, характеризующиеся рядом сходных черт строения тел, тектонического положения и состава, закономерностей размещения титанового оруденения. Для всех них характерна лополито-, факолито- или воронкообразная форма тел, их отчетливая вертикальная расслоенность (вплоть до тонкой ритмичной расслоенности), приуроченность к посторогенным этапам развития подвижных областей или этапам активизации областей консолидации и довольно тесная связь с глубинными разломами.

К крупнейшим месторождениям, связанным с перидотит-пироксенит-норитовой формацией, относятся месторождения Бушвелда в Южной Африке (состав руд, %: TiO_2 12—15, Fe 55—57, V_2O_5 1,4—1,7; запасы руд до 6 млрд. т). С анортозит-габбровой формацией в СССР связано Чинейское месторождение в Забайкалье (7—11% TiO_2, 0,3—0,95% V_2O_5), Цагинское на Кольском полуострове и др. В отдельных случаях содержание ильменита в рудах месторождений последнего типа достигает 25—35% (при содержании в рудах TiO_2 до 14%).

Рудные залежи месторождений формаций расслоенных интрузий, как правило, представлены либо пластовыми телами различной мощности (до 100 м и более) и протяженности (до нескольких десятков километров), либо

секущими дайками и жилами (мощностью до десятков метров). Первые сложены, как правило, вкрапленными рудными габброидами и ультрабазитами, вторые — обычно сплошными рудами. Пластообразные рудные тела в большинстве случаев бывают приурочены к центральным частям массивов и ассоциируют с пачками резко дифференцированных (от анортозитов до пироксенитов) пород. Размещение секущих рудных тел контролируется разломами, однако за пределы массивов материнских пород и эти рудные тела, как правило, не выходят.

С сиенит-габбровой формацией связано несколько известных в СССР месторождений ильменит-магнетитовых (Арсентьевское) и титаномагнетитовых руд (Тындинское, Культайгинское и др.). Месторождения этой группы изучены недостаточно, однако известно, что по запасам титанового сырья они значительно уступают месторождениям двух первых формаций расслоенных интрузий и могут рассматриваться лишь в качестве резервных объемов при оценке титаноносности отдельных территорий.

Наконец, с дунит-пироксенит-габбровой формацией связаны месторождения титансодержащих (1,5—5% TiO_2) железных руд, из которых попутное извлечение титанового продукта может оказаться выгодным при наличии больших запасов руды (до 12 млрд. т) в отдельных месторождениях.

Для формаций расслоенных (стратиформных) интрузий основного-ультраосновного состава характерны нижеследующие региональные закономерности размещения в структурах земной коры и положения в истории ее геологического развития [8], могущие являться и региональными критериями прогнозной оценки территории на титановые месторождения, связанные с этими формациями.

1. Подавляющая масса пород описываемых формаций образовалась в докембрии (Бушвелд, Чинейский, Цагинский массивы и др.) и в меньшей мере в раннем палеозое (Лысанский, Патынский, Булкинский, Кусинский массивы и др.). Более молодые представители рассматриваемой группы формаций распространены ограниченно и крупных скоплений титана не несут.

2. Породы формаций распространены как на докембрийских платформах, будучи приурочены здесь к областям протерозойской (?) тектоно-магматической активизации (массивы Цагинский и Главного хребта на Балтийском щите, Чинейский на Сибирской платформе и др.), так и в фанерозойских складчатых поясах и локализуются здесь в пределах докембрийских срединных массивов или блоков фундамента или в зонах раннепалеозойской консолидации (златогорский комплекс в Казахстанской, булкинский комплекс в Алтае-Саянской складчатых областях и др.).

3. Образование расслоенных интрузий основного-ультраосновного состава происходит в результате тектоно-магматической активизации жестких структур, сопряженных с ранними стадиями развития смежных геосинклиналей.

4. Размещение интрузий контролируется крупными разломами, часто массивы располагаются на пересечении разломов разного направления.

Хотя указанные закономерности пространственно-временно́го положения рассматриваемых формаций недостаточно конкретны, все же их учет при анализе геологического строения той или иной территории позволяет оценить вероятность нахождения в ее пределах титаноносных формаций расслоенных основных-ультраосновных интрузий и, следовательно, дать в самом первом приближении прогнозную оценку территории на титан.

Среди локальных признаков интрузий рассматриваемой группы формаций, важных для прогнозной оценки на титан, необходимо выделить следующие.

1. Степень дифференцированности и расслоенности тел. Установлено, что с усилением дифференцированности и расслоенности интрузий вероятность появления рудных (в том числе титановых) концентраций увеличивается.

2. Тип дифференциации интрузий. Считается [8 и др.], что так называемый скаргаардский тип дифференциации более характерен для расслоенных интрузий, несущих титановое оруденение, чем так называемый бушвелдский тип.

3. Наличие в разрезах тел пачек (зон), состоящих из перемежающихся пластов сравнительно высокожелезистых габбро, пироксенитов и анортозитов (до 40—50% железистого компонента в составе темноцветных минералов), среди которых обычно локализуется титановое оруденение. Напротив, зоны интрузии с широким развитием низкожелезистых дунитов, перидотитов и норитов малоперспективны на титан.

4. Степень эродированности интрузивных тел. В связи с тем, что пластовые рудные залежи титановых руд локализуются, как правило, в центральных частях тел и крайне редко встречаются в нижних частях разреза, то значительный эрозионный срез интрузии уменьшает вероятность нахождения титанового оруденения.

5. Благоприятными для локализации сплошных ильменит-титаномагнетитовых руд, образующих секущие тела, являются разломы (и зоны их пересечения) внутри интрузий.

6. Среди интрузий при прочих равных условиях, по-видимому, более перспективными являются те, которые характеризуются сравнительно более высоким общим содержанием титана и более высоким отношением Ti : Fe.

7. Наложение на рудоносные интрузивные породы процессов регионального метаморфизма, верхов эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фаций в ряде случаев улучшает технологические свойства исходных руд. Вместо титаномагнетитовых руд в габбро образуются ильменит-магнетитовые и ильменитовые руды, располагающиеся в апогаббroидных амфиболитах и легко обогащаемые с извлечением ильменитового концентрата. Примером промышленных месторождений такого рода служит Отанмяки (Финляндия); среди отечественных по своему происхождению аналогично вышеназванному Куртинское месторождение на Урале. Весьма выразительным примером положительного влияния регионального метаморфизма на улучшение качества отдельных типов руд является Лысанское железо-титановое месторождение (рис. 17). Если в рудных аполерцолитовых серпентинитах этого месторождения содержание свободных зерен ильменита составляет 3—5%, а в аповерлитовых (частью апобронзититовых) амфиболитах — до 13—16%, то в апоперидотитовых тальк-хлорит-карбонатных породах оно повышается до 22%. В апосерпентинитовых лиственитах состав руд наиболее благоприятный: до 25% ильменита и до 10% рутила.

При прогнозной оценке расслоенных интрузий основного-ультраосновного состава необходимо иметь в виду, что многие из них кроме комплексных ванадий-титан-железных руд могут в придонных частях содержать медно-никелевое или хромитовое оруденение (типа установленных в Бушвелде, Чинейском массиве и др.).

Помимо описанных выше групп магматических формаций титаноносными являются также интрузии габбро-диабазов и интрузии щелочных

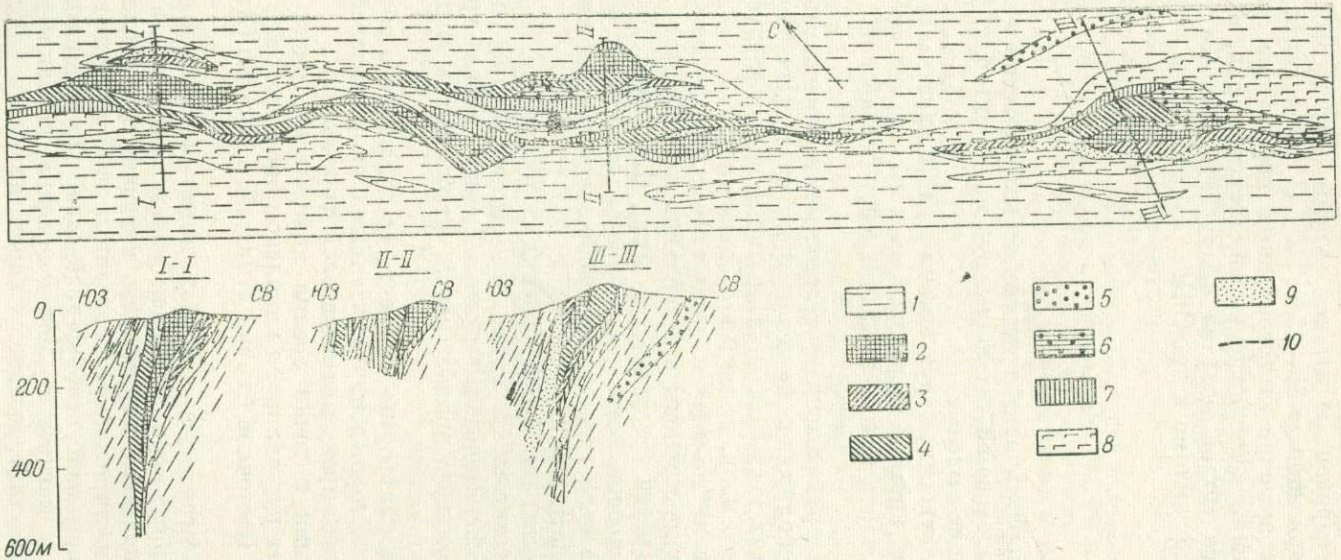


Рис. 17. Геологическая карта и разрезы северо-западной и центральной части Лысанского месторождения железо-титановых руд.

1 — апоэффузивные амфиболиты, рассланцованные и брекчированные эффузивно-туфогенные породы (урманская свита, PR_3); метаморфизованные породы лысанского интрузивного комплекса (PR_3—$_1\in$); *2* — серпентиниты рудные, аполерцолитовые (руды титаномагнетитовые, густовкрапленные и вкрапленные); *3* — тремолитовые амфиболиты рудные аповерлитовые (руды ильменит-магнетитовые с титаномагнетитом, вкрапленные и густовкрапленные); *4* — тальк-карбонатные породы апоперидотитовые рудные (руды ильменит-магнетитовые вкрапленные и густовкрапленные); *5* — лиственниты апосерпентинитовые рудные (руды рутил-ильменитовые вкрапленные); *6* — пироксениты рудные (руды ильменитовые вкрапленные и густовкрапленные); *7* — амфиболиты апопироксенитовые с локальным оруденением (руды сфен-ильменитовые вкрапленные); *8* — метагаббро-лейкократовые, нормальные, меланократовые (габбро-амфиболиты); *9* — альбититы; *10* — разрывные тектонические нарушения.

габброидов и щелочно-ультраосновных пород. С интрузиями габбро-диабазовой формации связаны комплексные месторождения титан-железных руд, из которых получают легированные титаном чугуны (Пудожгорское месторождение) и шлаки, содержащие до 35—45% TiO_2. С формациями интрузий щелочных габброидов и щелочно-ультраосновных пород связаны важные в промышленном отношении месторождения комплексных руд, из которых целесообразно извлечение титана попутно с другими ценными компонентами — ниобием, редкими землями и др. [16].

* * *

Изложенная выше характеристика титаноносных формаций и критериев поисков среди них месторождений титановых руд на территории СССР позволяет сделать следующие выводы.

1. Основные запасы осадочных руд титана в СССР связаны с древними прибрежными россыпями, которые сосредоточены в нескольких провинциях: Тиманской, Центральноевропейской, Украинской, Тургайской, Западно-Сибирской.

2. Практически все промышленные россыпные месторождения титана в СССР сформировались в олигоцен-миоценовую или среднедевонскую эпохи. Однако для поисков новых месторождений перспективными следует считать также отложения верхнего мела, нижней и средней юры.

3. Титаноносные магматические и ультраметаморфические формации на территории СССР распространены в нескольких провинциях:

а) в юго-восточной части Балтийского щита (Кольский полуостров, Карелия), где развиты массивы формаций габбро-анортозитовой, анортозит-габбровой, габбро-диабазовой, щелочных габброидов и щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами;

б) в Украинском щите, где месторождения и рудопроявления титана связаны с габбро-анортозитами и массивами щелочных габброидов [1];

в) на Урале, где магматические месторождения титана приурочены к поясам основных и ультраосновных пород, относящихся к перидотит-пироксенит-норитовой формации;

г) на юге Сибирской платформы в области ее складчатого обрамления, где известны титановые месторождения, связанные с анортозитовой, анортозит-габбровой и перидотит-пироксенит-норитовой формациями.

Наиболее интересными с точки зрения нахождения новых крупных месторождений титановых руд являются комплексы анортозитовой и анортозит-габбровой формаций Восточной Сибири и Дальнего Востока (Джугджурский, Чинейский и др.).

4. Магматические месторождения титана имеют комплексный состав. Помимо титана они содержат крупные запасы железа (магнетит), а в некоторых случаях и другие полезные компоненты, имеющие промышленное значение. Так, в рудах месторождений, связанных с анортозит-габбровой, перидотит-пироксенит-норитовой, габбро-диабазовой формациями, характерна примесь ванадия (в магнетите). Месторождения, связанные с формацией щелочных и щелочно-ультраосновных пород, являются комплексными источниками железа, титана, циркония, ниобия, а в некоторых случаях также апатита и редкоземельных элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Биркис А. П., Богатиков В. А.* Металлогеническая специфика докембрийских габбро-норит-анортозитовых комплексов (на примере Украины и Западной Латвии). — В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 120—121.

2. *Годлевский М. Н.* Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 7—83.

3. *Гуревич С. И., Алексеевский Е. М.* Титан-цирконовые россыпи. — В кн.: Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых. М., 1967, с. 226—238.

4. *Гургевич С. И., Болотов А. М.* Титан-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. М., «Недра», 1968. 182 с.

5. *Иконникова З. И.* Титанорудные провинции Северной Америки. — «Разведка и охрана недр», 1956, № 8, с. 50—60.

6. *Ильменит* бедных титаномагнетитовых руд и возможности его извлечения. — В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М., 1973, с. 32—38. Авт.: Л. Ф. Борисенко, Е. Д. Усков, Н. Я. Еремин, В. Н. Архангельский.

7. *Малышев И. И.* Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957. 270 с.

8. *Михайлов Н. П., Шарков Е. В., Орлов Д. М.* Петрология и рудоносность стратиформных (расслоенных) мафит-ультрамафитовых интрузий. — В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М., 1976, с. 53—69.

9. *Момджи Г. С.* Титан. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., 1964, с. 197—244.

10. *Мошкин Б. Н., Дагелайская И. П.* Докембрийские анортозиты СССР. — В кн.: Петрология. М., 1972, с. 57—62.

11. *Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Дворкина Б. Д.* Металлогеническая специализация главнейших докембрийских анортозитсодержащих формаций. — В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 43—44.

12. *Мясников В. С.* Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма. — «Геология рудн. м-ний», 1959, № 2, с. 49—62.

13. *Надеждина Е. Д.* Титаноносность древних россыпей титана. — В кн.: Генетические типы месторождений осадочных полезных ископаемых. М., 1973, с. 85—91.

14. *Нечаев П. В.* Тобольское россыпное титан-циркониевое месторождение. — В кн.: Труды Объединенной Кустанайской научной сессии, посвященной проблемам Тургайского регионально-экономического комплекса. Т. 2. Алма-Ата, 1958, с. 183—191.

15. *О концентрации* титана вулканогенно-осадочных образований ястребовского горизонта на юге Воронежской области. — «Геология рудн. м-ний», 1963, т. 5, № 1, с. 109—113. Авт.: В. А. Блинов, К. А. Дюбюк, Л. С. Кузьмина, Б. Н. Одокий.

16. *Россыпные* месторождения титана СССР. М., «Недра», 1976. 287 с.

17. *Юдин Б. А., Зак С. И.* Титановые месторождения Северо-Запада СССР (восточная часть Балтийского щита). — «Сов. геология», 1970, № 9, с. 138—147.

18. *Rose E. R.* Geology of titanium and titaniferus deposits of Canada. — Econ. geol. Rept. Ottawa, 1969, № 25, p. 177.

Глава II

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Свинец и цинк—126. Медь—154.
Никель—188. Алюминий—208.

В отечественной и зарубежной литературе состав группы цветных металлов определяется по-разному *. В предлагаемой главе к этой группе отнесены медь, свинец, цинк, алюминий и никель. Такое объединение диктуется, с одной стороны, существующей группировкой металлов в системе Министерства геологии СССР по отраслям, а с другой — пространственным сонахождением некоторых элементов этой группы в природных концентрациях (Cu—Ni, Cu—Pb—Zn, Pb—Zn).

Следует отметить, что, исходя из рассматриваемых критериев, к этой группе следовало бы также отнести еще два элемента — кобальт и магний. Однако важнейшие промышленные объекты магния в основном связаны с весьма специфичными месторождениями минеральных солей, критерии прогнозирования которых рассматриваются в главе «Химическое сырье». Что же касается кобальта, то его промышленные скопления в первую очередь являются существенно никелевыми или медными объектами, из руд которых этот металл извлекается попутно (сульфидные медно-никелевые, силикатные никелевые объекты, некоторые месторождения медистых песчаников и др.). Роль собственно кобальтовых месторождений в балансе запасов этого металла СССР ничтожна, а потому критерии их прогнозирования специально не рассматриваются.

Состояние сырьевой базы цветной металлургии страны охарактеризовано в отдельных пометальных очерках, здесь же следует лишь добавить, что в настоящее время запасы рассматриваемых металлов размещены довольно неравномерно. Это приводит к тому, что, несмотря на общий положительный баланс, в ряде старых горнопромышленных районов нехватка руд начинает чувствоваться достаточно остро (районы Кольского полуострова, Рудного Алтая, Урала). Последнее обстоятельство наряду с необходимостью улучшения общей географии размещения сырьевой базы цветной металлургии требует резкого увеличения эффективности геологопоисковых работ на цветные металлы, в первую очередь на территориях, прилегающих к освоенным районам и строящимся территориально-промышленным комплексам с наличием энергетических ресурсов.

Природные концентрации цветных металлов достаточно разнообразны и относятся к различным генетическим, минерально-геохимическим и морфологическим типам. Достаточно сказать, что главнейшие месторождения

* *Геологический* словарь. Т. 1. М., «Недра», 1973. 486 с.

металлов этой группы относятся к собственно магматическому, гидротермальному, осадочному и остаточному генетическим типам. Месторождения одного и того же металла могут резко различаться по составу, например месторождения сульфидных медно-никелевых и окисных силикатных руд, или же, наоборот, иметь весьма близкий состав, несмотря на различия в геологических условиях локализации (так называемые «сульфидные» месторождения меди, свинца и цинка).

Приведенные ниже в соответствующих разделах классификационные схемы, составленные по структурно-вещественным признакам, в целом согласуются с общепринятой генетической группировкой месторождений. Имеющиеся отличия определяются, с одной стороны, отраслевым характером этих схем, а с другой — их целевой направленностью на решение специфических задач прогнозирования.

Среди рассматриваемых металлов выделяются типичные литофилы (алюминий) и халькофилы (медь, свинец, цинк), никель обнаруживает двойственную геохимическую природу и образует повышенные концентрации в виде сульфидов и никельсодержащих силикатов.

Рудами литофильных и отчасти сидерофильных элементов (Al, Ni) являются или неизмененные породы, изначально обогащенные данным компонентом (глиноземсодержащие щелочные породы, осадочные бокситы и никеленосные глинистые отложения), или же породы — первичные металлоносители, испытавшие значительные наложенные преобразования, которые приводят к резкому обогащению субстрата тем или иным металлом (образование никеленосных кор выветривания, бокситоносных латеритов, алунитизированных гранитоидов и эффузивов и др.). Для первой группы месторождений главными являются критерии, отражающие формационные особенности рудоносных пород, для второй наряду с составом первичного субстрата решающую роль играют критерии, учитывающие формационный состав конечных продуктов наложенных преобразований (кор выветривания, метасоматитов и др.).

Для «сульфидных» месторождений, объединяющих природные концентрации халькофильных элементов, оказалось рациональным подразделить все их многообразие на две большие группы — пластовых и жильных объектов. Эти две группы месторождений различаются не только по своим морфологическим особенностям, но и характером связи с рудоносными формациями. Жильные объекты меди, свинца и цинка, а также медно-порфировые месторождения локализуются в зонах развития среднего и умеренно кислого магматизма в ассоциации с проявлениями редких металлов (олова, вольфрама, молибдена). Региональные критерии их прогнозирования в первую очередь отражают формационную принадлежность материнских вулканоплутонических и плутонических ассоциаций и тектонические условия их размещения.

Пластовые (стратиформные и стратифицированные) месторождения меди, свинца и цинка, как правило, относятся к доскладчатым образованиям, возникновение которых пространственно и парагенетически теснейшим образом связано с формированием мощных толщ вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных рудовмещающих формаций подвижных зон и отчасти платформ. Выделение региональных критериев прогнозирования месторождений этой группы в первую очередь связано с особенностями формационного состава и структуры слоистых комплексов с учетом мощности и фациального состава отложений, ритмики осадочных толщ, зональности руд и др.

Следует подчеркнуть, что сходными формационными критериями прогнозирования характеризуются также месторождения бокситов в карбонатных и терригенных формациях, которые следует рассматривать как типичные стратифицированные месторождения. Как бы промежуточное положение между жильными и пластовыми объектами занимают медно-никелевые сульфидные и медно-порфировые месторождения. Для тех и других интрузии в большинстве случаев являются рудоматеринскими и рудовмещающими образованиями, причем для некоторых из них характерны отчетливые черты стратиформного распределения оруденения (бощекульский тип медно-порфирового оруденения, сульфидные руды никеля в слоистых интрузиях базит-гипербазитового состава). В частности, разработка региональных критериев прогнозирования для сульфидных медно-никелевых месторождений основывается на формационных особенностях магматических образований, а более локальных — на структурно-геометрических закономерностях, сходных с таковыми пластовых месторождений меди, свинца и цинка. В то же время некоторые месторождения сульфидного никеля, для которых предполагается так называемое метаморфогенное происхождение, имеют некоторое сходство по набору критериев прогнозирования с месторождениями никеленосной коры выветривания и алунитсодержащих вторичных кварцитов, характеризующихся также наличием двух групп критериев, связанных с особенностями формирования первичного субстрата и продуктов наложенных преобразований. Другими словами, материалы, приведенные в предлагаемом разделе, отчетливо показывают, что, по существу, региональные критерии прогнозирования месторождений обычно определяются не принадлежностью их к той или иной генетической группе, а в первую очередь характером связей с различными рудоносными формациями.

В заключение следует отметить, что критерии регионального прогнозирования месторождений цветных металлов, освещенные в соответствующих разделах, охарактеризованы с различной степенью детальности применительно к отдельным формационным типам оруденения. Это определяется в первую очередь неодинаковой степенью изученности месторождений различных формационных типов. Так, например, для некоторых типов проявлений глиноземного сырья и окисных силикатных руд никеля, не эксплуатируемых в настоящее время и рассматриваемых как резерв будущего, по вполне понятным причинам описаны только типичные геологические обстановки формирования руд, критерии прогнозирования которых только намечены.

Задачи, стоящие перед геологической службой страны по дальнейшему расширению сырьевой базы цветной металлургии и улучшению географии ее размещения, требуют дальнейшего изучения закономерностей формирования промышленных и потенциально перспективных типов месторождений, детализации известных и разработки новых критериев для целенаправленного проведения геологопоисковых работ.

СВИНЕЦ И ЦИНК

За последние 20 лет в Советском Союзе открыты и описаны в литературе многие новые месторождения свинца и цинка: Жайрем в Центральном Казахстане, Шалкия в Восточном Казахстане, Учкулач и Хандиза в Южном Тянь-Шане, Филизчай и Кызыл-Дере на Кавказе, Горев-

ское в Приангарье, Озерное в Западном Забайкалье, Холоднинское в Северном Прибайкалье. Ряд новых медно-цинково-колчеданных месторождений на Урале (Узельга, Подольское и др.), а также Озерное месторождение в Забайкалье с высоким отношением содержаний цинка к свинцу в рудах существенно улучшили состояние промышленности по отрасли цинка. Только на Рудном Алтае продолжает сохраняться дефицит сырья в сравнении с потребностями промышленности, однако явление это временное.

Несмотря на отмеченные успехи, темпы открытий в ряде промышленно важных регионов не соответствуют уровню ассигнований, что предопределяет необходимость специальных разработок, направленных на повышение эффективности поисково-разведочных работ. С другой стороны, значительные площади на территории СССР остаются неоцененными на свинцово-цинковое оруденение, что требует выявления региональных факторов прогноза применительно к таким площадям, где месторождения еще не обнаружены.

КЛАССИФИКАЦИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО МОРФОЛОГИИ И УСЛОВИЯМ ЗАЛЕГАНИЯ

При прогнозировании в первую очередь должно учитываться существующее распределение запасов свинца и цинка по основным геолого-промышленным типам месторождений. Между принятым в настоящей работе подразделением месторождений по морфологии и условиям залегания (см. схему) и опубликованными в работе В. А. Перваго [18] геолого-промышленными типами устанавливается определенное соответствие, что позволяет использовать данные указанного исследователя при характеристике роли и значения принятых в настоящей работе типов месторождений в балансе запасов.

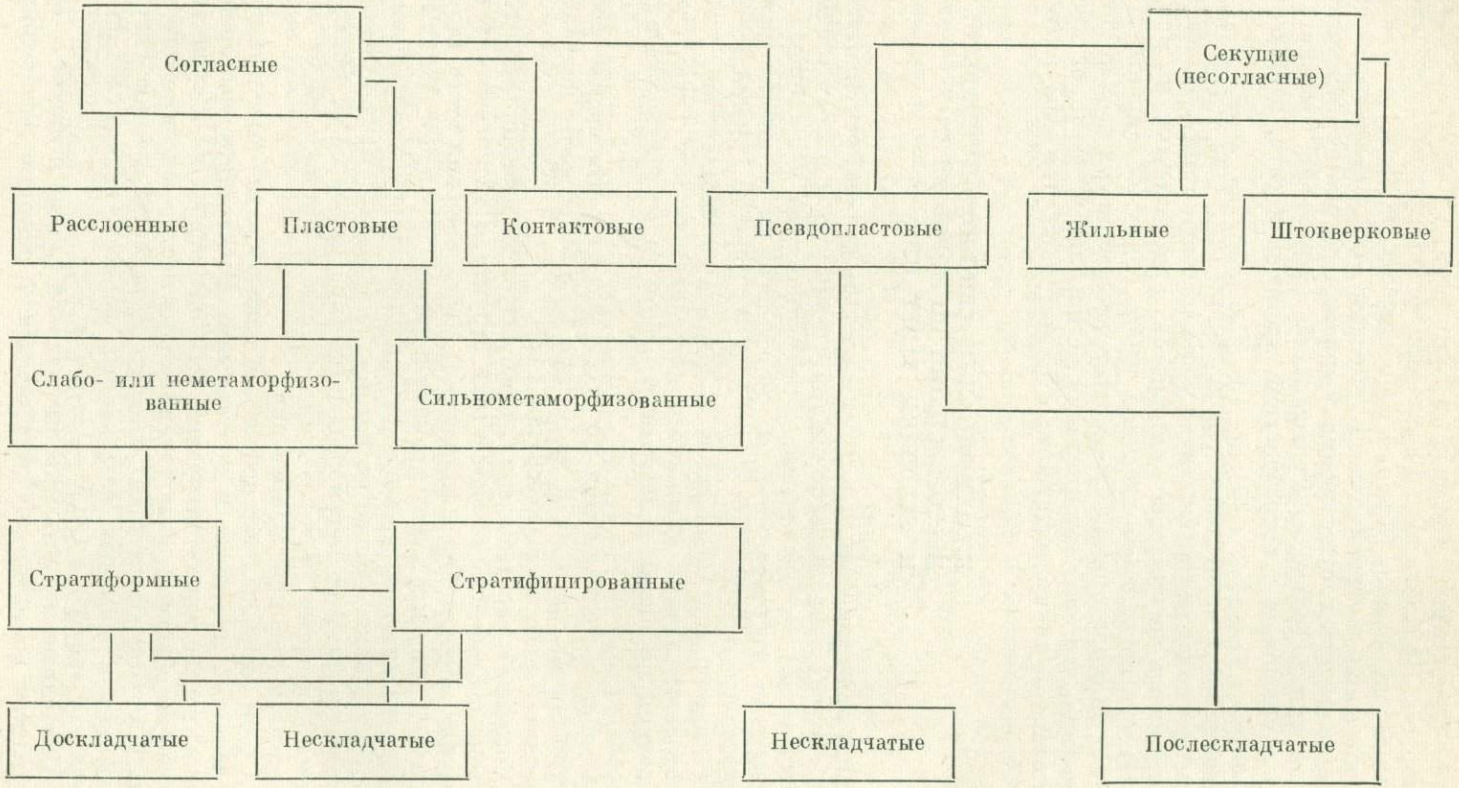
В первом приближении по особенностям соотношений месторождений с вмещающими толщами и массивами рудные объекты подразделяются на согласные и несогласные (секущие) [21].

Согласные месторождения, как следует из названия, залегают в целом согласно с важнейшими элементами структуры геологических тел, соответствующих определенным формациям. Месторождения этого типа заключают около 90% мировых запасов свинца и цинка [14, 15, 16]. В СССР на их долю приходится около 96%, а с полиметаллическими месторождениями Восточного Забайкалья, многие из которых, по данным Д. Н. Алексеева [1], являются согласными метаморфизованными, около 98%. Отсюда ясно, что именно согласные месторождения свинца и цинка следует считать первоочередными при прогнозировании.

Среди согласных месторождений целесообразно выделять три группы — расслоенные, пластовые и контактовые. Расслоенные месторождения залегают в «расслоенных» интрузиях [21], они относятся к существенно медно-никелевым объектам, свинцово-цинковые месторождения этого типа не известны. К группе контактовых относятся полиметаллические скарновые месторождения; в мировых разведанных запасах свинца и цинка их доля составляет около 6, в СССР — около 10%.

Подавляющая часть мировых запасов свинца и цинка — около 81% — приходится на пластовые месторождения, которые рассматриваются ниже

Схема подразделения медных и свинцово-цинковых месторождений по морфологии и особенностям залегания



как разновидность согласных, пространственно, а в ряде случаев и структурно связанных с вмещающими их осадочными, вулканогенными или метаморфическими формациями. Среди пластовых месторождений предлагается выделять, с одной стороны, слабо- или неметаморфизованные, а с другой — сильно метаморфизованные. Целесообразность такого расчленения определяется тем, что при метаморфизме рудоносных толщ в фациях выше зеленосланцевой утрачиваются многие первичные характеристики, важные при прогнозировании, усложняется морфология, нередко теряется связь между отдельными частями рудных тел.

Ряд исследователей усматривает существенную разницу между стратифицированными и стратиформными месторождениями, на основании чего авторам представляется оправданным применять термин «пластовые» ко всей группе согласных месторождений в осадочных и вулканогенных формациях, а стратифицированные и стратиформные считать видами пластовых месторождений.

К стратифицированным относятся такие месторождения, в которых руды участвуют в стратификации в качестве равноправных членов стратиграфического разреза, векторы изменчивости и минерально-геохимические зональные серии пространственно совпадают с векторами изменчивости и ритмами геологических формаций, т. е. отмечаются важнейшие признаки осадочно-диагенетически-катагенетического происхождения руд. К таким относятся многие месторождения меди, свинца и цинка в «черносланцевых» формациях (Раммельсберг в ФРГ, Филизчай, Рассохинское в СССР), ряд месторождений в карбонатных, терригенно-карбонатных и терригенно-кремнисто-карбонатных формациях (Миргалимсай, Сумсар, Жайрем в СССР, Пичер-Филд в США).

Значительную группу составляют месторождения, в которых минерально-геохимические зональные серии руд соответствуют ритмичности рудоносных формаций лишь в части месторождения или для определенных сортов руд, а в подавляющем большинстве руды и связанные с ними метасоматические породы являются более молодыми, чем вмещающие их горизонты, т. е. эпигенетическими, хотя разрыв во времени может быть и незначительным. Рудные тела нередко полого секут напластование и фациальные зоны, т. е. не участвуют в стратификации. За такими пластовыми, линзовидными, согласными по форме месторождениями предлагается закрепить название стратиформные.

Важнейшей характеристикой пластовых месторождений, во многом определяющей методику и критерии прогнозирования, служит взаимоотношение руд во времени со складчатостью. По этой характеристике месторождения подразделяются на нескладчатые и доскладчатые.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПЛАСТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СВИНЦА И ЦИНКА

Главные формационные типы пластовых месторождений свинца и цинка

Формационные типы пластовых месторождений выделяются в соответствии с типами осадочных, вулканогенных формаций или их родственных групп, с которыми месторождения обнаруживают, во-первых, тесную пространственную и, во-вторых, генетическую или парагенетическую связь.

Таблица 9

Классификация слабо- или метаморфизованных пластовых медных и свинцово-цинковых месторождений по связи с геологическими формациями

Геолого-промышленный тип месторождений по отраслевому признаку	Группа месторождений	Формационный тип месторождений	Рудоносные формации
Cu—Zn	I. В вулканогенных формациях	Cu—Zn-колчеданный (уральский)	Спилит-кератофир-туфосланцевая
Cu—Pb—Zn		Cu—Pb—Zn-колчеданный (алтайский)	Дацит-липарит-туфосланцевая
Cu		Cu-цеолитовый (тип Верхнего озера)	Базальт-липарит-терригенная моласса
Pb—Zn	II. В вулканогенно-терригенно-кремнисто-карбонатных формациях	Атасуйский тип (Fe—Mn)—Pb—Zn (озернинский)	Вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатная
		Fe—Mn—Pb—Zn(Ba) (жайремский)	Терригенно-кремнисто-карбонатная
		Pb—Zn (горевский)	Кремнисто-карбонатная
	III. В осадочных образованиях		
Pb—Zn	карбонатных	Pb—Zn (миргалимсайский)	Углеродисто-карбонатная
Pb—Zn		Pb—Zn (сарданинский)	Доломитовая рифовая
Cu, Pb—Zn	терригенно-карбонатных	Cu—Pb—Zn (мансфельдский)	Терригенно-карбонатная
		Ba—Pb—Zn (барвинский)	Терригенно-карбонатная, карбонатная
флюорит, Ba, Pb—Zn			
Pb—Zn	терригенных	Cu (успенский)	«Черносланцевые» (флишевые)
		Pb—Zn (рассохинский)	
		Pb—(Ba) (саурейский)	
		Pb—Zn—Cu (филизчайский)	
Cu—Pb—Zn		(Cu)—Pb—Zn (мехернихский)	Терригенная флишевая, молассовая, нередко пестроцветные
		Cu—(Pb—Zn) (джезказганский)	
Cu		Cu (приуральский)	

Среди существующих классификаций медных и свинцово-цинковых месторождений, построенных с использованием элементно-генетических, морфо-генетических, минерально-геотектонических или более сложной комбинации признаков, можно выделить классификации В. М. Крейтера [11], В. И. Смирнова [23], В. С. Кормилицына и М. Г. Хисамутдинова [3], в которых учтены типы рудовмещающих пород и в ряде случаев их структурные взаимоотношения с рудами. Принцип связи месторождений с определенными породами или геологическими формациями использован также Г. Грущиком, Ст. Пшенесло, Ю. В. Богдановым, Э. И. Кутыревым и другими при разработке основ научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых [17].

Указанные классификации были переработаны и дополнены Э. И. Кутыревым [13]. Эта классификация для слабо- или неметаморфизованных месторождений и принята в настоящей работе (табл. 9).

В первом приближении по связи с геологическими формациями слабо- или неметаморфизованные пластовые месторождения, имеющие наибольшее промышленное значение, подразделяются на три группы: залегающие в вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных формациях. Каждая группа включает в себя от трех до десяти формационных типов. В целом по СССР ведущее значение в балансе запасов имеют месторождения атасуйского и алтайского типов. На второе место по перспективности можно поставить месторождения в «черносланцевых» формациях, на третье — месторождения в карбонатных формациях (миргалимсайский и сарданинский типы); медно-цинково-колчеданные месторождения уральского типа имеют существенное значение лишь для цинка, свинцово-цинковые месторождения в терригенно-карбонатных и терригенных формациях — джезказганского, мансфельдского, барвинского и мехернинхского типов — в балансе свинца и цинка играют подчиненную роль. Среди метаморфизованных пластовых месторождений в метаморфических толщах для прогнозных целей выделяются типы, которые являются аналогами неметаморфизованных месторождений уральского, алтайского, атасуйского и других типов.

Связь месторождений свинца и цинка с геологическими формациями

Полиметаллически-колчеданные месторождения (алтайский тип) в дацит-липарит-туфосланцевой формации. Под алтайским типом понимаются полиметаллически-колчеданные месторождения, тесно связанные с кварц-хлорит-серицитовыми метасоматитами, пространственно и парагенетически — с вулканогенно-осадочными формациями, среди которых главное рудоконтролирующее значение имеет дацит-липарит-туфосланцевая формация из семейства вулканогенно-терригенных флишевых формаций.

В СССР главнейшими представителями этого формационного типа являются Лениногорское, Белоусовское, Зыряновское, Иртышское в Рудном Алтае, Алайгырское в Центральном Казахстане, Кызыл-Таштыгское в Алтае-Саянской области, Хандизинское в Средней Азии; за рубежом — месторождения в Японии, известные под общим названием «тип Куроко», в Испании (Азналькольяр и Сьерра-Картахена), в Китае (Байинчан и Шицындун).

Для алтайского типа месторождений основными типами руд служат серноколчеданные при подчиненной роли свинцово-цинково-колчеданных

и медно-цинково-колчеданных. Главными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит и халькопирит, второстепенными — блеклые руды, арсенопирит, марказит, серебро и золото, пирротин, редкими — магнетит, касситерит, борнит, алтаит, петцит, гессит, калаверит, кренерит, сильванит, виттихенит, висмут самородный.

В количественном отношении в алтайском типе месторождений цинк преобладает над всеми другими цветными металлами. Отношение содержаний в рудах и запасов цинка к свинцу колеблется от 1,5 до 17, а в среднем по восьми месторождениям Рудного Алтая составляет 4,8. Меньшими дисперсиями отношений содержаний в рудах или запасов характеризуется цинк, с одной стороны, и свинец и медь — с другой. Их отношение в ряде случаев близко к отношению цинка и меди в месторождениях уральского типа, но обычно превышает 1,3, составляя 1,5—8. Именно это отношение может служить одним из главных геохимических критериев отнесения того или иного месторождения к алтайскому или уральскому типам, конечно, при контроле его соответствующей геологической формацией.

В распределении минерально-геохимических типов руд по мощности рудных тел обычно наблюдается отчетливая зональность, независимая от современного залегания рудных тел — горизонтального, вертикального или перевернутого. Зональность этого типа вполне аналогична таковой, развитой в месторождениях уральского типа. Разница заключается лишь в том, что в полиметаллически-колчеданных месторождениях нормальный ряд пирротин → пирит → халькопирит → сфалерит сверху надстраивается зоной галенита и нередко барита. В целом от подошвы к кровле согласных рудных залежей последовательно увеличиваются содержания серы, двухвалентной меди (халькопирита), кадмия и цинка (сфалерита), свинца (галенита), барита, одновалентной меди (халькозина, блеклой руды), селена и теллура (тетрадимита, гессита), золота и серебра (электрума, акантита, пираргирита, сульфотеллуридов серебра) [16].

Важнейшими рудоносными породами служат агломератовые, псефитовые, псаммитовые туфы и туффиты альбит-порфирового и смешанного состава, различные карбонатные, в особенности доломитистые туфогенно-осадочные и осадочные породы, известковистые туфы и туффиты, углисто-глинистые филлиты, хлорит-, кварц-серицитовые и порфироидные сланцы. Руды почти повсеместно ассоциируются с силикатными породами метасоматического происхождения — кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми, карбонатно-хлоритовыми, тальк-карбонатными породами, микрокварцитами, обычно широко развитыми со стороны первичной подошвы залежей.

Исследованиями последнего десятилетия подтверждено мнение Л. Н. Бельковой, В. Н. Огнева, А. И. Семенова, И. В. Дербикова, Б. И. Вейца о том, что полиметаллически-колчеданные месторождения Рудного Алтая — основного района развития месторождений этого типа в СССР — являются стратиформными, доскладчатыми [9, 16, 26].

В рассматриваемых месторождениях обычно отчетливо проявляется стратиграфический контроль оруденения. Так, на Рудном Алтае все известные промышленные месторождения располагаются среди девонских образований, а большая их часть (Лениногорское, Зыряновское, Змеиногорское, Золотушинское, Березовское, Белоусовское, Иртышское, Тишинское и др.) залегает в породах среднего девона, преимущественно в верхах эйфельского и в живетском ярусе [16].

В структурно-формационных и соответствующих им металлогенических зонах наблюдается закономерное «скольжение» месторождений снизу вверх по стратиграфическому разрезу по направлению от палеоподнятий в сторону осевых частей прогибов. В итоге месторождения, равноудаленные от палеоподнятий, располагаются на одинаковых стратиграфических уровнях и характеризуются наибольшей близостью состава при закономерном изменении состава руд в месторождениях в зависимости от положения последних в стратиграфическом разрезе и удаленности от палеоподнятий. В частности, в Алейской зоне выделяются месторождения «баритовой линии» вблизи одноименного поднятия, приуроченные к контакту нижне- и верхнеэйфельских отложений (Змеиногорское, Петровское, Зареченское, Карамышевское). Колчеданно-полиметаллические месторождения располагаются параллельно «баритовой линии», в целом ближе к оси Змеиногорского прогиба (Среднее, Стрижковское), а еще ближе и уже в низах франского яруса — цинково-колчеданное Корбалихинское, медно-цинково-колчеданные Семеновское, Лазурское и медно-колчеданное Маслянское месторождения [16].

Указанный поперечный зональный ряд месторождений связывается с последовательным увеличением мощности девонско-каменноугольных отложений от палеоподнятий в сторону прогиба и снижением роли кислых вулканогенных пород в пользу основных.

Полиметаллически-колчеданные месторождения по первичным, или изначальным морфоструктурным особенностям образуют ряд от трубообразных, штокверковых к пластовым со всеми переходными разновидностями и комбинацией секущих и пластовых залежей. Примером трубообразного полиметаллического месторождения служит Серро-де-Паско в Перу. Стрижковское месторождение в Алейской зоне является примером комбинированного месторождения, где широко развиты секущие сульфидные жилы, вверх по стратиграфическому разрезу переходящие в согласные залежи, в основном уничтоженные эрозией.

В другой группе полиметаллически-колчеданных месторождений преобладают согласные рудные залежи, расположенные многоярусно (Лениногорское), двухъярусно (Зыряновское, Путинцевское, Малеевское) и чаще всего одноярусно (Белоусовское, Иртышское, Золотушинское).

Для месторождений характерна изначальная ленто-, линзовидная форма залежей, причем отдельные ленты, расположенные согласно со слоистостью, имеют мощность 10—20 м, ширину 50—200 м и длину сотни метров, до 5 км и редко более. В пределах единой ленты по ее простиранию интенсивность минерализации не остается постоянной, что обусловливает четковидное расположение богатых рудных тел в пределах рудной ленты. Ленты в свою очередь образуют системы радиально-концентрические или решетчатые, контролируемые вулканическими постройками или конседиментационными поднятиями типа «микроконтинентов». При этом в размещении параллельных лент нередко устанавливается определенная периодичность, шаг, а в размещении радиальных лент — определенный угол расхождения. Указанные закономерности обычно устанавливаются после «распрямления» складчатых форм, приведения пластов в изначальное (субгоризонтальное) положение [9]. Без редукции может устанавливаться шаг, периодичность в размещении рудных узлов и месторождений, а также рудных тел в пологолежащих толщах.

Выше отмечалось, что вулканогенно-осадочная формация, контролирующая полиметаллически-колчеданные месторождения, по набору слагающих ее пород может быть названа дацит-липарит-туфосланцевой или дацит-

липарит-терригенно-флишевой. При этом для Рудного Алтая установлено, что 95% месторождений приурочено к относительно тонкослоистым толщам, по сравнению с выше- и нижележащими отложениями. Средняя мощность слоев в рудоносной части формации в 2,5 раза меньше их средней мощности в безрудных интервалах разреза [16]. Вулканогенные породы основного состава либо отсутствуют, либо имеют резко подчиненное значение. С увеличением их количества в рудах возрастает роль меди, так что в поперечном ряду месторождений в глубь прогибов появляются и типично медно-цинково-колчеданные месторождения (Николаевское, Шубинское и др.). В отличие от спилит-кератофир-туфосланцевой формации, контролирующей медно-цинково-колчеданные месторождения, в дацит-липарит-туфосланцевой значительную роль играют осадочные породы, в особенности алевролиты, а также четко выделяются маркирующие горизонты известняков, углисто-кремнисто-глинистых сланцев.

Все важнейшие особенности медно-цинково-колчеданных месторождений аналогичны таковым, установленным для полиметаллически-колчеданных месторождений [22], и приводить их нет надобности. Можно лишь отметить, что спилит-кератофир-туфосланцевая рудоносная формация отличается от дацит-липарит-туфосланцевой преобладанием вулканогенных пород основного состава, в составе руд резко преобладает пирит, отношение содержания цинка к меди в среднем по месторождениям Магнитогорского прогиба составляет 1,3. Типичными представителями медно-цинково-колчеданных месторождений в СССР являются Подольское, Сибайское, Учалинское, Узельгинское, Дегтярское, Карпушихинское, Левихинское, им. XIX Партсъезда на Урале, Шубинское и Николаевское на Рудном Алтае, Акбастауское и Кусмурунское в Чингиз-Тарбагатайской зоне, Урупская группа на Северном Кавказе. Широко развиты месторождения этого типа в Норвегии (Редклев, Леккен, Скоровас, Йорвик, Юма). Метаморфизованные аналоги медно-цинково-колчеданных месторождений известны в Канаде (Шеррит-Гордон, Уотсон-Лейк, Флин-Флон), в Финляндии (Пихясалми и др.).

Полиметаллические месторождения в вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатных формациях. Под атасуйским типом * понимаются пластовые месторождения свинца, цинка, железа (нередко марганца и барита), приуроченные к группе вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатных формаций, развитых в шовных (приразломных) геосинклинальных прогибах [19].

С указанной группой формаций связаны месторождения с переменным количественным соотношением минеральных форм железа (пирит, пирротин, сидерит, магнетит, гематит), свинца и цинка. Но неизменно это крупные месторождения, в силу чего при региональном прогнозировании бывает достаточно «родового» определения рудоносной формации. Ряд рудоносных формаций при этом часто называют вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатной формацией, а соответствующие ей месторождения — месторождения атасуйского типа.

При среднемасштабном прогнозировании указанная рудоносная «формация» должна рассматриваться как три самостоятельные формации, которым соответствуют следующие формационные типы месторождений: вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатная формация — озернинский тип месторождений, терригенно-кремнисто-карбонатная формация — жайрем-

---

* Атасуйский тип полиметаллических месторождений выделен Г. Н. Щербой [4, 25].

ский тип месторождений, кремнисто-карбонатная формация — горевский тип месторождений (табл. 9).

В целом для месторождений атасуйского типа связь с кислым вулканизмом настолько отдаленная или неясная, что по данному признаку месторождения следует выделять в особую группу, отличая их от полиметаллически-колчеданных месторождений, связанных с дацит-липарит-туфосланцевой формацией.

Полиметаллические месторождения (жайремский тип) в терригенно-кремнисто-карбонатной формации. Месторождения рассматриваемого типа широко распространены в Центральном Казахстане [4]. Типичными их представителями служат месторождения Жайрем, Ушкатын-I и Ушкатын-III, Бестюбе, Атабай-Дугулу. Главными рудными минералами являются гематит, магнетит, якобсит, гаусманит, манганокальцит, браунит, родохрозит, родонит, слагающие яшмо-гематитовые, гематит-якобситовые, гаусманит-браунитовые руды. Из сульфидов широко развиты пирит (в том числе глобулярный), сфалерит, галенит, марказит, мельниковит, редко халькопирит, блеклая руда, арсенопирит, аргентит и др. Обычными сопутствующими минералами служат кварц, барит, флюорит, анкерит, сидерит. Текстуры руд полосчатые, массивные, прожилково-вкрапленные и вкрапленные. Выделяются сфалерит-пиритовые обычно тонкополосчатые руды и галенит-сфалерит-баритовые полосчатые и массивные.

На месторождениях развито от 2—3 (Ушкатын-I, Жайрем) до 14 (Ушкатын-III) железо-марганцевых пластов мощностью от 0,5 до 10 м и более. В большинстве случаев отмечается зональность, выраженная в развитии гаусманитовых и гаусманит-браунитовых руд в верхней части пласта, а гематитовых и яшмо-гематитовых руд в нижней его части. Полиметаллические зоны обычно примыкают к железо-марганцевым снизу, причем в подошве первых развиты пирит-сфалеритовые руды, вверх переходящие в свинцово-цинковые и барит-полиметаллические. Мощность сульфидных залежей на месторождении Ушкатын-III варьирует от первых метров до 40 м в раздувах; на указанном месторождении насчитывается четыре основные рудные залежи и ряд мелких линз.

В сульфидных залежах, занимающих самое нижнее положение в разрезе, иногда в значительных количествах отмечаются халькопирит и блеклая руда в ассоциации с баритом.

На месторождениях зональные серии расположены согласно с вмещающими породами и в соответствии с их ритмичностью; на основании указанных признаков их следует рассматривать как стратифицированные залежи. Барит-полиметаллические и баритовые руды образуют пластообразные и линзовидные тела в основном согласные, иногда пологосекущие, и в ряде случаев они сопровождаются ореолами метасоматических пород, состоящих из кварца, альбита, доломита. На некоторых месторождениях устанавливается зональное размещение метасоматитов: от некоторого центра к периферии рудоносной площади баритовые метасоматиты сменяются пирит-кварцевыми, эти в свою очередь — кремнистыми с альбитом и доломитом, далее следуют осветленные кремнисто-карбонатные породы.

Таким образом, наряду с отчетливыми признаками стратификации, в месторождениях выявляются и эпигенетические руды, одни из которых, сложенные пластовыми и штокверковыми телами кварц-баритовых и барит-полиметаллических руд, фиксируют, очевидно, подводящие каналы, а другие являются метаморфогенными образованиями «альпийского» типа.

Общий интервал распространения железо-марганцевого и барит-полиметаллического оруденения охватывает около 200 м разреза.

В составе рудоносной формации выделяются ритмы разных порядков [7]. Подробно описана флишевая ритмичность, обусловленная последовательной сменой в ритмах мощностью от первых десятков сантиметров до 1,5—2 м снизу вверх органогенно-детритовых известняков алевропсаммитовой структуры с градационной сортировкой материала глинисто-кремнистыми и углеродисто-глинисто-кремнисто-известковыми пелитами, иногда пирит-кварц-кальцитовыми (с галенитом и сфалеритом) ритмитами.

Ритмичность более крупная выражается в последовательном уменьшении мощности описанных выше мелких ритмов снизу вверх по разрезу пачек и в смене их глинисто-кремнистыми известняками в верхней части пачек; мощность ритмов этого порядка составляет 60—100 м. В общем разрезе формации выделяется до семи подобных ритмов. В верхней части каждого из них известно железо-марганцевое и расположенное под ним полиметаллическое оруденение различной интенсивности, причем промышленное оруденение в различных месторождениях занимает и разное стратиграфическое положение.

Отмеченная ритмичность проявлена на фоне общего увеличения количества органогенно-детритусовых известняков в каждом вышележащем ритме, что определяет структуру формации в целом как регрессивную.

Ряд исследователей [4, 7] подчеркивает, что центры вулканизма распространены локально в пределах обширных полей морского осадконакопления, а месторождения с этими центрами пространственно разобщены. Вместе с тем А. А. Рожновым установлена приуроченность месторождений к скрытым глубинным разломам фундамента, которые фиксируются по геофизическим данным и трассируются флексурными перегибами, конседиментационными коробчатыми и сундучными складками, одно- и многоступенчатыми, выявленными практически на всех месторождениях этой группы.

Таким образом, месторождения жайремского типа являются стратифицированными, комплексными, с четко проявленной многоярусной (ритмичной) структурой. В размещении месторождений проявлен стратиграфический и палеотектонический контроль, что наряду со структурными особенностями руд позволяет считать их в основе своей эксгаляционно-осадочными.

Свинцово-цинковые месторождения (горевский тип) в кремнисто-карбонатной формации. К рассматриваемому типу относятся Горевское месторождение в Енисейском кряже (СССР), месторождения в районе Три-Стейт (США).

Основными рудными минералами Горевского месторождения являются пирротин, галенит, сидерит, анкерит и сфалерит. Присутствуют также халькопирит, пирит, блеклые руды, из нерудных развиты кварц и доломит. Рудные тела интенсивно деформированы, сжаты в крутые складки с параллельными крыльями. Вследствие такого типа складчатых деформаций рудный пласт в крыльях соседних складок оказался настолько сближенным, что в настоящее время рудное тело имеет вид мощной жилообразной линзы с незначительными безрудными интервалами внутри. Тем не менее в каждом крыле складок удается выделять фрагменты нормальных зональных серий, сложенных от подошвы к кровле пластов кварц-пирротиновыми, пирротин-сфалеритовыми, галенит-сфалеритовыми и сфалерит-галенитовыми рудами.

Наряду с зональностью в размещении минеральных типов руд сохраняется также согласная с ней зональность рудоносных пород. От подошвы

рудного пласта по нормали и в латеральном направлении — от оси в обе стороны — отмечается смена кварцитов сидеритами, далее следуют зоны анкерита, доломита, доломитистого известняка и, наконец, известняка. Свинцовые высококачественные руды преимущественно тяготеют к зоне сидерита или сидерит-анкерита, окаймляя кварц-пирротиновый стержень.

Месторождение Три-Стейт, которое может быть отнесено к неметаморфизованному недеформированному аналогу Горевского, подробно охарактеризовано в сводке Д. К. Броки, Э. Г. Хейра и П. Р. Дингеса [20].

Промышленное значение в рудном районе имеют только два минерала — галенит и сфалерит. В рудах, добытых до 1964 г., сфалерита содержится в 4 раза больше, чем галенита. Халькопирит распространен достаточно широко, но не образует концентраций промышленного значения. Из других сульфидов в рудах присутствуют пирит и марказит.

Известна тенденция преимущественного распространения галенита выше зон, обогащенных сфалеритом.

На лучше других изученном месторождении Пичер-Филд четко проявлен литологический контроль оруденения, обусловливающий латеральную зональность пород и руд. Зональность выражается в существовании центральных доломитовых «ядер» — овальных, округлых или чаще вытянутых, извилистых, шириной от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров, длиной до километра, иногда более. Доломитовые ядра или полосы окружены полосами кремнистых руд. Далее следуют зоны джаспероидов, сменяющиеся зонами неминерализованных известняков. Руды отсутствуют там, где нет джаспероидов и доломиты непосредственно сменяются известняками. Повышенную концентрацию кремнезема поблизости от рудных тел можно считать одной из основных особенностей месторождения.

Определенные элементы зонального распределения типов пород наблюдаются и в разрезе.

Собственно рудоносная формация выделяется в объеме двух свит, которые, в сущности, представляют собой два ритма мощностью около 60—70 м каждый. Нижняя часть каждого ритма сложена кремнистыми породами, а верхняя — кремнисто-карбонатными и известняками.

Вопрос о возрастном взаимоотношении руд, кремнистых пород, доломитов и известняков до сих пор остается дискуссионным. Высказывалась точка зрения о том, что бóльшая часть кремнезема (если не весь он) имеет эпигенетическое происхождение и отложена метасоматическим путем в известняках на ранней стадии рудообразования. Другие исследователи убеждают в существовании и сингенетического и эпигенетического кремнезема [20]. Аналогичные разногласия вызывает вопрос о соотношении известняков, доломитов и кремнистых пород. Решающим, очевидно, является тот факт, что доломитовые ядра и ассоциирующие с ними рудные тела в пределах соседних горизонтов далеко не всегда имеют какой-то интервал перекрытия и сходные элементы залегания. Отсюда следует вывод, что первичные конседиментационные структуры во время формирования каждого горизонта определяли локализацию доломитовых тел (и зонально связанных с ними руд и джаспероидов) в большей мере, чем вертикальные трещины.

Указанные признаки позволяют отнести месторождение Три-Стейт к типу стратифицированных.

Свинцово-цинковые месторождения (озернинский тип) в вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатной формации. Месторождение Озерное

расположено в Западном Забайкалье и приурочено к Еравнинскому ксенолиту осадочно-вулканогенных образований позднего рифея — раннего кембрия. Месторождение представлено серией многоярусно расположенных залежей пирит-сфалерит-галенитовых, сидерит-сфалерит-галенитовых и сидерит-сфалеритовых руд.

Удлиненные лентовидные тела имеют размер по длинной оси до 2 км и иногда несколько больше. Рудовмещающими служат лавы и туфы андезит-дацитов, дацитов и липаритов, туфопесчаники, кремнистые и углисто-кремнистые сланцы, карбонатные породы.

По составу рудоносной формации и отношению цинка к свинцу (6 : 1) Озерное месторождение наиболее близко месторождению Жайрем, а широким развитием сидеритов весьма напоминает Горевское месторождение.

Для месторождений этой группы (Озерное, Ульдзутуй, Звездное, Назаровское и др.) характерно многоярусное расположение рудных тел в разрезе, относительная простота минерального состава руд, высокая степень концентрации рудного вещества и существенная роль сплошных руд, широкое развитие в слабометаморфизованных разностях первичных слоистых и брекчиевых седиментационных текстур, наличие структур метаколлоидной кристаллизации основных рудных масс, общие низкие содержания и ограниченный набор элементов-примесей в рудах, отсутствие околорудных изменений вмещающих пород, общая насыщенность рудовмещающих осадочных пород тонкодисперсным рудным материалом.

Свинцово-цинковые месторождения (сарданинский тип) в доломитовой рифовой формации. В СССР известно два месторождения этого типа — Сардана и Уруй (Якутия). Среди хорошо освещенных в геологической литературе зарубежных аналогов наиболее близки к сарданинскому типу месторождения Бонн-Терр, Флат-Ривер на юго-востоке штата Миссури (США), Гейс-Ривер и Пайн-Пойнт (Канада) и, вероятно, Силезско-Краковской области (Польша). Сходство Сарданы с перечисленными месторождениями определяется составом и строением рудоносной формации, составом и морфологией рудных тел и их взаимоотношением с вмещающими породами.

Среди локальных факторов, определяющих размещение отдельных рудных тел и их сгущений внутри рудоносной формации, наиболее отчетливо проявлены стратиграфический, литологический и фациальный. Стратиграфический контроль выражается в приуроченности рудных тел месторождения Сардана к пяти рудоносным уровням в пределах рудоносной верхней подсвиты юдомской свиты (венд), причем наиболее богатые и мощные рудные тела локализуются на четвертом (снизу) уровне. Литологический фактор проявлен в концентрации подавляющего большинства рудных тел в светлых массивных кристаллических доломитах, отличающихся высокой пористостью. Влияние фациального фактора выражается в локализации основных участков сгущения рудных тел в краевых частях перекристаллизованных водорослевых биостромов.

Сарданинский тип месторождений характеризуется сложной морфологией богатых рудных залежей, их кулисообразным расположением, «миграцией» рудных тел по разрезу рудоносной толщи, частым слиянием в мощные залежи рудных тел соседних стратиграфических уровней. Указанные особенности хорошо увязываются со структурой рудоносной формации, определяемой сочетанием плотных слоистых известняков с рудовмещающими органогенными постройками — перекристаллизованными водорослевыми

биостромами, сложенными массивными, иногда брекчиевидными пористыми доломитами.

На месторождении Сардана слабо проявлена вертикальная минерально-геохимическая зональность, которая выражается в постепенном увеличении отношения содержаний свинца к цинку поперек напластования рудных тел, снизу вверх по разрезу зональной серии. В отдельных рудных телах насчитывается до трех подобных серий. Изредка встречаются обломковидные руды, сложенные разноориентированными полосчатыми сфалеритовыми обломками, сцементированными тонкокристаллическим доломитом. Это свидетельствует о формировании по крайней мере части руд еще в период седиментогенеза. Однако слабая минерально-геохимическая контрастность типов руд, широкое развитие процессов катагенетической перекристаллизации, некоторые признаки формирования руд при карстовых явлениях — все это значительно осложняет решение вопроса о принадлежности месторождений рассматриваемого типа к стратифицированным или стратиформным. Несомненным остается пластовый характер месторождений и сложная морфология рудных тел, соответствующая сложной морфологии рифовых построек.

Все изложенное свидетельствует о том, что месторождения сарданинского типа являются пластовыми, но для отнесения их к стратиформным или стратифицированным требуются дополнительные исследования.

Свинцово-цинковые месторождения (миргалимсайский тип) в углеродисто-карбонатной формации. Под миргалимсайским типом понимаются свинцово-цинковые стратифицированные месторождения, приуроченные к углеродисто-известняково-доломитовой формации, развитой в миогеосинклинальных прогибах. Типичными представителями месторождения этого типа являются Миргалимсайское и Шалкиинское в Восточном Казахстане, Сумсарское в Киргизии. Из зарубежных представителей можно отметить цинковые месторождения района Восточного Теннесси (США).

Соотношение основных полезных компонентов — свинца и цинка — от района к району меняется. Миргалимсайское месторождение является существенно свинцово-баритовым, Шалкия — существенно цинковым, с меньшей ролью свинца. Месторождения Восточного Теннесси — цинковые, а в некоторых из них в рудах отмечаются галенит, барит и флюорит.

На Миргалимсайском месторождении основное оруденение имеет четко стратифицированный характер. Оно приурочено ко второму «ленточному» горизонту и частично к нижележащему «ячеистому». Мощность рудоносной части разреза составляет 5—20 м. В составе разреза выделяются 11 литологических пачек, которые можно объединить в 7 ритмов мощностью от 1—2 до 2—3 м. Основными рудоносными являются второй, третий и шестой ритмы. В нижней части ритмов преобладают массивные или грубослоистые, часто оолитовые или псевдоолитовые доломиты, на некоторых участках с прослоями органогенно-детритусовых известняков. В верхней части ритмов развиты глинистые, мергелистые, углисто-глинистые тонкозернистые доломиты «ленточной» текстуры, содержащие относительно повышенные количества сульфидов.

Зональность поперек напластования выражается в увеличении отношения содержаний $BaSO_4$/Pb снизу вверх по мощности и увеличении содержаний меди и цинка вниз по разрезу рудного горизонта, причем зона повышенного содержания меди располагается под свинцовой и над цинковой. Показательно также, что площади распространения максимальных концентраций свинца и барита в различных ритмах рудоносного горизонта не совпадают друг с другом.

Латеральная зональность выражается в последовательной смене с северо-запада на юго-восток лентовидных рудных залежей, сложенных преимущественно: а) барито-серебряными рудами с относительно низким содержанием свинца (отношение содержания $BaSO_4$/Pb составляет 18—20), б) барит-свинцовыми рудами (указанное отношение составляет 4—5), в) свинцовыми (отношение 1—0,5), г) свинцово-цинковыми рудами с ничтожным содержанием серебра и практически без барита. В этом же направлении с увеличением содержания цинка падает абсолютное содержание свинца.

Ритмичность более высокого порядка отмечается и в строении рудоносной формации в целом. Формация имеет резко изменчивую мощность — от 275 до 600 м. В ее составе выделяется до пяти ритмов мощностью от 15—75 до 90—180 м. Нижняя часть ритма, на которую обычно приходится бóльшая половина мощности ритма, сложена массивными, комковатыми или ячеистыми известняками и доломитами. В верхней части ритма развиты карбонатные породы ленточной или плитчатой текстуры, обычно углисто-глинистые. Рудоносным является третий (снизу) ритм. Основное оруденение сосредоточено в верхней его части, известной под названием «второй ленточный горизонт».

Характерно, что в строении формации отчетливо проявляется латеральная изменчивость. В направлении с северо-запада на юго-восток одновременно с увеличением мощности отмечается постепенное обогащение пород глинистым материалом, и так называемая западная (биресекская) доломитовая фация сменяется восточной (турланской) известняково-мергелистой фацией. Основное оруденение сосредоточено как раз в зоне латеральной смены фаций. С указанной фациальной изменчивостью разреза карбонатной формации связана четко выраженная и охарактеризованная выше латеральная минерально-геохимическая зональность в Миргалимсайском рудном поле.

Свинцово-цинковые (с баритом и флюоритом) месторождения (барвинский тип) в терригенно-карбонатной и карбонатной формациях. Месторождения рассматриваемой группы обнаруживают определенную связь с другими формационными типами месторождений (миргалимсайским, сарданинским, мансфельдским), характеризуются переменными содержаниями и запасами свинца, цинка, барита и флюорита, сложным размещением рудных тел в плане. В ряде районов основную промышленную ценность представляют флюорит или барит, а свинец и цинк извлекаются лишь попутно. В частности, в месторождениях района Иллинойс-Кентукки (США) за 75 лет эксплуатации добыто всего 155 тыс. т цинка и 55 тыс. т свинца, а флюорита — в 175 раз больше [20]. В месторождениях района Верхнемиссисипской долины за 100 лет добыто 1,5 млн. т цинка и 0,8 млн. т свинца, попутно извлекаются барит и пирит.

Основная особенность месторождений этого типа заключается в том, что они в отличие от других формационных типов крупных медных и свинцово-цинковых месторождений обычно располагаются в формационных ритмах мощностью менее 1000 м, т. е., по существу, в платформенных чехлах. Так, в районе Верхнемиссисипской долины (США) верхнекембрийский-нижнеордовикский ритм с трансгрессивной последовательностью формаций имеет мощность около 500 м, а перекрывающий его рудоносный средне-верхнеордовикский ритм — всего 280 м. Мощность вышележащих ритмов измеряется первыми десятками метров.

В СССР кроме Барвинского (Таборного) месторождения в Прибайкалье

к этому формационному типу относится Кужинское месторождение (Ba, Pb, Zn) в Башкирии.

В настоящее время не разработаны критерии, которые бы позволяли прогнозировать этот тип месторождений и в особенности предсказывать масштаб оруденения. Вместе с тем наличие барит-флюорит-свинцово-цинковой минерализации этого типа следует рассматривать как показатель возможной промышленной рудоносности тех же или соседних стратиграфических подразделений в направлении к прогибам, где мощности осадочных ритмов испытывают резкие изменения.

Полиметаллические месторождения в «черносланцевых» (флишевых) формациях. Полиметаллические пластовые месторождения, связанные с группой терригенных флишевых формаций, нередко называемых «черносланцевыми», представляют группу месторождений, имеющих большое промышленное значение. К ним относятся в СССР Филизчайское (Pb—Zn—Cu), Кызыл-Деринское (Cu—Zn), Саурейское (Pb—Ba), Рассохинское (Zn с подчиненным значением Pb), Амурское (Zn), Успенское (Cu), из зарубежных — Раммельсберг (ФРГ), Салливан, Энвилл (Канада). Наиболее крупными представителями метаморфизованных аналогов являются Маунт-Айза (Австралия), Холоднинское (СССР) и, вероятно, Оутокумпу, Пихясалми, Виханти (Финляндия).

Отношения содержаний и запасов меди, свинца и цинка варьируют в широких пределах, и, по существу, выделенные в табл. 9 формационные типы необходимо рассматривать как разновидности в «изоморфных» рядах, промежуточными членами которых являются филизчайский (Pb—Zn—Cu) и рассохинский (Pb—Zn), а конечными успенский (Cu), амурский (Zn) и саурейский (Pb—Ba) типы. Явного влияния состава и структуры рудоносных флишевых формаций на металлогеническую специализацию месторождений не установлено, тем не менее в первом приближении с использованием ряда региональных критериев можно оценивать и возможный состав руд в каждом конкретном регионе, что и оправдывает выделение столь дробных градаций формационных типов месторождений, в данном случае по отраслевому признаку.

Типичным представителем рассматриваемой группы является Филизчайское месторождение в Азербайджане, описание которого приводится по данным Г. С. Дзоценидзе [6] и в основном Н. К. Курбанова [12].

Главными рудными минералами в месторождении служат пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, образующие сплошные пиритовые руды в нижней части залежи и полосчатые полиметаллические — в верхней части пластовой залежи. Полосчатые руды сложены чередующимися слойками карбоната, галенита и сфалерита или карбонатно-полиметаллической, халькопирит-пиритовой минерализацией. Полосчатость руд подчеркивается также присутствующими в руде слойками глинистых сланцев. Мощность полос и слойков колеблется от долей миллиметра до 3 см. Обогащение рудного тела галенитом и сфалеритом наблюдается только в кровле залежи.

Под массивными рудами в восточной части месторождения находятся пятнисто-вкрапленные, которые ниже постепенно переходят в прожилковые. В восточной части месторождения встречаются пирротиновые руды в виде залежи, полого секущей полосчатые и пятнисто-вкрапленные руды. В подрудной толще фиксируются карбонатизация, хлоритизация, в меньшей мере окварцевание, совпадающие с ореолами прожилковых руд.

Сходное с Филизчайским месторождение Кызыл-Дере в Дагестане приурочено, как и первое, к ааленской флишевой толще. Сложено оно преобладающим пирротином, а также халькопиритом, сфалеритом, сидеритом, марказитом. Руды массивные существенно пирротиновые (с переменным количеством халькопирита), массивные халькопиритовые, полосчатые (чередование слойков руды и сланцев), густовкрапленные (иногда цинковистые), прожилково-сетчатые (пирит-пирротин-халькопиритовые). На западном фланге месторождения развиты кварц-сидеритовые руды с вкрапленным халькопиритом.

В лежачем боку рудной залежи алеврито-глинистые сланцы окремнены и каолинизированы.

Рудные тела как на Филизчайском и Кызыл-Деринском, так и на других месторождениях Большого Кавказа (Катех, Чедер, Гюмбулчай) участвуют в строении сундучных складчатых форм (осложненных лежачими складками) или линейных антиклиналей, подвержены пластическим деформациям. Четко выражены признаки нагнетания рудной массы в ядра складок.

На территории Большого Кавказа отчетливо проявлен стратиграфический контроль оруденения. Все известные месторождения и рудопроявления сосредоточены в нижне-среднеюрских флишевых толщах, наиболее крупные — Кызыл-Деринское, Филизчайское, Катехское — в ааленском ярусе. В тоарских отложениях известны сингенетично-диагенетическая вкрапленность, конкреции и прослои пирита с повышенным содержанием меди, свинца, цинка и кобальта, полиметаллические рудопроявления (Мачхалор-IV). Гальки колчеданной руды обнаружены в базальных конгломератах верхней юры. Распределение двух основных минерально-геохимических типов месторождений (Pb—Zn—Cu и Cu—Zn) обнаруживает связь с такими характеристиками рудоносной толщи, как мощность, содержание и состав вулканогенных пород, тип складчатых форм.

Свинцово-цинковые месторождения (мехернихский тип) в молассовой формации. Промышленные представители месторождений этого типа в СССР не известны. Из зарубежных к ним относятся месторождения Мехерних, Маубах и Гуте-Гоффнунг в ФРГ, некоторые рудные тела в месторождениях штата Миссури в США (например, рудник Хейден-Крик), Лайсвалль и Беллвиксберг в Северной Швеции.

В штате Миссури (США) сульфиды совместно с кварцем развиты в песчаниках и галечниках, окружающих гранитно-метаморфические выступы древнего фундамента. В стороны от палеоподнятий мощность молассы резко увеличивается, а рудные тела выклиниваются.

В Мехернихе и Маубахе руды конкреционного и вкрапленного типа приурочены преимущественно к пластам песчаников, реже конгломератов, составляющих вместе с глинистыми породами четко выраженные трансгрессивные ритмы мощностью около 10—15 м. О масштабах оруденения свидетельствуют запасы свинца в Маубахском рудном районе (0,75 млн. т) и в Мехернихе (0,5 млн. т). В последнем длина рудной зоны составляет около 10 км при ширине 1 км. Среднее содержание свинца в рудах 2—2,5%, цинка в 5—10 раз меньше, чем свинца. В своеобразном месторождении Гуте-Гоффнунг присутствуют сульфиды меди, при этом наблюдается поперечная латеральная зональность: медные руды → галенит → сфалерит → церуссит → → пироморфит.

В месторождениях района Лайсвалл преобладающий галенит сопровождается сфалеритом, баритом и флюоритом.

Основные черты сходства и различий между пластовыми месторождениями различных формационных типов

Приведенные материалы показывают, что свинец и цинк раздельно или совместно, с медью или без нее образуют промышленные концентрации практически во всех осадочных и вулканогенно-осадочных формациях — в карбонатных, флишевых терригенных, терригенно-карбонатных, вулканогенно-терригенных и вулканогенно-терригенно-карбонатных, а в вулканогенных — от основного-среднего до среднего-кислого состава. Однако в молассах крупные месторождения все же встречаются редко (в СССР не известны).

Сравнение намеченных формационных типов месторождений позволяет заключить, что уральский и алтайский типы месторождений характеризуются наибольшей устойчивостью ассоциаций рудных элементов и их соотношений.

В месторождениях, связанных с вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатными формациями, отношение свинца к цинку варьирует от 1 : 5 до 5 : 1; медь либо отсутствует, либо ее содержится в 10—50 раз меньше, чем свинца.

В месторождениях, связанных с «черносланцевыми» (терригенными флишевыми) формациями, отношение содержаний трех элементов — меди, свинца и цинка — варьирует также в широких пределах. Известны как существенно барит-свинцовые месторождения (Саурей), цинковые (Амурское), свинцово-цинковые с преобладанием цинка (Рассохинское), медно-свинцово-цинковые с почти равным соотношением трех элементов (Маунт-Айза в Австралии), медно-цинковые (Кызыл-Дере на Кавказе, Берра-Берра, Лондон, Бойд, Чероки в штате Теннесси, США) и почти чисто медные (Успенское, Белла в Казахстане). Наиболее широкие вариации отношения свинца и цинка свойственны месторождениям в карбонатных и терригенно-карбонатных формациях, а существенные запасы и содержания меди по отношению к цинку и свинцу связаны с пестроцветными формациями.

Для всех формационных типов пластовых месторождений проявляется стратиграфический контроль оруденения. В стратифицированных месторождениях, кроме того, проявляется соответствие структуры осадочных ритмов минерально-геохимической зональности. В то же время общая последовательность в смене минеральных типов руд сохраняется в большинстве пластовых месторождений. Эта последовательность выражается следующим обобщенным рядом: магнетит → пирротин → пирит → халькопирит → сфалерит → галенит → барит → борнит → халькозин → самородная медь → → окислы и гидроокислы марганца → окислы железа. В стратиформных месторождениях ряд обычно прямой, тогда как в стратифицированных может быть прямым и обратным в зависимости от структуры рудоносной формации.

В многоярусных месторождениях расстояние между рудными телами в разрезе соответствует средней мощности осадочных ритмов. Мощность рудных тел в ряде случаев имеет тот же порядок, что и мощность ритма.

Как в стратифицированных, так и в стратиформных месторождениях нередко отмечается устойчивая связь рудных тел с определенными, чаще всего краевыми фациями формаций, с зонами максимально быстрого изменения их мощности. Особенно четко проявленная связь рудных тел стратифицированных месторождений с определенными фациями обусловливает скачкообразное

«перемещение» рудных тел по стратиграфическому разрезу в направлении «миграции» благоприятных фаций, необязательно в глубь прогибов.

Для стратиформных месторождений зависимость расположения рудных тел от фаций менее четкая, так что по латерали конкретные рудные тела могут располагаться в различных горизонтах и типах пород, а иногда и в разных формациях. Такое «перемещение» чаще всего наблюдается в сторону от палеоподнятий, в глубь прогибов и соответственно в стратиграфически более высокие горизонты.

Одновременно с «перемещением» рудных тел в стороны от палеоподнятий наблюдается упрощение их морфологии, уменьшение роли секущих рудных тел, в ряде случаев — снижение интенсивности подрудных гидротермально-метасоматических преобразований, появление тонкополосчатых руд, признаков эксгаляционно-осадочного рудообразования.

Руды нередко образуют лентообразные тела значительной длины, расположенные в пределах рудоносной поверхности периодически, с устойчивым или закономерно меняющимся шагом [9].

Отмеченные закономерности находят широкое применение при оценке глубоких горизонтов и флангов известных месторождений, в определении пространственной ориентировки рудных тел и их связности в складчатых формах.

Вместе с тем наличие на оцениваемой территории потенциально перспективной формации является необходимым, но еще не достаточным фактором положительной оценки. Так, рифовая доломитовая формация широко развита в ордовикских отложениях Иркутского амфитеатра, однако известная здесь свинцово-цинковая минерализация не образует промышленных концентраций [17]. Подобные примеры можно умножить. В этой связи особое значение приобретает выявление закономерных связей рудоносных формаций с формационными рядами определенного типа.

Использование ритмичности при прогнозировании

Одним из новых факторов контроля медных, свинцовых и цинковых месторождений, на который обращено внимание в последние годы, является приуроченность их к формационным ритмам с определенной возрастной последовательностью формаций и мощностью ритмов. Ритмы этого порядка представляют собой как бы «элементарные» составляющие ритмов более крупных. Длительность становления их, в частности, в палеозое примерно 25—30 млн. лет, и они проявляются в основном синхронно, отражая общий ритм («пульс») тектонической жизни крупных регионов. Границы отдельных ритмов этого порядка требуют еще некоторого уточнения, но в целом общая «шкала» их уже достаточно ясна: PR_1^1, PR_1^2, PR_2, PR_3^1, PR_3^2, PR_3^3, $V - \in_2$, $\in_3 - O_2$, $O_3 - S_1w$, $S_2 - D_2e_1$, $D_2e_2 - D_3fr_1$, $D_3fr_2 - C_1t_1$, $C_1t_2 - C_2$, $C_3 - P_1$, P_{1-2}, $P_2 - T_2$, $T_3 - J_1$, J_{1-2}, J_{2-3}, K_1, K_{1-2}, $K_2^3 - P_2^1$, $P_2^2 - P_3^1$, $P_3^2 - N_1^1$, $N_1^2 - N_2^1$, $N_2^2 - Q$.

Каждый элементарный ритм характеризуется однонаправленной сменой пород хемогенных, вулканогенных, кластогенных. В одних случаях такой ритм может соответствовать смене пород внутри одной формации, в других — смене двух, трех или более формаций.

По преобладанию в разрезе вулканогенных или осадочных пород намечается четыре основных типа «элементарных» ритмов: гомодромный, анти-

дромный, регрессивный и трансгрессивный. Так, гомодромные ритмы характерны для интервала O_3 — S_1 Тагило-Магнитогорского прогиба, S_2 — D_2 в южной части восточной зоны этого прогиба, D_3 — C_1 центральной зоны Алапаевско-Варненско-Иргизского прогиба, и проявляется в данном случае в смене спилитовой формации спилит-натриево-липаритовой. При наличии осадочных пород в гомодромном ритме они обычно образуют регрессивный ряд: от кремнистых, глинистых до флишоидных и терригенно-вулканогенных молассоидных.

Ритмы антидромной направленности нередко начинаются базальт-дацит-липаритовой формацией, которая сменяется андезит-базальтовой; в других случаях антидромные ритмы начинаются андезит-базальтовой, сменяющейся базальт-трахитовой формацией или осадочными формациями. Антидромной последовательности вулканогенных пород в ритмах этого типа обычно соответствует трансгрессивная последовательность осадочных пород — от конгломератов и песчаников к глинистым и известковым породам.

В крайнем выражении, при редуцированном развитии вулканогенных пород, в соответствии с последовательностью осадочных формаций, намечаются самостоятельные трансгрессивные ритмы (снизу от грубообломочных отложений к терригенным флишевым и карбонатным) или регрессивные (при обратном порядке). Ритмы этих типов обычно присущи миогеосинклинальным прогибам. В эвгеосинклиналях они особенно характерны для основания и верхних частей разреза.

При анализе закономерностей размещения месторождений с учетом ритмичного строения выясняется, что наиболее крупные промышленно ценные пластовые месторождения приурочены к переходным зонам, где фиксируется смена типов ритмов по простиранию, т. е. переход от трансгрессивных к регрессивным или от гомодромных к антидромным. Эта же закономерность проявляется и в вертикальной (временно́й) последовательности чередования ритмов. Именно в такой структурной позиции находятся наиболее интересные медно-цинково-колчеданные месторождения — Дегтярское, Подольское, Узельгинское, Учалинское, им. XIX Партсъезда и др. Таким образом, ритмичность данного порядка может быть использована как важный критерий не только потенциальной рудоносности формаций, но и оценки возможных масштабов оруденения.

При анализе ритмичности с учетом мощностей отдельных ритмов и расположения однотипных формаций в различных ритмах — первом, втором, третьем и т. д. — выясняется, что мощность ритма, занимающего самое нижнее положение в геосинклинальном разрезе, обычно превышает 3,5 км, мощность второго ритма составляет не более 2,5 км, третьего — 1—1,5 км, последующие ритмы, как правило, имеют мощность менее 1 км. Устанавливается преимущественное тяготение большинства месторождений к ритмам мощностью от 2,5 до 1 км, к зонам резкого изменения мощностей и фациальных замещений (рис. 18).

Например, в районе Миргалимсайского месторождения общий терригенно-карбонатный разрез имеет четко выраженную трансгрессивную направленность. Основание толщи представлено молассой, местами с примесью вулканогенного материала. Мощность терригенной части разреза (D_2e_2 — D_3fr_1?) составляет более 1500 м. Вышележащий рудоносный ритм (D_3fr_2? — C_1t) мощностью от 500 до 2000 м сложен терригенными, преимущественно глинистыми породами внизу и карбонатными, глинисто-карбонатными в верхней части, основной по мощности. Рудоносный ритм

перекрыт визейской карбонатно-терригенной толщей мощностью до 1000—1500 м.

Месторождения сарданинского типа обычно располагаются в многокилометровых терригенно-карбонатных комплексах. В частности, в Майско-Кыллахской зоне мощность такого комплекса составляет не менее 7 км. В разрезе выделяется три крупных ритма, соответствующих стратиграфическим сериям. Нижняя — учурская (ранний рифей) и средняя — майская

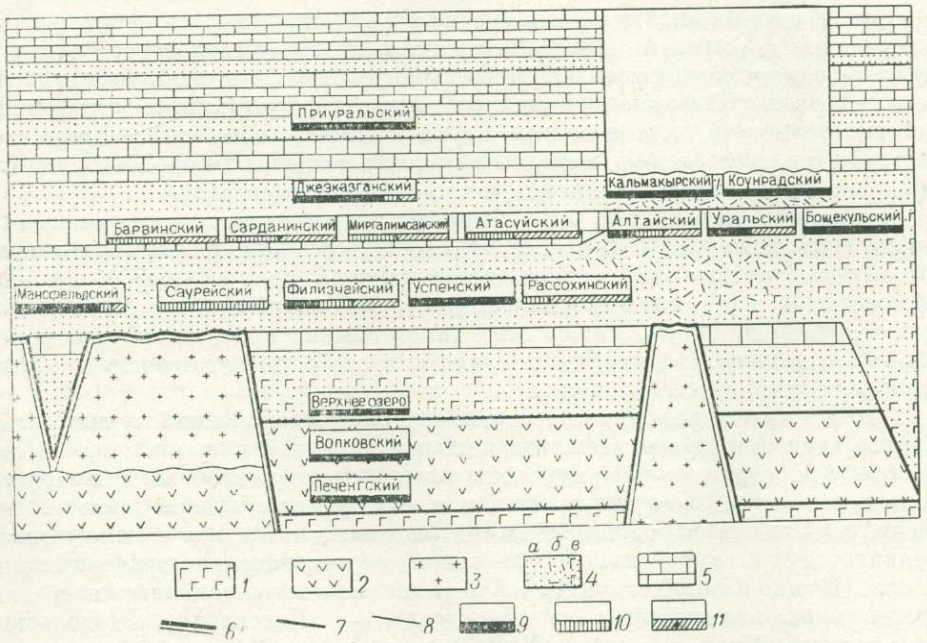


Рис. 18. Принципиальная схема размещения формационных типов медных и свинцово-цинковых месторождений в ритмах и комплексах формаций.

Комплекс: *1* — перидотитовый, *2* — базальтовый, *3* — гранитно-метаморфический, *4* — вулканогенно-осадочный (*а* — терригенные формации, *б* и *в* — осадочно-вулканогенные формации соответственно с кислыми и основными вулканогенными породами); *5* — карбонатные формации; границы: *6* — блоков ранней консолидации, *7* — формационных комплексов, *8* — формационных ритмов; месторождения: *9* — медные, *10* — свинцовые, *11* — цинковые.

серия (средний рифей) являются завершенными трансгрессивными ритмами, начинающимися терригенными формациями и заканчивающимися карбонатными. Третья серия — уйская — предстает как незавершенный, редуцированный ритм, сложенный молассовыми и флишевыми формациями с неопределенной направленностью в их смене. Лишь на крайнем юго-востоке Майско-Кыллахской зоны ритм завершается карбонатной формацией, что определяет его трансгрессивную структуру.

В собственно Майско-Кыллахской зоне предполагается, что разрез осадочного комплекса начинается майской серией, верхняя, обнаженная часть которой имеет мощность свыше 2 км. Вышележащая уйская серия имеет резко изменчивую мощность — от 4500 на востоке до 2500 в центре и 1500 м на западе зоны. За пределами рудоносной площади мощность ее сокращается до 200 м. Хотя формации уйской серии и не являются рудоносными, зоны ее резкого изменения мощностей оказывают непосредственное

влияние на размещение месторождений в формациях вышележащего рудоносного венд-среднекембрийского ритма. Структура этого ритма довольно сложная. Начинается он на востоке молассоидной терригенной формацией, трансгрессивно сменяющейся «черносланцевой» или углеродисто-карбонатной заведомо нижне-среднекембрийской формацией, верхняя часть ритма сложена глинисто-карбонатной флишевой формацией среднего кембрия. В западном направлении терригенная молассоидная формация фациально замещается рудоносной рифовой и известняковой слоистой формациями, вышележащая часть разреза аналогична таковой, установленной в восточной зоне. Мощность венд-среднекембрийского ритма на рудоносной площади составляет около 1000 м, а в западном направлении сокращается до 300 м. Таким образом, если для подрудного, верхнерифейского ритма отмечается главным образом изменение полноты разреза и его мощности на рудоносной площади, то в собственно рудоносном ритме выявляются и достаточно резкие фациальные замещения. При этом рудоносная часть разреза приходится по времени на момент изменения направления сноса обломочного материала с восточного на западное.

В пределах Жаильминской грабен-синклинали наиболее крупные промышленные железо-марганцевые месторождения (Каражал, Ктай, Клыч, Жумарт, Керегетас, Камыс), а также полиметаллические месторождения (Жайрем, Бестюбе, Ушкатын и др.) приурочены к узкому стратиграфическому интервалу разреза (верхи нижнего фамена — верхний фамен).

В целом разрез вулканогенно-осадочных отложений с общей трансгрессивной направленностью в смене формаций имеет максимальную мощность в прогибах до 7 км и в различных частях геосинклинального трога двух- или трехритмовое строение. При этом ранний ритм (S_2? — D_2e) мощностью свыше 2 км характеризуется гомодромной сменой вулканогенно-молассовых образований, средний ритм (D_2e — D_3fr_1) мощностью до 2500 м относится к андезит-дацит-липаритовой вулканогенной молассе и, наконец, третий ритм мощностью 1500—2000 м (D_3fr_2 — C_1t) характеризуется трансгрессивной последовательностью формаций — от молассовой (D_3fr_2) к терригенно-карбонатной ($D_3fm_1^1$), далее к рудоносной терригенно-кремнисто-карбонатной формации ($D_3fm_1^2$ — C_1t). По простиранию, в южном направлении рудоносная формация довольно резко фациально замещается известняковой рифовой, а в северном направлении — алеврито-песчаной флишевой.

На Рудном Алтае вулканогенно-осадочный разрез мощностью свыше 2,5 км характеризуется антидромной направленностью в смене вулканогенных пород кислого и среднего состава в средней части разреза, смешанного и основного состава — в его верхах и трансгрессивной направленностью в смене осадочных пород: внизу преобладают песчаники, в средней части разреза — алевролиты, вверху — карбонатные и глинисто-карбонатные породы.

Структура формационных ритмов определяется сочетанием трех основных типов формаций: терригенных, вулканогенно-терригенных флишевых и карбонатной, обычно рифовой. При этом вулканогенно-терригенные формации с кислыми эффузивами вглубь прогибов замещаются аналогичными формациями с основными эффузивами. В общем разрезе выделяется до двух формационных ритмов, охватывающих примерные возрастные интервалы D_2e_2 — D_3fr_1 и D_3fr_2 — C_1t, мощность которых сокращается до 500 м на палеоподнятиях и возрастает до 1500 м и более в прогибах. Структура ритмов также меняется поперек прогибов: ближе к палеоподнятиям

выделяются участки с регрессивной (гомодромной) структурой, а далее в глубь прогибов — участки с трансгрессивной (антидромной) структурой.

Важно подчеркнуть, что одни и те же формации, занимая различное положение в вертикальных рядах, обладают и различной степенью рудоносности. Установленная преимущественная локализация крупных месторождений во втором или третьем ритмах объясняется тем, что именно в периоды образования этих ритмов фиксируется, с одной стороны, максимальная контрастность ритмов в сопредельных тектонических структурах, а с другой — устойчивость существования палеогеоморфологических и фациальных зон в рудоносных структурах.

Однако наличия ритма с благоприятными параметрами еще недостаточно для достоверного прогнозирования. Прогноз с использованием ритмичности может быть существенно уточнен с использованием представлений о типах формационных комплексов.

Место рудоносных формаций в формационных рядах (комплексах)

Под формационным комплексом понимается вертикальный (временно́й) и пространственный ряд геологических формаций одного класса, развитых в разрезах блоков земной коры.

В соответствии с классами геологических формаций (вулканогенно-осадочные, метаморфические, интрузивно-метасоматические) выделяются вулканогенно-осадочные, гранитно-метаморфические и «базальтовые» комплексы.

Типы вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов могут быть выделены по последовательности формаций в их вертикальных рядах, по мощности ритмов, количеству ритмов, характеру деформаций. В частности, по этим признакам необходимо различать комплексы:

— асимметричные (гомодромные, антидромные, регрессивные, трансгрессивные);

— симметричные (центробежные и центростремительные) мощностью свыше 5 и менее 5 км;

— одноритмовые, двухритмовые, трехритмовые и т. д.;

— непрерывные, или полные, и прерывистые (в которых из разреза выпадает один или несколько формационных ритмов);

— складчатые и нескладчатые.

На примере ряда структурно-металлогенических зон Енисейского кряжа, Северо-Восточного Забайкалья, Алтая, Средней Азии и Урала удается установить, что рудоносны вулканогенно-осадочные комплексы мощностью свыше 5 км [13]. В пределах таких комплексов рудоносные формации располагаются, однако, не в зонах максимальных мощностей, а сокращенных, что можно видеть на материалах, приведенных по Рудному Алтаю [16].

На примере Майско-Кыллахской зоны можно показать, что наиболее благоприятны комплексы с аномальным распределением мощностей между ритмами в их вертикальном ряду. Если на большей, нерудоносной части площади развития благоприятного комплекса наблюдается нормальное распределение мощностей между ритмами (снизу — вверх) — 3,5—2,5—1,5—1,0 км, то в рудоносной зоне это распределение нарушается — 3,5—

2,5—0,5—0,2 км. В подобной позиции располагается месторождение Сардана.

Осадочные или вулканогенно-осадочные комплексы, контролирующие пластовые медные месторождения, отличаются от сходных с ними комплексов со свинцово-цинковым оруденением по преобладанию в разрезе формаций флишевого и молассового рядов в верхней половине разреза комплекса (регрессивная структура). Комплексы с последовательностью формаций от моласс к карбонатно-сланцевым (трансгрессивная структура) содержат свинцово-цинковые месторождения, а с симметричной (центростремительной) структурой, с «загрязненными» карбонатными формациями в средней части комплекса — медно-свинцово-цинковые месторождения мансфельдского типа.

Влияние общего характера разреза блоков коры на их металлогеническую специализацию

Существенное влияние на рудоносность оказывает морфология прогибов, выполненных рудоносным комплексом, тип фундамента и состав блоков коры, ограничивающих прогибы. Для пластовых месторождений наиболее благоприятны узкие прогибы типа приразломных. При этом степень рудоносности нередко зависит от соотношения возрастов формаций в контактирующих блоках. Наибольшая концентрация оруденения обычно наблюдается в комплексах, достаточно оторванных по времени от пород, слагающих борта трогов.

Очень важным фактором локализации медных или свинцово-цинковых месторождений является средний состав пород в бортах или основании геосинклинальных комплексов.

Характерно, что на Рудном Алтае под вулканогенно-осадочным комплексом в ядрах палеоподнятий повсеместно устанавливается гранитно-метаморфический комплекс — сложнодислоцированные ордовик-девонские преимущественно терригенные образования, прорванные гранитами. Мощность гранитно-метаморфического комплекса сокращается в сторону осевых зон девон-каменноугольных прогибов.

Наличие гранитно-метаморфического комплекса в основании вулканогенно-осадочного четко фиксируется также в Японии, где очень широко развиты полиметаллически-колчеданные месторождения алтайского типа, обычно именуемые месторождениями «типа куроко».

В этом, в сущности, и состоит главное отличие эвгеосинклинальных трогов, контролирующих медно-цинково-колчеданные месторождения, развитых на коре океанического типа, от сравнительно узких трогов, сформированных на коре континентального типа и контролирующих полиметаллически-колчеданные месторождения. Однако и те и другие геосинклинали являются, по существу, раздвиговыми формами, а месторождения формируются, очевидно, в островнодужный этап развития трогов. Причем вулканические острова, контролирующие месторождения, либо наследуют микроконтиненты с сиалическим профилем разреза, и тогда в составе руд значительную роль начинает играть свинец при относительно пониженном количестве меди, либо такие острова являются океаническими новообразованиями фемического профиля и контролируют руды медно-цинкового состава.

Таким образом, со «средним» составом фундамента коррелируется как состав вулканогенных рудоносных формаций, так и состав тесно связанных с ними колчеданных месторождений. Следовательно, этот фактор является

самым общим, региональным критерием прогнозной оценки районов преимущественно на уральский или алтайский типы колчеданных месторождений.

Аналогичное влияние состава бортовых массивов на металлогеническую специализацию устанавливается и для других формационных типов пластовых месторождений. В частности, в хребте Большой Каратау все формации — от докембрийских до ордовикских включительно — имеют «кислый» состав: кислые эффузивы, туфы, песчаники и сланцы. Соответственно в фамен-турнейских карбонатных отложениях фиксируются только свинцово-цинковые месторождения.

В Жаильминско-Успенской зоне, соответствующей девонскому геосинклинальному прогибу, в бортах располагаются либо фемические породы, и тогда в троговых отложениях присутствуют железо-марганцевые месторождения, либо сиалические (ордовик-силурийские и более древние, предположительно докембрийские), и тогда в отложениях девона широкое развитие получают свинцово-цинковые месторождения. Напротив зон смены фемических и сиалических пород бортовых массивов в девонских трогах располагаются комплексные (Fe—Mn—Ba—Pb—Zn) и медные (Успенское) месторождения [8].

Косвенными признаками рудоносности являются: наличие гранитоидных интрузий, фиксирующих зоны сокращенных разрезов или палеоподнятия, вокруг которых обычно располагаются пластовые месторождения, наличие поясов даек основного состава, фиксирующих борта палеотрогов.

Косвенными показателями возможной рудоносности служат разрезы с неясным (спорным) взаимоотношением между ритмами (сериями). Наличие угловых несогласий служит неблагоприятным признаком. Угловые несогласия, переходящие в стратиграфические и в нормальную последовательность свит, служат наиболее благоприятным признаком. В направлении смены стратиграфического несогласия угловым обычно происходит смена пластовых медных месторождений свинцово-цинковыми и далее барит-свинцово-цинковыми месторождениями барвинского типа, а при выпадении из разреза существенной части или несогласном налегании осадочного комплекса на метаморфическое основание пластовые медные и свинцово-цинковые месторождения сменяются баритовыми и флюоритовыми.

ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Полиметаллические скарновые месторождения входят в группу контактовых месторождений. Как отмечалось выше, в мировом балансе свинца и цинка объекты этого типа имеют подчиненное значение (6%) [18].

Среди скарновых месторождений выделяются галенит-сфалеритовые в известковых скарнах (месторождения Алтын-Топкан, Чал-Ата, Курусай, Дальнегорское (СССР), Трепча (Югославия), Ганновер (Нью-Мексико, США), полисульфидные также в известковых скарнах (Карагайлы в Казахстане и др.) и полиметаллические в магнезиальных скарнах (Кургашинкан, Кумышкан и другие в Средней Азии).

Скарновые парагенезы связаны с приконтактовыми изменениями карбонатных или силикатно-карбонатных толщ вблизи интрузий. Основные рудные тела обычно имеют пластовую форму, но есть и секущие — жильные и столбообразные залежи, зачастую с наложенной минерализацией (Au, Ag, Bi, Sn, W и др.). Показательно, что скарновые месторождения с медным

оруденением (Гумешевское, Алексеевское, Турьинское на Урале) контролируются карбонатными горизонтами, залегающими среди вулканогенных формаций основного-среднего состава, зачастую в тех же зонах, что и медно-цинково-колчеданные месторождения. Полиметаллические скарновые месторождения ассоциируются с терригенно-карбонатными (Гульшад, Алтын-Топкан, Тетюхе) или вулканогенно-терригенно-карбонатными формациями (Карагайлы и др.), в составе которых существенную роль играют вулканогенные породы среднего-кислого состава, обычно в тех же зонах, где распространены пластовые свинцово-цинковые месторождения (Жаильминско-Успенская зона в Центральном Казахстане, Карамазар в Срединном Тянь-Шане).

Региональные факторы контроля полиметаллических скарновых месторождений аналогичны таковым для пластовых месторождений, при контактовых преобразованиях которых они зачастую и формируются.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди секущих (жильных, штокверковых) месторождений может быть выделено до восьми самостоятельных типов. Приводить их характеристики нет надобности, так как для рассматриваемой группы металлов они никогда не имели существенного значения в добыче, и поиски таких месторождений должны стимулироваться другими отраслями.

Вместе с тем можно выделить большую группу месторождений сложной морфологии, обычно относимых к классу жильных, в которых стратиграфический контроль оруденения является определяющим, но применение этого фактора при поисках затруднено исключительно сильно выраженной пликативной и дизъюнктивной тектоникой. В таких районах обычно широко проявлен и орогенный магматизм, который в данном случае является самым сильным аргументом в пользу связи оруденения с послескладчатыми интрузиями, но мало что дает для направления поисков и разведки. Оруденение локализуется в карбонатных и терригенно-карбонатных формациях нескольких формационных ритмов, верхние из которых имеют явно платформенный характер (например, в Центральном Тинтике, США [20]). В других случаях интенсивно нарушенные рудоносные формации занимают положение в структуре ритмов, типичное для пластовых месторождений (Центральный Тинтик), и все трудности поисков связаны в основном с трудностями расшифровки складчатых форм и амплитуд перемещения по разрывам. Месторождения этого типа характеризуются большими запасами. Так, в рудном районе Центральный Тинтик за 100 лет добыто помимо значительных количеств золота и серебра 0,58 млн. т свинца, около 100 тыс. т меди, 62 тыс. т цинка; в рудном районе Парк-Сити (штат Юта) добыто 1,15 млн. т свинца, около 0,6 млн. т цинка, 50 тыс. т меди, в рудном районе Ледвилл (штат Колорадо) — 0,9 млн. т свинца, 0,7 млн. т цинка и 50 тыс. т меди [20]. Четко проявлен стратиграфический контроль оруденения также в месторождениях Восточного Тинтика (штат Юта), рудного района Юрика (штат Невада).

Ряд месторождений в перечисленных районах содержит парагенезы, свойственные атасуйскому типу пластовых месторождений. Так, в районе Ледвилл [20] околорудные метасоматиты сложены доломитом, манганосидеритом, джаспероидами, анкеритом, баритом и родохрозитом. Выделяются особые, магнетит-гематит-сидеритовые и магнетит-сидеритовые сорта руд.

Аналогичные метасоматиты развиты в месторождениях Восточного Тинтика (кварцит-доломитовые джаспероиды с родохрозитом, манганосидеритом, доломитом, баритом). К этому же типу относятся месторождения рудного района Морокоча (Центральное Перу), в которых присутствует ассоциация руд с анкеритом и родохрозитом. Основная масса руд в перечисленных районах залегает в карбонатных формациях.

Сходные месторождения широко развиты также в карбонатных формациях Мексики (месторождения Найка, Санта-Эулалия, Лос-Ламентос, Сан-Педро-Карралитос, Ла-Огуэла и др.), и в «черносланцевой» формации (район Тачко).

Другим «нестандартным» типом секущих месторождений служат месторождения в вулканических жерлах, например месторождение Серро-де-Паско в Центральном Перу, где в трубке взрыва располагается крупная залежь пирита с пирротином. На контакте с известняками залежь содержит сфалерит-галенитовые руды с отношением свинца к цинку 0,3—0,7.

* * *

Таким образом, в данном разделе рассмотрены особенности важнейших формационных типов свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений. Показано, что в настоящее время главными являются пластовые и среди них комплексные месторождения атасуйского типа, прогнозирование и поиски которых представляют задачи первостепенной важности.

Доскладчатый возраст основного полиметаллического оруденения, доказанный на большинстве полиметаллически-колчеданных месторождений, позволяет по-новому ориентировать прогнозно-металлогенические исследования, использовать при поисках и разведке этого типа оруденения ряд важных факторов контроля (стратиграфический, формационный, палеовулканический, палеоструктурный), на которые долгое время не обращалось должного внимания. Отмеченное в равной мере относится к медно-цинково-колчеданным месторождениям.

Вскрыты интересные перспективы поисков крупных полиметаллических месторождений во флишевых терригенных («черносланцевых») формациях, обширные площади развития которых остаются слабоопоискованными во многих областях территории СССР. Для прогнозирования, поисков и разведки этого типа оруденения особо важное значение приобретает разработка комплексного метода расшифровки складчатых и разрывных нарушений, структуры рудовмещающих толщ.

Обращено внимание на сравнительно недавно открытые в Якутии свинцово-цинковые месторождения в доломитовой рифовой формации, аналоги которых до сих пор на территории СССР не были известны. В этом типе, названном сарданинским, привлекает такой параметр, как богатство руд. При поисках следует иметь в виду, что рифовые образования нередко фациально замещаются углеродисто-карбонатными формациями, с которыми тесно связаны месторождения миргалимсайского типа, или терригенно-кремнисто-карбонатными формациями, контролирующими месторождения атасуйского типа. Отсюда вытекает, что оценивать площади рационально одновременно на перечисленные три типа пластового оруденения.

Подчеркнуто, что существенное значение для анализа рудоносности имеет изучение внутренней структуры геосинклинальных толщ, в частности, направленности в смене формаций, ритмичного их чередования, мощности

ритмов и т. д. Указанные параметры приобретают значение важных прогнозных факторов. Помимо этого реализация перспектив требует исследования и использования латеральных рядов формаций и соответствующих им типов месторождений, структурно-геометрических закономерностей размещения рудных узлов, месторождений, рудных тел.

Сделан вывод о том, что основным принципом прогнозирования является последовательное выделение на изучаемой территории геологических формаций, их вертикальных и латеральных рядов, типов формационных ритмов и комплексов, блоков коры определенного строения. Сравнение намеченных подразделений разного масштаба с типовыми рудоносными того же масштаба от крупных категорий (блоков коры) ко все более дробным — комплексам, ритмам, конкретным формациям — позволяет планомерно разделять территории на перспективные и бесперспективные, а в пределах перспективных площадей прогнозировать наличие месторождений определенных формационных и геолого-промышленных типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Д. Н.* Литолого-геохимические особенности отложений докембрия и палеозоя Приаргунья и положение в них стратифицированных полиметаллических месторождений (Восточное Забайкалье). — Автореф. канд. дис. Фрунзе, 1967. 25 с.
2. *Бородаевская М. Б.* Соотношение колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала. — Междунар. геол. конгресс. 22-я сессия. Докл. сов. геологов. М., 1964, с. 183—197.
3. *Геологическое* строение СССР. Т. 4. Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР. М., «Недра», 1968. 504 с.
4. *Геология* и металлогения Северо-Западного Прибалхашья. Т. 1. Алма-Ата, «Наука», 1968. 227 с. Авт.: Г. Н. Шерба, Т. М. Лаумулин, Н. И. Большаков и др.
5. *Горжевский Д. И., Иванкин П. Ф., Филатов Е. И.* Типизация колчеданно-полиметаллических зон в эвгеосинклиналях фанерозоя для прогнозирования. — «Разведка и охрана недр», 1975, № 11, с. 9—13.
6. *Дзоценидзе Г. С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969. 343 с.
7. *Жайремское* месторождение. — «Разведка и охрана недр», 1972, № 4, с. 4—11. Авт.: А. А. Рожнов, Е. И. Бузмаков, М. Б. Бигалиев, В. Я. Середа.
8. *Иогансон А. К., Кутырев Э. И., Рождественский Ю. П.* О значении геотектонических факторов контроля оруденения для прогнозной оценки Казахстано-Тянь-Шаньской области на стратифицированные месторождения в палеозойских толщах. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 287—289.
9. *Кен А. Н.* Геометрические и геологические закономерности размещения месторождений полезных ископаемых как основа качественного и количественного прогноза. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (Материалы к совещанию 11—17 декабря 1971 г.). Л., 1971, с. 43—46.
10. *Константинов М. М.* Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963. 183 с.
11. *Крейтер В. М.* Поиски и разведка полезных ископаемых. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1940. 789 с.
12. *Курбанов Н. К.* Гетерогенные колчеданно-полиметаллические месторождения терригенных геосинклиналей на примере южного склона Б. Кавказа. — Тезисы докл. III Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1974, с. 147—150.
13. *Месторождения* свинца и цинка. — В кн.: Прогнозирование полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 102—108. Авт.: Э. И. Кутырев, К. А. Марков, В. С. Кормилицын, А. К. Иогансон.
14. *Минеральные* ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран (на начало 1973 г.). М., 1974. 375 с.
15. *Минеральные* ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран (на начало 1975 г.). М., 1976. 374 с.

16. *Основы* научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. 1. Полиметаллические и медно-колчеданные месторождения. М., 1971. 194 с.
17. *Основы* научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. 5. Медные и свинцово-цинковые стратифицированные месторождения. М., 1971. 184 с.
18. *Перваго В. А.* Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., «Недра», 1975. 272 с.
19. *Попов В. М.* Стратифицированные свинцово-цинковые месторождения Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. — В кн.: Материалы VII Всесоюзной металлогенической конференции. 1965 г. М., 1968, с. 325—343.
20. *Рудные* месторождения США. Под ред. Дж. Риджа. Т. 1. М., «Мир», 1972. 660 с.
21. *Рундквист Д. В., Неженский И. А.* Зональность эндогенных рудных месторождений». Л., «Недра», 1975. 224 с.
22. *Скрипченко Н. С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование. М., «Недра», 1966. 292 с.
23. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969. 687 с.
24. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962. 549 с.
25. *Шерба Г. Н.* Некоторые особенности изучения месторождений атасуйского типа. — «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1964, № 5, с. 15—33.
26. *Шерба Г. Н.* Геотектоногены и оруденение. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 144—147.

МЕДЬ

Медная промышленность СССР базируется на разработке месторождений следующих главных типов: медистых песчаников, сульфидных медно-никелевых, медно- и полиметаллически-колчеданных и медно-порфировых. Подчиненное значение имеют медно-скарновые, медно-титан-ванадий-железные, жильные, медно-молибденовые и медно-висмутовые и другие типы месторождений.

В СССР ведущими являются месторождения сульфидных медно-никелевых руд и медистых песчаников; важную роль, особенно в добыче, играют медно- и полиметаллически-колчеданные и медно-порфировые месторождения. Соотношение запасов меди в этих типах месторождений соответствует ряду 3 : 3 : 2 : 1 [21].

В капиталистических и развивающихся странах ведущая роль принадлежит медно-порфировому типу, заключающему около 60% запасов меди и обеспечивающему более 40% добычи. Значение этого типа резко возросло в течение последнего десятилетия в связи с открытием и освоением многих новых и наращиванием запасов уже известных месторождений, в первую очередь в Британской Колумбии (Канада), штате Сонора (Мексика), Южной Америке (на севере Чили и юге Перу), Центральной Америке, на Филиппинах, островах Океании, в Иране, Монголии и других районах [16]. На втором месте по запасам и добыче стоят медистые песчаники, на третьем — колчеданные месторождения. На долю медно-никелевых месторождений приходится всего лишь 2,5% запасов и 4% добычи меди, на остальные типы — скарновый, жильный, самородной меди, карбонатитовый — около 5% запасов и от 7 до 10% добычи. Медная промышленность СССР в целом обеспечена собственными запасами сырья. Вместе с тем в некоторых горнорудных районах — на Урале, в Казахстане и других — отдельные рудники оказались необеспеченными запасами местного сырья. Такой же дефицит руды и сырья в ближайшие годы может возникнуть и в других районах. С другой стороны, значительные площади как в старых горнорудных районах

Таблица 10

Медные и меденосные формации

Рудная формация	Рудоносная формация	Группа формаций	Примеры месторождений СССР
Ni—Cu сульфидных руд — норильский тип *	Оливинит-габбровая	Интрузивная	Норильск
Ni—Cu сульфидных руд — курейский тип	Троктолит-долеритовая		
Cu—Ni сульфидных руд — печенгский тип	Габбро-верлитовая		Печенга
Cu—Ni сульфидных руд — мончегорский тип	Перидотит-пироксенит-норитовая		Мончегорск
(V)—Ti—Cu—Fe руд — волковский тип	Габбровая (?)		Волковское, Чинейское
(Mo)—Cu—Fe скарновая — саякский тип	Диорит-гранодиоритовая		Саякское, Каратас
(Mo)—Cu порфировых руд, аргиллизит-гумбеитовая — кальмакырский тип; вторичнокварцит-аргиллизитовая — коунрадский тип	Габбро-монцонит-сиенит-диоритовая Габбро-диорит-гранодиоритовая	Интрузивная и вулканогенно-интрузивная	Кальмакыр, Дальнее, Сары Коунрад, Карабас
(Mo)—Cu прожилково-вкрапленных руд, пропилитовая — бощекульский тип	Габбро-диоритовая; габбро-диорит-плагиогранитовая; андезит-диоритовая		Бощекуль, Салаватское, Вознесенское
Cu и Zn—Cu колчеданных руд — уральский тип	Спилит-кератофир-туфосланцевая	Вулканогенно-осадочная	Гай, Юбилейное им. 50 лет Октября, им. XIX Партсъезда, Дегтярское
Cu—Zn—Pb колчеданных руд — алтайский тип	Дацит-липарит-туфосланцевая		Белоусовское, Зыряновское
Cu-цеолитовая — тип Верхнего озера	Базальт-липарит-терригенная моласса		
Медистых песчаников — джезказганский тип	Пестроцветная флишевая	Осадочная	Джезказган, Удокан
Медистых сланцев и мергелей — успенский тип	«Черносланцевая»		Успенское, Кызыл-Дере, Филизчай
Медистых карбонатных пород	Различные		

* Классификация медно-никелевых руд приведена по данным И. В. Ляхницкой и Е. В. Тугановой [15].

(Урал, Казахстан), так и на слабо изученных территориях (Северо-Восток, Приморье, Алтае-Саянская область) остаются неоцененными, особенно на новые, нетрадиционные для этих площадей формационные типы месторождений. Все это предопределяет необходимость разработки факторов контроля оруденения и критериев прогнозирования медных месторождений в соответствии с современным уровнем их изученности в уже освоенных районах.

ГЛАВНЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При классификации медных месторождений по морфологии и взаимоотношениям с вмещающими толщами ниже выделяются стратифицированные и стратиформные месторождения, объединяемые в единую группу — пластовых, а также контактовые и несогласные (жильные, штокверковые) месторождения.

По устойчивой взаимосвязи с определенными геологическими формациями — магматическими, осадочными, метасоматическими — медные месторождения целесообразно разделить (табл. 10) на 14 формационных типов [15].

Между подразделением месторождений по морфологии, взаимоотношениям с вмещающими толщами и классификацией на формационной основе существует определенное соответствие. Так, важнейшие медные месторождения в терригенных флишевых, нередко пестроцветных формациях, а также в «черносланцевых» формациях являются стратифицированными, медно- и полиметаллически-колчеданные в осадочно-вулканогенных формациях — стратиформными, медно-порфировые — штокверковыми. Из рассмотрения месторождений с учетом их морфологии и взаимоотношения с вмещающими толщами, связи с геологическими формациями, особенностей дислоцированности потенциально рудоносных толщ вытекает возможность прогнозировать основные промышленные параметры месторождений: минерально-геохимический тип оруденения, условия залегания, размеры, форму, глубину нахождения и т. д.

Характеристика важнейших формационных типов медных месторождений приведена ниже и суммирована в табл. 11 и 12, особенности прогнозирования полиметаллических месторождений охарактеризованы в разделе «Свинец и цинк», медно-никелевых месторождений — в разделе «Никель».

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ И СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ

Закономерности размещения и критерии прогнозирования стратифицированных и стратиформных месторождений меди, обобщенно называемых пластовыми месторождениями, разрабатывались на примере типовых рудных районов СССР — Урала [2, 12], Кавказа [11, 28], Казахстана [3, 17], Сибири [1, 13, 30] и др. При выявлении факторов контроля оруденения широко использовались публикации по наиболее представительным меднорудным провинциям — Южной Африки [14], Европы [17, 18], Австралии [24], Северной Америки [26].

Связь стратифицированных и стратиформных месторождений с геологическими формациями

Медно-цинково-колчеданные месторождения (уральский тип) в спилит-кератофир-туфосланцевой формации. Под уральским типом понимаются медно-цинково-колчеданные месторождения массивных сульфидных руд, сложенных пиритом с примесью халькопирита, сфалерита, генетически связанных с кварц-хлорит-серицит-альбитовыми метасоматитами, а пространственно и парагенетически — с осадочно-вулканогенными формациями: контрастной базальт-липаритовой или последовательно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой [2]; в практике прогнозных исследований две последние часто объединяют в одну — спилит-кератофир-туфосланцевую формацию [15].

Типичными представителями медно-цинково-колчеданных месторождений в СССР являются Подольское, Сибайское, Учалинское, Узельгинское, Дегтярское, Карпушихинское, Левихинское на Урале, Шубинское и Николаевское на Рудном Алтае, Акбастауское и Кусмурунское в Чингиз-Тарбагатайском регионе, Урупская группа на Северном Кавказе и др. Широко развиты месторождения этого типа в Норвегии (Редклев, Леккен, Скоровас, Йорвик, Юма), Испании, Иране, Турции, США. Метаморфизованные аналоги месторождений уральского типа известны в Канаде (Шеррит-Гордон, Уотсон-Лейк, Флин-Флон), в Финляндии (Пихясалми и др.).

Главными полезными элементами месторождений этого типа являются медь, цинк и сера, дополнительными — золото, кадмий, селен, теллур, иногда кобальт и никель. Статистические сведения по отношениям содержаний и запасов меди и цинка в месторождениях Тагило-Магнитогорского синклинория (Урал) приведены в работе А. Г. Жабина и Р. И. Луткова [6]. Расчеты показали, что как по содержанию в рудах, так и по запасам в данном районе цинка примерно в 1,3 раза больше, чем меди, и так называемые медно-колчеданные месторождения по существу являются медно-цинково-колчеданными.

Для уральского типа месторождений основными по объему являются серноколчеданные руды при подчиненной роли медно-колчеданных, цинково-колчеданных и медно-цинково-колчеданных. В подошве рудных тел, на 80—90% сложенных сульфидами, нередко отмечаются вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды, в которых содержание сульфидов составляет 15—30%. Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация обычно сопровождается кварц-серицит-хлоритовыми, серицит-кварц-альбитовыми метасоматитами. На флангах и в кровле массивных рудных тел располагаются полосчатые руды в туфах, туфоалевролитах, углисто-кремнисто-глинистых породах. Кроме того, в верхних горизонтах рудоносных свит нередко фиксируются конгломератовидные руды, которые рассматриваются или как образования при избирательном метасоматозе, или как продукты гипергенного разрушения массивных руд, почти синхронного процессу становления метасоматических рудных залежей. Последняя точка зрения более обоснована фактическими материалами [9, 12].

В стратиформных телах отчетливо проявлена асимметричная зональность поперек напластования. Выражена она в смене снизу вверх по мощности пласта пиритовых руд пирит-халькопиритовыми и далее халькопирит-сфалеритовыми, выше которых иногда отмечается баритовая или галенит-баритовая минерализация. В некоторых месторождениях, особенно

Таблица 11

Опыт применения системного анализа при прогнозировании мед

ных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений

Прогнозирование	Последовательность прогнозирования	Последовательность установления закономерностей	Фактор контроля оруденения	Формационный тип месторождений: Джезказганский (I)	Успенский (II)	Уральский (III)	Алтайский (IV)
Мелко- и среднемасштабное	1	13	Трансрегиональный структурно-геометрический контроль	Рудные районы на пересечении гео	синклинальных комплексов с планетарными трансформными зонами		
	2	12	Геотектоническая позиция рудоносного комплекса Вулканизм, предшествующий образованию рудоносных горизонтов	В центральноплощадных зонах унаследованных геосинклинальных трогов, окруженных блоками гетерогенного состава Очень слабый	Преимущественно в линейных геосинклинальных трогах, граничащих с блоками ранней консолидации фемического и сиалического типов Слабый	В линейных и центральноплощадных геосинклинальных трогах, граничащих с блоками ранней консолидации (срединными массивами, глыбами щитов и платформ, палеотектоническими внутригеосинклинальными поднятиями) фемического (III) и сиалического (IV) типов Весьма интенсивный	
	3	11	Тип рудоносного комплекса и положение в нем рудоносного парагенеза формаций (ритма) *	Многоритмовый комплекс мощностью свыше 5 км. Рудоносен третий, в меньшей степени четвертый (снизу) ритм на границе с двухритмовым комплексом	Двухритмовый комплекс мощностью свыше 5 км. Рудоносен второй ритм	Одно- и двухритмовый комплекс мощностью свыше 5 км. Рудоносны оба ритма, чаще верхний. В нижнем развиты колчеданные месторождения пышминско-ключевского подтипа	Двух- и трехритмовый комплекс со структурным несогласием между метаморфизованным ритмом основания и двумя верхними ритмами. Оруденение в среднем, реже в верхнем ритме
	4	10	Характерное положение рудоносной формации Примерная последовательность формаций в ритме (снизу вверх)	В средней, иногда в верхней части третьего (снизу) ритма Моласса песчаная, флиш рудоносный (часто пестроцветный), карбонатная, соленосная или песчано-сланцевая	В средней или верхней части второго (снизу) ритма Базальт-кремнистая, аспидная, «черносланцевая» (рудоносная), карбонатная	В верхней части первого, в нижней и средней частях второго ритма Базальт-кремнистая (глинисто-кремнистая), спилит-кератофир-туфосланцевая, карбонатная или флишевая	В средней и верхней частях второго ритма Базальт-липаритовая, дацит-липарит-туфосланцевая, карбонатная
	5	9	Латеральные ряды формационных типов месторождений	Поперек трогов от периферии к оси: фировый) → джезказганский (медистые (медистые	Вдоль оси трогов: уральский или алтайский → успенский или филизчайский; сарданинский → атасуйский. Поперек трогов от периферии и оси: алтайский → уральский → успенский → атасуйский; сарданинский → миргалимсайский → филизчайский; алтайский → уральский коунрадский (меднопорпесчаники) → успенский сланцы)		
	6	8	Рудоносная формация	Флишевая (часто пестроцветная)	«Черносланцевая»	Єпилит-кератофир-туфосланцевая	Дацит-липарит-туфосланцевая (эффузивно-терригенный флиш)

* Комплексы и ритмы рудоносны в полосах резкого изменения мощностей, стыка с блоками ран

ней консолидации, стыка одно- и двух-, двух- и трехритмовых комплексов.

Продолжение табл. 11

Прогнозирование	Последовательность: прогнозирования	Последовательность: установления закономерностей	Фактор контроля оруденения	Формационный тип месторождений: Джезказганский (I)	Успенский (II)	Уральский (III)	Алтайский (IV)
Средне- и крупномасштабное	7	7	Структурно-геометрические закономерности: региональные	Рудные тела имеют форму лент 15 × × 6×0,3 км. Рудные ленты приурочены к ступенчатой геометрической поверхности, «мигрирующей» в разрезе вслед за телами баровых песчаников (песчаная моласса). Количество лент вдвое больше флишевых ритмов или тел баровых песчаников; из них половина содержит богатое оруденение	В пределах регионального стратиграфического интервала разреза рудная минерализация (и гидротермально измененные породы) образуют воображаемую геометрическую поверхность, расположенную под углом 10° к напластованию толщ в сечении, перпендикулярном к простиранию фациальных зон, и согласную с напластованием в ортогональном сечении, с устойчивым или закономерно меняющимся шагом между лентами (стратиграфический контроль оруденения)		
	8	6	локальные	В пределах рудных лент сгущения перечных простиранию лент, наблю тервалом	богатых рудных тел, подаются с устойчивым ин- (шагом)	В пределах рудных лент сгущения рудных тел контролируются доскладчатыми системами разломов с устойчивым или закономерно меняющимся шагом между ними	
	9	5	Доскладчатая зональность минеральных парагенезисов в месторождениях и рудных телах: латеральная	От прибрежной зоны к мористой: халькозин, борнит → халькопирит → → пирит → (халькопирит, борнит) — удоканский тип; халькопирит, пирит → → галенит, сфалерит, халькопирит → → борнит, халькозин → халькозин — джезказганский тип	Поперек рудоконтролирующих элементов: пирит, пирротин ← пирит, халькопирит ← пирит, халькопирит, сфалерит ← ← сфалерит, галенит → → пирит, халькопирит, сфалерит → пирит, халькопирит → пирит, пирротин	От прибрежной зоны к мористой: (барит, галенит) → сфалерит → халькопирит, пирит → → пирит, сфалерит → пирит (с кобальтом и никелем); поперек рудных лент: пирит, сфалерит ← ← сфалерит, халькопирит-пирит ← пирит, халькопирит, сфалерит, барит → сфалерит, халькопирит, пирит → пирит, сфалерит	От палеоподнятия в глубь трога: (барит, серебро, золото) → барит, галенит → галенит, сфалерит, халькопирит → халькопирит, сфалерит, пирит → сфалерит, пирит → пирит, (магнетит, гематит); поперек рудных лент: пирит, сфалерит ← халькопирит, сфалерит, галенит ← ← сфалерит, галенит, барит → → халькопирит, сфалерит, галенит → пирит, сфалерит
	10	4	вертикальная (снизу вверх по разрезу)	Пирит, халькопирит → борнит, халькозин — удоканский тип; халькозин, борнит → галенит, сфалерит, (халькопирит) → халькопирит, пирит — джезказганский тип	Пирит, пирротин → пирит, пирротин, халькопирит → пирит, халькопирит, сфалерит → сфалерит, галенит	(Магнетит, пирротин) → пирит → пирит, халькопирит → → пирит, халькопирит, сфалерит → (галенит, сфалерит, барит) → (халькозин, борнит)	Пирит, халькопирит → сфалерит, галенит → галенит, барит
Крупномасштабное	11	3	Рудоносные породы и парагенезы пород	Косослоистые песчаники подводно-русловых протоков, прируслових кос, валов, волнисто-косослоистые и волнисто-слоистые алевролиты (халькозин, борнит), горизонтально-слоистые и волнисто-косослоистые алевролиты и аргиллиты (халькопирит, пирит) во флишевых парагенезах пород	Черные «углистые», кремнисто-глинистые, глинистые сланцы, алевролиты во флишевых (ритмично-слоистых) парагенезах пород	Разнообразные пористые породы, преимущественно туфы, туффиты, реже известняки, кремнисто-известковые породы в моласовых и флишевых парагенезах. Нередко рудоносными служат метасоматические породы — кварц-серицитовые, кварц-серицит-альбитовые, кварц-серицит-хлоритовые	

Продолжение табл. 11

Прогнозирование	Последовательность		Фактор контроля оруденения	Формационный тип месторождений			
	прогнозирования	установления закономерностей		Джезказганский (I)	Успенский (II)	Уральский (III)	Алтайский (Iv)
Крупномасштабное	12	2	Среднее содержание важнейших элементов в руде, %	Cu — 1,5 (Pb — около 1) (Zn — около 0,5)	Cu — около 2 (Zn — до 4)	Cu — 1,5 Zn — 2	Pb — 1 Zn — 3 (Cu — 1)
	13	1	Элементы, определяющие промышленную ценность месторождений	Cu, (Pb, Zn, Ag, Au, Re)	Cu, (Pb, Zn, Ag, Au, Co, Ni, As, Sb)	Cu, Zn, (Ag, Au, Co, S)	Pb, Zn, Cu, (Au, Ag, Ba, Sb, As, Cd)
Примеры месторождений				Удокан, Джезказган (СССР)	Успенское, Кызыл-Дере (СССР)	Дегтярское, Учалы, Сибай, Левиха, им. III Интернационала, Подольское, Узельга, Юбилейное (СССР)	Белоусовское, Зыряновское (СССР)

Продолжение табл. 11

Прогнозирование	Последовательность		Фактор контроля оруденения	Формационный тип месторождений			
	прогнозирования	установления закономерностей		Атасуйский (V)	Филизчайский (VI)	Миргалимсайский (VII)	Сарданинский (VIII)
Мелко- и среднемасштабное	1	13	Трансрегиональный структурно-геометрический контроль	Рудные районы на пересечении гео	синклинальных комплексов с планетарными трансформными зонами		
	2	12	Геотектоническая позиция рудоносного комплекса	В линейных и центральноплощадных ми, глыбами щитов и платформ, пале	геосинклинальных трогах, граничащих с блоками ранней консолидации (срединными массива отектоническими внутригеосинклинальными поднятиями) фемического (VI) и сиалического (V, VII, VIII) типов		
			Вулканизм, предшествующий образованию рудоносных горизонтов	Интенсивный или слабый	Слабый или не проявлен		
	3	11	Тип рудоносного комплекса и положение в нем рудоносного парагенеза формаций (ритма)	Двух- и трехритмовый комплекс мощностью свыше 5 км. Рудоносны второй и третий ритмы. Иногда оруденение распространяется в толщи чехлов на склонах палеоподнятий	Двухритмовый комплекс мощностью свыше 5 км. Рудоносен второй ритм	Одно-, двух- или трехритмовый комплекс мощностью свыше 5 км. Рудоносен второй или третий ритм	Иногда оруденение распространяется из трога в толщи чехлов мощностью в первые сотни м

Продолжение табл. 11

Прогнозирование	Последовательность: прогнозирования	Последовательность: установления закономерностей	Фактор контроля оруденения	Формационный тип месторождений: Атасуйский (V)	Филизчайский (VI)	Миргалимсайский (VII)	Сарданинский (VIII)
Мелко- и среднемасштабное	4	10	Характерное положение рудоносной формации Примерная последовательность формаций в ритме (снизу вверх)	В верхних частях ритмов Эффузивно-терригенная моласса или флиш, кремнисто-карбонатная или вулканогенно-терригенно-кремнисто-карбонатная, флиш	В средней части второго ритма Аспидная, флишевая «черносланцевая», флишевая, карбонатная	В верхней части второго ритма Эффузивно-терригенная моласса, флиш, известняково-доломитовая углеродистая, известняковая	Флиш или моласса, «черносланцевая» или карбонатная, переходящая в доломитовую рифтовую
	5	9	Латеральные ряды формационных типов месторождений	Вдоль оси трогов: уральский Поперек трогов от перифирии к оси: ал	или алтайский → успенский или филизчайский; сарданинский → атасуйский. тайский → уральский → успенский → атасуйский; сарданинский → миргалимсайский → филизчайский; алтайский → уральский		
	6	8	Рудоносная формация	Вулканогенно-терригенно-кремнисто-карбонатная, терригенно-кремнисто-карбонатная, кремнисто-карбонатная	«Черносланцевая»	Углеродисто-карбонатная	Доломитовая рифовая
Средне- и крупномасштабное	7	7	Структурно-геометрические закономерности: региональные	В пределах регионального страти (и гидротермально измененные поро ность, расположенную под углом 10° к простиранию фациальных зон, с устойчивым или закономерно	графического интервала разреза рудная минерализация ды) образуют воображаемую геометрическую поверхк напластованию толщ в сечении, перпендикулярном и согласную с напластованием в ортогональном сечении, меняющимся шагом между лентами (стратиграфический контроль оруденения)		Рудная минерализация окружает тела рифовых массивов, проникая в них на первые десятки метров. Длинные ленты вытянуты вдоль рифов, короткие — поперек
	8	6	локальные	В пределах рудных лент сгущения рудных тел контролируются доскладчатыми системами разломов с устойчивым или закономерно меняющимся шагом между ними	Не установлены		Короткие рудные ленты нередко располагаются с устойчивым шагом
	9	5	Доскладчатая зональность минеральных парагенезисов в месторождениях и рудных телах: латеральная	Поперек рудоконтролирующих элементов (трогов, куполов): известняк ← ← доломит, сфалерит ← анкерит, сидерит, галенит, сфалерит ← джаспероид, галенит → анкерит, сидерит, сфалерит, галенит → доломит, сфалерит → → известняк — горевский тип; пирит, марказит, халькопирит → сфалерит, галенит → галенит, барит → магнетит, гематит → гидроокислы Mn → карбонаты Mn — жайремский тип	Поперек рудоконтролирующих элементов: пирит, сфалерит ← сфалерит, галенит → пирит, сфалерит	Поперек рудных тел: барит, галенит → галенит, (сфалерит)	Поперек рудных районов: (Co, Ni), халькопирит, галенит → → сфалерит, галенит

Продолжение табл. 11

Прогнозирование	Последовательность: прогнозирования	Последовательность: установления закономерностей	Фактор контроля оруденения	Формационный тип месторождений: Атасуйский (V)	Филизчайский (VI)	Миргалимсайский (VII)	Сарданинский (VIII)
Средне- и крупномасштабное	10	4	вертикальная (снизу вверх по разрезу)	Сфалерит → галенит; пирит, пирротин, марказит → сфалерит, (халькопирит) → галенит, сфалерит → галенит, барит → железные руды → марганцевые руды	Пирит (пирротин) → → сфалерит → галенит	(Сфалерит), галенит → барит, галенит	Галенит→ сфалерит
Крупномасштабное	11	3	Рудоносные породы и парагенезы пород	Джаспероиды, сидеритистые, анкеритистые известняки, доломиты, битуминозные джаспероиды и доломиты, черные (сульфидизированные) алевропелитовые породы	Серые, «углистые», кремнисто-глинистые сланцы во флишоидных (ритмичных) парагенезах	Черные «искристые» доломиты, доломитистые известняки, известковистые алевропелитолиты	Светлые рифовые и строматолитовые пористые доломиты, доломитовые брекчии, редко черные карбонатные сланцы
	12	2	Среднее содержание важнейших элементов в руде, %	Pb + Zn — около 8 Pb/Zn = 0,2÷7	Pb — 2 Zn — 5	Pb — 1,5—3	Pb — 1—5 Zn — 1—10
	13	1	Элементы, определяющие промышленную ценность месторождений	Pb, Zn, (Mn, Fe, Ag, Cd, Ba)	Pb, Zn, Cu, (Ba, Ag, Cd, Sb, (Sn), As)	Pb, Zn, (Ag, Cd, Ba)	Zn, Pb, (Ag, Cd, Ge)
Примеры месторождений				Жайрем, Ушкатын-I, Ушкатын-III, Горевское, Озерное (СССР), Пичер-Филд (США)	Рассохинское (участок Линейный), Амурское, Холоднинское, Саурей, Филизчай (СССР)	Миргалимсай, Сумсар (СССР)	Сардана (СССР), Лид-Белт (США), Пайн-Пойнт (Канада)

метаморфизованных, в подошве рудных залежей фиксируется зона пирротина, а ниже ее — зона магнетита. В кровле иногда отмечаются зоны иных минералов в последовательности от галенита к бариту, борниту, халькозину, гематиту.

На многих месторождениях отчетливо выражена и первичная латеральная зональность, которую обычно изучают на поперечных разрезах и проекциях рудных тел на вертикальную или горизонтальную плоскость — в зависимости от современного их залегания. Латеральная зональность проявляется в расположении минерально-геохимических зон симметрично (центробежно) относительно некоторого центра или оси — от пиритового ядра к окаймляющим зонам пирит-халькопиритового состава и далее — к краевым зонам халькопирит-сфалеритовых руд.

Рассматриваемые элементы зональности, с помощью которых описывается первичная внутренняя структура месторождений, находят широкое применение при оценке перспектив их флангов и глубоких горизонтов.

Рудное вещество и сопровождающие его метасоматические породы несколько оторваны по времени от формирования рудовмещающих толщ, но этот разрыв весьма незначительный, о чем свидетельствует широкое развитие колломорфных текстур, иногда пластов стратифицированных руд и рудных брекчий.

В месторождениях уральского типа проявлен литологический контроль оруденения. В значительной части месторождений рудные тела контролируются липаритами, липарит-дацитами, их туфами, порфироидами (Гайское,

им. XIX Партсъезда, Сибайское, Джусинское, Александринское, Озерное, Молодежное), в ряде случаев рудные тела располагаются на контакте основных и кислых пород (им. 50 лет Октября, Приорское), иногда в вулканогенно-осадочных и осадочных породах (Иссиргужинское, Западно-Ащебутакское, Юбилейное, Маканская и Мамбетовская группы).

В рудных районах обычно отчетливо проявлен стратиграфический контроль оруденения. В частности, на Среднем Урале подавляющее большинство месторождений контролируется стратиграфическим интервалом O_3— S_1, а в пределах данного интервала — венлокскими осадочно-вулканогенными образованиями.

На Южном Урале месторождения тяготеют к образованиям эйфеля — живета.

Большинство медно-цинково-колчеданных месторождений являются типично стратиформными, возникшими до главной фазы складчатости, что признается ныне большинством исследователей, изучавших месторождения этого типа, но вместе с тем они сильно различаются формой и условиями залегания, а также характером преобразований в результате складчатых и блоковых дислокаций, регионального и контактового метаморфизма [9].

Месторождения формируются, как правило, в горизонтально- или пологолежащих толщах, в кальдерах проседания или на флангах вулканических гряд. Между формой месторождений и расположением их относительно центров вулканизма устанавливается определенная связь. По этому признаку месторождения можно расположить в ряд, крайними членами которого являются, с одной стороны, Южнокабанское крутозалегающее и приуроченное к жерловине вулканической постройки, а с другой — Подольское, залегающее в виде субгоризонтальной линзы в осадочно-вулканогенной толще.

Среди группы простых по форме можно упомянуть кроме Подольского Дегтярское месторождение на Среднем Урале. Месторождения Левихинское, Карпушихинское, им. III Интернационала относятся к типу месторождений средней сложности и представлены несколькими разобщенными рудными лентами, каждая из которых прослежена на протяжении до 1—2 км. Эти месторождения располагаются в непосредственной близости от субвулканических тел липарит-дацитов и совместно с ними участвуют в строении складчатых или складкоподобных диапир-экструзивных форм. На примере Левихинского и Карпушихинского месторождений устанавливается грибообразная их форма, обусловленная сочетанием секущих рудных тел с симметричным расположением минерально-геохимических типов руд и сопровождающих их метасоматитов с пластовыми рудными залежами, сопровождаемыми метасоматитами только с лежачего бока рудных залежей.

Медные месторождения (джезказганский и приуральский типы) в терригенной, нередко пестроцветной флишевой формации. Под «медистыми песчаниками» обычно понимаются стратифицированные месторождения в терригенных, нередко пестроцветных формациях [1, 13, 14, 26]. В данную группу входят месторождения, сильно различающиеся как по масштабам, так и по многим особенностям строения рудовмещающих формаций и положению последних в структуре осадочных комплексов. Поэтому для целей прогнозирования целесообразно различать месторождения в терригенной флишевой (нередко пестроцветной) формации (джезказганский и приуральский типы) и в базальт-липарит-терригенной молассовой, так-

же нередко пестроцветной формации (тип Верхнего озера, или минусинский *).

Месторождения в терригенной флишевой, нередко пестроцветной формации (Джезказганское, Удоканское в СССР, Уайт-Пайн в США, месторождения Медного пояса Африки), имеющие большое практическое значение, относятся к джезказганскому типу. Их подробное описание приведено в ряде работ [13, 14, 26]. В настоящей характеристике подчеркнем некоторые черты этих месторождений и рудоносных формаций, важные для прогнозирования.

Основными рудными минералами являются пирит, халькопирит, борнит, халькозин, а на месторождении Уайт-Пайн, кроме того, самородная медь. В Джезказганском месторождении существенное значение имеют галенит и сфалерит, чаще всего в ассоциации с халькопиритом. Во многих месторождениях Африки промышленное значение имеют также кобальт, цинк и уран.

Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные приурочены к пластам песчаников, кварцитов, алевролитов, аргиллитов. На различных месторождениях или их участках преобладают рудоносные песчаники (Удокан, Джезказган), алевролиты и аргиллиты (Уайт-Пайн). В африканских месторождениях промышленное значение имеют оба типа оруденения, но наибольшее — минерализация в алевролитах и аргиллитах [14].

На Джезказганском и Удоканском месторождениях отчетливо проявлена минерально-геохимическая зональность, в общем соответствующая ритмичности рудоносной формации. Наиболее отчетливо она выражена именно на участках развития контрастных по составу ритмов, включающих в себя (снизу вверх) конгломерато-брекчии, песчаники, алевролиты и аргиллиты. На Удоканском месторождении выделяются осадочные ритмы двух порядков: 0,5—3 м и 20—90 м. Наибольшее соответствие наблюдается между минерально-геохимическими зональными сериями и ритмами второго типа (20—90 м). В разрезе выделяется до пяти подобных ритмов и зональных серий со сменой пирит-халькопиритовых руд халькопирит-борнитовыми и борнит-халькозиновыми снизу вверх по разрезу. В каждом вышележащем ритме возрастает роль борнит-халькозиновой зоны, а на некоторых участках по простиранию полная зональная серия переходит в зону сплошной борнит-халькозиновой минерализации. Участки максимального развития однотипных минеральных зон в различных горизонтах и пачках совпадают лишь в частных случаях, а в большинстве пространственно разобщены, что согласуется с различным положением рудоконтролирующих тел песчаников подводно-русловых протоков и прирусловых валов в каждом горизонте. Увеличению количества таких тел снизу вверх по разрезу рудоносной формации и уменьшению их ширины соответствует изменение ориентировки, морфологии и количества рудных залежей.

Латеральная зональность заключается в смене борнит-халькозиновых руд халькопирит-пиритовыми по падению пластов или по диагонали к этому направлению, что соответствует замещению песчаников подводно-русловых протоков и прирусловых валов горизонтально- или волнисто-косослоистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами дельтовых лагун и далее безрудными песчаниками баров (песчаной молассой), отгораживавших лагунно-дельтовую акваторию от открытого морского бассейна [13]. Отсюда

---

* Характеристика оруденения этого типа не приводится, так как в СССР промышленные месторождения данного типа пока что не обнаружены.

становится понятной и вертикальная зональность (удоканского типа), обусловленная регрессивным налеганием прибрежно-русловых мелководных отложений с борнит-халькозиновым оруденением на более отдаленные, лагунные отложения с пирит-халькопиритовой минерализацией.

В Джезказганском месторождении зональные серии более полные. В их составе участвуют кроме пирита, халькопирита, борнита и халькозина сфалерит и галенит. При этом расположение медных зон в плане обратное по отношению к их расположению на Удоканском месторождении: халькозин-борнитовая зона тяготеет к краевой, лагунной части баров, а халькопирит-пиритовая — к отложениям внутренней части лагунно-дельтовой акватории. Галенит-сфалеритовая зона в плане располагается между борнит-халькозиновой и пирит-халькопиритовой.

В ряде зональных серий, по объему соответствующих осадочным ритмам, устанавливается вертикальная нормальная минерально-геохимическая зональность, заключающаяся в смене снизу вверх по разрезу пирит-халькопиритовой минерализации полиметаллической (халькопирит-сфалерит-галенитовой) и, наконец, борнит-халькозиновой.

Общий регрессивный характер разреза Джезказганского района обусловливает перекрытие халькозин-борнитовой зоны нижележащего ритма полиметаллической зоной вышележащего ритма и, наконец, пирит-халькопиритовой зоной еще более высокого ритма, что и обусловливает обратную минерально-геохимическую зональность, известную под названием зональности джезказганского типа [30].

В отличие от джезказганского типа месторождений медистых песчаников приуральский тип не имеет пока что большого промышленного значения. Для рудоносных пестроцветных формаций (Приуралье, Таджикская депрессия и др.) характерны менее четко выраженная ритмичность песчано-алеврито-глинистых (иногда известковистых) отложений, слабые или неконтрастные изменения мощностей формаций. Все это обусловливает рассеяние рудного вещества на значительных площадях и в разрезах.

Использование ритмичного строения вулканогенно-осадочных и осадочных толщ при прогнозировании стратифицированных и стратиформных месторождений меди

При описании факторов и критериев прогноза свинцово-цинковых месторождений отмечалось, что рудоносные образования занимают определенную позицию в структуре осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов. Сходные закономерности проявляются и для медных месторождений [15, 25, 27].

В частности, рудоносная формация в Кодаро-Удоканской зоне входит в состав карбонатно-терригенного комплекса отложений мощностью свыше 7 км. Разрез имеет четко ритмичное строение и общую регрессивную структуру, обусловленную последовательным увеличением роли песчаных (флишевых и молассовых) формаций в составе все более поздних ритмов. Таких ритмов три: нижний, кодарский мощностью свыше 1700 м сложен внизу терригенными, а вверху — терригенно-карбонатными формациями (трансгрессивная последовательность); средний, чининский мощностью около 2500 м сложен терригенно-карбонатным рядом формаций также в трансгрессивной последовательности; верхний, кеменский ритм мощностью от

2500 до 3500 м с симметричной (центробежной) структурой, обусловленной расположением песчаной молассовой формации в средней части ритма, которая в обе стороны по разрезу сменяется флишевыми (алевролито-песчаными) формациями [13].

В общих чертах сходный карбонатно-терригенный разрез имеет рудоносный комплекс в Джезказганском районе. Нижний ритм ($D_3fr_{2?}$ — C_1t_1) с трансгрессивной последовательностью формаций имеет мощность 650 м вблизи палеоподнятий и более 2500 м в прогибах, в основании его разреза развита вулканогенная моласса. Средний ритм (C_1t — v) имеет мощность 1000—2000 м, структура его центробежная, обусловленная преобладанием в средней части терригенных песчаных отложений, а внизу и вверху — терригенно-карбонатных. Верхний, рудоносный ритм ($C_{2-3?}$) сложен пестроцветной терригенной формацией, по простиранию замещающейся песчаной молассой, и имеет мощность 600—1000 м, а в прогибах и более. В южном направлении мощность всех стратиграфических подразделений существенно возрастает [30].

Таким образом, как в Удоканском, так и в Джезказганском районах основное оруденение сосредоточено во флишевых груборитмичных отложениях третьего ритма мощных карбонатно-терригенных комплексов с общей регрессивной структурой, в зонах довольно резкого изменения мощностей всех стратиграфических подразделений, но без явных угловых несогласий внутри комплекса.

Месторождения приуральского типа занимают иное положение в разрезе, располагаясь над соленосными толщами, в четвертом или еще более высоком ритме мощностью значительно менее 1000 м. С этими важными характеристиками разреза, а также с неконтрастной ритмичностью формации увязывается слабая продуктивность месторождений приуральского типа. Таким образом, исследование ритмичности имеет большое значение для отличия близких по составу, но обладающих неравноценной перспективностью рудоносных формаций.

Размещение рудоносных спилит-кератофир-туфосланцевой и дацит-липарит-туфосланцевой формаций, контролирующих медно-цинково-колчеданные и полиметаллически-колчеданные месторождения, характеризуется теми же закономерностями: они приурочены ко второму или третьему ритмам мощных вулканогенно-осадочных комплексов, мощность рудоносных ритмов находится в пределах 2,5—1 км. В ритмах меньшей мощности обычно располагаются жильные и штокверковые так называемые эпитермальные золото-полиметаллические месторождения, а в ритмах большей мощности (обычно это первые ритмы в осадочно-вулканогенных комплексах) — серноколчеданные месторождения, часто с кобальтом и никелем. Ритмам, контролирующим медно-цинково-колчеданные месторождения, обычно свойственна гомодромная (регрессивная) последовательность формаций, а ритмы с полиметаллически-колчеданными месторождениями чаще имеют антидромную (трансгрессивную) направленность в смене формаций.

При прогнозировании может использоваться фактор «зональных рядов» месторождений. Медно- и полиметаллически-колчеданные месторождения в вулканогенных формациях, медные и полиметаллические месторождения в «черносланцевых» формациях в пределах геосинклинальных трогов нередко составляют латеральные и вертикальные ряды (табл. 11): от оси трогов к бортам наблюдается переход от серноколчеданных к медно-цинково-колчеданным и полиметаллически-колчеданным [15, 17], от

медистых сланцев (с кобальтом) к медистым песчаникам (Кодаро-Удоканская зона) [13].

Для большинства стратифицированных и стратиформных медных месторождений перспективные площади выделяются как полосы сочленения геосинклинальных комплексов с консолидированными глыбами: платформами, более древними складчатыми областями, срединными массивами, внутригеосинклинальными поднятиями — островными дугами и микроконтинентами.

Общая последовательность операций при прогнозировании стратифицированных и стратиформных месторождений меди

В охарактеризованном подходе последовательность операций при определении закономерностей размещения и критериев прогнозирования выдерживается по существу для всех групп медных месторождений и соответствует схеме: разработка классификации месторождений и выявление их взаимосвязи с геологическими формациями, затем установление закономерностей размещения месторождений в пределах рудоносных формаций, далее — рудоносных формаций в их вертикальных и латеральных рядах (ритмах и комплексах), потом — рудоносных комплексов в блоках коры определенного строения, т. е. проведение анализа в последовательности от частного к общему, с определением закономерностей от локальных к региональным.

При оценке площадей критерии применяются от общих к частным, т. е. от региональных к локальным. Наличие одной или нескольких геологических формаций в составе перспективного ритма в структурной позиции, соответствующей эталонной, можно считать достаточным признаком перспективности данных формаций, даже несмотря на отсутствие рудопроявлений меди. Наличие или отсутствие открытых месторождений в пределах перспективной площади служит основанием лишь для суждения о категории ее перспективности.

В локальном плане для прогнозирования конкретных месторождений, например медистых песчаников, среди терригенных формаций третьего (снизу) ритма геосинклинального комплекса в зоне максимального изменения мощностей выделяются площади пестроцветной флишевой (лагунно-дельтовой) формации. Методами фациального анализа устанавливается простирание линз баровых и лагунно-дельтовых отложений, определяется тип рудной зональности — вертикальной (трансгрессивный или регрессивный) и латеральной (джезказганский или удоканский), а также направление «миграции» благоприятных фациальных зон. По размерам линз, сложенных лагунно-дельтовыми парагенезами пород, производится ориентировочная оценка прогнозных запасов месторождения, по выдержанности в пространстве литолого-фациальных зон — его продуктивность (компактность), по характеру проявления складчатых и разрывных дислокаций — возможные промышленные параметры, степень сложности месторождения в целом, глубина распространения оруденения, рентабельного для отработки и т. д.

При прогнозировании конкретных месторождений важное значение имеют стратиграфические, палеотектонические, фациально-палеогеографические, литолого-фациальные и структурные критерии: контроль руд зонами стыка формаций и фаций, стратиграфический контроль, контроль потенциально рудоносных лент и полос склонами палеоподнятий (например,

локальными участками стратиграфической конденсации разрезов, а для уральского типа месторождений — палеовулканическими постройками и участками сокращенной мощности вулканогенных формаций кислого состава).

На известных месторождениях при прогнозировании новых рудных тел применяются структурно-геометрические методы. Эти методы основаны на интерполяции и экстраполяции с использованием уже выявленных геометрических закономерностей размещения рудных тел в пределах месторождения — шага между рудоносными полосами и между рудными телами в пределах полос, угла наклона рудоконтролирующей поверхности по отношению к стратиграфическим границам и т. д. [8, 15]. В сложно дислоцированных толщах учитывается геохимическая и минеральная доскладчатая вертикальная (по нормали к напластованию) и горизонтальная (в плоскости слоев) зональность.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формационные типы медно-порфировых месторождений

Молибденово-медные месторождения прожилково-вкрапленных руд, или так называемые медно-порфировые месторождения представляют собой характерную группу штокверковых месторождений, обладающих устойчивым составом главных рудных и сопутствующих им нерудных минералов (пирит, магнетит, халькопирит, молибденит, в ряде месторождений борнит, энаргит, халькозин; из нерудных — кварц, серицит, минералы группы каолина, калиевый полевой шпат и др.), выдержанной зональностью оруденения, соответствующей ряду Fe—Mo—Cu—Pb, Zn—(Au, Ag), определенным комплексом гидротермально измененных пород, представленных серицит-кварцевыми, биотит-калишпатовыми метасоматитами, аргиллизитами, пропилитами и др.

Рудные тела этих месторождений, образованные сетью пересекающихся прожилков и рассеянной вкрапленностью рудных минералов среди измененных пород, не имеют, как правило, четких геологических границ и оконтуриваются по данным опробования. Главными рудными элементами в большинстве месторождений являются медь и молибден. Среднее содержание меди в первичных рудах колеблется от 0,3 до 0,8% и возрастает до 1—1,5% в окисленных рудах; содержание молибдена от 0,005 до 0,05%. В качестве второстепенных примесей извлекаются Re, Au, Ag, Se, Te, Bi и другие элементы. Относительно низкое, но выдержанное на большие глубины среднее содержание меди и молибдена определяет крупные запасы месторождений, исчисляемые миллионами тонн металла. Особенности этой группы месторождений освещались ранее в литературе [4, 10, 11, 20, 22, 23, 31—33].

На основании взаимосвязи молибденово-медных прожилково-вкрапленных руд с геологическими формациями при прогнозировании выделяется два основных формационных типа месторождений.

Молибденово-медные порфировые месторождения, связанные с интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой, габбро-монцонит-сиенит-диоритовой формаций (кальмакырский и коунрадский типы). Главная в промышленном отношении группа — собственно медно-порфировые месторождения (Коунрад, Кальмакыр, Каджаран в СССР, Касл-Доум, Санта-Рита, Сильвер-Белл, Рей в США, Чукикамата в Чили и др.) — представлена

двумя типами. Более близповерхностные вулканогенные месторождения локализуются в верхнем структурном этаже, среди пород орогенной порфировой группы формаций — андезит-дацит-липаритовой и др. (коунрадский тип). Более глубинные — плутоногенные месторождения формируются в нижнем структурном этаже в связи с интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации, к которым непосредственно в ряде случаев приурочено оруденение (кальмакырский тип). Широко проявленные гидротермально измененные

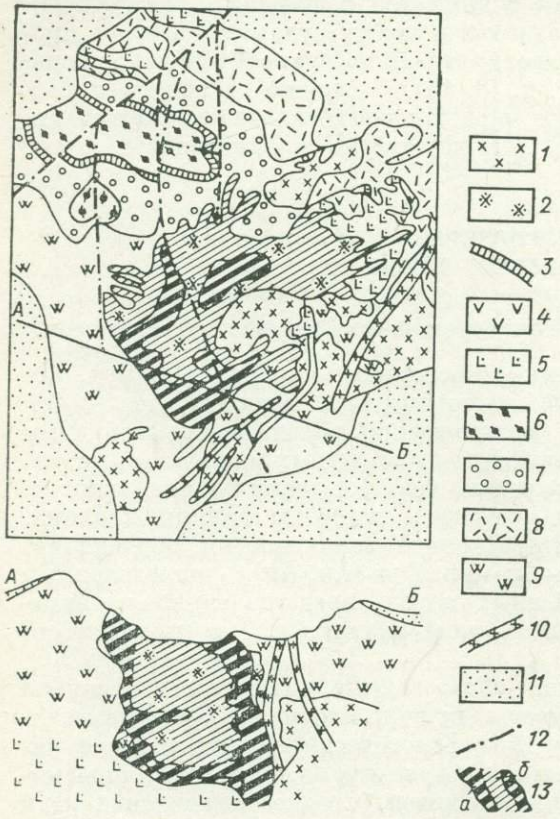


Рис. 19. Схематическая геологическая карта месторождения Коунрад (по А. И. Полетаеву, М. К. Чеховичу, Г. Х. Гильмутдинову, К. Мирзалиеву).

1 — гранодиорит-порфиры (слабо измененные); *2* — серицит-кварцевые породы по гранодиорит-порфирам; *3* — горизонт игнимбритов; эффузивы основного состава (C_1t): *4* — диабазы, *5* — лавобрекчии и туфы; вторичные кварциты по кислым эффузивам (C_1t): *6* — по сферолитовым и массивным фельзитам, *7* — по альбитофирам и кварцевым порфирам, *8* — по туфобрекчиям кварцевых порфиров, *9* — по флюидальным фельзитам; *10* — дайки кварцевых диоритов; *11* — тектонические нарушения; *12* — рыхлые отложения (KZ); *13* — рудное тело (*а* — богатые, *б* — бедные руды).

породы в месторождениях этой группы представлены серицит-кварцевыми, кварцевыми метасоматитами, аргиллизитами. В месторождениях первого типа оруденение локализуется иногда в типичных вторичных кварцитах (Коунрад, Карабас); в месторождениях второго типа широко распространены биотит-калишпатовые и кварц-калишпатовые метасоматиты (гумбеиты).

Месторождения этих двух типов сопоставимы по запасам, параметрам рудных тел и региональным закономерностям размещения [19, 20].

Молибденово-медные и существенно медные месторождения прожилково-вкрапленных руд, связанные с интрузиями габбро-диоритовой, габбро-диорит-плагиогранитовой, андезит-диоритовой формаций (бощекульский тип). Месторождения этого типа приурочены к полям развития пород спилит-кератофир-туфосланцевой, базальт-андезитовой, андезит-дацитовой формаций и встречаются в непосредственной связи с порфировыми интрузиями плагиогранит-порфиров, диоритовых порфиритов, кварцевых порфиров, сиенит-порфиров, представляющими собой поздние дифференциаты перечисленных

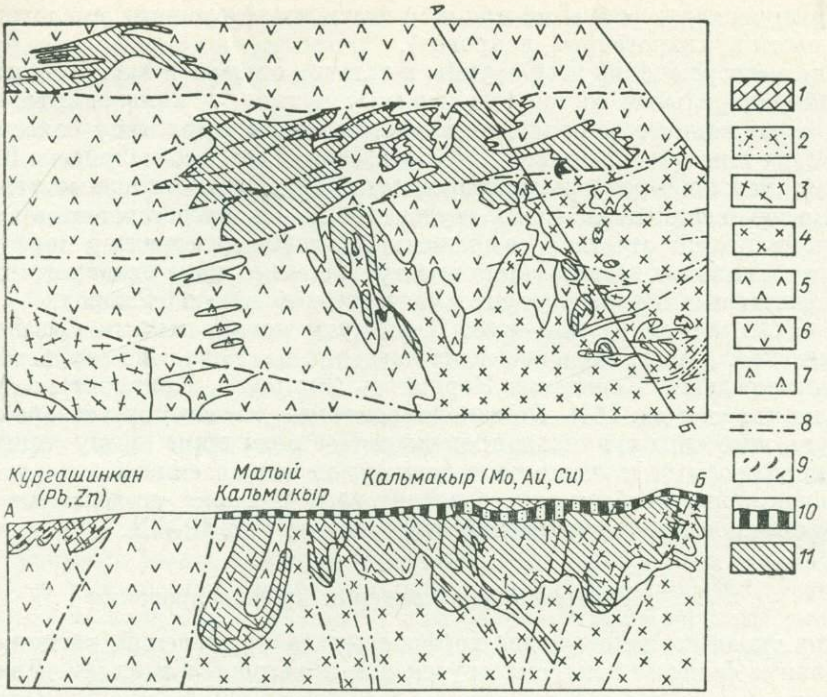


Рис. 20. Схематический геологический план горизонта *Б* и разрез Алмалыкского рудного узла (по материалам Алмалыкской ГРЭ, 1974 г.).

1 — известняки; *2* — андезит-дацитовые порфиры; *3* — кварцевые порфиры; *4* — гранодиорит-порфиры алмалыкского типа; *5* — диориты; *6* — сиенит-диориты; *7* — штоки и дайки диоритовых порфиритов; *8* — разрывные тектонические нарушения, крупные и мелкие; *9* — сульфидная полиметаллическая минерализация; *10* — зона окисления; *11* — сульфидная медная минерализация.

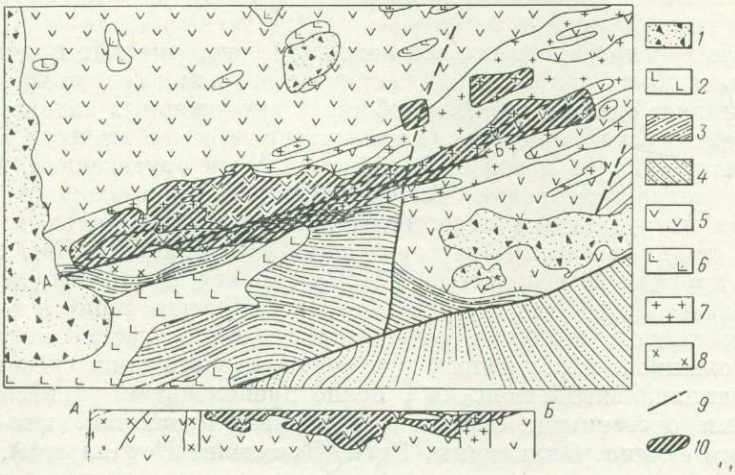


Рис. 21. Схематическая геологическая карта месторождения Бощекуль (по Р. А. Борукаеву и В. Г. Ли).

1 — конгломераты и кварциты (P_2); *2* — диабазы; *3* — песчаники и алевролиты ($Є_3$); *4* — песчаники и алевролиты ($Є_2$); *5* — порфириты и их туфы ($Є_1$); *6* — диабазовые порфириты ($Є_1$); *7* — плагиогранит-порфиры ($Є$—О?); *8* — диоритовые порфириты ($Є$—О?); *9* — разрывные тектонические нарушения; *10* — рудное тело.

выше интрузивных формаций или комагматы их эффузивных аналогов (корневые части вулканогенных покровов).

Для месторождений этой группы в отличие от первой характерны: более простой минеральный состав руд (главные рудные — халькопирит, пирит, в небольшом количестве молибденит, иногда борнит, пирротин); более низкие в целом средние содержания меди (0,3—0,5%) и особенно молибдена (0,001—0,003%); меньшие размеры месторождений, слабо проявленные гидротермальные изменения вмещающих оруденение пород, представленные в основном пропилитами; отчетливо выраженный линейный характер порфировых интрузий и пластообразная форма пространственно с ними связанных рудных тел, подчиненных в ряде случаев складчатости вмещающих пород.

В СССР к этой группе кроме Бощекуля можно отнести Салаватское, Вознесенское, Биргильдинское месторождения на Урале; из зарубежных — ряд месторождений Канадских Кордильер (Бетлехем, Кригмонт), о. Толедо на Филиппинах и др. [32]. По закономерностям размещения месторождения бощекульского типа занимают промежуточное положение между типичными медно-порфировыми и медно-колчеданными месторождениями.

Характерные особенности геологического строения выделенных групп медно-порфировых месторождений отражены на рис. 19—21.

Региональные критерии прогнозирования

Для главных типов медно-порфировых месторождений региональные и локальные факторы контроля оруденения приведены в табл. 12. Для установления закономерностей размещения и факторов контроля оруденения при разработке критериев прогнозирования широко привлекались материалы по наиболее представительным провинциям и регионам с медно-порфировыми месторождениями.

Главные районы распространения медно-порфировой минерализации на территории СССР показаны на схеме рис. 22.

В дополнение к сведениям, приведенным в табл. 12, следует подчеркнуть следующие положения.

1. Связь рассматриваемых месторождений с регионально проявленными зонами интенсивного вулканизма и сопряженного с ним интрузивного магматизма составляет одну из наиболее общих и выдержанных закономерностей их размещения, которая подтверждается на примере практически всех известных рудных районов и зон с медно-порфировым оруденением. При этом собственно медно-порфировые месторождения локализуются в пределах наложенных интрузивно-вулканогенных поясов — региональных структур орогенной стадии развития (месторождения Центрального Казахстана — Коунрад и другие в Прибалхашско-Илийском поясе; Средней Азии — Каль макыр, Дальнее Сары-Чеку в Курамино-Кызылкумском поясе и т. д.).

Вторая немногочисленная пока группа месторождений молибденово-медных прожилково-вкрапленных руд бощекульского типа связана с первичногеосинклинальными поясами с полно проявленными ранними и редуцированными орогенными стадиями (Северный Казахстан, юго-западная часть Тихого океана, Филиппины, Урал, Канадские Кордильеры).

2. В пределах вулканогенных поясов рудоносные зоны приурочиваются к переходным зонам между эвгеосинклинальными прогибами, с одной стороны, и блоками более ранней консолидации (срединными массивами, геоантиклинальными поднятиями) — с другой. Соответственно в пределах

поясов как благоприятные на главный орогенный тип медно-порфирового оруденения могут быть выделены [19]:

а) краевые части крупных эвгеосинклиналей, ограничивающих срединные массивы;

б) блоки ранней консолидации (срединные массивы) фемического типа, сложенные древними формационными комплексами эвгеосинклинального типа относительно низких фаций метаморфизма, ограниченные полициклическими эвгеосинклинальными зонами с неоднократно проявлявшимися в них вулканизмом и геосинклинальным осадконакоплением;

в) геосинклинальные прогибы поздних генераций, выполненные вулканогенно-осадочными образованиями андезит-молассовой, андезит-дацитовой и андезит-липаритовой формаций, которые заложены на границе эвгеосинклиналей и срединных массивов или рассекают блоки ранней консолидации фемического типа.

3. Медно-порфировое оруденение наиболее тесно связано во времени с позднеорогенной порфировой группой формаций, закономерно завершающей последовательно развивающийся ряд вулканогенных формаций геосинклинально складчатых областей.

Для пород, слагающих интрузивно-вулканогенные пояса, где локализуются рудные районы с медно-порфировыми месторождениями, характерна нормальная гомодромная направленность с последовательностью развития от основных к кислым по мере перехода от более ранних к поздним, которая для главных районов с медно-порфировым оруденением на территории СССР соответствует нижеприведенным рядам:

Кураминская зона Средней Азии

Андезитовые и андезит-дацитовые порфиры $C_1n—C_2$	→	Дацитовые порфириты $C_2—C_3$	→	Кварцевые и фельзитовые порфиры $C_3—P_1$ (?)	→	Вулканогены пестрого состава $P_2—T$

Прибалхашско-Илийский пояс Центрального Казахстана

Андезиты $C_1—C_2$	→	Дациты, липариты $C_2—C_3$	→	Липариты, трахилипариты $C_3—P$	→	Базальты, липариты, трахилипариты, трахиты $P—T$

Памбак-Зангезурская зона Малого Кавказа

Андезиты, андезит-дациты $P_2^1—P_2^2$	→	Андезит-дациты, дациты, липариты N_1^2	→	Базальты, риолиты, трахилипариты, трахидациты N_2^2

4. Существенное влияние на локализацию оруденения оказывают структуры палеоподнятий, устанавливаемые по сокращенным мощностям разрезов, фациальным особенностям отложений, представленные выступами геосинклинального основания и блоков ранней консолидации. В пределах палеоподнятий вулканогенные образования собственно орогенного ряда формаций характеризуются сокращением мощностей, имеют ограниченное распро-

Таблица 12

Закономерности размещения и факторы контроля, определяющие критерии прогнозирования медно-порфировых месторождений

Прогнозирование	Факторы контроля оруденения	Формационный тип месторождений		
		(Мо)—Cu порфировый		
		Кальмакырский (аргиллизит-гумбеитовый)	Коунрадский (вторичнокварцит-аргиллизитовый)	Бощекульский (пропилитовый) (Мо)—Cu прожилково-вкрапленный
Мелкомасштабное	Геотектоническая позиция	Интрузивно-вулканогенные пояса орогенной ста	дии развития геосинклинальных систем; реже	Зоны развития пород геосинклинальных вулканогенных формаций
	Структурное положение и тип фундамента	Геоантиклинальные поднятия, краевые части сре налями; бортовые части эвгеосинклинальных трогов Структурно неоднородный фундамент блокового	динных массивов на границе с эвгеосинкли- на границе с блоками ранней консолидации строения. Благоприятны блоки с эвгеосинк-	Геоантиклинальные поднятия эвгеосинклинальных зон; краевые зоны эвгеосинклинальных прогибов на границе с блоками ранней консолидации.
		линальным типом разрезов или сложенные мета филя — амфиболитами, амфибол-биотитовыми гней	морфическими породами фемического про- сами, диабазами и т. п.	
	Региональные разрывные нарушения	Крупные глубинные разломы, контролирующие паратов, а также оперяющие их разломы более	размещение интрузий, вулканических ап- низких порядков	Зоны региональных разломов, контролирующие размещение интрузивных тел
	Рудоносные магматические формации (интрузивные и вулканогенные)	Габбро-диорит-гранодиоритовая, габбро-сиенит-диоритовая. Оруденение встречается в пространственной связи со штоками и дайками гранодиорит-порфиров, кварцевых монцонит-порфиров, реже гранит-порфиров, представляющих собой поздние дифференциаты крупных многофазных плутонов, сложенных породами указанных выше формаций	Порфировая группа формаций: андезит-дацитовая, андезит-дацит-липаритовая. Оруденение встречается в пространственной связи со штоками, дайками, экструзивными телами гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, представляющими собой апофизы крупных плутонов, некки, силлы, жерловые фации, выполняющие подводящие каналы	Порфиритовая группа формаций: спилит-кератофировая, андезит — базальтовая и др.; оруденение встречается в пространственной связи со штоками и дайкообразными телами диоритовых порфиритов, плагиогранит-порфиров, кварцевых порфиров, представляющими собой комагматы геосинклинальных вулканогенных пород или поздние дифференциаты габбро-диоритовой, габбро-диорит-плагиогранитной формации
	Непосредственно контролирующие оруденение структуры	Участки пересечения и сочленения оперяющих региональные разломы систем трещин; контактовые поверхности тел порфировых интрузий — зоны эн- до-, экзоконтактов; поля развития даек.	Тесная связь с вулканическими структу- рами: жерлами вулканических аппаратов, трубообразными телами взрывных брекчий, экструзивными образованиями	Эндо-экзоконтактовые поверхности порфировых интрузий, располагающихся в зонах региональных разломов
	Непосредственно вмещающие оруденение породы	Преимущественно метасоматические породы сла неизмененные породы: монциониты, сиенито-диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, диабазы, кристаллические сланцы	бо-, средне- и интенсивно измененные, реже породы, слагающие порфировые интрузии: гранодиорит-порфиры, кварцевые монцонит- порфиры и др., в меньшей степени вулкани- ческие породы экзоконтактовых зон — квар- цевые порфиры, липариты, андезиты	Относительно слабо-, реже среднеизмененные метасоматические породы, развивающиеся по порфировым интрузивам (плагиогранит-порфирам, кварцевым диоритам и др.), а также по породам экзоконтактовых зон — андезитам, андезитовым порфиритам и др.
	Типы измененных пород: формации, фации и широта распространения (от ранних к поздним)	1. Широкие зоны слабых пропилитовых и ранних калишпатовых изменений — от 3—5 до 10 км² и бо- лее 2. Зоны аргиллизированных пород до 1—2 км². 3. Зона серицит-кварцевых и кварцевых метасо- матитов до 1—1,5 км². 4. Локальные зоны поздних биотит-кварц-калишпатовых изменений	1. Широкие зоны слабых пропилитовых изменений, биотитизации, хлоритизации. 2. Зоны аргиллизированных пород (по ма- лым интрузиям) 3. Серицит-кварцевые и кварцевые мета- соматиты до 1—2 км² — в одних случаях; фации типичных вторичных кварцитов в дру- гих; андалузитовые, диккитовые, зуниитовые и пр.	Зоны пропилитовых изменений, ореолы биотитизации, реже хлоритизации (в самых внешних зонах)

Продолжение табл. 12

Прогнозирование	Факторы контроля оруденения	Формационный тип месторождений		
		(Mo) — Cu	порфировый	
		Кальмакырский (аргиллизит-гумбеитовый)	Коунрадский (вторичнокварцит-аргиллизитовый)	Бощекульский (пропилитовый) (Mo) — Cu прожилково-вкрапленный
Крупномасштабное	Латеральная зональность метасоматических пород (от внешних зон к внутренним)	Пропилитизированные породы (хлорит, эпидот, альбит, карбонат) и (или) зоны ранней калишпатизации (калиевый полевой шпат, кварц) → Аргиллизированные породы и аргиллизиты (монтмориллонит, каолинит, гидромусковит) → Серицит-кварцевые метасоматиты (серицит, кварц, пирит, хлорит) → Биотит-калишпатовые метасоматиты (калиевый полевой шпат, биотит, кварц)	Пропилитизированные породы (хлорит, эпидот, альбит, карбонат) → Аргиллизиты и аргиллизированные породы (монтмориллонит, каолинит, гидромусковит) или вторичные кварциты → Серицит-кварцевые метасоматиты (серицит, кварц, пирит, хлорит)	Зональное строение часто выражено неотчетливо Пропилитизованные породы (альбит эпидот цоизит) → Амфибол-биотитовые или слабокварцеванные породы → Биотит-хлорит-карбонатные породы или существенно кварцевые метасоматиты (с пумпеллиитом, пренитом)
	Особенности морфологии рудных тел	Штокверковые тела без четких геологических границ	конусо-,чашеобразной и другой формы	Отчетливо выраженная пластообразная форма рудных тел без четких геологических границ
	Латеральная зональность (от центра к периферии): минералов	Магнетит → молибденит → халькопирит → пирит → → (сфалерит + галенит)	Пирит → халькопирит → молибденит → → (галенит + сфалерит)	Халькопирит → пирит
	элементов	Fe^{3+} → Mo → (Cu+Mo) → Cu, Fe^{2+} → (Pb+Zn) → Au	Fe^{2+} → Cu, Mo → (Pb + Zn) → Ag(Au)	Cu → Fe
	Минералы: главные	Халькопирит, молибденит	Халькопирит, молибденит, блеклые руды	Халькопирит, пирит
	второстепенные	Магнетит, пирит, сфалерит, галенит и др.	Халькозин, энаргит, пирит, сфалерит, галенит и др.	Пирротин, молибденит
	зон окисления		Малахит, азурит, хризоколла и др.	
	Средние содержания важнейших элементов в руде, %	Cu 0,36—0,63; Mo 0,005—0,05	Cu — 0,58; Mo — 0,005	Cu — 0,5 и меньше
	Элементы, определяющие промышленную ценность месторождений	Cu, Mo, (Au, Re, Se, Te, Bi, Ag)	Cu, Mo, (Re, Se, Te, Au, Ag)	Cu, (Pt, Pd, Co)
	Примеры месторождений СССР	Кальмакыр, Каджаран	Коунрад, Карабас	Бощекуль, Салаватское

странение или вообще отсутствуют. Широкое развитие в таких участках получает интрузивный магматизм.

5. Важное рудоконтролирующее значение имеют разрывные нарушения. Размещение наиболее перспективных зон контролируется краевыми глу-

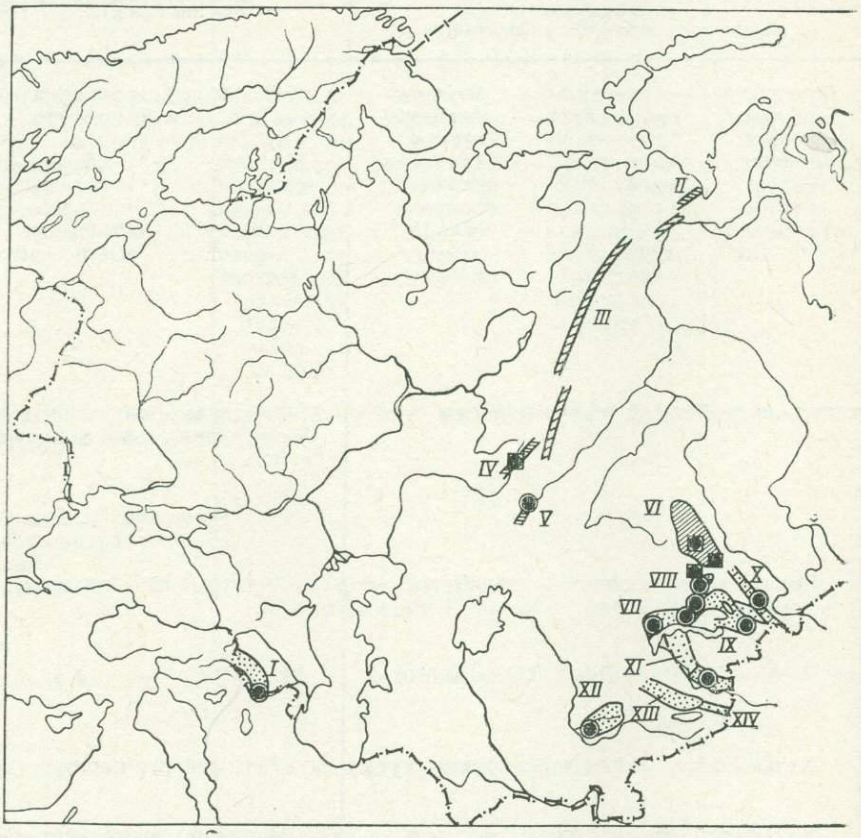


Рис. 22. Схема размещения зон с медно-порфировой минерализацией на территории СССР

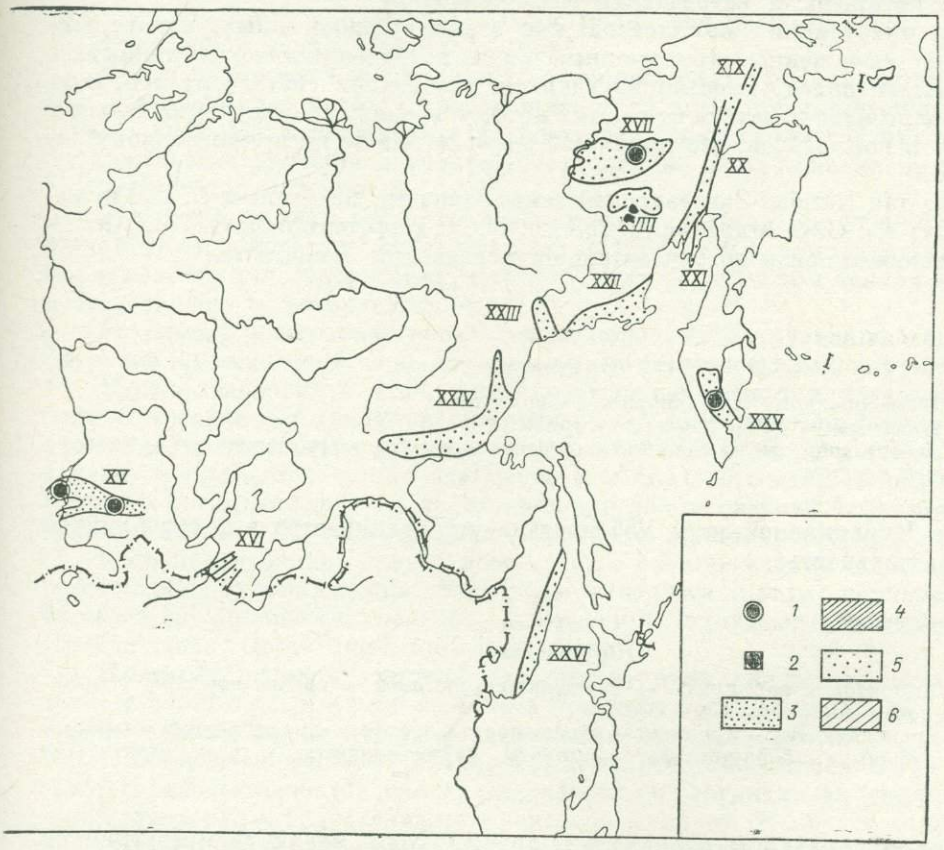
Молибденово-медные порфировые месторождения формаций: *1* — аргиллизит-гумбеитовой и вторично месторождениями формаций: *3* — аргиллизит-гумбеитовой и вторичнокварцит-аргиллизитовой, *4* — кам для поисков месторождений формаций: *5* — аргиллизит-гум

Зона: *I* — Памбак-Зангезурская (возраст минерализации — N); *II* — Лекын-Тальбейская (Є?); *III* — ская (Є, D); *VII* — Прибалхашская (C_{2-3}); *VIII* — Спасская (C_{2-3}); *IX* — Восточно-Прибалхашская ($C_2 - P_1$); *XIII* — Курдаевская (C); *XIV* — Кетменская (C); *XV* — Аксугская (D); *XVI* — Западно-За (K_1); *XX* — Южно-Мургальская (K_1); *XXI* — Тайгоносская (K_1); *XXII* — Магаданская (K_1); *XXIII* — ская (K—P).

бинными разломами первого порядка, ограничивающими крупные блоки земной коры с различным глубинным строением и разной историей геологического развития, а также участками пересечений и сочленений разломов между собой и с контактовыми поверхностями пород. Глубинные разломы фиксируются четко выраженными гравитационными ступенями, трассируются поясами даек, цепочечным расположением вулканических центров, гранитоидных массивов.

6. В вулканогенных поясах устанавливается наиболее тесная связь медно-порфирового оруденения с породами андезитового состава. Эти породы,

с одной стороны, являются фиксаторами благоприятного для медно-порфирового оруденения интрузивного магматизма, с другой — в них непосредственно локализуется оруденение. Андезиты широко распространены практически во всех зонах с медно-порфировой минерализацией (Памбак-Занге-



(составили И. Г. Павлова, Ю. П. Рождественский, В. С. Якубович, Н. П. Хуцкая и другие).

кварцит-аргиллизитовой, *2* — пропилитовой; зоны с медно-порфировой минерализацией с известными пропилитовой; зоны с медно-порфировой минерализацией, благоприятные по геологическим предпосыл бейтовой и вторичнокварцит-аргиллизитовой, *6* — пропилитовой.
Среднеуральская (О—D?); *IV* — Магнитогорская (D); *V* — Валерьяновская (C_{1-2}); *VI* — Бощекуль- (C_{2-3}); *X* — Чингиз-Тарбагатайская (C_{2-3}); *XI* — Южно-Джунгарская (С—Р); *XII* — Кураминская байкальская (Р—Т); *XVII* — Олойская (К); *XVIII* — Медьгорская (K_1); *XIX* — Северо-Мургальская Охотская (K_1); *XXIV* — Джугджур-Становая (J_3—K_1); *XXV* — Камчатская (K_2—Р); *XXVI* — Примор-

зурская зона Армении, Кураминская зона Узбекистана, Среднегорская зона Болгарии, меднорудные провинции Чили, Филиппин, Канадских Кордильер и др.).

Андезитовые породы занимают закономерное место в эволюционных рядах развития эффузивного магматизма геосинклинальных областей и образуются преимущественно на ранних стадиях как собственно геосинклинальных, так и орогенных этапов развития этих областей.

7. Необходимым условием образования медно-порфировых месторождений является проявление интрузивного магматизма определенного типа.

Благоприятны для медно-порфирового оруденения интрузии габбро-диорит-гранодиоритовой, габбро-сиенит-диоритовой формаций, поздние дифференциаты которых представлены штоками и дайками гранодиорит-порфиров, кварцевых монцонит-порфиров, реже гранит-порфиров, в пространственной связи с которыми и встречаются месторождения.

Для интрузивных комплексов, как и для вулканогенных, характерны отчетливо выраженные гомодромные ряды последовательно возникающих интрузивных пород, характеризующихся изменением состава от основных к кислым по мере перехода от ранних пород к поздним как внутри отдельных фаз, так и комплексов, что проиллюстрировано ниже на примерах конкретных зон.

Так, для Памбак-Зангезурской зоны Армении, по данным В. Г. Грушевого (1941 г.), С. С. Мкртчяна (1953 г.), К. Н. Паффенгольца (1970 г.) намечается такая типовая последовательность развития магматизма:

IV. Дайки

Оруденение (N_1)

III. Порфировидные гранодиориты → граниты
II. Банатиты → гранодиориты → граниты
I. Габбро-диориты → монцониты → сиенит-диориты → гранодиориты → щелочные сиениты

Для Кураминской зоны Узбекистана устанавливается в целом близкая последовательность:

IV. Дайки (T_1)

Оруденение

III. Диоритовые порфириты → гранодиорит-порфиры → гранит-порфиры (порфировая формация) ($C_3 - P_1$)
II. Гранодиориты → граниты → гранодиорит-порфиры → гранит-порфиры (C_3)
I. Габбро → габбро-диориты → диориты, сиенит-диориты → гранодиориты (C_2)

Последовательность проявления пород дайковых серий, формирующихся в IV заключительную фазу после оруденения обычно соответствует гомодромному ряду.

Обобщение имеющихся данных позволяет прийти к выводу о том, что благоприятным для оруденения является большой диапазон эволюции при главном звене, соответствующем гранодиоритам. Типично устойчивое стремление к повышению щелочности, начиная с минеральных образований средних по составу продуктов.

Локальные критерии прогнозирования

Для рассматриваемой группы месторождений перечисленные выше региональные критерии позволяют выделять перспективные металлогенические зоны и рудные поля. В пределах намеченных площадей первостепенное значение приобретают более локальные факторы как структурного, так и магматического контроля, в частности следующие.

1. Тесная пространственная связь оруденения с малыми телами порфировых пород. В качестве наиболее перспективных следует указать выходы тел малых интрузий, представленных кварцевыми монцонит-порфирами, гранодиорит-порфирами, реже гранит-порфирами, плагиогранит-порфирами. Характерно, что по форме — это преимущественно штоки, иногда дайкообразные тела; среди вулканогенных пород могут быть также силлы, некки, жерла палеовулканов и т. п. Площадь выхода малых тел на поверхность в большинстве случаев не превышает 0,5—2 км^2.

2. Приуроченность к системам оперяющих трещин более мелких порядков — второго, третьего (по отношению к главным рудоконтролирующим структурам). По отношению к рудоконтролирующим нарушениям могут быть указаны следующие наиболее благоприятные места локализации медно-порфирового оруденения:

а) участки пересечения и сочленения тектонических нарушений разных простираний, в которых возникают зоны повышенной проницаемости, благоприятные как для локализации магматических пород, в том числе даек, так и связанного с ними оруденения;

б) участки пересечения контактов разнородных интрузивных пород или интрузий и вмещающих пород региональными тектоническими нарушениями.

Важно подчеркнуть, что собственно рудовмещающими для молибденово-медного оруденения являются при этом не крупные разрывные нарушения, а оперяющие их трещины первого, второго и более высоких порядков. В ряде случаев наблюдается тесная взаимосвязь молибденово-медного оруденения с полями развития даек, что характерно для месторождений Болгарии (Елаците, Медет), юго-востока Армении (Каджаран, Дастакерт) и др.

3. В локализации молибденово-медных месторождений важная роль принадлежит вулканическим структурам — жерлам древних вулканов, вулканическим аппаратам, центрам извержений (например, месторождения Прибалхашья, Перу-Чилийского пояса и др.).

Важными рудоконтролирующими структурами являются также трубчатые и дайкообразные тела взрывных брекчий, проявляющиеся в пределах многих рудных полей с молибденово-медной минерализацией.

4. В медно-порфировых месторождениях отчетливо проявляется устойчивая горизонтальная (от центра к периферии) и вертикальная (снизу вверх) зональность руд и гидротермально измененных пород. Наиболее характерен следующий ряд рудной зональности (по максимумам концентраций): $Fe_1 \rightarrow$ $\rightarrow$ Mo $\rightarrow$ Cu(Mo) $\rightarrow$ Cu(Au) $\rightarrow$ Fe(Au) $\rightarrow$ Pb + Zn. Этот типовой ряд может быть представлен по характерным рудным минералам и парагенезисам рудных и нерудных минералов:

Не менее четко фиксируется и закономерная смена гидротермально-метасоматических пород, отраженная в табл. 12.

Важные прогнозные следствия вытекают из принципа подобия зональности в образованиях разного масштаба — рудных телах, месторождениях, рудных полях, зонах, что позволяет широко использовать зональность на практике, при решении прогнозных и поисковых задач.

* * *

В заключение подчеркнем следующее. Применение разработанных критериев прогноза медных месторождений, рассмотренных как в этом разделе, так и в разделах «Свинец и цинк» и «Никель», применительно к территории СССР позволило установить, что ведущими на ближайшее десятилетие останутся месторождения охарактеризованных выше типов: медистых песчаников, сульфидных медно-никелевых, медно-порфировых, медно- и полиметаллически-колчеданных руд.

В дальнейшем распределение запасов может видоизменяться: постепенно, по-видимому, начнет возрастать значение месторождений в «черносланцевой» формации, медно-колчеданных и медно-порфировых месторождений. В целом по Союзу выяснены наиболее широкие площади, перспективные на месторождения именно этих формаций.

Далеко не исчерпаны перспективы открытия крупных месторождений медистых песчаников, хотя весьма специфичный набор контролирующих их факторов дает основание прогнозировать возможность открытия лишь небольшого числа месторождений. Об этом косвенно свидетельствует тот факт, что за последнее десятилетие не было крупных открытий месторождений медистых песчаников и доля их в мировых балансах в отличие от медно-порфирового типа практически не изменилась.

Последовательное применение региональных и локальных критериев позволило заключить, что Северо-Восток и Дальний Восток СССР, где в настоящее время практически неизвестны промышленные медные месторождения, могут представить в будущем крупные меднорудные провинции с возможностью обнаружения в них месторождений трех главных формационных типов: медно-порфирового, медистых сланцев и медно-колчеданного. Верхояно-Чукотская область выдвигается как весьма перспективная на медистые сланцы.

Следует иметь в виду высокие перспективы на стратиформные месторождения краевых зон авлакогенов платформенных областей, а также возможность наличия рассолов и рудоносных осадков в Южно-Каспийской впадине.

В целом важно подчеркнуть, что наибольшие возможности для реализации прогнозных запасов с помощью изложенных критериев имеются для стратиформных и стратифицированных месторождений, для которых выявлена наиболее устойчивая связь с геологическими формациями. Существенное повышение эффективности поисковых работ ожидается именно на эти типы медных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов Ю. В., Кутырев Э. И.* Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений. Л., 1970. 64 с.

2. *Бородаевская М. Б., Шмидт А. И.* Условия образования колчеданных месторождений на примере Южного Урала. — «Тр. ЦНИГРИ», 1967, вып. 75, с. 5—23.
3. *Геологическое* строение СССР. Т. 4. Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР. М., «Недра», 1968. 504 с.
4. *Голованов И. М., Мусин Р. А.* Эндогенные формации меди. — В кн.: Эндогенные рудные формации Узбекистана. Ташкент, 1966, с. 208—247.
5. *Домарев В. С.* Типы месторождений медистых песчаников. — «Литол. и полезн. ископ.», 1971, № 1, с. 54—62.
6. *Жабин А. Г., Лутков Р. И.* Геохимический критерий связи колчеданного оруденения Урала с базальтоидным вулканизмом. — Тезисы докл. III Уральск. петрогр. совещ. Свердловск, 1974, с. 144—146.
7. *Карпунин А. М.* Стратиформные месторождения цветных металлов. Л., «Недра», 1974. 127 с.
8. *Кен А. Н.* О зональности, возрасте и генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Тр. ВСЕГЕИ», 1968, т. 155, с. 155—159.
9. *Колчеданные* месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950. 328 с.
10. *Королев А. В.* Структура и металлогения Алмалыка. Ташкент, 1970. 28 с.
11. *Магакьян И. Г., Мкртчян С. С., Пиджян Г. О.* Условия образования и размещения медно-молибденовых порфировых месторождений Армянской ССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1962, с. 321—325.
12. *Магматизм*, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974. 244 с.
13. *Медистые* отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л., «Недра», 1966. 388 с. Авт.: Ю. В. Богданов, Г. Г. Кочин, Э. И. Кутырев и др.
14. *Медный* пояс Северной Родезии. Под ред. Ф. Мендельсона. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 473 с.
15. *Месторождения* меди. — В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 87—102. Авт.: И. Г. Павлова, Э. И. Кутырев, И. В. Ляхницкая, Е. В. Туганова.
16. *Минеральные* ресурсы капиталистических и развивающихся стран (на начало 1975 г.). М., 1976. 374 с.
17. *Основы* научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. 1. Полиметаллические и медно-колчеданные месторождения. М., 1971. 194 с.
18. *Основы* научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. 5. Медные и свинцово-цинковые стратифицированные месторождения. М., 1971. 184 с.
19. *Основы* научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. 7. Медно-молибденовые месторождения. М., 1971. 204 с.
20. *Павлова И. Г.* Региональные и локальные закономерности размещения медно-порфировых месторождений. Л., 1970. 56 с.
21. *Перваго В. А.* Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., «Недра», 1975. 272 с.
22. *Пожарицкий К. Л.* Основные черты геологии и минерализации советских и зарубежных месторождений медно-порфировых руд. — В кн.: Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 7—25.
23. *Покалов В. Т.* Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., «Недра», 1972. 270 с.
24. *Проблемы* эндогенных месторождений. Труды XXI Международного геологического конгресса. М., «Мир». Вып. 1, 1964, 777 с.; вып. 2, 1966, 350 с.
25. *Прогнозно-металлогенические* исследования при геологосъемочных работах. — В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 60—67. Авт.: Д. В. Рундквист, В. И. Васильев, Л. Н. Дуденко, Э. И. Кутырев.
26. *Рудные* месторождения США. Т. 1. Под ред. Дж. Риджа. М., «Мир», 1972. 657 с.
27. *Рундквист Д. В.* Изучение ритмичности и цикличности геологических процессов при металлогеническом анализе. — В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., 1973, с. 206—219.
28. *Скрипченко Н. С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М., «Недра», 1966. 291 с.
29. *Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 586—647.
30. *Стратифицированные* месторождения меди СССР. Л., «Недра», 1973. 312 с. Авт.: Ю. В. Богданов, Е. В. Бурьянова, Э. И. Кутырев и др.

31. *Geology* of the porphyry copper deposits Southwestern North America. Ed. S. R. Titley, C. L. Hicks. Tucson, Univ. Ariz. Press., 1966. 287 p.
32. *Metallogeny* of the Canadian Cordillera — Canad. Min. Metall. Bull., 1971, vol. 64, № 709, p. 37—61. Auth.: A. Sutherland-Braun, R. J. Cathro, A. Panteleev, C. S. Ney.
33. *Ruiz C. F.* Geologia yacimientos metaliferos de Chile. Santiago, 1965. 305 p.

НИКЕЛЬ

Промышленные концентрации никеля представлены двумя основными типами месторождений — эндогенными медно-никелевыми (сульфидными) и экзогенными окисными (силикатными). Распределение запасов никеля между ними в мировом балансе (по данным на 1973 г.) характеризуется значительным преобладанием силикатных руд, дающих до 80% запасов никеля (при среднем содержании 0,9—2,5%), в то время как медно-никелевые сульфидные руды составляют лишь 20% (при среднем содержании 1—3%).

В СССР между этими типами руд устанавливается другое соотношение — 90% запасов никеля сосредоточено в медно-никелевых сульфидных рудах при концентрации их в нескольких крупных месторождениях. На долю силикатных никелевых руд приходится только 10% запасов, которые заключены в месторождениях среднего и мелкого масштаба [11].

Руды медно-никелевых сульфидных месторождений обладают большей комплексностью. Кроме кобальта, присутствующего и в силикатных никелевых рудах, в них содержится золото, серебро, платиноиды (платина, палладий, родий, рутений, иридий и осьмий), редкие элементы и сера.

Рудные тела медно-никелевых сульфидных месторождений обычно сложены богатыми массивными рудами, идущими без обогащения в металлургическую переработку.

В настоящее время верхние части ряда крупных месторождений в значительной мере отработаны и увеличение запасов производится главным образом за счет доразведки глубоких горизонтов и включения в контур рудных тел более бедных руд.

На территории СССР все промышленные сульфидные медно-никелевые месторождения расположены в экономически неблагоприятных заполярных областях, в то время как основные районы развития силикатных никелевых месторождений находятся в хорошо освоенных горнорудных районах — на Урале, отчасти на Украине и в Казахстане.

Необходимость равномерного распределения запасов никеля требует проведения поисково-разведочных работ на оба главнейших типа никелевых месторождений для выявления и оценки новых рудных районов.

МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ РУДЫ

Главнейшие формационные типы медно-никелевых сульфидных месторождений

Наиболее характерными чертами медно-никелевых сульфидных месторождений являются: а) пространственная и генетическая связь с магматическими формациями ультраосновных-основных пород с определенными петрохимическими и геохимическими признаками; б) постоянство главной рудной минеральной ассоциации (пирротин — пентландит — халько-

пирит), а также близость комплекса второстепенных рудных минералов и элементов-примесей; в) одинаковые морфологические и генетические типы руд; г) приуроченность богатых промышленных руд к придонным частям дифференцированных интрузивов и к подстилающим их породам; д) зональность богатых сульфидных руд, характеризующаяся обогащением фланговых частей рудных тел медью и платиноидами.

Медно-никелевые сульфидные месторождения встречаются в различной структурной обстановке как в пределах подвижных поясов, так и на платформах. Их формирование подчиняется ряду общих закономерностей. В древних подвижных поясах (щитах) месторождения приурочены к зонам сочленения консолидированных блоков и геосинклинальных трогов. На платформах они локализованы в участках наиболее интенсивных прогибаний, как правило, расположенных также над сочленением древних геосинклинальных трогов и жестких блоков в фундаменте.

Как в подвижных поясах, так и на платформах наблюдается четкая приуроченность рудных районов и отдельных месторождений к зонам долгоживущих разломов. Рудоносные интрузии и связанные с ними рудные тела располагаются на определенных (для каждого района) стратиграфических уровнях, обычно на границе разнородных геологических формаций и часто экранируются плотными породами (нередко мощными толщами эффузивов).

Акцентируя внимание на общих чертах сульфидных медно-никелевых месторождений подвижных поясов и платформ, необходимо подчеркнуть имеющиеся между ними различия, заключающиеся: а) в более высокой магнезиальности никеленосных интрузий в подвижных (докембрийских и фанерозойских) поясах, связанной с большей долей в составе интрузий ультраосновных пород; б) в различном соотношении главных рудообразующих элементов — преобладании никеля над медью ($Ni : Cu = 2 \div 4$) в месторождениях подвижных поясов и меди над никелем ($Ni : Cu = 0{,}3 \div 0{,}7$) в месторождениях платформ [7] при более значительных запасах платиноидов и других редких металлов в последних; в) в различной интенсивности метаморфических процессов, влияющих на рудообразование.

На основе анализа никеленосных интрузивных формаций и устойчивых признаков, характеризующих связанные с ними медно-никелевые месторождения, выделяются следующие формационные типы месторождений (табл. 13).

1. Никелево-медные месторождения древних платформ, локализованные в осадочно-вулканогенных образованиях их чехла, связанные:

а) с оливинит-габбровой магматической формацией [месторождения Норильского района (рис. 23), Инсизва в Южной Африке],

б) с троктолит-долеритовой формацией (рудопроявления бассейна р. Курейки).

2. Медно-никелевые месторождения подвижных поясов, связанные:

а) с перидотит-пироксенит-норитовой формацией, локализованной в пределах консолидированных участков (месторождения Мончегорские, Воронежские, Садбери в Канаде и др.);

б) с габбро-верлитовой формацией, приуроченной к унаследованным прогибам в пределах геосинклинальных зон, с широким развитием осадочно-вулканогенных образований; месторождения этого типа испытывают воздействие регионального метаморфизма и складчатости одновременно с вмещающими их породами (Печенгские месторождения, месторождения пояса Унгава в Канаде);

Таблица 13

Характеристика формационных типов сульфидных медно-никелевых месторождений

Признак	Формационный тип				
	Медно-никелевый, связанный с габбро-верлитовой формацией (печенгский тип)	Медно-никелевый, связанный с перидотит-пироксенит-норитовой формацией (мончегорский тип)	Медно-никелевый, связанный с оливинит-гарцбургитовой формацией (аллареченский тип)	Никелево-медный, связанный с оливинит-габбровой формацией (норильский тип)	Никелево-медный, связанный с троктолит-долеритовой формацией (курейский тип)
Приуроченность к основным типам земной коры	Месторождения и рудопроявления подвижных поясов		Месторождения и рудопроявления чехла платформ		
Геологические условия проявления	Межформационные поверхности в осадочно-вулканогенных образованиях, в пределах наложенных геосинклинальных прогибов и грабен-синклиналей	Межформационные поверхности в жестких блоках в пределах подвижных поясов	Зоны глубинных разломов или сложноскладчатые обрамления гранитоидных куполов древних подвижных поясов	Чехол платформ — зоны глубинных разломов и участков интенсивных прогибаний; над местами сочленения разновозрастных блоков фундамента	Зоны крупных разломов или структурных швов
Рудоконтролирующие структуры	Пологие сдвиговые нарушения в нижних контактах интрузий с системой оперяющих трещин; пересечения сдвиговых зон с дорудными разломами	Системы крутопадающих трещин в осевых частях массивов	Зоны смятия и будинажа в пределах гипербазитовых массивов и вне их	Сложная система оперяющих трещин, сопровождающих глубинные разломы; пологие и сдвиговые нарушения в нижних контактах интрузивов	Зоны трещиноватости в пределах массивов; горизонты в интрузиях, обогащенные оливином
Особенности морфологии и средние параметры рудных тел	Пластовые залежи протяженностью до 1,5 км при мощности от 0,2 до 100 м	Жилы массивных руд длиной до 4 км при мощности до 1 м	Сложноветвящиеся и пластовые залежи различных размеров (мощностью от 1 до десятков метров и протяженностью более 1 км)	Пластообразные и линзовидные тела сплошных и вкрапленных руд мощностью до 80 м при протяженности несколько километров	Обогащенные сульфидной вкрапленностью горизонты и шлиры в средних и верхних частях интрузий
Состав руд: Элементы	Ni, Cu, Co, S, (Pt, Pd, Se, Te, Ag, Au,		As, Zn, Pb)	Cu, Ni, Co, Pt, Pd, (Au, Ag, Se, Te, Zn, Pb, Ph, Ir, Os, Ru, As)	Cu, Co, (Ni)
Состав руд: Минералы	Пирротин, пентландит, халькопирит, магн		етит, (ильменит, пикобальта и никеля,	Пирротин, халькопирит, пентландит, кубанит, магнетит, (ильменит, платиноиды, сфалерит, галенит)	Пирротин, халькопирит, пентландит, (миллерит, пирит)
Отношение никеля к меди в рудах	2 : 1	От 1 : 1 до 10 : 1, в среднем 2 : 1	От 5 : 1 до 10 : 1	От 1 : 2 до 1 : 5	Не закономерно, от 3 : 1 до 1 : 20
Структурные особенности руд: Структуры распада твердых растворов	Не развиты	Широко развиты	Не развиты	Широко развиты	Развиты слабо
Структурные особенности руд: Структуры переотложения, перекристаллизации, регенерации	Широко развиты структуры переотложения, перекристаллизации, образовавшиеся в результате метасоматических процессов	Не характерны	Широко развиты структуры переотложения, перекристаллизации, регенерации и сульфидизации	Проявлены слабо, преимущественно вдоль зон трещиноватости	Отсутствуют
Вкрапленные сингенетические руды	Проявлены слабо и имеют небольшое практическое значение	Широко развиты с образованием промышленных концентраций. «Донные залежи» в горизонтах пород, богатых оливином	Имеют незначительное развитие. Встречаются в слабо измененных породах интрузий. Отсутствие тенденции к концентрации в придонных частях массива	Широко развиты с образованием промышленных концентраций в нижних частях массивов, в горизонтах пород богатых оливином, а также в приконтактовых породах	Рассеянная вкрапленность по всему разрезу массивов. Шлиры сульфидов в средней части их. Отсутствие тенденции к концентрации сульфидов в придонных частях

Продолжение табл. 13

Признак		Формационный тип		
		Медно-никелевый, связанный с габбро-верлитовой формацией (печенгский тип)	Медно-никелевый, связанный с перидотит-пироксенит-норитовой формацией (мончегорский тип)	Медно-никелевый, связанный с оливинит-гарцбургитовой формацией (аллареченский тип)
Основные типы руд	Богатые эпигенетические руды	Широко развиты в зонах брекчирования вдоль нижних контактов никеленосных массивов	Развиты в виде жил и залежей часто вдоль вертикальных трещин и тектонических нарушений. Не выходят за пределы интрузивных тел	В виде залежей в пределах участков интенсивной трещиноватости и будинажа внутри массивов и на их контактах
	Оруденение в экзоконтактах рудоносных интрузий	Богатые сплошные руды в виде залежей в нижних контактах массивов (отходят от них на расстояние до 200—300 м)	Не развито	Жильные руды со сложной морфологией, нередко переходящие в зоны штокверков и брекчий, выходящих за пределы массивов на 200—300 м
	Зональность	Общая тенденция увеличения содержания меди вниз по разрезу массивов		Отсутствие зональности. Зоны, обогащенные никелем и медью, в сплошных рудах расположены незакономерно. Вокруг интрузий медистая минерализация (борнит-миллеритовая)
		В богатых рудных телах по падению и на флангах увеличение медистости руд	Во вкрапленных рудах увеличение никеля, а в жильных рудах увеличение меди с глубиной	
Околорудные изменения		Характерны околорудные ореолы во вмещающих породах с четкой зональностью (хлорит, тальк, актинолит)	Отсутствуют	Маломощные околорудные изменения в виде оторочек, сложенных биотитом, гранатом, флогопитом
Примеры месторождений:	в СССР	Печенгские месторождения на Кольском полуострове, рудопроявления Хаутовары и Ветреного Пояса в Карелии	На Кольском полуострове месторождения Мончегорского плутона (Ниттис, Сопча, Нюд), рудопроявления Панских и Федоровых тундр, горы Генеральской. В Карелии рудопроявления Олангской группы, массивов Кивач, Хюрселя, Киваккa. На Воронежском массиве Нижнемамонское, Подколожненское, Петровское и др. В Казахстане рудопроявления Златогорского массива (на Кокчетавской глыбе). В Северном Прибайкалье Довыренское, Байкальское, Чайское	Аллареченское месторождение на Кольском полуострове
	за рубежом	В Канаде в поясе Унгавы месторождения Гросс-Лейк, Донданальд и др., месторождения провинций Онтарио (Алексо, Сотман, Ранкин-Инлет и др.) и Манитобы (Берд-Ривер, Ватварс-Прапети), часть месторождений Западной Австралии	Месторождения Канады (Садбери, Лин-Лейк), Южной Африки (Бушвелд), Норвегии (Флот, Размас, Эртели), Швеции (Кузо, Клева, Габо, Фрустуна), Финляндии (Коталахти, Микола)	Месторождения Канады (пояс Томпсон — Северная Манитоба), Западной Австралии (Камбалда)

месторождений

Медно-никелевый, связанный с оливинит-гарцбургитовой формацией (аллареченский тип)	Никелево-медный, связанный с оливинит-габбровой формацией (норильский тип)	Никелево-медный, связанный с троктолит-долеритовой формацией (курейский тип)
В виде залежей в пределах участков интенсивной трещиноватости и будинажа внутри массивов и на их контактах	Широко развитые жильные и залежные руды в эндо- и экзоконтактах интрузий (преимущественно в нижних)	Отсутствуют
Жильные руды со сложной морфологией, нередко переходящие в зоны штокверков и брекчий, выходящих за пределы массивов на 200—300 м	Вкрапленные, прожилково-вкрапленные, жильные и залежные руды широко развиты в нижних экзоконтактах и подстилающих породах	Не развито
Отсутствие зональности. Зоны, обогащенные никелем и медью, в сплошных рудах расположены незакономерно. Вокруг интрузий медистая минерализация (борнит-миллеритовая)	Тенденция увеличения меди вниз по разрезу массивов. Обогащение медью флангов массивных рудных тел	Отсутствует
Маломощные околорудные изменения в виде оторочек, сложенных биотитом, гранатом, флогопитом	Характерны околорудные ореолы, представленные роговиками, магнезиальными и известковыми скарнами и щелочными метасоматитами	Не развиты
Аллареченское месторождение на Кольском полуострове	Месторождения северо-запада Сибирской платформы (Октябрьское, Талнахское, Норильск-I и др.)	Рудопроявления северо-запада и севера Сибирской платформы (гора Озерная, Джалтулское, Булатное в бассейне р. Курейки, Ойро на р. Нижней Тунгуске)
Месторождения Канады (пояс Томпсон — Северная Манитоба), Западной Австралии (Камбалда)	Инсизва на Южно-Африканской платформе	—

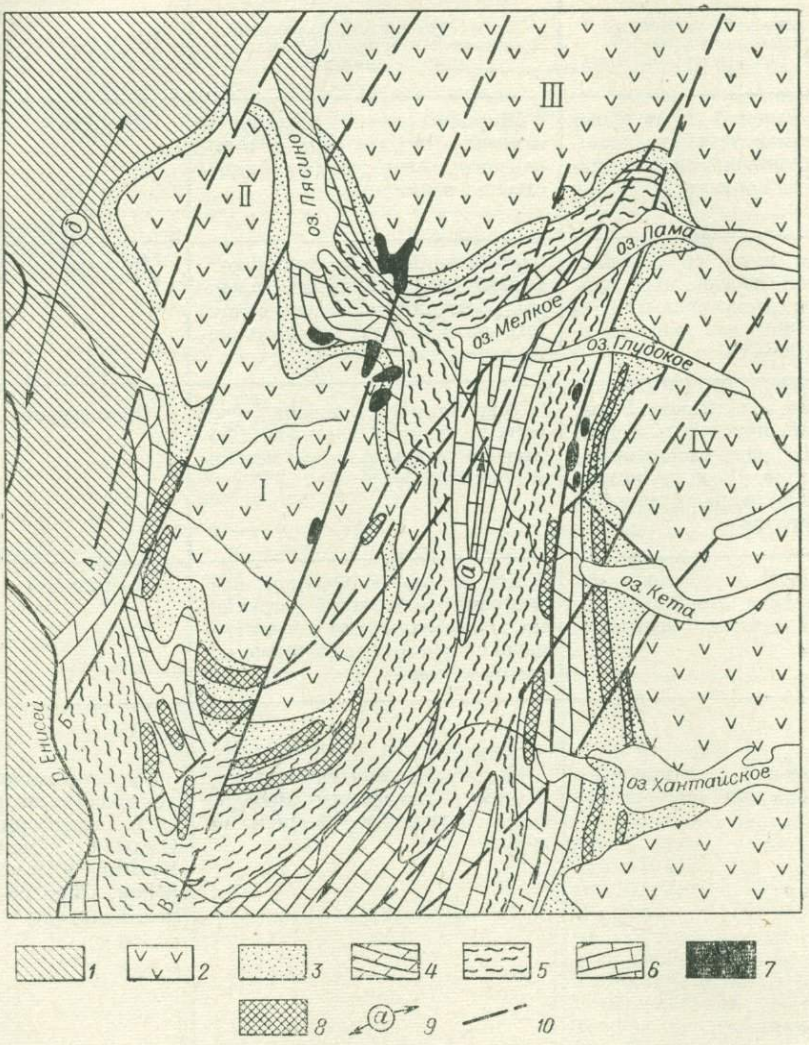


Рис. 23. Геолого-структурная схема северо-запада Сибирской платформы.

1 — отложения (J—K) Западно-Сибирской молодой платформы; *2* — вулканогенные образования (T_1); *3* — углисто-глинисто-песчаные породы (C—P); *4* — ангидрит-карбонатно-мергелистые отложения (D); *5* — карбонатные и карбонатно-глинистые образования (O—S); *6* — карбонатные и терригенно-карбонатные породы (Є); *7* — рудоносные интрузии оливинит-габбровой формации (норильский тип); *8* — интрузии долеритов толеитового состава; *9* — ось поднятия: *а* — Хантайско-Рыбнинского, *б* — Дудинского; *10* — зона разломов: *А* — Боганидская, *Б* — Фокинско-Тангаралахская, *В* — Норильско-Хараелахская, *Г* — Ламско-Летнинская.

Структура (PZ_3—MZ_1): *I* — Норильская мульда, *II* — Вологочанская мульда, *III* — Хараелахская мульда, *IV* — Сыверминская впадина.

в) с никеленосной оливинит-гарцбургитовой формацией, локализованной в зонах глубинных разломов, среди осадочно-вулканогенных геосинклинальных образований (Аллареченские месторождения, месторождения Западной Австралии и Канады).

Кроме основных вышеперечисленных типов медно-никелевых месторождений, с которыми связаны промышленные запасы никеля и меди, выделяются три типа мелких месторождений и рудопроявлений, не имеющих промышленного значения. Это месторождения:

а) пространственно приуроченные к дунит-пироксенит-габбровой и дунит-гарцбургитовой (хромитоносной) магматическим формациям подвижных поясов; сульфидные руды этого типа представлены в основном метаморфогенной вкрапленностью, образующейся за счет высвобождения силикатного никеля из породообразующих минералов при региональном метаморфизме; в определенных физико-химических условиях, при наличии серы во вмещающих породах и благоприятных структурах создаются концентрации рудных компонентов, образующие небольшие тела богатых руд, характерной особенностью которых является незначительное содержание меди. К этому типу относится ряд мелких месторождений и рудопроявлений Карелии, Урала, Казахстана и других регионов;

б) связанные с интрузиями троктолит-долеритовой формации; их выделение способствует большей целенаправленности поисковых работ на никель на Сибирской платформе, поскольку позволяет исключить из изучаемых объектов большую группу неперспективных интрузий троктолит-долеритового состава;

в) не имеющие отчетливой связи с интрузиями, по-видимому, парагенетически связанные с долеритами курейского типа, приуроченные к разломам на северо-западе Сибирской платформы [7]. Сульфиды в них наблюдаются в виде жил и прожилков.

Критерии прогнозирования медно-никелевых сульфидных месторождений

Закономерности образования и размещения медно-никелевых сульфидных месторождений определяются совокупностью факторов: структурного-магматического, литолого-стратиграфического и фактора метаморфизма.

Структурные критерии. Все известные промышленные месторождения и наиболее значительные рудопроявления контролируются глубокопроникающими протяженными разломами, тяготеющими к сочленению крупных блоковых структур земной коры как в пределах щитов, так и в фундаменте платформ. Они и определяют локализацию никеленосных провинций.

Для многих никеленосных районов свойственно аномальное строение земной коры со значительным уменьшением мощности гранитного слоя и увеличением мощности базальтового, с воздыманием поверхностей Конрада и Мохоровичича (Печенгский район на Кольском полуострове, район Садбери в Канаде, северо-запад Сибирской платформы и др.).

Как в подвижных поясах, так и на платформах наиболее благоприятными для локализации медно-никелевых месторождений являются зоны региональных долгоживущих разломов длиной 500—1500 км глубинного заложения, разделяющие блоки с разным геологическим строением или ограничивающие геосинклинальные троги.

Основные рудные районы Карело-Кольской никеленосной провинции — Печенгский, Мончегорский, Аллареченский — тяготеют к глубинным разломам, ограничивающим синклинорные зоны карелид или к сопряженным с ними тектоническим структурам более высоких порядков. На Канадском щите крупнейшие медно-никелевые месторождения приурочены к глубинным разломам в зоне сочленения структурных областей Сюпериор и Гренвиль (Садбери), Сюпериор и Черчилл (месторождения поясов Томпсон и Унгавы). На Южно-Африканском щите Бушвелдский комплекс локализуется в протяженном (1500 км) разломе, контролирующем в числе других массивов и Великую Дайку Родезии. В Северном Прибайкалье Довыренский никеленосный комплекс приурочен к зоне Северо-Байкальского глубинного разлома. На Сибирской платформе никеленосные формации приурочены к протяженным (600—700 км) региональным долгоживущим разломам (Енисейско-Котуйскому и Ламско-Летнинскому) западной и северной ее окраин [2, 5].

Однако рудолокализующими являются не крупные региональные, а оперяющие их и сопряженные с ними нарушения (рис. 23). При региональной приуроченности к зонам глубинных и оперяющих их разломов никеленосные интрузии часто локализуются вдоль субгоризонтальных тектонических нарушений, проходящих по межформационным, межъярусным и внутриформационным поверхностям. Примерами могут служить Мончегорский плутон, сформировавшийся между архейскими гнейсами в подошве и среднепротерозойскими образованиями свиты имандра-варзуга в кровле, крупные Норильская и частью Талнахская (рис. 24) интрузии, располагающиеся между осадочными отложениями палеозоя и позднепалеозой-нижнемезозойскими вулканогенными образованиями, эруптив Садбери, внедрившийся между осадочными образованиями гурона и верхнепротерозойской серией кварцитовых брекчий уайтуотер, Бушвелдский массив, локализовавшийся между осадочными породами серии претория и свитой кислых лав ройберг.

Кроме постоянной связи с региональными разрывами в пределах древних кристаллических щитов и платформ, наблюдается закономерная приуроченность крупных рудных районов к глубоким прогибам, выполненным мощными осадочно-вулканогенными образованиями. Такие структуры рассматриваются как области компенсированного прогибания, образовавшиеся при выносе больших масс магматического материала из глубоких горизонтов земной коры. В общем объеме этого материала значительную роль играют вулканогенные образования, формирование которых, по-видимому, близко по времени к внедрению интрузивных массивов, с которыми связаны крупнейшие медно-никелевые месторождения. Например, в депрессии Верхнего озера в районе внедрения массива Садбери мощность осадков кьюиновской серии достигает 15 км; внедрению Бушвелдского комплекса предшествовало накопление осадочно-вулканогенных образований Трансваальской системы мощностью до 20 км; внедрению интрузий норильского типа предшествовало накопление 12 км осадочных и в том числе 3700 м осадочно-вулканогенных образований чехла на северо-западе Сибирской платформы. В Печенгском рудном районе перед внедрением габбро-верлитовых никеленосных интрузий происходило излияние мощных диабазовых покровов (до 6 км).

Локальные закономерности размещения месторождений в пределах никеленосных районов определяются их приуроченностью: а) к участкам пересечения разломов различных порядков и направлений; б) к зонам по-

вышенной проницаемости вдоль бортов и крыльев отрицательных и положительных структур; в) к системам трещин и разрывов, оперяющих крупные разломы, либо сопряженных с ними. Нередко разломы сопровождаются вытянутыми вдоль их оси структурами проседаниями — грабенами (талнахский грабен), локализующими рудоносные интрузии.

Благоприятными для локализации месторождений являются также периклинальные и центриклинальные замыкания структур, где наиболее вероятно образование крупных полостей, небольшие купола и складки, на крыльях и в осевых частях которых образуются зоны повышенной трещино-

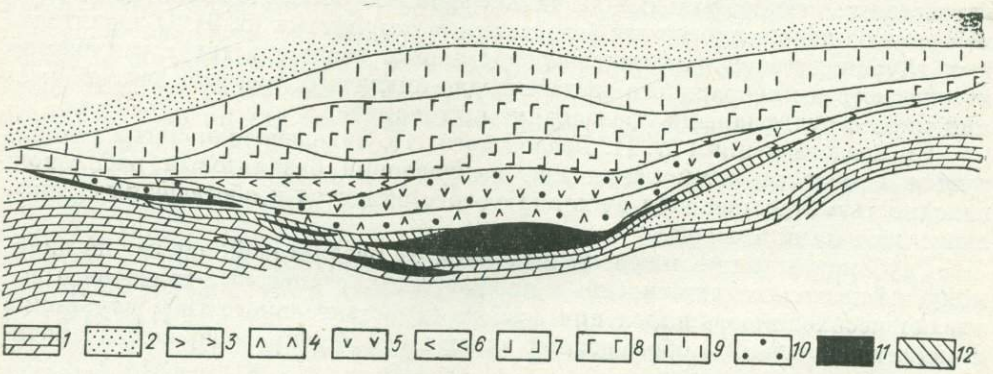


Рис. 24. Схема геологического строения Талнахской рудоносной интрузии (северо-запад Сибирской платформы).

1 — ангидрит-карбонатно-мергелистые отложения (D); *2* — углисто-глинисто-песчаные породы (C—P); *3* — зона закала рудоносной интрузии; *4* — меланократовые троктолиты, габбро-троктолиты, габбро-нориты («такситы»); *5* — плагиоклазовые оливиниты и перидотиты, габбро-верлиты («пикриты»); *6* — оливин-биотитовое габбро; *7* — оливиновое габбро; *8* — безоливиновое габбро; *9* — габбро и габбро-пегматиты; *10* — вкрапленные сульфидные руды в интрузии; *11* — сплошные сульфидные руды; *12* — прожилково-вкрапленные руды в подстилающих породах.

ватости, дробления, а также полые камеры различного размера, нередко являющиеся ловушками для интрузий и руд.

Весьма важными для размещения рудных залежей и жил являются пологие сдвиговые нарушения в нижних (реже верхних) контактах рудоносных интрузий с подстилающими и перекрывающими осадочно-вулканогенными и осадочными породами. На распределение и перераспределение руд в пределах интрузий и в их экзоконтактах большое влияние оказывают локальные послеинтрузивные разрывы.

Для формирования рудных полей и месторождений имеет значение возникновение веерообразных рудномагматических пучков, образованных серией вытянутых тел, расходящихся от центра по восстанию структур, что и определяет продольную зональность интрузий. Быстрое движение магмы, богатой летучими компонентами, в условиях резкого падения давления, нередко приводит к возникновению закрытых эксплозий с образованием брекчий и метасоматически преобразованных пород во фронтальных частях крупных интрузий. Наличие таких брекчий служит одним из поисковых признаков для обнаружения медно-никелевых месторождений (Талнах, Норильск-I и др.).

Магматические критерии. Тесная пространственная и генетическая связь медно-никелевых сульфидных месторождений с ультраосновными-основными интрузиями является основой для разработки магматических

критериев. Конкретные проявления магматизма в зависимости от глубинных процессов дифференциации и геотектонической обстановки внедрения интрузивных тел реализуются в виде ряда охарактеризованных выше никеленосных магматических формаций (табл. 13).

Сходство состава, петрохимических и геохимических особенностей интрузий различных никеленосных формаций вне зависимости от их пространственного положения и возраста свидетельствует о их генетической связи с источником, находящимся в подкоровом субстрате — в мантии. Никеленосные интрузии в районах (Норильска, Печенги и др.) по содержанию петрогенных, сидерофильных и халькофильных элементов занимают промежуточное положение между базальтами и хондритами [5, 9]. О значительных глубинах генерации никеленосной магмы свидетельствует и сходство химического и минерального состава медно-никелевых руд всех месторождений мира с сульфидными образованиями хондритов.

По представлениям М. Н. Годлевского [1], никеленосная магма генерируется в области астеносферы при выплавлении базальтовых расплавов, неполностью отделившихся от хондритового вещества и обогащенных тяжелыми металлами и серой.

Глубокие отличия никеленосных магм от базальтовой магмы, по-видимому, не позволяют их относить к производным базальтовых толеитов и вызывают необходимость выделения особого самостоятельного типа глубинной «хондритовой магмы», обогащенной сульфидной фазой, содержащей значительное количество железа.

Никеленосные магматические формации характеризуются петрохимическими и геохимическими особенностями, являющимися важными критериями как для оценки их металлогенической специализации, так и степени их рудоносности.

Основные и ультраосновные породы никеленосных формаций отличаются от хромитоносных и титаноносных по соотношениям основных породообразующих окислов MgO, FeO, Fe_2O_3, CaO, SiO_2, Al_2O_3. По сравнению с хромитоносными породами они характеризуются меньшим содержанием магния при значительном обогащении железом и сильными основаниями при близких содержаниях SiO_2 и Al_2O_3, от титаноносных отличаются большей магнезиальностью и меньшей железистостью.

При становлении никеленосных интрузий в магматических камерах дифференциация силикатного расплава происходит обычно по схеме Боуэна с уменьшением содержания железа к концу кристаллизации последовательного ряда пород, при росте отношения его к магнию, а также по сложному пути — с изменением боуэнской схемы кристаллизации на феннеровскую и с накоплением железа в силикатной части интрузий к концу процесса, однако не доходящего до образования феррогаббро. Ход кристаллизации в дифференцированных расслоенных ультраосновных-основных интрузиях имеет большее значение при оценке их никеленосности.

Сравнительный анализ петрохимических параметров никеленосных формаций показал существенные различия в их значениях в зависимости от степени рудоносности. При оценке рудоносности интрузий большое значение приобретает ряд петрохимических коэффициентов, представляющих собой различные отношения петрогенных окислов, таких как коэффициенты фракционирования, щелочности, магнезиальности, затвердевания, окисленности, ψ', ψ'/m', n, φ и др.

Геохимические особенности никеленосных формаций также могут слу-

жить критериями для оценки степени никеленосности интрузий. Особенно эффективно выявление концентраций полезных рудных компонентов малых и редких элементов в породе и вычисление их соотношений, определение содержаний малых и редких элементов в минералах, установление статистических корреляционных связей между петрогенными и малыми элементами, установление концентрации малых и редких элементов в породах контактовых ореолов интрузии и др. [6, 9].

Литолого-стратиграфические критерии. Играют существенную роль в локализации рудоносных интрузий и руд. Наиболее благоприятные условия для внедрения магмы и формирования никеленосных интрузивов определяются наличием: а) компетентных или слабо литифицированных отложений, а также горизонтальных межформационных «швов», представляющих собой разделы различных сред; б) экранирующих толщ, создающих благоприятные условия для наиболее полной дифференциации рудогенерирующих интрузивов.

Роль литолого-стратиграфического контроля в размещении никеленосных интрузий четко устанавливается на Сибирской платформе. Наиболее благоприятным стратиграфическим уровнем для внедрения магмы и формирования месторождений являются отложения эвапоритовой формации среднего палеозоя ($D - C_1$) и слабо литифицированные континентальные породы верхнего палеозоя ($C_2 - P_1$), перекрытые мощной толщей лав триаса. Триасовые лавы не только задерживали магму, но и способствовали ее более отчетливой дифференциации, удерживая летучие и создавая благоприятные условия для медленного остывания и концентрации металлов.

Литолого-стратиграфический фактор играл значительную роль в локализации медно-никелевых месторождений в пределах складчатых поясов. На Кольском полуострове в Печенгском рудном районе четко проявляется приуроченность никеленосных массивов к самой верхней и мощной осадочно-вулканогенной толще печенгской серии («продуктивной»), сложенной ритмичнослоистыми полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, филлитами, туфами, туфобрекчиями и туффитами. Сдвиги и зоны дробления, образующиеся на контактах пород, различных по физико-механическим свойствам, способствовали формированию протяженных внутриформационных тектонических нарушений, являющихся путями для внедрения никеленосных массивов и локализации богатых промышленных руд. Экранирующее влияние мощных покровов эффузивов (IV диабазового покрова), перекрывающих «продуктивную» толщу, по-видимому, также играло значительную роль в локализации никеленосных интрузий этого района. В Аллареченском рудном районе различием в физико-механических свойствах гранито-гнейсов, слагающих куполообразные структуры с окружающими их полевошпатовыми амфиболитами, обусловлено расположение массивов Аллареченского никеленосного комплекса, приуроченных к разломам, проходящим вдоль контактов этих пород.

Фактор метаморфизма. Помимо указанных особенностей при изучении никеленосности большое значение имеет и метаморфизм пород, вмещающих интрузии и руды. Установление характера метаморфизма (генезиса, размера и состава зон экзоконтактовых изменений) также является дополнительным критерием, позволяющим судить о потенциальной рудоносности интрузивных тел и рудных районов.

На Сибирской платформе весьма благоприятным для поисков сульфидных медно-никелевых месторождений является наличие различных экзо-

контактовых метасоматически измененных пород — контактовых роговиков-альбититов и магнезиальных скарнов, щелочных околорудных метасоматитов и др.

Мощность зон экзоконтактовых преобразований, как правило, зависит от размеров интрузивных тел: чем крупнее тот или иной дифференцированный массив, тем шире зона измененных пород. Однако максимальная мощность этих зон обычно не превышает нескольких десятков — первых сотен метров.

Метасоматические образования вокруг наиболее перспективных рудоносных интрузий имеют мощность до 100—200 м (Талнахская интрузия). Намечается определенная метасоматическая зональность. Присутствие оливиновых, монтичеллитовых, пироксеновых и волластонит-везувиановых скарноидов свидетельствует о близости оруденения.

Процессы метаморфизма имеют большее значение при формировании сульфидных медно-никелевых месторождений подвижных поясов. Интенсивность и характер преобразования медно-никелевого оруденения зависит от типов метаморфизма и генетических особенностей месторождений, подвергшихся их воздействию. При этом роль процессов метаморфизма может быть двоякой. С одной стороны, они преобразуют первичные руды, рассеивая рудные компоненты или создавая их вторичные концентрации; с другой стороны, могут образоваться чисто метаморфогенные типы оруденения, а при известных условиях и месторождения.

Наибольшее влияние на медно-никелевое оруденение оказывает низкотемпературный региональный метаморфизм фации зеленых сланцев, при котором магматические руды испытывают ряд стадийных изменений совместно с никеленосными интрузивными породами, сопровождающихся формированием новых типов руд, переотложением рудного вещества и локальным обогащением отдельных участков. Особенно интенсивно эти процессы происходят в медно-никелевых месторождениях гипабиссальной фации глубинности. Так, никеленосные габбро-перидотитовые массивы Печенгского интрузивного комплекса, содержащие первичное оруденение, испытали метаморфизм нескольких этапов, для каждого из которых устанавливаются характерные устойчивые минеральные парагенезисы вторичных силикатов и рудных минералов. Конечным результатом метаморфических преобразований является формирование промышленных концентраций рудных компонентов в нижних частях массивов (рудные метасоматиты) и приподошвенных тектонических зонах (брекчиевые руды).

Процессы метаморфизма, создающие метаморфогенные концентрации за счет рудного вещества, рассеянного в интрузивных и вмещающих породах, изучены в настоящее время недостаточно. Остаются неясными физико-химические условия этих процессов, закономерности миграции рудных элементов и источники серы и меди.

Известно, что рассеянная метаморфогенная вкрапленность, связанная с высвобождением силикатного никеля из решеток породообразующих силикатов, где он изоморфно замещает магний, широко распространена в ультраосновных и основных породах, подвергшихся воздействию низкотемпературного метаморфизма, но до сих пор не установлено крупных рудных концентраций, образовавшихся за ее счет.

Региональный метаморфизм амфиболитовой фации, высокий окислительный потенциал гранулитовой фации и процессов гранитизации вызывают разрушение никелевых сульфидов и рассеивание рудных компонентов и на

современном уровне изучения закономерностей проявления медно-никелевого оруденения их нельзя считать благоприятными для его формирования и сохранения.

ОКИСНЫЕ (СИЛИКАТНЫЕ) НИКЕЛЕВЫЕ РУДЫ

Главнейшие типы месторождений и их характеристика

Образование месторождений силикатных никелевых руд связано с формированием рудоносных кор выветривания. Профили выветривания ультрабазитов различных районов имеют много общего и зависят от фациальной обстановки образования, строения субстрата и времени формирования

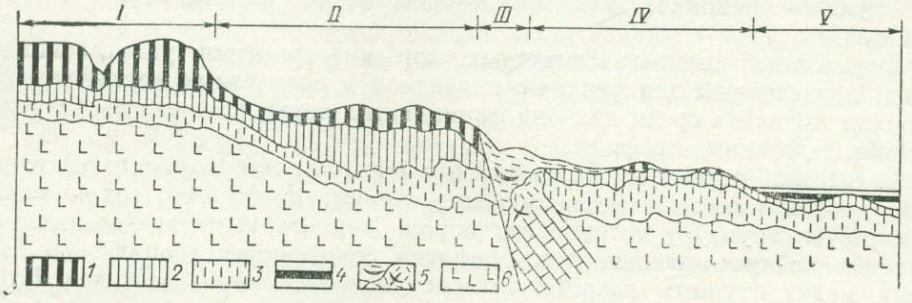


Рис. 25. Схема размещения в разрезе разнофациальных типов никеленосных кор выветривания.

I — высокие пенеплены (охристый тип руд); *II* — холмистые нагорья (охристо-нонтронитовый тип руд); *III* — приконтактовые и приразломные зоны (инфильтрационно-трещинный и контактово-карстовый типы руд); *IV* — холмистые низменные равнины (охристо-серпентинитовый тип руд); *V* — депрессии (охристо-лептохлоритовый тип руд).
Зона: *1* — охр, *2* — нонтронитов, *3* — выщелоченных серпентинитов; *4* — охристо-лептохлоритовые никеленосные отложения; *5* — делювиальные никеленосные глины; *6* — серпентиниты.

(рис. 25). Именно эти параметры в первую очередь определяют возникновение, с одной стороны, либо площадных, либо линейных кобальт-никеленосных кор выветривания и, с другой — определенного типа оруденения: охристого, охристо-нонтронитового, охристо-серпентинитового, охристо-лептохлоритового.

Площадные кобальт-никеленосные коры выветривания. Сводный профиль площадной коры выветривания на ультраосновных породах (дунитах и перидотитах, всегда серпентинизированных) характеризуется развитием следующих зон (снизу вверх): 1) дезинтегрированных карбонатизированных серпентинитов с многочисленными прослойками магнезита и включениями арагонита, иногда доломита (5—10 м); 2) выщелоченных серпентинитов — обохренных пористых часто ноздревато-сетчатых выщелоченных серпентинитов с карбонатами, кварцем и опалом (3—9 м); в последние годы эта зона в работах ряда исследователей выделяется под названием керолитовой; предполагается, что основным продуктом преобразования серпентина является керолит — водный силикат магния, по своим структурным характеристикам отличающийся как от серпентина, так и от нонтронита [10], не исключено, что керолит представляет собой особое физико-химическое соединение, являющееся смесью коллоидных частиц серпентина и нонтронита; 3) силифицированных серпентинитов — плотных, сливных, иногда

сетчатых пород коричневатого цвета, обычно более чем на 80% состоящих из минералов кремнезема (0,5—4 м); 4) нонтронитов — пластичных сравнительно легких глинистых пород табачно- или оливково-зеленого цвета, часто сохраняющих реликтовую отдельность материнских пород; по плоскостям отдельности обычны дендриты минералов марганца и окислы железа (2—10 м); 5) охр — рыхлых редко слоистых в сухом виде, иногда сыпучих желтых, красных, вишневых пород, на 50—90% состоящих из минералов гидроокиси железа (2—15 м).

Промышленные концентрации кобальта и никеля встречаются в различных зонах профиля, будучи, как правило, частично разобщенными в пространстве. Мощности и состав перечисленных выше зон «идеального» профиля выветривания ультраосновных пород значительно варьируют как в различных рудных районах, так и непосредственно на отдельных месторождениях.

Фациальный анализ площадных кор выветривания ультраосновных пород, проведенный для различных районов и возрастных подразделений, позволил выделить среди них ряд фациальных типов, которым свойственны строго определенные профили.

1. Высокие пенеплены (охристый профиль) характеризуются значительными мощностями зоны псевдоморфных (структурных) охр, сохраняющих реликтовую структуру материнских пород. Характерными представителями охристых кобальт-никеленосных профилей современной тропической зоны Земли могут служить разрезы элювия ультраосновных массивов Кубы, Гвинеи и др. Мощность зоны охр здесь достигает нескольких десятков метров. Сверху они бронированы плотной железистой кирасой, а вниз по разрезу непосредственно переходят в выщелоченные серпентиниты. В СССР наиболее крупным месторождением этого типа является Елизаветинское.

2. Холмистые нагорья (охристо-нонтронитовый профиль) наиболее характерны для месторождений Южного Урала, приуроченных к отпрепарированным эрозией юрским холмистым водоразделам (месторождения Кемпирсай, Айдербак, Халилово и др.). Кора выветривания на этих водоразделах развита отдельными участками площадью от 0,5 до 3—4 км². Имея зональное строение, она варьирует как по мощности, так и по составу. Средняя мощность элювия колеблется в пределах 20—30 м.

3. Холмистые низмененные равнины (охристо-серпентинитовый профиль) развиты преимущественно на ультраосновных массивах, расположенных в предгорьях Урала, в частности в зоне сочленения Урала и Мугоджар с Западно-Сибирской плитой и Тургайским прогибом. Коры выветривания на различных породах фундамента здесь носят отчетливо выраженный низинный облик, характеризующийся широким развитием обеленных каолинитовых зон и относительно малой мощностью (10—15 м). Весьма широко охристо-серпентинитовый профиль выветривания распространен на Буруктальском кобальт-никелевом месторождении, несколько меньше на Шелкарском, Ак-Каргинском, Киембайском, Кайрактинском и других массивах. Основную часть профиля (более 70%) составляет зона выщелоченных серпентинитов, сложенная обычно плотными пористыми породами. В верхней ее части преобладают выщелоченные (кералитизированные) опализованные серпентиниты, в нижней — карбонатизированные, переходящие в магнезитоносные. Залегающая в верхней части профиля зона охр развита спорадически. Участки ее распространения тяготеют к зонам повышенной трещиноватости, либо к контактам серпентинитов с вмещающими породами.

Максимальные содержания как никеля, так и кобальта приурочены к верхним горизонтам зоны выщелоченных серпентинитов, где они входят в состав никельсодержащих хлоритов, нонтронита, минералов гидроокиси железа и марганца, празопала.

4. Депрессии (охристо-лептохлоритовый профиль) развиты на ультраосновных массивах, слагающих борта и днища плоских депрессий времени формирования кор выветривания. В состав депрессионного профиля наряду с корой выветривания входят и продукты ее ближайшего перемещения, залегающие обычно непосредственно на ультраосновном массиве [3]. Депрессионный тип кобальт-никелевых руд характеризуется: а) высоким содержанием железа, значительная часть которого находится в закисной форме; б) высоким содержанием магния (до 4—7% MgO); в) высокими содержаниями кобальта (Ni : Co = 8 : 1); г) относительно высоким содержанием серы (десятые доли процента). Рудные залежи депрессионного типа, как правило, перекрываются бобово-конгломератовыми и бобово-оолитовыми железными рудами, обычно легированными никелем и содержащими значительные количества хрома и кобальта.

Преобладающее развитие того или иного профиля площадной коры выветривания определяет следующие промышленные типы месторождений:

1) охристый железистый никель-кобальтовый (Елизаветинское месторождение);

2) охристо-нонтронитовый кобальт-никелевый (месторождения Кемпирсай, Уфалей);

3) нонтронит кералитовый кобальт-никелевый (месторождение Бурыктал на восточном склоне Мугоджар);

4) нонтронит-лептохлоритовый с природно легированными железными рудами (месторождение Халилово).

Линейные коры выветривания. Кобальт-никеленосные линейные коры выветривания на ультрабазитах для территории СССР представляют особый интерес, поскольку, как правило, заключают в себе более качественные руды. Правда, по запасам они значительно уступают площадным. В пределах большинства крупных месторождений Урала линейные и площадные коры выветривания встречаются совместно, образуя сложные конфигурации комплексных рудных залежей.

С линейными корами выветривания связаны два существенно различных типа месторождений:

1) инфильтрационно-трещинный

2) контактово-карстовый.

Инфильтрационно-трещинный тип месторождений обычно приурочен к зонам региональных разломов, пересекающих ультраосновные массивы (Новоаккермановское месторождение на Южном Урале, Шалапское на Салаире, Белогорское, Сарыкулболдинское в Центральном Казахстане и др.). Длина отдельных рудных зон иногда достигает 2—3 км при ширине 50—250 м. Глубина проникновения рудных растворов обычно не превышает 100—300 м. При этом максимальные мощности руд отмечаются у поверхности. Для месторождений инфильтрационно-трещинного типа характерно наибольшее распространение охристого и охристо-серпентинитового профилей с широким развитием кремнистых образований.

Контактово-карстовый тип месторождений весьма распространен на Среднем Урале. Рудные залежи обычно локализуются в основании и на склонах карстовых депрессий, развитых вдоль контакта небольших серпен-

тинитовых массивов с известняками и мраморами. Рудой является делювий, состоящий из несортированных обломков известняков и продуктов их разложения. Никель входит в состав тонкодисперсных высоконикелистых силикатов, цементирующих обломки. Содержание его крайне непостоянное, что вызвано характером циркуляции никеленосных растворов. Особенностью месторождений этого типа является низкое содержание в них кобальта (0,02—0,04%).

В общем плане наиболее богатые руды накапливаются на карбонатной поверхности в щелочной обстановке. Здесь они иногда представлены метаколлоидными образованиями никелевых силикатов, гарниеритом, ревдинскитом.

Следует отметить, что экзогенные окисные (силикатные) руды никеля известны не только в корах выветривания. Значительные количества никеля и кобальта содержатся в железо-марганцевых конкрециях, широко развитых на дне современных океанов. Кроме того, высокие содержания никеля отмечаются в некоторых метаморфизованных углистых сланцах среди тремолитовых и тремолит-пирофиллитовых пород михайловской серии КМА (до 0,6%), в осадках мелководных озер, располагавшихся непосредственно у ультраосновных никеленосных массивов.

На территории СССР известен ряд провинций окисных (силикатных) никелевых руд. Промышленное значение пока имеют лишь месторождения Среднего и Южного Урала, являющиеся сырьевой базой никелевой промышленности этого региона (Кемпирсай, Уфалей и др.), а также мелкие месторождения Украины. Именно в этих районах наиболее полно сохранились от размыва мезозойские коры выветривания.

Ультрабазитовые пояса Алтае-Саянской, Центральноказахстанской, Тянь-Шаньской и других провинций либо вообще лишены кор выветривания, либо элювий на них сохранился в линейных зонах разломов, что определяет незначительные запасы известных и прогнозируемых месторождений.

Критерии прогнозирования окисных (силикатных) никелевых месторождений

Основными закономерностями, определяющими размещение месторождений никелевых силикатных руд, являются следующие.

1. Наличие массивов ультрабазитов, с продуктами которых связаны промышленные месторождения экзогенных руд никеля. Анализ никеле- и кобальтоносности различных экзогенных месторождений СССР показывает, что промышленные концентрации кобальта и никеля в корах выветривания приурочены исключительно к серпентинизированным дунитам и перидотитам. Более того, в ряде случаев устанавливается отчетливая связь между никеленосностью ультрабазитов и отношением в них магния к железу. Так, И. И. Эдельштейном для интрузий Восточно-Уральского и Зауральского поднятий и Восточно-Уральского прогиба установлено, что все наиболее богатые никелем коры выветривания приурочены к ультрабазитам, для которых отношение магния к железу больше 9 [12]. Поскольку эти массивы в тектонических структурах Земли образуют закономерно расположенные пояса, то именно в пределах этих поясов и локализуются промышленные экзогенные месторождения кобальта и никеля.

2. Следующим не менее важным региональным фактором, определяющим появление экзогенных месторождений кобальта и никеля, является

наличие кор выветривания. Последние формируются в строго определенные интервалы геологического времени, обычно называемые эпохами корообразования. В геологической истории СССР известно несколько таких эпох, но не для каждой характерно развитие кобальт-никеленосных кор выветривания. Как отмечалось выше, для территории СССР достоверно определяется лишь одна эпоха, с которой связаны промышленные месторождения окисных руд кобальта и никеля — позднетриасово-раннеюрская. Не исключается возможность возникновения месторождений и в более молодые эпохи корообразования, вплоть до олигоценовой, хотя определенных доказательств этому нет. Все кобальт-никеленосные массивы имеют домезозойский возраст, а области мезозойского и кайнозойского корообразования совмещены в пространстве. В связи с этим невозможно однозначно установить точный возраст формирования коры выветривания. Ряд исследователей высказывает предположения о двухстадийном образовании кобальт-никеленосных кор выветривания. На первом этапе (триас — мел) повсеместно формировался нонтронитовый профиль, который впоследствии в палеогене был частично преобразован в охристо-кремнистый.

3. При прочих благоприятных факторах существенное значение для концентрации никеля имеет фациальная обстановка времени формирования рудоносного элювия. Наиболее богатые никелевые руды формируются в средних и нижних частях охристо-нонтронитового профиля на холмистых равнинах. На возвышенных участках рельефа, где развивается охристый профиль, характерны руды с повышенным содержанием кобальта. Последний обычно ассоциирует с минералами марганца. Одновременно с этим в понижениях древнего рельефа в карстовых и контактово-карстовых месторождениях преимущественным развитием пользуются никелевые руды с низким содержанием кобальта.

4. Поскольку окисные (силикатные) руды никеля, как правило, образуют пластообразные приповерхностные залежи, на их сохранность значительно влияют различные эрозионные процессы, сокращающие, а подчас полностью уничтожающие месторождения.

* * *

Формации медно-никелевых сульфидных и окисных (силикатных) руд в ряду других рудных формаций характеризуются наиболее тесной связью с интрузивным ультраосновным-основным магматизмом, что в значительной степени определяет региональные и локальные закономерности их размещения. Анализ закономерностей, изложенных выше, позволяет разработать для медно-никелевых месторождений критерии для поисков и оценки перспективных площадей. Такие региональные закономерности их размещения, как приуроченность к троговым зонам кристаллических щитов и фундамента древних платформ, связь с определенными никеленосными магматическими формациями, тяготеющими к зонам глубокопроникающих разломов на участках длительных опусканий земной коры, дают основу для выделения новых перспективных районов. При прогнозной оценке, поисках и разведке месторождений в пределах новых районов большую роль играют такие локальные закономерности, как приуроченность медно-никелевого оруденения к рудоконтролирующим структурам, характерным для данного района, связь с интрузиями определенной петро- и геохимической специализации, а также литолого-стратиграфический фактор и влияние процессов метаморфизма.

Для месторождений окисных (силикатных) руд большее значение имеет анализ палеогеографических и физико-химических условий формирования кобальт-никеленосных кор выветривания, структурные типы их проявления и локальная фациальная обстановка формирования рудоносного элювия. Сохранность кор выветривания в значительной мере определяется характером последующих тектонических движений.

Большие масштабы добычи богатых медно-никелевых руд, обусловленные увеличением в несколько раз производства никеля, меди и других ценных металлов, предопределяют необходимость наращивания их разведанных запасов.

Для расширения сырьевой базы никеля в Карело-Кольском регионе необходимо увеличение его запасов за счет изучения и разведки глубоких горизонтов и флангов известных медно-никелевых месторождений и рудных полей и освоения ряда новых никеленосных районов Кольского полуострова и Карелии (Ветреный Пояс и др.) на основе разработанных критериев прогнозирования.

На Сибирской платформе для поисков богатых руд основным направлением работ является доразведка глубоких (до 2000—2500 м) горизонтов Талнахского, Норильского, Октябрьского месторождений.

Для расширения сырьевой базы медно-никелевых руд на северо-западе Сибирской платформы требуется проведение широкого комплекса геолого-съемочных и поисковых геофизических работ. Однако уже сейчас геологические предпосылки позволяют предполагать, что в ближайшее десятилетие могут быть открыты новые месторождения медно-никелевых руд на перспективных площадях Предтаймырской и Нижнеенисейской зон [5].

За последние годы многие страны мира уделяют большое внимание промышленному освоению океанических железо-марганцевых конкреций. Эти конкреции на некоторых площадях Тихого и Атлантического океанов характеризуются высокими содержаниями никеля (более 1%) и кобальта (0,1—0,5%), что выдвигает их в число потенциальных руд этих металлов.

Кроме того, нам представляется необходимым интенсифицировать методические исследования в области выявления принципиально новых никелевых либо комплексных (включающих никель) руд, в частности, поставить вопрос о поисках кобальт-никеленосных углистых метаморфических и графитовых пород типа известных на месторождении Тасказган в Узбекистане (содержание никеля 0,6%), тремолитовых и пирофиллитовых сланцев докембрия типа встреченных в михайловской серии КМА, осадочных глинистых руд типа Шайтанского месторождения в Центральном Казахстане. Крайне важно определить принципиальную возможность обнаружения никеленосных кор выветривания среди домезозойских (особенно докембрийских) образований. Как отмечено выше, промышленные месторождения окисных (силикатных) руд никеля известны только начиная с юры. Если правы исследователи, указывающие на широкое развитие процессов формирования мощных кор выветривания в докембрии, то естественно предположить возможность обнаружения среди метаморфизованных элювиальных образований горизонтов, богатых никелем. Вне зависимости от этого нам представляется целесообразным обратить внимание на известные среди докембрийских образований серпентинитовые, тремолитовые, пирифиллит-серпентинитовые метаморфические сланцы, среди которых не исключено обнаружение зон (прослоев), обогащенных сорбированным никелем.

При прогнозировании месторождений никеля следует иметь в виду возможность образования его промышленных концентраций, связанных с другими формационными типами. Он встречается:

а) в средне- и низкотемпературных месторождениях с кобальтом (месторождения Ховуаксы в СССР) и медью, висмутом, иногда серебром и ураном (Большого Медвежьего озера в Канаде, Рудных гор в Центральной Европе);

б) в полиметаллических месторождениях свинцово-цинковой формации (типа Боудвин в Бирме и Миссури в США);

в) в виде примеси к колчеданным пирит-пирротиновым медьсодержащим рудам (типа Оутокумпу в Финляндии);

г) в месторождениях медистых песчаников (в Конго и Северной Родезии) и др.

В последние годы выдвигаются представления о возможном существовании метаморфогенных медно-никелевых месторождений, образующихся при процессах регионального метаморфизма, охватывающего районы развития ультраосновных и основных пород. Концентрации никеля в их пределах создаются за счет его мобилизации из решеток породообразующих силикатов с последующим отложением в тектонических зонах. Высказываются предположения о возможном образовании промышленных концентраций никеля и в полизональных метасоматических структурах в связи с процессами скарнирования в железорудных месторождениях типа железистых кварцитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУР

1. *Годлевский М. Н.* Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 7—83.

2. *Геологические* формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М., «Недра», 1974. 279 с.

3. *Григорьева В. М.* Депрессионный тип месторождений окисленных никелевых руд. — «Тр. Гипроникеля», 1967, вып. 35, с. 270—283.

4. *Древняя* кора выветривания на ультраосновных породах Урала. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946. 147 с. Авт.: И. И. Гинзбург, А. А. Кац, И. З. Корин и др.

5. *Малич Н. С., Туганова Е. Н.* Современные представления о геотектоническом развитии и минералогении чехла Сибирской платформы. М., 1974. 48 с.

6. *Месторождения* меди. — В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 87—102. Авт.: И. Г. Павлова, Э. И. Кутырев, И. В. Ляхницкая, Е. В. Туганова.

7. *Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В.* Генетические типы медно-никелевых руд Сибирской платформы. — «Геология рудн. м-ний», 1965, № 1, с. 37—43.

8. *Пришлецов Д. В.* Развитие производства никеля из окисленных руд в СССР. — «Тр. Гипроникеля», 1965, вып. 35, с. 13—37.

9. *Прогнозная* оценка никеленосности печенгского интрузивного комплекса. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 231—233. Авт.: И. В. Ляхницкая, Л. И. Гурская, Р. И. Шурупова и др.

10. *Руды* никеля, кобальта и железа в месторождениях коры выветривания. — «Тр. Гипроникеля», 1958, вып. 3, с. 86—99. Авт.: Л. К. Красильников, В. М. Григорьева, Л. П. Кочуров, А. Е. Алешунина.

11. *Царев В. И.* Значение окисленных никелевых руд в производстве никеля и кобальта и основные технико-экономические показатели по их добыче и переработке. — «Тр. Гипроникеля», 1969, вып. 39—40, с. 198—217.

12. *Эдельштейн И. И.* Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связанных с ними кор выветривания. М., «Наука», 1968. 200 с.

АЛЮМИНИЙ

Последние десятилетия ознаменовались резким увеличением мирового производства алюминия, что вызвано широким использованием его в различных отраслях промышленности. В связи с этим в мировом масштабе остро стоит вопрос об обеспеченности алюминиевой промышленности высокоэкономичными видами сырья, и в первую очередь бокситами.

Потенциальные запасы бокситов мира оцениваются в 20—30 млрд. т. При ежегодной их добыче в количестве первые десятки миллионов тонн потребность промышленности в этом виде сырья могла бы быть полностью удовлетворена на многие десятилетия. Но, к сожалению, основные запасы бокситов расположены на территории экономически развивающихся стран тропического пояса Земли, а страны-производители алюминия (США, Канада, Япония и др.) либо вообще лишены бокситов, либо испытывают их острый недостаток [8, 2].

Советский Союз относительно беден месторождениями высококачественных бокситов, а известные у нас бокситы низкого и среднего качества распространены крайне неравномерно. Основная масса бокситового сырья сосредоточена в европейской части СССР, на Урале и в Казахстане. Сибирь, Средняя Азия и Дальний Восток, где находятся наши основные энергетические ресурсы, практически лишены промышленных месторождений бокситов. Качество сырья, используемого в СССР, существенно ниже перерабатываемого на зарубежных глиноземных заводах (табл. 14).

Таблица 14

Состав алюминиевых руд основных рудных районов и провинций мира

Рудный район, провинция	Содержание, %			Кремниевый модуль (Al_2O_3/SiO_2)
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	
СССР				
Северо-Уральский	4—5,5	50—55	10—20	10—13
Северо-Онежский	15—18	50—55	4—10	2,5—3,5
Тихвинский	10—15	44—46	15—25	3—3,5
Тургайский	10—13	44—47	7—15	3,5—4
Южно-Тиманский	20—25	48—54	3—5	2,4—2,7
Средне-Тиманский	4—8	45—52	20—30	7—12
Аркалыкский	10—12	45—48	10—15	4—4,5
Гвинея	0,5—2	44—60	—	Более 20
Австралия	2—5	50—58	—	10—20
Гайана	1—2	55—58	—	Более 30
Венгрия	4—5	50—55	—	Более 10
Югославия	2,5—6	48—55	—	Более 10
Греция	2,5—5	50—55	—	Более 10

Острая потребность отечественной глиноземной промышленности в экономически выгодном сырье определяет необходимость интенсификации поисковых работ на все виды алюминиевого сырья: бокситы, нефелиновые сиениты, алуниты, анортозиты, каолины, кварц-глиноземистые и давсонитовые породы [1, 3]. При этом особое внимание должно быть обращено на поиски высококачественных «байеровских» и «электрокорундовых» бокситов. Байеровские бокситы должны удовлетворять следующим основным требованиям:

кремниевый модуль более 6—7; содержание Al_2O_3, растворимого в щелочах, более 35—40%; содержание CO_2 не более 1,5% и серы не более 0,5%. Электрокорундовые бокситы характеризуются следующими показателями: кремниевый модуль не менее 6; Al_2O_3/CaO более 180—250; содержание Al_2O_3 не менее 43%, серы менее 0,3% и P_2O_5 менее 0,5%.

Что касается небокситового сырья, то оно, как правило, представляет собой комплексную руду, в переработке которой заинтересованы различные отрасли народного хозяйства. Например, из алунитов кроме глинозема получают дефицитный у нас в стране сульфат калия и серную кислоту, из нефелиновых пород — соду и цемент, из кальсилитов — поташ и цемент и т. д.

Поскольку глиноземные заводы западных районов СССР относительно обеспечены бокситами, а строительство новых заводов здесь сдерживается недостатком энергетических мощностей, то наибольшие перспективы использования небокситового сырья имеют наши восточные районы, где, как отмечалось выше, отсутствуют промышленные месторождения бокситов и одновременно с этим существует мощная энергетическая база.

БОКСИТЫ

Бокситы являются наиболее экономичным видом алюминиевого сырья. Основные мировые запасы высококачественных бокситов (более 80%), на которых базируется зарубежная глиноземная промышленность, сосредоточены в тропической зоне Земли и входят в состав широко распространенных там молодых олигоцен-четвертичных латеритных покровов (рис. 26). Промышленные запасы бокситов нашей страны определяются месторождениями иного возраста и иной формационной принадлежности, что, очевидно, существенно отличает критерии прогнозной оценки, используемые у нас в стране, от применяемых в областях молодого латеритного бокситообразования [7, 2].

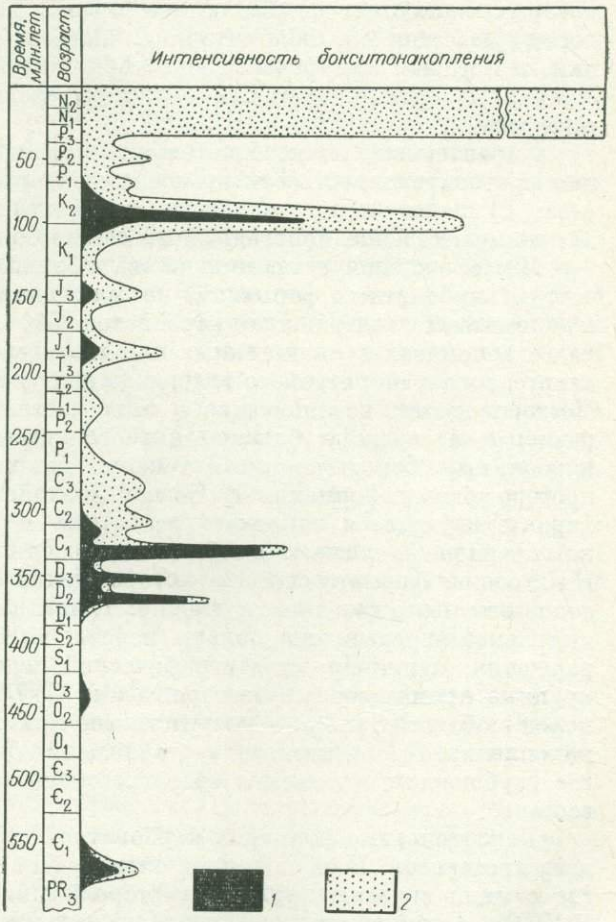


Рис. 26. Интенсивность бокситонакопления в истории Земли.

1 — СССР; *2* — весь мир.

Наиболее информативны для прогнозной оценки территории СССР на бокситы формационные критерии, учитывающие состав, строение бокситоносных формаций и закономерности локализации внутри них рудных тел, а также стратиграфические, палеогеографические и тектонические критерии.

Формационные критерии

Месторождения бокситов известны в карбонатной, терригенной и латеритной группах бокситоносных формаций. Каждая из этих групп характеризуется специфическими строением, закономерностями размещения, возрастными интервалами максимального развития и преобладающим составом руд.

Группа карбонатных бокситоносных формаций. Группа состоит из субкарбонатной и собственно карбонатной формаций, общими признаками которых являются: 1) абсолютное преобладание в разрезе карбонатных пород (известняков, доломитов); 2) наличие перерывов в осадконакоплении, к которым приурочены бокситовые залежи; 3) размещение преимущественно в геосинклинальных областях, либо в активизированных зонах платформ.

Характерные, но необязательные признаки следующие: 1) относительная кратковременность бокситоносных перерывов, их повторяемость в разрезе; 2) значительные мощности карбонатных разрезов (сотни метров); 3) преимущественно моногидратный состав бокситов (диаспор, бёмит).

Месторождения лучшего качества и большего размера приурочены к тем частям карбонатных формаций, которые сложены «чистыми» известняками и доломитами с содержанием карбонатов 95% и более. Появление в известняках и доломитах вулканогенных или терригенных пород либо примеси вулканогенного и терригенного материала является неблагоприятным фактором. Месторождения, возникающие в этих частях формаций, обычно малы по размерам и содержат бокситы низкого качества. На этом основании субкарбонатные бокситоносные формации (например, субкарбонатная верхнепротерозойская формация в Боксон-Сархайском синклинории в Саянах), характеризующиеся широким развитием в разрезе терригенных пород, как правило, заключают в себе месторождения низкокачественных бокситов. На строение формирующихся месторождений оказывают влияние некоторые дополнительные факторы, а именно: 1) длительность перерыва; чем продолжительнее перерыв, тем больше надежд на обнаружение крупного месторождения; например, стратиграфический перерыв, к которому приурочены крупные промышленные месторождения СУБР, составляет 1 век; 2) состав пород в областях сноса, непосредственно примыкавших к площадям бокситонакопления. Промышленные месторождения бокситов возникают только там, где карбонатные отложения трансгрессивно залегают на породах основного состава.

Бокситоносные формации карбонатной группы в СССР известны с позднего протерозоя. Наиболее продуктивны они в разрезах девонской системы, где с ними связаны крупные месторождения бокситов на Урале (СУБР, ЮУБР), а также мелкие месторождения метаморфизованных бокситов на Салаире [1, 2, 5, 7, 4]. Кроме того, бокситы известны в карбонатных формациях на Полярном Урале (D_2 — D_3), в Саянах (PR_3), на Южном Тянь-Шане (C_2), в Карпатах и в Крыму (J_{2-3}).

Группа терригенных бокситоносных формаций. Общими характерными особенностями строения терригенных бокситоносных формаций являются: 1) приуроченность к базальным горизонтам трансгрессивных циклов на платформах, либо в областях поздней активизации; 2) абсолютное преобладание в разрезе терригенных, существенно глинистых отложений; 3) фациальная изменчивость формаций, представленных частым чередованием пород различного состава, присутствие мелких внутриформационных размывов, тонких прослоев конгломератов, алевролитов, углистых глин и углей; 4) малые мощности формаций (первые десятки метров) при значительном площадном распространении.

Размещение месторождений бокситов непосредственно в бокситоносных формациях контролируется следующими факторами.

1. Рельефом дорудной поверхности. Бокситовые месторождения формируются исключительно на расчлененной поверхности с перепадами высот не менее первых десятков метров, на склонах, реже в центральных частях палеодепрессий. В плоских обширных депрессиях возникают маломощные пластовые залежи. В областях развития карбонатных пород субстрата в мелких, но глубоких карстовых депрессиях рудное тело может приобретать форму штока либо столба высотой до 100—150 м при диаметре 20—40 м. Наиболее благоприятны для формирования крупных промышленных залежей депрессии средних размеров: глубиной первые десятки метров и площадью первые квадратные километры.

2. Составом и строением субстрата. Лучшим субстратом при формировании наиболее качественных промышленных месторождений являются умеренно дислоцированные (моноклинально падающие под углами 15—30°) эффузивно-карбонатные отложения. Именно этот субстрат при высоком стоянии территории приводит к развитию эрозионно-карстовых депрессий оптимальных размеров и поставляет достаточное количество алюмосиликатного легкобокситизирующегося вещества. На алюмосиликатном субстрате возникают менее благоприятные формы рельефа, а обилие терригенного материала обычно приводит к возникновению менее качественных руд. Правда, запасы месторождений в этом случае резко возрастают.

3. Составом пород областей сноса. Промышленные месторождения располагаются в бокситоносных формациях вблизи выходов пород основного состава, либо других алюмосиликатных высокоглиноземистых пород. При налегании бокситоносных отложений на гранитоиды, гнейсы, кварциты, песчаники и подобные им породы промышленных месторождений бокситов не возникает.

4. Общим составом формаций. Наиболее благоприятным парагенезисом пород для высококачественных бокситов являются пестроцветные каолинитовые глины. В углистых и угленосных разрезах пласты бокситов маломощны, встречаются редко и сложены рудами низкого качества.

5. Характером тектонических движений. Промышленные месторождения бокситов возникают при длительном тектоническом покое, продолжавшемся в районе обычно в течение нескольких веков. В случае активизации структуры после формирования месторождений последние, как правило, уничтожаются либо механическим разрушением, либо эпигенетическими процессами дебокситизации (ресилификация, хлоритизация, метаморфизм и пр.).

6. Широким развитием в районе мощных каолинитовых, особенно ожелезненных в верхней части кор выветривания.

Терригенные бокситоносные формации известны в геологическом разрезе начиная с раннего карбона. В каменноугольную эпоху бокситонакопления они формировались преимущественно по окраинам щитов древних платформ, либо в обрамлении крупных внутриплатформенных поднятий и характеризуются широким развитием пластовых залежей низкокачественных бокситов. Этот тип бокситоносных формаций обладает высокой продуктивностью. С ним связаны крупнейшие месторождения европейской части СССР, сосредоточенные в Тихвин-Онежской (Иксинское, Плесецкое и др.) и Тиманской (Пузлинское, Тимшерское и др.) бокситоносных провинциях.

Для мел-палеогеновой эпохи бокситонакопления более характерны терригенные бокситоносные формации с карстовым морфогенетическим типом

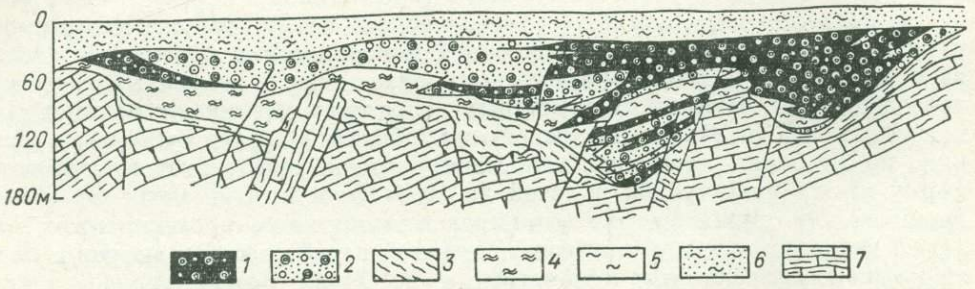


Рис. 27. Геологический разрез через бокситоносную карстовую депрессию на Краснооктябрьском месторождении бокситов (Северный Тургай).

1 — бокситы бобовые каменистые, реже глинистые красновато-коричневые ($K_2cm—t$); *2* — аллиты обычно глинистые с включением рыхлых бобовин ($K_2cm—t$); *3* — глины пестроцветные перемятые ($Kal—cm$); *4* — глины белые каолиновые ($K_2cm—t$); *5* — глины пестроцветные каолиновые ($K_2cm—t$); *6* — покровные отложения ($P^{1}_{3}—Q$); *7* — известняки (C_1).

рудных залежей (рис. 27). Они приурочены главным образом к окраинам плит молодых платформ и лишь частично заходят на их обрамления, залегая в основании платформенного чехла на размытой поверхности интенсивно дислоцированного фундамента. С этим типом формаций связаны месторождения бокситов мелового возраста в Тургайской провинции (Краснооктябрьское, Белинское), мел-палеогенового возраста в Центральноказахстанской провинции (Амангельдинская группа), а также меловые и палеогеновые месторождения и рудопроявления на Чадобецком поднятии в Сибири, в Салаирском кряже, вдоль восточного склона Урала и др. [6, 7, 2].

Группа латеритных бокситоносных формаций. В этой группе следует четко различать по крайней мере две формации: латеритных покровов и сублатеритную, характеризующиеся существенными различиями в составе, строении и закономерностях распространения, что в конечном счете определяет комплекс их прогнозных признаков [7].

Формация латеритных покровов максимально продуктивна за пределами СССР в современной тропической зоне (рис. 28). Основными ее особенностями являются:

1) значительные площади распространения латеритных покровов, залегающих на различных типах пород, начиная от кварцитов и кончая ультрабазитами;

2) сложный полифациальный и полипородный состав латеритного покрова, характеризующийся присутствием элювиальных, делювиальных глинистых либо обломочных образований, сцементированных гидроокислами и окислами железа в пористую кавернозную массу;

3) преобладание бокситов элювиальных, шлейфовых гиббситового типа, которые, являясь членом латеритного покрова, обычно приурочены к наиболее возвышенным участкам рельефа либо его верхним склонам и никогда не залегают в понижениях рельефа;

4) формация представляет собой специфическое образование поздних этапов развития Земли и наиболее широкое развитие получила в олигоцен-четвертичное время.

Для возникновения крупных месторождений высококачественных бокситов в этом типе формаций обязательны:

1) длительный перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся тектоническими подвижками, перестройкой структурного плана региона, его

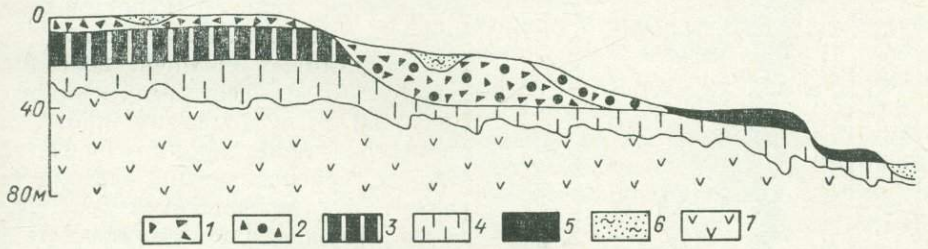


Рис. 28. Схематический геологический разрез через латеритный покров (Либерийский щит, Западная Африка).

1 — элювиальная бокситовая брекчия; *2* — делювиальные обломочно-оолитовые бокситы — шлейфовая кираса; *3* — псевдоморфный боксит-латерит; *4* — железисто-каолинитовая зона коры выветривания на долеритах — литомарж; *5* — кавернозные бурые железняки — равнинная кираса; *6* — суглинки и супеси; *7* — долериты.

последующей пенепленизацией и эрозионным расчленением в условиях жаркого влажного («бокситового») климата;

2) присутствие в субстрате алюмосиликатных пород, расположенных в зоне интенсивной фильтрации поверхностных вод.

На территории СССР образования, которые можно отнести к латеритным покровам, известны среди меловых отложений Украинского щита (Высокопольское, Никопольское месторождения), в Тургайском прогибе (отдельные залежи Наурзумского месторождения) и в ряде пунктов Урала и Сибири. Промышленное значение в настоящее время может иметь только Высокопольское месторождение, заключающее в себе хотя и низкокачественные, но малокальциевые железистые бокситы.

Сублатеритная бокситоносная формация характеризуется нижеследующими особенностями, резко отличающими ее от формации латеритных покровов.

1. Развитие латеритных образований четко ограничено площадями выходов на поверхность определенных типов высокоглиноземистых пород (чаще метаморфических хлоритовых и серицитовых сланцев).

2. Рудные залежи, иногда сохраняющие реликтовую структуру материнских пород, приурочены обычно к склоновым участкам палеорельефа и часто встречаются в понижениях.

3. Широко развиты переотложенные разности бокситов, иногда полностью оторванные от латеритных профилей и перемещенные в соседние области карстообразования.

4. Бокситы преимущественно бёмитовые с шамозитом, по качеству, как правило, уступающие бокситам латеритных покровов.

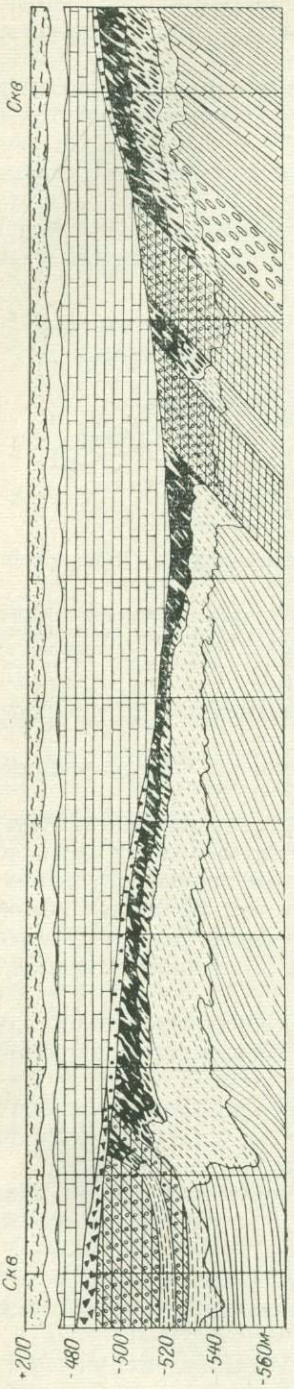


Рис. 29. Геологический разрез через Белгородский участок Висловского месторождения бокситов (район КМА).

1 — филлитовидные углисто-кварц-слюдистые сланцы; *2* — конгломераты; *3* — железистые кварциты; *4* — выветрелые сланцы; *5* — аллиты; *6* — бокситы; *7* — богатые железные руды; *8* — переотложенные железные руды; *9* — осадочные бокситы; *10* — известняки (C_4v); *11* — песчано-глинистые отложения (N—Q).

Промышленные месторождения в этом типе формаций возникают лишь на участках наиболее благоприятного сочетания контролирующих факторов. Например, сублатеритная формация южных склонов Воронежской антеклизы (Висловское, Яковлевское и другие месторождения КМА). Здесь кроме «бокситового» климата визейского века благоприятным фактором послужило то, что поверхность была сложена комплексом сложнодислоцированных пород — высокоглиноземистых хлорит-серицитовых сланцев, переслаивающихся с железистыми кварцитами (рис. 29). Интенсивному протеканию процессов выветривания благоприятствовал расчлененный «автономный» рельеф, формировавшийся без привноса со стороны алюмосиликатного терригенного материала. Высокое стояние всей области бокситонакопления обусловливало длительный интенсивный вынос щелочей, щелочных земель и кремнезема. Резкое обеднение этими компонентами приповерхностной зоны явилось причиной увеличения подвижности глинозема в природных средах, участия его в процессах гипергенного метасоматоза с образованием промышленных концентраций не только на склонах палеоподнятий, но и в межгрядовых понижениях.

Другим примером возникновения промышленного оруденения в сублатеритной формации являются месторождения Среднего Тимана (Вежаю-Ворыква, Щугорское и др.). Здесь локальные благоприятные обстановки возникали в среднем и, по-видимому, позднем девоне на участках развития сланцево-карбонатных пород быстринской свиты верхнего протерозоя. Высокоглиноземистые серицитовые сланцы, переслаивающиеся с глинисто-карбонатными породами в автономной обстановке района Четласского Камня, сравнительно легко выветривались, образуя контракционную бокситоносную кору выветривания с обломочной текстурой. Благоприятным фактором,

роль которого не учитывается многими исследователями, возможно, являлась вулканическая деятельность, интенсивно проявившаяся в соседних областях. Именно в результате этого в районы бокситообразования на карбонатные поверхности попадало значительное количество легкобокситизирующейся богатой щелочами вулканической пыли. Кроме того, вулканическая деятельность оказывала опосредованное влияние на акселерацию процессов выщелачивания путем существенного изменения режима и состава грунтовых вод [6, 7].

Стратиграфические критерии

Время образования бокситов в СССР охватывает поздний протерозой, палеозой, мезозой и начало палеогена. При этом все месторождения бокситов и подавляющее большинство рудопроявлений приурочены к отложениям нескольких крупных временных интервалов, называемых эпохами бокситонакопления: позднепротерозой-раннекембрийской, девонской, каменноугольной, триас-юрской и мел-палеогеновой. За пределами СССР месторождения бокситов, кроме того, известны в отложениях перми, неогена и четвертичного отдела (см. рис. 26). В пределах этих эпох выделяются этапы, проявившиеся на более ограниченных площадях. Наиболее перспективны для поисков крупных промышленных месторождений бокситов в СССР отложения девонской, мел-палеогеновой бокситоносных эпох, а также раннекаменноугольного этапа. Последний максимально продуктивен на Русской платформе, где с ним связано формирование месторождений Северной Онеги, Южного Тимана и КМА.

Палеогеографические критерии

Достаточно определенно устанавливаются параметры палеогеографических обстановок только для недавнего и современного (олигоцен-четвертичного) бокситонакопления, т. е. времени формирования латеритных покровов тропической зоны Земли: 1) постоянно-влажный жаркий либо переменно-влажный климат, определяющий высокую температуру грунтовых вод, интенсивный гидролиз вещества, вынос щелочей, щелочных земель, кремния, фиксацию алюминия, железа, титана, интенсивное развитие микрофлоры, уничтожающей органическое вещество и продуцирующей углекислоту; 2) высокое содержание углекислоты в почвенном воздухе, повышающее pH грунтовых вод и способствующее перераспределению алюминия и железа с образованием алюможелезистых покровов-кирас; 3) широкое развитие силикафильной (в первую очередь злаковой, травянистой) растительности, продуцирующей огромные количества зеленой массы; эта растительность, разлагая алюмосиликаты, извлекает на дневную поверхность кремнезем, который в дальнейшем водными потоками переносится в области аккумуляции; 4) поступление в области бокситонакопления воздушных масс со стороны океана; эти ветры приносят влагу, лишенную кремнистой пыли, и, наоборот, обогащенную щелочами и щелочными землями, что повышает общий щелочной резерв зоны гипергенеза и благоприятствует процессу разложения пород; 5) очень медленное воздымание территории на фоне относительного тектонического покоя; 6) развитие пород основного и щелочного состава и их осадочных аналогов, содержащих значительное количество глинозема, щелочей и (или) щелочных земель и легко подвергающихся гидролизу.

Параметры фациальных обстановок более древних (особенно палеозойских и докембрийских) эпох бокситонакопления можно только предполагать.

И чем древнее отложения, тем спекулятивнее становятся эти предположения. С большой долей достоверности можно сказать, что отрицательными признаками для поисков бокситов в древних толщах являются: 1) признаки, свидетельствующие о широком развитии аридных климатов (прослои гипсов, солей, полимиктовый состав обломочных пород и др.); 2) признаки, свидетельствующие о похолодании климата (следы оледенений для древних эпох, развитие холоднолюбивой растительности для мезозоя и кайнозоя и др.); 3) интенсивная тектоническая деятельность, сопровождающаяся широким развитием эрозионных и аккумулятивных процессов; 4) широкое распространение пород кислого состава, их осадочных аналогов, содержащих кварц при малых количествах щелочей и щелочных земель; 5) региональный вулканизм, приводящий к формированию мощных вулканогенных толщ.

Таким образом, отрицательных признаков не так много, чтобы считать палеогеографические критерии основными для оценки древних толщ на предмет возможного обнаружения месторождений бокситов. Более того, в областях «стратиграфической конденсации», к которым обычно приурочены бокситовые месторождения, мы часто сталкиваемся с переслаиванием толщ существенно различного фациального (палеогеографического) облика. Например, присутствие прослоев тиллитов в верхнепротерозойских отложениях не может служить достаточно корректным доказательством накопления всей толщи в холодном климате, а свидетельствует только о кратковременных похолоданиях на общем фоне резко повышенного геотермического режима докембрия. Другим примером может служить обнаружение бокситов среди лавовых потоков на севере Ирландии, где они формировались в период относительно непродолжительного перерыва (около 1 млн. лет), фиксируемого только корой выветривания.

Тектонические критерии

Широко распространенное в СССР подразделение бокситов на «геосинклинальные» и «платформенные», введенное в литературу Ю. К. Горецким [4], за последние годы подверглось серьезной критике. В частности «эталон» геосинклинальных бокситов — месторождения Южной Франции оказались расположенными в пределах молодой (эпигерцинской) платформы; «типичные геосинклинальные» бокситы западного склона Южного Урала (ЮУБР) также формировались в позднедевонский период в краевой части Русской платформы и лишь в карбоне попали в зону интенсивного смятия.

Геосинклинальный режим, характеризуясь высокой интенсивностью тектонической деятельности, широким проявлением, вулканизма, слабо выраженными процессами гипергенной дифференциации вещества, является антиподом режиму областей бокситонакопления, и, если мы встречаем бокситы в геосинклинальной области, то при детальном рассмотрении оказывается, что образование их происходило в периоды максимального тектонического покоя, кратковременно возникавшего в процессе развития геосинклинали. Эти периоды характеризовались широким распространением карбонатообразования при относительном тектоническом покое.

Тектонические особенности развития территории в значительной мере определяют не столько закономерности возникновения, сколько сохранения бокситовых месторождений. Пострудные складчатые либо разрывные тектонические движения, как правило, неблагоприятно отражались на рудных телах, резко ухудшая их качество и экономические показатели. В условиях

интенсивной дислоцированности месторождения бокситов обычно не сохраняются, рудные тела разбиваются на отдельные непромышленные блоки, погружаются на различные глубины, подвергаются динамометаморфизму, бокситы переходят в малоценные наждаки, ухудшается их качество под воздействием гидротерм.

При общем подъеме территории происходит размыв бокситоносных толщ, в результате чего бокситовые месторождения полностью исчезают. Максимально благоприятны для бокситонакопления тектонически стабильные зоны сочленения плит и щитов молодых и древних платформ, а также склоны палеоподнятий, где рудные залежи встречаются в базальных горизонтах трансгрессивных циклов. В геосинклинальных областях бокситовые месторождения чаще размещаются в окраинных частях массивов внутри эвгеосинклинальных зон.

Тектонический режим в значительной мере определяет геоморфологические особенности территории, которые в ряде случаев являются основными факторами возникновения месторождений.

Геохронологические критерии

Рассмотренные критерии прогнозной оценки территорий на бокситы могут в полной мере применяться лишь с учетом эволюции бокситообразования, четко фиксируемой в истории Земли, что запечатлено в составе и строении бокситоносных формаций (рис. 30).

Наиболее древнее месторождение бокситов на земном шаре — Боксонское — известно в составе субкарбонатной существенно доломитовой формации позднего протерозоя в Восточном Саяне. Здесь высококремнистые непромышленные бокситы гематит-диаспор-хлоритового состава образуют крупные линзовидные прослои мощностью до 3—8 м среди железисто-аллитовых сланцев, залегающих на частично закарстованной поверхности доломитов. Образование бокситов, по-видимому, происходило в прибрежной зоне морского водоема.

Первой рудоносной эпохой с известными промышленными месторождениями бокситов является средне-позднедевонская, в течение которой существенно диаспоровые часто высококачественные бокситы формировались в областях карбонатонакопления (восточный склон Северного Урала, Салаир, западный склон Южного Урала, Северный Пакистан и др.). Месторождения этого возраста образованы главным образом в периоды относительно кратковременных регрессий моря в пределах островной суши либо на карстовых береговых плато. Лишь во второй половине девона появляются первые месторождения бокситов, которые, хотя и приурочены к областям развития существенно карбонатных пород, но могут быть отнесены к иной — сублатеритной — бокситоносной формации (Средний Тиман).

С начала карбона, точнее, с визейского века наиболее широкое распространение получили терригенные пестроцветные и углистые бокситоносные формации, развитые в обширных понижениях внутри континентов, либо на прибрежно-морских равнинах. Рудные тела этих формаций, залегающих в основании трансгрессивных серий на породах различного состава, обычно образуют крупные по площади, но маломощные линзы, сложенные низкокачественными бокситами (восточный склон Балтийского щита, Южный Тиман, Северный Китай, Пенсильванский бассейн в Северной Америке и др.). В визейском же веке началось формирование и бокситоносных

латеритных кор выветривания на сланцевом протерозойском субстрате. Промышленные месторождения этого типа известны пока что только на южных склонах Воронежского массива.

В мезозое существенно изменился характер бокситонакопления. С одной стороны, продолжалось формирование бокситовых месторождений в областях карбонатонакопления, главным образом в альпийских геосинклиналях (на Балканах, в Динарских Альпах), с другой — появился, а в конце мезозоя широко распространился иной тип рудных залежей, приуроченных к карстовым и суффозионно-карстовым депрессиям на обширных закарстованных плато в глубине континентов (месторождения Западного Тургая, Центрального Казахстана, Чадобецкого поднятия в Восточной Сибири).

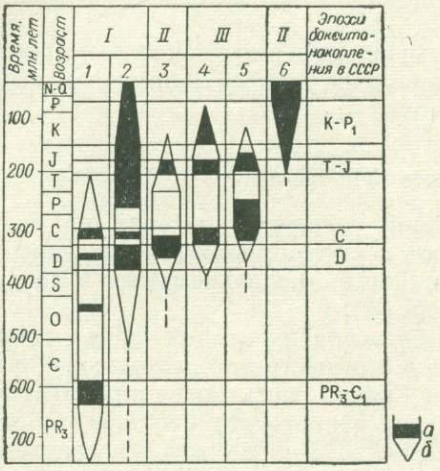


Рис. 30. Эволюция бокситонакопления в истории Земли.

Бокситоносные формации: *I* — карбонатная группа (*1* — субкарбонатная, *2* — карбонатная), *II* — латеритная группа (*3* — сублатеритная, *6* — латеритных покровов), *III* — терригенная группа (*4* — терригенная пестроцветная, *5* — терригенная углистая); интервалы развития: *а* — известные, *б* — возможные.

В конце мезозоя промышленные месторождения бокситов появились в латеритных покровах на возвышенных участках рельефа, сложенных породами основного состава (Высокопольское месторождение на Украинском щите, Наурзумское в Центральном Тургае). Формирование бокситовых месторождений в латеритных покровах, залегающих на алюмосиликатных породах, наиболее широко распространилось в кайнозое, а начиная с олигоцена этот тип месторождений стал основным. В связи с особенностями новейшей климатической зональности, унаследованной, по-видимому, с олигоцена, месторождения бокситов латеритных покровов располагаются исключительно в тропической зоне Земли.

При рассмотрении характера последовательной смены бокситоносных формаций во времени (см. рис. 30) обращает на себя внимание удивительно согласованное с развитием органического мира перемещение областей бокситонакопления из моря на сушу. При этом перемещении видоизменялись процессы природного разделения алюминия и кремния, возникали новые типы бокситоносных формаций, усложнялось строение рудных залежей и в конечном счете, прогрессивно росли объемы накапливавшихся бокситов. Максимум бокситонакопления приходится на наиболее молодую, олигоцен-четвертичную эпоху, в латеритных покровах которой заключено более 80% промышленных запасов мира.

Для СССР наиболее продуктивны карбонатная формация с карстовым типом оруденения (типа СУБР) и девон-каменноугольная сублатеритная

(типа КМА и Среднего Тимана). Терригенная группа бокситоносных формаций, хотя и содержит крупные месторождения, но качество руд в них невысокое. При этом лучшие руды приурочены к месторождениям карстового морфогенетического типа, характерного для мел-палеогеновой эпохи.

НЕФЕЛИНОВЫЕ РУДЫ

СССР — первая в мире страна, приступившая к промышленной переработке нефелинсодержащих пород на глинозем. Успехи, достигнутые в этой области, привели к тому, что наиболее дешевый глинозем в нашей стране сейчас получается из нефелиновых концентратов — побочных продуктов обогащения апатито-нефелиновых руд Хибин (Кольский полуостров), характеризующихся высокими содержаниями глинозема и щелочей (табл. 15). Однако следует иметь в виду, что низкая стоимость глинозема на Пикалевском заводе (Ленинградская область), получаемого из нефелиновых концентратов, обусловлена максимально благоприятным стечением экономических обстоятельств. При поисках руд и оценке целесообразности освоения конкретных месторождений нефелинового сырья большое, а часто решающее значение приобретают именно факторы негеологического значения (горнотехнические условия отработки, наличие подъездных путей, обеспеченность рабочей силой и др.).

Нефелиновые руды являются разновидностью фельдшпатоидных * горных пород, слагающих щелочные интрузии и вулкано-интрузивные структуры. В зависимости от состава этих пород и условий их обогащения выделяются три рудные формации: нефелиновая, нефелин-полевошпатовая и псевдолейцит-нефелин-полевошпатовая. Рудные формации характерны для определенных нефелинсодержащих (рудовмещающих) формаций, которые для целей прогнозирования объединяются в главную и второстепенную группы (см. табл. 15).

Региональные критерии прогнозирования

К региональным критериям относятся формационный и геохронологический. Формационный критерий является основным, поскольку он объединяет в себе особенности состава, строения и закономерностей размещения рудоносных массивов. На территории СССР проявлено восемь нефелинсодержащих формаций щелочных пород (см. табл. 15).

Формации, включающие в себя нефелиновые бесполевошпатовые руды. Нефелинсиенитовая агпаитовая формация заключает в себе крупные месторождения высококачественных нефелиновых руд. Массивы формации встречаются исключительно на древних щитах (Балтийский щит) либо на окраинах плит древних платформ, непосредственно примыкающих к щитам (северо-восток Сибирской платформы), и всегда расположены в зонах крупных глубинных разломов. Интрузии этой формации обычно представляют собой крупные (свыше 50 км^2) многофазные расслоенные плутоны, в которых собственно нефелиновые руды — ийолиты и уртиты являются наиболее поздними самостоятельными дифференциатами.

---

* Фельдшпатоиды или фельдшпатиды — нефелин, кальсилит, лейцит, псевдолейцит.

Таблица 15

Характеристика нефелинсодержащих формаций территории СССР *

Рудная формация	Нефелинсодержащая формация: Главная	Нефелинсодержащая формация: Второстепенная	Петрографический состав рудных пород	Комплекс	Регион	Возраст комплекса
Нефелиновая	Нефелин-сиенитовая агпаитовая	—	Уртиты, ийолит-уртиты	Хибинский	Кольский полуостров	C_{2-3}
	Щелочногабброидная (натриевого ряда)	—	Ийолит-уртиты, ийолиты	Кия-Шалтырский	Кузнецкий Алатау	D_2—C
				Нижнебурульзайский	Восточное Забайкалье	C? K?
				Чикский	Тува	C_{2-3}
	—	Щелочно-ультраосновная с карбонатитами	Ийолиты, ийолит-уртиты	Маймеча-Котуйский	Север Сибирской платформы	P_2—T_1
				Африканда-Ковдорский	Кольский полуостров	PZ_1
Нефелин-полевошпатовая	—	Нефелинсиенитовая, миаскитовая (натриевого ряда)	Нефелиновые сиениты, лифельдиты	Ильмено-Вишневогорский	Средний Урал	P_1
				Куналейский	Восточное Забайкалье	J
	—	Щелочногабброидная (натриевого ряда)	Тералиты, тералит-сиениты, берешиты	Кия-Шалтырский	Кузнецкий Алатау	D_2—C
	—	Щелочно-сиенит-граносиенитовая	Нефелиновые сиениты	Среднетатарский	Енисейский кряж	Є
				Ботогольский	Восточный Саян	PZ_{1-2}
				Октябрьский	Украина	PR_2
				Алайский	Средняя Азия	P_2—T
Псевдолейцит-нефелин-полевошпатовая	Псевдолейцит-нефелин-сиенитовая (калиевого ряда)	—	Псевдолейцитолиты (сыннырыты), псевдолейцит-нефелиновые сиениты и др.	Сыннырский	Северное Прибайкалье	D_3—C
				Тежсарский	Малый Кавказ	P
				Сакунский	Восточное Забайкалье	J_3—K_1
				Ортотокойский	Средняя Азия	P_1
	—	Щелочно-габброидно-щелочно-базальтоидная (калиевого ряда)	Псевдолейцитолиты, псевдолейцит-нефелиновые сиениты, лейцититы и др.	Ишимский	Западный Казахстан	D_3
				Центрально-алданский	Южная Якутия (Алдан)	J_3—K_1

Примеры месторождений и рудопроявлений	Содержание окислов в рудах, вес. %					
	SiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	Fe_2O_3	CaO
Хибинская группа	43,0—43,5	29,0—29,5	12,9—17,5	7,6—18,4	3,3—3,5	1,0—1,5
Кия-Шалтырское	40,5	27,8	10,4	2,8	5,2	7,0
Горячегорское	43,9	22,6	Сумма 9,5		10,0	8,3
Нижнебурульзайское	42,1	22,4	Сумма 9,6		8,5	Не опр.
Мухальское	39,4	22,5	Сумма 12,2		5,1	«
Чикское, Дахунурское и др.	37,0—41,0	23,0—30,0	Сумма 9,6—18,5		1,3—8,3	«
Одихинча, Маган	40,9—42,4	20,2—21,4	7,2—10,9	0,1—2,0	2,6—2,9	8,5—16,6
Салмагорское, Ковдорское	39,9—40,9	15,5—32,2	6,5—15,2	2,8—4,8	1,2—4,2	1,8—13,3
Ильменское и Вишневогорское	50,7—58,0	21,5—30,2	2,9—9,1	2,5—9,0	2,4—5,7	0,5—5,0
Боргойское и др.	56,6	19,3	5,6	6,2	6,7	1,9
Тулуюльское	46,9—48,9	22,8—24,8	Сумма 7,4—10,8		6,7—9,2	4,8—6,4
Андрюшкина Речка	45,8	22,6	Сумма 9,8		9,1	Не опр.
Среднетатарское	56,4	24,3	Сумма 13,1		3,1	2,0
Ботогольское	54,8	22,4	Сумма 10,5		1,4	Не опр.
Октябрьское	53,2—55,4	19,9—22,5	7,6—8,6	5,0—7,6	5,5—6,8	2,4—4,4
Турпи и др.	51,0	22,8	7,2	5,7	6,6	2,4
Сыннырское	53,0—55,8	20,8—24,2	0,3—2,7	16,0—19,8	1,0—2,7	0,1—1,9
Тежсарское	55,0	21,0	6,6	6,0	3,5	—
Сакунское	55,4—59,6	18,5—21,45	0,8—6,0	9,0—19,0	0,8—2,5	0,3—4,0
Сандык	56,5—57,2	17,8—20,1	2,4—3,1	10,4—11,8	3,4—4,4	2,4
Ишимское	53,0	21,3	5,3	8,6	3,2	3,0
Рябиновое	52,21	26,87	3,24	13,56	0,10—1,58	0,42

* Составлена М. П. Орловой с учетом данных С. Я. Данциг (1972 г.), В. А. Кононовой (1976 г.), В. Б Дергачева (1974 г.) и других.

Формация щелочногабброидная (натриевого ряда) также заключает в себе крупные месторождения высококачественных нефелиновых руд. Интрузии этой формации характерны для фанерозойских складчатых областей (Кузнецкий Алатау) и для древних срединных массивов, расположенных в складчатых структурах позднего протерозоя и фанерозоя (типа Сангиленского в Туве). В пределах этих структур размещение щелочных интрузий

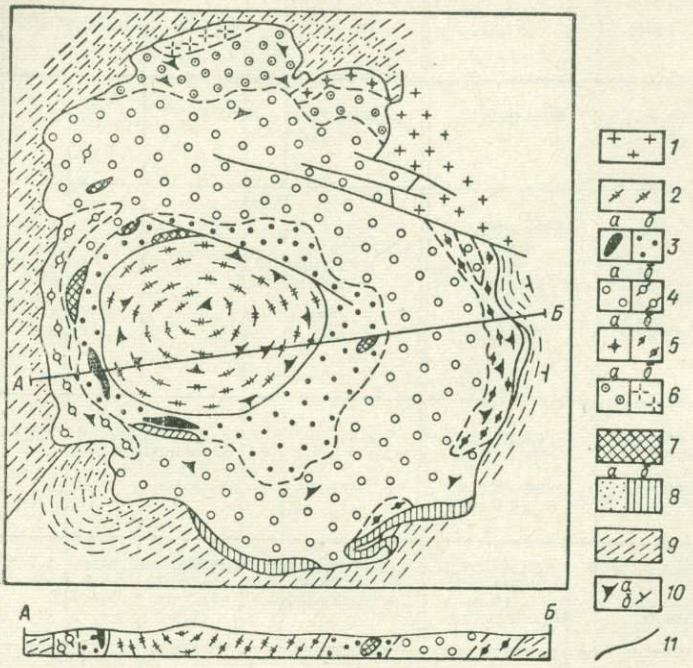


Рис. 31. Схема геологического строения Сыннырского массива (по А. С. Паку, С. И. Заку, В. Г. Филатову и др., 1969 г.).

1 — граниты и граносиениты (PZ_{2-3}); породы массива: *2* — щелочные сиениты (пуласкиты и гедрумиты), *3* — псевдолейцитовые породы (*а* — псевдолейцитолиты—сынныриты, *б* — псевдолейцит-нефелиновые сиениты), *4* — нефелиновые сиениты лейкократовые (*а* — массивные, *б* — трахитоидные), *5* — нефелиновые сиениты мезо- и меланократовые (*а* — массивные, *б* — трахитоидные); *6* — породы краевой фации (*а* — псевдолейцитовые сиенит-порфиры, *б* — щелочные сиениты); *7* — шонкиниты; *8* — породы экзоконтактового ореола (*а* — роговики, *б* — скарны); *9* — вмещающие породы ($\in$ и PR_3); *10* — элементы залегания (*а* — трахитоидности и полосчатости, *б* — слоистости и сланцеватости); *11* — разрывные нарушения.

контролируется зонами глубинных разломов. Интрузивы имеют небольшие размеры (1—3, до 10 км²) и сложное строение. Бесполевошпатовые нефелиновые породы в них либо образуют самостоятельные тела, либо связаны постепенными переходами с более меланократовыми существенно полевошпатовыми породами.

Щелочно-ультраосновная с карбонатитами формация характеризуется присутствием в ее составе небольших по площади интрузивных тел ийолит-уртитов. Формация является типично платформенной. Многочисленные комплексы ее приурочены главным образом к окраинам плит либо к щитам древних платформ. Для поисков нефелинсодержащих тел наиболее благоприятны крупные (более 10 км²) полнодифференцированные щелочные мас-

сивы, которые располагаются в участках пересечения глубинных разломов с оперяющими.

Формации, включающие в себя нефелин-полевошпатовые руды. Все формации этого типа — нефелинсиенитовая (миаскитовая), щелочногаббroидная (натриевого ряда) и щелочносиенит-граносиенитовая — характерны для областей фанерозойской складчатости и располагаются обычно в пределах зон региональных разломов.

Наиболее многочисленны на территории СССР интрузии нефелинсиенитовой (миаскитовой) формации, широко развитые в байкалидах или на выступах древних структур в областях каледонской и герцинской складчатости. Меньшее значение для поисков крупных месторождений нефелиновых руд имеет щелочносиенит-граносиенитовая формация, хотя к ней и относятся отдельные крупные массивы нефелиновых сиенитов (например, Среднетатарский на юге Енисейского кряжа и др.).

Массивы щелочногаббroидной и нефелинсиенитовой (миаскитовой) формаций представлены относительно некрупными также дифференцированными многофазными плутонами. Наиболее перспективны в отношении нефелин-полевошпатового сырья резкодифференцированные и наиболее крупные по размерам щелочные массивы, в которых нефелиновые породы представляют собой самостоятельные дифференциаты.

Формации, включающие в себя псевдолейцит-нефелин-полевошпатовые руды. Среди этой группы формаций наибольший интерес представляет псевдолейцит-нефелинсиенитовая формация, массивы которой известны в различных частях СССР (см. табл. 15). Все они, так же как и массивы других формаций щелочных пород, размещаются в участках длительной стабилизации и контролируются глубинными разломами (рис. 31).

Другая, щелочногаббroидно-щелочнобазальтоидная (калиевого ряда) формация, включающая в себя псевдолейцит-нефелин-полевошпатовые руды, менее продуктивна. Известные интрузивы этой формации приурочены к антиклинорным поднятиям каледонид в Казахстане либо к зонам мезозойской активизации Алданского щита.

Анализ проявлений щелочного магматизма показывает, что большинство крупных массивов щелочных пород, содержащих месторождения нефелиновых руд, сформировались в среднем и позднем палеозое (D_{2-3}, C, P) и в меньшей мере в мезозое (T, J_2, K), хотя проявления щелочных комплексов известны от среднего протерозоя и рифея до неогена включительно (см. табл. 15).

Локальные критерии прогнозирования

В проблеме увеличения запасов нефелиновых руд одной из главных задач является не столько поиск новых, сколько промышленная оценка уже известных щелочных массивов в отношении нефелинового, нефелин-полевошпатового и псевдолейцит-нефелин-полевошпатового сырья. В этом случае на первое место выступают локальные петрологические критерии, позволяющие опереться на особенности внутреннего строения щелочных массивов и вещественного состава слагающих их пород.

Перспективными в отношении нефелиновых и апатит-нефелиновых руд являются наиболее крупные и полнодифференцированные массивы, в которых щелочные дифференциаты занимают значительные площади (Хибинский, Ловозерский, Салмагорский, Салланлатвинский массивы на Кольском полуострове, Одихинча и Маган на севере Сибирской платформы).

При оценке перспектив массивов необходимо учитывать, что породы, обогащенные нефелином и псевдолейцитом, слагают, как правило, краевые зоны неполнокольцевых интрузивных тел нефелиновых и псевдолейцит-нефелиновых сиенитов. При этом овоиды и кристаллы псевдолейцита обычно создают скопления в висячем боку этих тел, образуя карманообразные и линзовидные шлиры в наиболее высоких частях разреза стратифицированных тел, что морфологически проявляется в локализации псевдолейцитолитов (сынныритов) в гипсометрически наиболее высоких частях массива.

Повышение концентрации глинозема характерно также для зон автометасоматического изменения щелочных интрузивных пород и их эффузивных и пирокластических аналогов — зон цеолитизации, а также при образовании кор выветривания на фельдшпатоидных сиенитах.

На основании указанных критериев с учетом экономических требований к отдельным горно-экономическим районам территории СССР помимо известных крупных комплексных месторождений апатито-нефелиновых руд на Кольском полуострове можно выделить следующие районы развития нефелиновых пород: Северное Прибайкалье (Сыннырский массив), Ильмено-Вишневогорская зона на Среднем Урале (массивы Ильменский и Вишневогорский), Кубасадырская зона в Западном Казахстане (Ишимский массив и др.), Северо-Киргизская зона (массив Сандык), Витимская и Джидинская зоны в Забайкалье (массивы Амалатский, Мухальский), Западно-Алданская зона (массив Мурунский). При освоении севера Сибирской платформы на железные, апатитовые, флогопитовые руды необходимо учесть и массивы Маймеча-Котуйской и Уджинской провинций. Территория Енисейского кряжа представляется перспективной как в отношении обнаружения нефелинсодержащих пород на известных массивах кийского и среднетатарского комплексов щелочно-ультраосновной карбонатитовой и щелочносиенит-граносиенитовой формаций, так и в отношении обнаружения новых щелочных массивов различной формационной принадлежности.

Территория Сангиленского срединного массива (Тува), на территории которого располагается целый ряд массивов щелочных габброидов натриевого ряда, а также нефелиновых и щелочных сиенитов, является крупной провинцией нефелинсодержащих пород (ийолит-уртитов, ийолитов и нефелиновых сиенитов). При экономическом освоении этого региона целый ряд массивов должен быть заново оценен в отношении высокоглиноземного сырья (Харлинский, Баянкольский, Чикский, Дахунуурский и др.).

АЛУНИТОВЫЕ РУДЫ

Алунитовые руды, как и нефелиновые, являются комплексным сырьем. Помимо глинозема из них могут быть получены сульфат калия и серная кислота. В СССР на базе Загликского алунитового месторождения в Закавказье работает глиноземный комбинат. Исходя из накопившегося опыта, А. Д. Быков рекомендует при оценке алунитовых месторождений придерживаться следующих основных требований [3].

1. Содержание алунита (преимущественно калиевого) для руд, не нуждающихся в обогащении, должно быть не менее 48%; для руд, требующих обогащения, — не менее 30%. Содержание глинистого вещества (в пересчете по алюминию на каолинит) — не более 15%, аморфных силикатов (опала и кислых вулканических стекол) — не более 3%, окиси железа — не более 10%.

2. Концентрат, получаемый при обогащении алунитовых руд, должен содержать не менее 70% алунита и не более 10% щелочнорастворимых примесей.

3. Месторождения должны быть расположены в экономически освоенных районах и содержать не менее 100 млн. т руды, не требующей обогащения.

Скопления алунита, которые представляют (или могут представлять) интерес как промышленное сырье возникают в различных геологических обстановках: крупные стратиформные залежи среди туфогенно-осадочных толщ; верхние горизонты гидротермально переработанных кислых и реже основного состава эффузивов; линзовидная вкрапленность в корах выветривания богатых сульфидами пород.

Стратиформные залежи алунитовых пород. Обычно велики по размеру, содержат богатые руды и поэтому представляют наибольший практический интерес. Характерным примером таких залежей является Загликское месторождение алунитов в Закавказье (рис. 32). На месторождении пласт алунитовых пород мощностью 10—40 м залегает на известняках верхней юры и перекрывается туфами среднего состава, иногда алунитизированными. Алунитовые породы часто содержат туфовый материал, иногда скапливающийся в виде изолированных линз и прослойков. Алунитовые руды Заглика обычно представляют собой очень плотные породы миндалевидной текстуры. Содержание алунита в них колеблется от 30—40 до 60—70%. Руды характеризуются постоянным присутствием кремнезема и окиси натрия. Образование алунитовых руд происходило в водном бассейне в условиях интенсивной вулканической и гидротермальной деятельности как на прибрежной суше, так, вероятно, и непосредственно в бассейне.

Зоны гидротермальной переработки кислых и средних эффузивов. Характеризуются следующим строением (снизу вверх): 1) материнские породы — кварцевые порфиры, порфириты с вкрапленностью пирита, пирротина, иногда халькопирита, галенита, сфалерита и других сульфидов; 2) пропилиты — серицитизированные окисленные и частично окварцованные породы; 3) кварц-каолинитовые (кварц-диккитовые) породы; среди них часто встречается вкрапленность диаспора; 4) кварц-алунитовые породы; 5) вторичные кварциты.

Кварц-алунитовые породы обычно пористые, кавернозные, светлого желтовато-серого и серого цветов. Содержание алунита в них колеблется в пределах первых десятков процентов (10—30), очень редко достигая 40%. Часто на глубине под алунитовыми рудами обнаруживается зона сульфидной минерализации, явившаяся источником сернистых растворов. В зависимости от состава эффузивов и характера гидротермальных растворов зона каолинизации может быть представлена существенно кварцевыми (месторождения Семиз-Бугу, Таргыльское в Центральном Казахстане и др.) либо существенно каолинитовыми породами, содержащими диаспор (Искинское месторождение в низовьях Амура). Последнее обстоятельство позволяет ставить вопрос об утилизации каолинит-диаспоровых пород («гидротермальных бокситов» по Р. Я. Склярову) при разработке алунитовых месторождений.

Алунитовые породы кор выветривания. Обычно представляют собой небольшие (до 1—2 м длины) линзовидные обособления рыхлого глинистого вещества желтовато-серого и белого цветов. Содержание алунита в них, как правило, невелико и не превышает 10—20%. Основная масса представлена каолинитом с примесью гидрослюд. Эти породы практически не поддаются обогащению и поэтому не представляют промышленного интереса.

Обнаружение их может служить лишь признаком присутствия на глубине пород, богатых сульфидами.

Нахождение алунита в корах выветривания ведет за собой необходимость тщательного металлометрического опробования разреза на полиметаллы, медь, ванадий, германий, а также на золото и другие элементы.

Поскольку алунитовые породы являются приповерхностными образованиями, легко подвергающимися разрушению, то промышленные месторождения их можно ожидать главным образом в областях относительно недавней гидротермальной деятельности (альпиды, мезозоиды). Некоторый

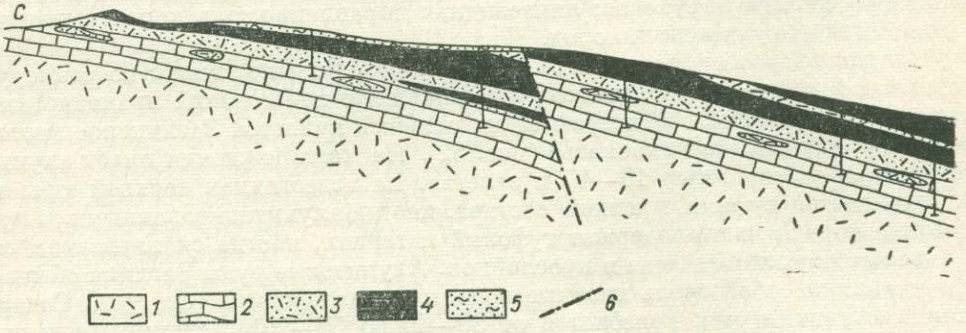


Рис. 32. Геологический разрез Заглик

1 — туфогенные породы (J_2); *2* — известняки с включением туфового материала (J_3); *3* — туфы и

интерес могут представить районы более древней складчатости, активизировавшиеся в позднем палеозое — раннем мезозое и сложенные вулканогенными образованиями (например, Центральный Казахстан).

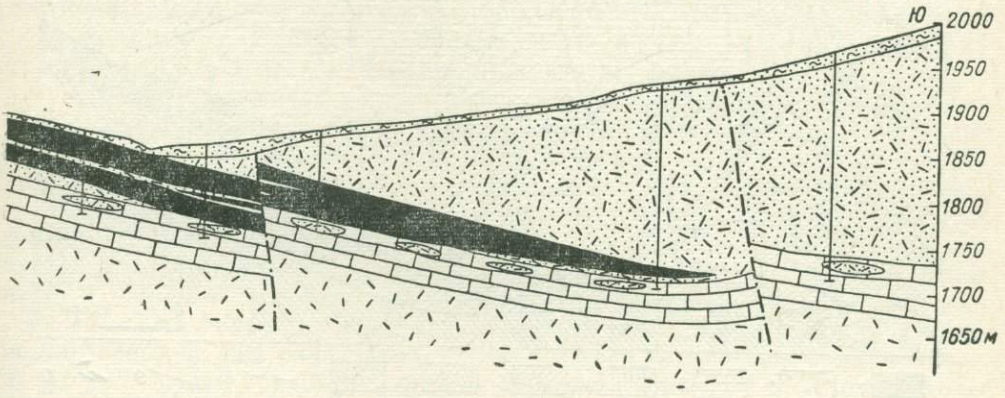
Месторождения и рудопроявления алунитовых пород известны в Закарпатье, Закавказье, Средней Азии, в Центральном Казахстане, в районах Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов на Дальнем Востоке.

Кроме эксплуатируемого Загликского месторождения, промышленное значение уже сейчас представляют Беганьское в Закарпатье и Искинское в низовьях Амура. Существенный интерес заслуживают алуниты Кураминского, Чаткальского и Каржантауского хребтов в горах Тянь-Шаня.

АНОРТОЗИТЫ

Интерес к анортозитам как к глиноземному сырью обусловлен высоким (до 30%) содержанием глинозема и окиси кальция (9—18%). Такое количество последней позволяет резко сократить расход известняков, используемых в больших количествах при получении глинозема. Наряду с этим в отличие от нефелиновых руд анортозиты более бедны щелочами, поэтому из них в качестве попутного продукта не могут быть получены сода и поташ. Мировая алюминиевая промышленность пока что не использует анортозиты, однако опыты по их переработке на глинозем и цемент ведутся в США, Канаде и СССР.

Подавляющая часть анортозитов СССР входит в состав трех анортозитсодержащих формаций: а) анортозитовой, б) габбро-анортозитовой, в) ритмично-расслоенных анортозит-габбровых интрузий. Кроме того, некоторые анортозитсодержащие комплексы, развитые на территории нашей страны (например, габбро-анортозитовые комплексы Сальных и Кандалакшских тундр), отличаясь от трех указанных выше формаций, по ряду признаков обнаруживают сходство с четвертой анортозитсодержащей формацией — расслоенных ультрамафит-анортозитовых интрузий и, возможно, являются ее аналогами. По запасам анортозитов и содержанию в них глинозема,



ского алунитового месторождения.

туфопесчаники, вмещающие алунитовые руды (J_3); *4* — алунитовые руды; *5* — суглинки (Q); *6* — разломы.

а также других полезных компонентов (окиси кальция и суммы щелочей) эти формации могут в перспективе представить интерес для получения комплексного глиноземного сырья.

Анортозитовая формация. Является специфически докембрийской, наиболее широко распространена в пределах фундамента древних платформ. В гетерогенной структуре фундамента древних платформ породы формации четко приурочены к наиболее мобильным в докембрии поясам (зонам), стабилизация которых, как правило, заканчивалась в среднем — позднем протерозое. К таким поясам (зонам), наличие которых может считаться благоприятным региональным признаком (критерием) для нахождения анортозитов, на территории СССР относятся Джугджуро-Становой пояс Алдано-Станового щита, протерозойские мобильные пояса (зоны) Анабарского щита Сибирской платформы и пояса карелид Русской платформы.

В пределах указанных мобильных поясов (зон) породы анортозитовой формации всюду приурочены исключительно к выступам раннедокембрийского фундамента и находятся в теснейшей пространственной ассоциации со стратифицированными и интрузивными образованиями архея, метаморфизованными в гранулитовой фации. Именно к подобным выступам приурочены огромные массивы и многочисленные мелкие тела анортозитов Джугджуро-Станового пояса (рис. 33).

В пределах фанерозойских складчатых областей благоприятными для нахождения анортозитов также являются районы с выходами раннедокембрийского фундамента, сложенного породами, метаморфизованными

в гранулитовой фации (например, Баладекский блок Монголо-Охотской складчатой области, Охотский массив Верхояно-Чукотской складчатой области).

Внутри анортозитовых тел наиболее богатое глиноземом сырье (анхимономинеральные анортозиты) концентрируется преимущественно в их центральных частях, тогда как краевые части тел обычно обогащены габбро-анортозитами и габброидами. Качество сырья ухудшается также в зонах, интенсивно затронутых протерозойскими процессами гранитизации и диафто-

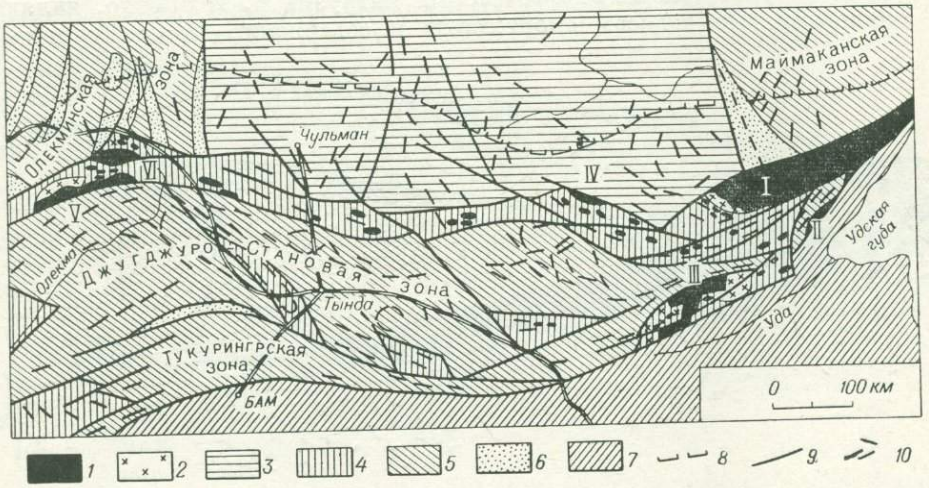


Рис. 33. Положение древнеджугджурского анортозитового комплекса в структуре Алдано-Станового щита (составили В. Н. Мошкин и И. Н. Дагелайская).

1 — породы анортозитового комплекса; *2* — породы мангерит-гранитового ряда; *3* — образования (AR) Алданской складчатой области, метаморфизованные в гранулитовой фации умеренных давлений; *4* — образования (AR, возможно AR_1) Становой складчатой области, метаморфизованные в гранулитовой фации повышенных давлений; *5* — образования (AR_3—PR_1) Становой складчатой области, метаморфизованные в амфиболитовой фации; *6* — протоплатформенные вулканогенно-осадочные образования (PR_2); *7* — Монголо-Охотская складчатая область; *8* — южная граница распространения отложений (PR_3—PZ) платформенного чехла; *9* — главнейшие разломы; *10* — линии простирания докембрийских пород.
Массивы анортозитового комплекса: *I* — Главный, *II* — Лавлинский, *III* — Сехтагский, *IV* — Верхнеундытканский, *V* — Имангакитский, *VI* — Арбагасский.

реза, в результате чего анортозиты теряют часть глинозема и кальция и превращаются в соссюритсодержащие кислые андезиниты.

Опираясь на указанные критерии прогноза, для поисков новых месторождений анортозитов рассматриваемой формации наиболее благоприятными следует считать архейские гранулитовые выступы фундамента в пределах Джугджуро-Станового пояса, расположенные частично вдоль трассы БАМ. Здесь могут быть обнаружены новые небольшие анортозитовые тела площадью несколько квадратных километров и с запасами до 1—2 млрд. т.

Габбро-анортозитовая формация. Также является специфически докембрийской, пространственно приурочена к западной окраине Русской платформы. Характерной закономерностью геолого-структурного положения этой формации является ее тесная пространственная связь с плутонами гранитов рапакиви (Коростенским, Корсунь-Новомиргородским и др.), наличие которых, несомненно, может считаться благоприятным признаком для поисков габбро-анортозитовых массивов.

Известные массивы габбро-анортозитов располагаются, как правило, в пределах плутонов гранитов рапакиви, тяготея к их краевым зонам, реже они локализуются среди кристаллических пород фундамента платформы в непосредственной близости от этих плутонов. Внутри массивов участки с преобладающим развитием анортозитов фиксируются пониженными значениями магнитного и гравитационного полей.

Формация ритмично-расслоенных анортозит-габбровых интрузий. Встречается в пределах как платформ (массивы Главного хребта, Цаги и другие на Балтийском щите, Чинейский массив в Удоканской части Сибирской платформы и др.), так и палеозойских складчатых областей (Булкинский и другие комплексы Алтае-Саянской области) и везде приурочена к зонам постконсолидационной активизации этих структур. На древних платформах этот этап имеет ранне-среднепротерозойский возраст, а в фанерозойских складчатых областях главным образом среднепалеозойский.

В пределах массивов рассматриваемой формации мощные анортозитовые слои с запасами миллиарды тонн располагаются обычно в верхней половине разреза анортозит-габбровых интрузий (массивы Булкинский, Главного хребта и др.), реже они преобладают в нижних частях (Чинейский массив).

Формация расслоенных ультрамафит-анортозитовых интрузий. Выделена в Гренландии (комплекс Фискенессет), Индии (комплекс Ситтампунди) и некоторых других районах мира, обнаруживает четкую приуроченность к наиболее древним архейским структурам (с возрастом 2850—3500 млн. лет), сохранившимся как на щитах, так и (реже) в блоках фундамента фанерозойских складчатых областей. Среди метаморфизованных в гранулитовой фации архейских гнейсов и кристаллических сланцев породы формации слагают сильно вытянутые (до 20—30 км) пластообразные тела мощностью до 2—3 км, дислоцированные и метаморфизованные совместно с вмещающими их толщами. В пределах СССР благоприятными для поисков анортозитов этого типа структурами являются гранулитовые блоки («массивы») Балтийского и Украинского щитов, Алданский и Анабарский мегаблоки, а также выступы архейского гранулитового фундамента Джугджуро-Станового мобильного пояса.

ДАВСОНИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Давсонит $NaAl(OH)_2CO_3$ относится к группе содовых минералов и обычно встречается в парагенезисе с содой. Наиболее крупные скопления его, выдвигаемые в качестве потенциального источника для производства глинозема, известны только в битуминозных содержащих прослои туфов сланцах палеогена, во впадине Пайсинее-Крик (штат Колорадо, США). Здесь средние содержания давсонита и сопровождающего его нахколита соответственно составляют 10,7 и 15,5% при мощности содоносных зон до 250 м. Общие запасы давсонита достигают 24,5 млрд. т. Подобных образований на территории СССР пока не найдено. Давсонит в парагенезисе с содой известен лишь в донных осадках современных содовых озер Заволжья, где он представляет исключительно минералогический интерес в связи с незначительными содержаниями в осадках и общими малыми запасами содоносных отложений. Известные в СССР проявления давсонитовой минерализации имеют существенно иную природу. Это либо продукты гидротермальной деятельности, либо эпигенетические образования, возникшие в результате воздействия на глиноземсодержащие породы содовых вод.

Генезис наиболее крупного в СССР проявления давсонита Припятского (Припятский прогиб в Белоруссии) пока что не совсем ясен. Здесь прослои давсонитовых пород мощностью до 0,6—0,8 м при содержании давсонита до 60% приурочены к толще пестроцветных каолинитовых глин визе, заключающих в себе бокситы (Ф. Л. Дмитриев, В. П. Курочка и другие, 1971—1975 гг.). Столь необычный, «запрещенный» природой парагенез растворимого в воде содового минерала — давсонита, являющегося индикатором аридных обстановок, и каолинит-бокситовых образований — продуктов жаркого гумидного климата определенно указывает на их асинхронность, а точнее, на вторичную эпигенетическую природу давсонита.

Откуда могли прийти содовые воды в бокситоносную толщу? Какова природа этих вод? Что побуждало их к разгрузке именно в отложениях этого типа? Почему здесь давсонит не ассоциируется с содой? И наконец, могли ли эти катагенетические процессы привести к образованию промышленных месторождений давсонита? Вот те вопросы, на которые пока что нет ответа. Некоторые интересные данные мы получаем при рассмотрении пространственного размещения давсонитовых пород. Давсонит встречен в районе, где песчано-глинистые отложения нижнего карбона примыкают к верхнедевонским соляным куполам. При этом давсонитовые прослойки встречаются только в нижней и средней частях купольного склона в интервале 450—1100 м. Никаких признаков гидротермальной деятельности в районе не обнаружено, но зато встречаются проявления нефти и газа.

Таким образом, все компоненты давсонита, казалось бы, существуют в районе в неограниченном количестве, но в каком виде! Натрий соединен с хлором, углекислота входит в состав нефтей, а алюминий заключен в крайне устойчивую решетку каолинита. Можно ли себе представить такие природные силы, которые из столь неблагодарных материалов могли создать промышленные залежи давсонита? Трудно. Но во всяком случае пока что полностью отказываться от попыток обнаружения промышленных месторождений давсонита в обстановках, не сходных с известными в Калифорнии, по-видимому, не следует, но искать их надо не в Белоруссии.

В СССР есть другое не менее известное рудопроявление давсонита в Западной Сибири в Заломенской депрессии на северо-востоке Кузбасса. Здесь давсонитовая минерализация встречена в глинистых и глинисто-алевролитовых породах балахонской угленосной серии ($C_1 — P_1$), содержащей прослои разложенного пеплового материала. Содержание давсонита в толще мощностью 900 м достигает иногда 30—40% (в тонких прослоях), но обычно его либо вообще нет, либо встречаются отдельные агрегаты. По мнению А. И. Волковой и Л. Г. Рекшинской, детально изучавших давсонитопроявления в 1973—1975 гг., давсонит Кузбасса является продуктом изменения пепла под воздействием гидрокарбонатных вод, генерируемых при разложении углистого вещества. Небольшие рудопроявления давсонита известны также в неогене Закарпатья, в карбоне Донбасса, а за рубежом в Танзании и других районах мира.

Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет высказать следующие соображения по поводу прогнозных критериев на давсонитовое сырье, как один из возможных источников дешевого получения глинозема и соды.

Перспективными на поиски промышленных месторождений давсонита являются толщи, заключающие в себе осадки древних континентальных содовых водоемов. Отличительными особенностями этих толщ являются:

а) монтмориллонитовый состав глинистых фракций пород; б) щелочная реакция среды и фильтрующихся вод; в) присутствие органического вещества битумного ряда (типа горючих сланцев, либо битуминозных сланцев); г) отсутствие в породах косой слоистости аллювиального типа, плохая сортировка песчано-алевритового материала, его полиминеральный состав и другие признаки аридных условий осадконакопления; д) присутствие содовых минералов (троны, нахколита и др.).

Дополнительными благоприятными факторами могут являться присутствие продуктов вулканизма с повышенной щелочностью, наличие соленосных осадков, гидрокарбонатный состав подземных вод.

Поскольку вопрос о перспективах промышленной давсонитоносности геологических разрезов типа Припятского прогиба и Кузбасса пока что не ясен, нам представляется целесообразным провести ревизию материалов по другим районам, имеющим сходное геологическое строение. Целью этих работ должно явиться выявление давсонитовой минерализации и конкретизация прогнозных признаков на этот новый тип давсонитового оруденения.

Определенный интерес с целью поисков эпигенетических месторождений давсонита представляют районы совместного нахождения туфогенных отложений и пород, богатых органическим веществом.

ДРУГИЕ ВИДЫ АЛЮМИНИЕВОГО СЫРЬЯ

Интенсивное развитие алюминиевой промышленности приводит к вовлечению в промышленное освоение все новых и новых видов горных пород. В настоящее время ведутся исследования по получению алюминия и его сплавов из каолинов, высокоглиноземистых пород, серицитов и др.

Каолины являются одним из наиболее богатых глиноземом алюминиевым небокситовым сырьем. Количество Al_2O_3 в отдельных месторождениях достигает 30—40%. В Польше работает завод по получению глинозема из каолинов, в СССР опытным путем глинозем получали из каолинов Ангренского буроугольного месторождения в Средней Азии.

Крупные месторождения каолинов часто ассоциируют с бокситами и входят в состав терригенных бокситоносных формаций. Наиболее богата каолинами Тиманская и Тургайская бокситоносные провинции. Огромные запасы каолинов, исчисляемые многими сотнями миллионов тонн, имеются в ряде угленосных бассейнов СССР каменноугольного и юрского возраста, а также в корах выветривания юры, мела и палеогена Украины, Восточного Урала, Амуро-Зейской и других депрессий Дальнего Востока.

Кварц-глиноземистые породы служат сырьем для нового бурно развивающегося электротермического производства алюмокремниевых сплавов и силумина. Требования к химическому составу электротермического сырья весьма высоки. Согласно А. К. Быкову [3], в нем должно содержаться: Al_2O_3 не менее 38% для каолинов и 57% для кианит-ставролитовых концентратов, Fe_2O_3 не более 0,7%, $CaO + MoO$ не более 1%, $Na_2O + K_2O$ не более 1%, TiO_2 не более 0,8%. Промышленное месторождение должно содержать не менее 10 млн. т таких руд.

Высокоглиноземистые кианит-силлиманитовые концентраты могут быть получены как путем обогащения метаморфических кварц-глиноземистых пород, так и в виде побочных продуктов при разработке россыпей, содержащих эти минералы.

На территории СССР до сих пор не известно промышленных месторождений кварц-глиноземистого сырья, удовлетворяющих перечисленным характеристикам и расположенных в экономически благоприятных районах. Это вынуждает электротермическую промышленность либо использовать дефицитный каолин особых сортов Просяновского месторождения Украины, либо получать сплавы из полупродуктов — глинозема и кремнезема.

«Чистые» кварц-глиноземистые породы в природе образуются главным образом путем вторичного метасоматического обогащения кремнием и алюминием метаморфических пород, первоначально обогащенных глиноземистыми минералами (кианитом, силлиманитом, андалузитом). Основываясь на метасоматической природе «чистых» кварц-глиноземистых пород, Б. Я. Хорева [3] выделяет три группы геологических структур, в которых могут быть обнаружены эти породы: 1) выступы архейского кристаллического фундамента, сложенные толщами кварцит-глиноземистых метаморфических пород и находящиеся в зонах более молодой метасоматической регенерации (например, южное и юго-западное обрамления Алданского щита с выходами кварцит-глиноземистых толщ); 2) зональные метаморфические комплексы, где кианит-силлиманит-андалузитовые породы слагают определенные зоны метаморфизма и развиваются по постархейским пелитовым толщам; эти зоны в свою очередь приурочены к постметаморфическим тектоническим зонам регионального метасоматоза и окварцевания (например, кейвский комплекс Балтийского щита); 3) метаморфические пояса, сложенные зональными комплексами кианит-силлиманитового типа и развивающиеся на сочленении с выступами архейского кристаллического фундамента (например, юго-западное продолжение мамского метаморфического пояса на его сочленении с чуйской толщей позднего архея).

Однако следует отметить, что сторонники первичноосадочного происхождения «чистых» кварц-глиноземистых пород (А. В. Сидоренко, В. К. Головенок и другие) относят их к группе глубокометаморфизованных бокситов либо аллитов и, таким образом, предлагают использовать для прогнозирования критерии, присущие бокситоносным формациям.

* * *

Основным видом алюминиевого сырья являются бокситы. Восточные районы СССР, где сосредоточены наши главные потенциальные энергетические ресурсы, бедны этим видом алюминиевых руд. В связи с этим решение сырьевой проблемы развития алюминиевой промышленности в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке может быть осуществлено путем оценки этих регионов не только на бокситы, но и на различные виды небокситового сырья: нефелиновые руды, алуниты, давсониты, высокоглиноземистые сланцы и пр.

Бокситы на территории СССР известны в составе различных геологических формаций. Наиболее перспективными на обнаружение крупных промышленных месторождений являются карбонатная и сублатеритная бокситоносные формации, возникшие в геологической истории Земли только в середине палеозоя и получившие широкое распространение на территории СССР в среднем девоне — раннем карбоне.

Месторождения нефелиновых руд образуют три промышленных формации: нефелиновую, нефелин-полевошпатовую и псевдолейцит-нефелин-полевошпатовую. Особый интерес для восточных районов страны представляют псевдолейцитовые руды, которые наряду со значительным количеством

глинозема содержат калий. Получаемый при переработке псевдолейцитовых руд поташ является весьма ценным промышленным сырьем.

За последние годы значительный интерес приобретают алунитовые руды, широко развитые в молодых вулканических формациях востока СССР, а также в Казахстане и в Средней Азии, где они приурочены к зонам интенсивной гидротермальной переработки эффузивов кислого и среднего состава.

Основным видом сырья для развивающегося электротермического производства силумина являются кианит-силлиманитовые концентраты, получаемые главным образом из различных кварц-глиноземистых пород, входящих в состав высокоглиноземистых метаморфических формаций древних щитов и докембрийских массивов.

Прочие виды алюминиевого сырья (давсониты, анортозиты, каолины, зола углей и др.) пока что не используются промышленностью, однако технологические исследования по их применению в алюминиевой промышленности продолжаются.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бенеславский С. И.* Минералогия бокситов. М., «Недра», 1974. 168 с.
2. *Бушинский Г. И.* Геология бокситов. М., «Недра», 1975. 415 с.
3. *Геологические* предпосылки расширения сырьевой базы алюминиевой промышленности в Сибири и на Дальнем Востоке. — «Сов. геология», 1976, № 7, с. 3—17. Авт.: Б. М. Михайлов, В. А. Броневой, А. Д. Быков и др.
4. *Горецкий Ю. К.* Закономерности размещения бокситовых месторождений. М., 1960. 257 с.
5. *Карта* бокситоносности СССР масштаба 1 : 5 000 000 и объяснительная записка к ней. Под ред. А. В. Сидоренко. Л., «Недра», 1973. 58 с.
6. *Кривцов А. И.* Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение, часть 1 и 2. Л., «Недра», ч. 1, 1968, 366 с.; ч. 2, 1969, 326 с.
7. *Михайлов Б. М.* Региональные и локальные критерии поисков бокситовых месторождений. Л., «Недра», 1977.
8. *Орлова М. П., Краснов В. И.* Классификация щелочных магматических формаций и особенности их размещения на территории СССР. — «Сов. геология», 1977, № 1, с. 70—80.
9. *Нефелиновое* сырье. М., «Наука», 1978. 190 с.
10. *Patterson S. H.* Bauxite reserves and potential aluminium resources of the World. — Bull. U. S. Geol. Surv., 1967, vol. 1228, p. 176.

Глава III

РЕДКИЕ И БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Молибден—237. Вольфрам—255. Олово—271. Сурьма и ртуть—287. Литий, рубидий и цезий—315. Бериллий—331. Тантал и ниобий—337. Золото—347. Металлы группы платины—369.

В настоящей главе рассмотрены критерии прогноза месторождений редких металлов (Mo, W, Sn, Sb, Hg, Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb), а также золота и группы платины. В отличие от редких металлов и золота, обладающих некоторыми общими чертами размещения, металлы группы платины резко обособлены. Месторождения их связаны с базит-гипербазитовыми интрузивными формациями, отличающимися весьма специфичными особенностями металлогении.

Отнесение редких металлов к одной группе отвечает разделению металлов, принятому в настоящее время при геологоразведочных работах * и в металлургии и учитывающему сферы и масштабы их использования промышленностью (малая металлургия, электрохимия, атомная энергетика, радиоэлектроника и др.).

Хотя с геологических позиций такая группировка до некоторой степени условна, тем не менее перечисленные элементы, а также золото, обладают определенным сходством геохимического распределения в земной коре. Так, большинство из них характеризуется низкими кларками (порядка 10^{-4}% и менее). Кларки концентрации оказываются также близкими, требующими для возникновения промышленных месторождений увеличения кларковых содержаний в $n\ 10^3$—$n \cdot 10^4$ раз. «Родство» элементов внутри группы подчеркивается существованием комплексных месторождений с устойчивыми рудными парагенезисами, как, например, Sn — W, W — Mo, Sn — W — Mo — Be, Be — Ta — Nb, Sn — Be — Li — Ta, W — Au, Hg — Sb — W, Sb — W, Hg — Sb, Au — Sb и др. Устанавливается присутствие этих металлов и в общих рядах рудной зональности.

Большинство типов месторождений рассматриваемой группы металлов обладает чертами эндогенных и относится согласно существующим классификациям ** к плутогенному гидротермальному, вулканогенному, телетермальному и другим типам. Некоторые месторождения (Li, W, Sb и др.) имеют признаки экзогенного и метаморфогенного происхождения. Приведенные в соответствующих разделах настоящей главы классификационные схемы, построенные в основном по структурно-вещественному признаку, в целом согласуются с общепринятой генетической группировкой место-

---

* *Геологический* словарь. Т. 1. М., «Недра», 1973. 486 с.

** См., например, «Генезис эндогенных рудных месторождений». Под ред. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1968. 720 с.

рождений. Имеющиеся отличия определяются, с одной стороны, отраслевым характером этих классификаций, с другой — их целевой направленностью на решение задач прогнозирования.

Среди рассматриваемых элементов выделяются типичные литофилы (Li, Rb, Ta, Nb) и халькофилы (Sb, Hg, Mo, Au); Sn и W обнаруживают двойственную геохимическую природу: в одних случаях они обладают свойствами литофилов и образуют повышенные концентрации в ассоциации с Be, Ta, Li и др. в связи с кислыми магматическими породами, в других проявляют свойства халькофилов и ассоциируют с Sb, Hg, Mo, Au и др. и отчетливо не связаны с магматическими образованиями определенного состава.

В соответствии с указанным рудные формации рассматриваемых элементов разделяются на две группы. 1. Формации Li, Be, Rb, Cs, Ta и некоторые формации Sn, W, Mo, развивающиеся в зонах кислого и ультракислого магматизма, приуроченного к консолидированным блокам сиалического профиля с устойчивой тенденцией к воздыманию. Для образования промышленных рудных концентраций характерен значительный, составляющий не менее 50—80 млн. лет временной разрыв между внедрением рудоносных гранитов и периодом консолидации геосинклинально-складчатых структур. Иными словами, рудообразование в большинстве случаев связано с процессами тектоно-магматической активизации. Рудоносные интрузии относятся к наиболее поздним проявлениям многократного гранитного магматизма в пределах зон. Не будет преувеличением сказать, что практически в связи с любым слабо эродированным массивом поздних ультракислых и аляскитовых гранитов областей тектоно-магматической активизации можно ожидать проявления минерализации Sn, Be, Li и др. 2. По условиям регионального размещения от рассмотренных выше формаций отличаются месторождения Sb, Hg (отчасти W), главные промышленные концентрации которых приурочены к амагматическим зонам длительного прогибания. В то же время оруденение отдельных формационных типов (Au — W, Au — Sb и др.) распространено и в поясах полихронных гранитоидных батолитов, особенно широко (Hg — Sb — W, Mn — W, Au — Ag и др.) в вулканогенных областях сводово-глыбовых дислокаций. Именно в подобной геологической ситуации может быть проявлена в рамках металлогенических зон пространственная, нередко зональная связь сурьмяного и ртутного оруденения с близкими по времени формирования месторождениями металлов литофильной группы (Sn, W, Be и др.). В результате могут быть выделены структурно-металлогенические зоны, в пределах которых локализованы месторождения всей группы редких металлов, рассматриваемых в настоящей главе. Не случайно, что некоторые региональные критерии прогнозирования, установленные применительно к разнометальным рудным формациям, имеют сходный характер. С использованием их может производиться региональная прогнозная оценка территорий практически на весь комплекс месторождений редких металлов.

К таким «универсальным» критериям в первую очередь относится локализация разнотипного редкометального оруденения в зонах сочленения блоков коры, различающихся по режиму тектонического развития, по слагающим осадочным и магматическим формациям, времени консолидации, типу строения коры и др. Это выражается в преимущественном размещении месторождений в краевых частях или в обрамлении щитов, срединных массивов, блоков ранней консолидации, вдоль сочленения контрастных структурно-формационных зон (например, зон эв- и миогеосинклинального типа)

или в блоках с резко проявленной формационной неоднородностью разреза слагающих толщ.

Устанавливается отчетливая рудоконтролирующая роль региональной сети разнонаправленных глубинных разломов. К узлам их пересечения приурочены крупные рудные скопления разнотипного и разновременного оруденения. Металлогеническая специализация таких рудных узлов общей регматической сети определяется дополнительными факторами.

В сводово-глыбовых областях отчетливо проявлен контроль оруденения радиально-концентрическими структурами центрального типа. К внутренним частям кольцевых вулканоструктур с гранитным ядром тяготеет минерализация Sn, Be, Ta, иногда Au — Ag и др.; оруденение халькофильных элементов распределяется по периферии. Преобладающее развитие оруденения того или иного состава, а также формационного типа определяется степенью эродированности кольцевых вулкано-плутонических комплексов.

В разделах, посвященных прогнозированию W, Sn, Hg, Sb, Cs, Au, подчеркивается существование особой группы месторождений, обладающих чертами оруденения стратиформного типа. Несмотря на различия геологических условий их размещения, возраста, особенностей минерального состава, общим является приуроченность оруденения к определенным стратиграфическим горизонтам, согласное залегание рудных тел с вмещающими породами, значительная выдержанность минерализации по простиранию, иногда отчетливая изменчивость оруденения вкрест напластования вмещающих толщ. В ряде случаев имеются признаки сингенетичного накопления металлов, хотя основные концентрации руд являются эпигенетическими, наложенными на литифицированные толщи. Несмотря на это, ко всей рассматриваемой стратиформной группе месторождений редких металлов применим ряд критериев прогнозирования экзогенных пластовых руд (осадочных, остаточных и др.).

Стратиформные рудные концентрации, возникавшие в основном в геосинклинальную стадию, тесно связаны с геохимической специализацией стратифицированных толщ. Последующие процессы магматизма и метаморфизма обусловливали мобилизацию и частичное переотложение руд с образованием секущего жильно-прожилкового типа минерализации. Новообразованные рудные тела во многом унаследовали состав первичного стратиформного оруденения и локализовались в тех же рудоносных горизонтах или вблизи них. Следует подчеркнуть, что отмеченная металлогеническая преемственность сопровождается унаследованием такого важного рудоконтролирующего фактора как стратиграфо-формационный, учет которого существенно необходим при прогнозировании.

Учитывая важное промышленное значение одних типов стратиформных месторождений редких металлов и высокие потенциальные перспективы других, авторами соответствующих разделов подчеркивается необходимость как детального изучения известных проявлений, так и проведения специального анализа геологических данных с целью их выявления. При этом отмечается возможность обнаружения месторождений подобного рода в «нетрадиционных» геологических ситуациях — метаморфических комплексах докембрия, отложениях чехла платформ, минерализованных осадках озер кайнозойских вулканических зон.

Среди месторождений некоторых из характеризуемой группы элементов (Sn, W, Mo, Sb, Hg, Au) выделяются объекты, обладающие чертами сложных полиформационных образований, возникавшие в результате пространствен-

ного совмещения разнотипного и разновременного оруденения. При этом полиформационные месторождения олова, вольфрама, молибдена (или рудные поля с геологической точки зрения) обладают, как правило, крупными и уникальными запасами руд, что указывает на необходимость разработки специальных поисковых признаков и критериев их прогноза. Для сурьмы и ртути, напротив, совмещение в пределах единого рудного поля разнотипных метасоматических формаций приводит к разубоживанию первичных концентраций руд, что требует при прогнозировании учета отрицательных факторов.

В заключение отметим, что критерии регионального прогнозирования месторождений редких металлов, освещаемые в соответствующих разделах, охарактеризованы с различной степенью детальности применительно к разным формационным типам оруденения. Это определяется как неодинаковой изученностью рудных формаций, так и направленностью собственных исследований авторов разделов. Для расширения сырьевой базы редких металлов страны необходимо дальнейшее изучение закономерностей размещения промышленных и потенциально перспективных типов оруденения, углубление и детализация известных и разработка новых критериев, создание рациональной методики прогнозирования.

МОЛИБДЕН

Наиболее крупные промышленные концентрации молибдена связаны во всем мире с молибденовыми, молибденово-медными и молибденово-вольфрамовыми месторождениями прожилковых и прожилково-вкрапленных руд, заключающими в себе более 90% разведанных запасов этого металла и являющимися основным источником его добычи (около 95%).

Штокверковые месторождения обладают огромными запасами, исчисляемыми для крупных месторождений сотнями тысяч тонн молибдена и миллионами тонн меди, что наряду с возможностью отработки многих из них открытым способом, высоким коэффициентом извлечения металлов, комплексным характером руд обеспечивает низкую себестоимость добычи и делает эти месторождения наиболее рентабельными для эксплуатации не только в настоящее время, но и выдвигает их как наиболее перспективный тип в будущем.

В собственно молибденовых штокверковых месторождениях по данным на 1972 г. [2, 3, 11] заключено около 48% общих и 59% достоверных и вероятных запасов молибдена при среднем содержании в руде 0,17% Mo. Из руд этих месторождений извлекается основное количество молибдена в капиталистических странах: 71% — в 1969 г., 62 — в 1970 г., 58 — в 1971 г., 57 — в 1975 г. Уменьшение цифр связано с резким расширением добычи молибдена из медно-порфировых месторождений. Предполагается, что соотношение между двумя главными группами изменится, когда начнется эксплуатация крупнейшего штокверкового месторождения молибденовых руд Гендерсон в штате Колорадо США.

Наиболее характерным представителем собственно молибденовых штокверковых месторождений является уникальнейшее по запасам и богатству руд месторождение Клаймакс в США, обеспечивавшее в течение многих лет более половины мировой добычи молибдена. Благодаря этому месторо-

ждению за всей группой подобных месторождений укоренилось название «месторождения типа Клаймакса».

В СССР характерными представителями молибденовых штокверковых месторождений являются Жирекен, Столбовое, Бугдая и другие месторождения Восточного Забайкалья.

Второе место по запасам (около 40%) и добыче занимают молибденово-медные месторождения типа porphyry copper, значение которых в мировой экономике возрастало все эти годы стремительными темпами: 36% добычи молибдена в 1970 г., 40 — в 1971 г., 48 — в 1972 г., 49 — в 1976 г. При очень невысоком содержании молибдена в рудах медно-порфировых месторождений (среднее 0,022% с изменением в пределах от 0,005 до 0,05%) в комплексе с медью, а в ряде месторождений также с золотом, серебром, селеном, теллуром, рением, висмутом при огромных масштабах отработки руд эти месторождения наряду с собственно молибденовыми составляют основу сырьевой базы молибденовой промышленности многих стран мира, а для таких, как Чили, Перу, являются практически единственным промышленным типом молибденовых месторождений и заключают в себе до 90—95% всех запасов этого металла этих стран.

Наряду с молибденовыми и молибденово-медными месторождениями в СССР, как и в некоторых других странах, важным источником добычи молибдена являются молибденово-вольфрамовые штокверковые и комплексные редкометальные месторождения. Однако по сравнению с двумя первыми группами доля этого типа в мировых балансах запасов и добычи молибдена пока незначительная.

Кроме указанных выше трех главных групп месторождений большое значение для отдельных районов имеют молибденово-вольфрамовые и молибденово-медные скарновые и жильные месторождения, обладающие в целом несопоставимо меньшими запасами по сравнению со штокверковыми.

Ввиду того, что потребление молибдена и его добыча ежегодно увеличиваются в среднем на 7% и будут возрастать в дальнейшем [2, 3], одной из главных задач являются поиски крупных штокверковых месторождений не только с богатыми, а и относительно бедными рудами, но с большими запасами.

ГЛАВНЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Молибден образует промышленные концентрации как главный или попутный компонент в месторождениях многих генетических типов, формирующихся в широком диапазоне температур и давлений. В настоящее время известны различные классификации молибденовых месторождений, основанные на самых разных принципах: геохимических ассоциациях рудных элементов, типах гидротермальных пород, морфологических особенностях рудных тел. Это классификации Н. А. Хрущева [10], В. Т. Покалова [7, 8], В. И. Рехарского [9], А. Сатерланд-Брауна [13] и других.

Из обзора существующих классификаций следует, что авторы их весьма неоднозначно понимают объем и границы молибденоворудных формаций и объединяют в ряде случаев в одну формацию разные по своим особенностям группы месторождений. Принимая во внимание имеющиеся данные, целесообразно для целей прогнозирования разделить молибденовые месторождения по взаимосвязи их с определенными геологическими формациями на группы,

соответствующие самостоятельным рудным формациям (табл. 16). Молибденовые месторождения выделенных групп взаимосвязаны с различными по составу, глубинности становления, эволюционной направленности развития интрузивными образованиями, относимыми к одной из трех магматических формаций — габбро-диорит-гранодиоритовой (молибденово-медные месторождения), гранодиорит-гранитовой (собственно молибденовые), гранит-аляскитовой (молибденово-вольфрамовые) или к более щелочным разновидностям этих формаций.

Месторождения перечисленных формаций различаются также по характеру сопровождающих оруденение гидротермальных пород, морфологии и параметрам рудных тел, набору сопутствующих элементов, своей промышленной значимости и другим особенностям. Первостепенное промышленное значение, как уже отмечалось выше, имеют молибденовые месторождения трех формаций: собственно молибденовые, сопровождаемые гумбеитами; молибденово-медные порфировые с березит-гумбеитовым, вторичнокварцит-аргиллизитовым типами изменений и молибденово-вольфрамовые, встречающиеся в связи с метасоматитами грейзеновой и гумбеит-грейзеновой формаций. Следует отметить, что ряд исследователей включают все перечисленные группы молибденово-медных, молибденовых и молибденово-вольфрамовых штокверковых месторождений в один класс «порфировых месторождений» по принципу взаимосвязи их с порфировыми интрузиями среднего или кислого состава [12, 13].

Из общих особенностей трех перечисленных выше главных промышленных типов молибденовых месторождений можно отметить следующие. Все крупные месторождения, как правило, представляют собой типичные штокверки, образованные разной густоты сетью пересекающихся прожилков и рассеянной вкрапленностью рудных минералов, заключенных в измененных гидротермальных породах. Рудная минерализация в этих месторождениях рассредоточена в большом объеме пород и распределяется в одних месторождениях довольно равномерно, в других обогащенные участки отчетливо контролируются зонами повышенной трещиноватости. Рудные тела не имеют, как правило, четких границ и постепенно переходят в слабо минерализованные, а затем неизмененные породы.

Количественные соотношения между главными элементами штокверковых месторождений (медью и молибденом, с одной стороны, и молибденом и вольфрамом — с другой) меняются в широком диапазоне, вследствие чего образуется как бы непрерывный изоморфный ряд месторождений с постепенными взаимными переходами между отдельными группами. Собственно молибденовые месторождения занимают в этом ряду по всем характеристикам промежуточное положение между двумя группами: молибденово-медной и молибденово-вольфрамовой. Такие изоморфные ряды отражают постепенные изменения не только состава и количественных соотношений главных рудных элементов и минералов, но и всех других свойств. В настоящем разделе основное внимание сосредоточим на группе собственно молибденовых штокверковых месторождений в связи с тем, что для молибденово-медных порфировых месторождений критерии прогнозирования изложены в разделе «Медь», а для молибденово-вольфрамовых штокверковых (грейзеновых и гумбеит-грейзеновых), являющихся главными промышленными типами вольфрамовых месторождений — в разделе «Вольфрам».

В дополнение к характеристикам, приведенным выше в тексте и в табл. 16, подчеркнем специфические черты строения, состава и законо-

Таблица 16

Рудные формации молибденовых месторождений *

Рудная формация	Метасоматические формации (или их ассоциации) и характерные парагенезисы внутренних зон метасоматитов	Морфология рудных тел	Примеры месторождений
Mo—Cu—Fe Молибденит-халькопирит-магнетитовая скарновая	Скарны: гранат (гроссуляр, андрадит)-пироксеновый (диопсид, геденбергит), пироксен-плагиоклаз-скаполитовый, пироксен-волластонитовый, пироксен-ортоклазовый, волластонит-везувиановый	Пластообразные залежи, линзы, тела сложной неправильной формы	Саякское и Каратасское рудные поля, Юлия, Киялых-Узень (СССР)
Mo Молибденитовая скарновая			Азегур (Марокко), Янцзячжанцзы (Китай)
Mo—W Молибденит-шеелитовая скарновая			Белорецкое (СССР)
W—Mo—Sn—RM Вольфрамит-молибденит-касситерит-редкометальная грейзеновая	Грейзены: кварцевый, кварц-топазовый, кварц-слюдяной (мусковит, биотит, протолитионит), кварц-микроклиновый Гумбеиты: ортоклазовый, кварц-ортоклазовый, серицит-кварцевый	Жилы и метасоматические тела с прожилково-вкрапленной минерализацией	Караоба (СССР)
Mo—W Молибденит-вольфрамитовая грейзеновая, гумбеит-грейзеновая		Штокверки	Коктенколь, Орекиткан, Булуктай, Первомайский штокверк Джиды (СССР)
Mo—W Молибденит-вольфрамитовая березит-грейзеновая	Березиты: кварц-серицитовый с пиритом, серицит-хлоритовый, хлорит-карбонатный Аргиллизиты: кварц-каолинитовый, кварц-гидрослюдистый, кварц-монтмориллонитовый, кварц-хлоритовый Вторичные кварциты: кварцевый, кварц-серицитовый, андалузит-серицит-кварцевый	Жилы	Умальта (СССР), Квеста (США)
Mo Молибденитовая гумбеитовая		Штокверки, жильно-штокверковые зоны, брекчиевые тела	Клаймакс, Урад, Квеста-II, Гендерсон (США), Эндако (Канада), Жирекен, Бугдая (СССР)
Mo—Cu Молибденит-халькопиритовая аргиллизит-гумбеитовая, вторичнокварцит-аргиллизитовая, пропилитовая			Кальмакыр, Коунрад, Бощекуль (СССР), Чукикамата (Чили)
Mo—Cu Молибденит-халькопиритовая березитовая		Жилы, сопровождаемые иногда зонами штокверковой минерализации	Россенское рудное поле (Болгария), Парагачай, Чатыркуль (СССР)
Mo—Pb—Zn Молибденит-галенит-сфалеритовая березит-аргиллизитовая		Жилы	Шахтама (СССР)
Mo—U Настуран-молибденитовая березит-аргиллизитовая		Жилы, метасоматические залежи	Мерисвейл (США)

*При составлении таблицы использованы материалы И. Г. Павловой (1970, 1971 гг.), В. Т. Покалова (1972 г.), Д. В. Рундквиста и И. Г. Павловой (1974 г.), В. И. Рехарского (1974 г.), Н. А. Хрущева (1961 г.).

мерностей размещения для группы собственно молибденовых штокверковых месторождений. Значение этого типа для СССР, судя по итогам проведенного регионального анализа, недооценено. Это становится особенно очевидным, если сравнить известные штокверковые молибденовые месторождения СССР с зарубежными, в первую очередь с такими уникальными, как Клаймакс, Гендерсон и др. Необходимость более детального описания этих месторождений определяется также быстрым ростом числа промышленных объектов рассматриваемого типа за рубежом. В 1963 г. эксплуатировалось только одно штокверковое месторождение Клаймакс; в 1965 г. было открыто три, а в 1967 г. таких месторождений стало шесть, и добыча из них в 1969 г. составила 71%; в 1972 г. их указывают уже десять [11].

В этой связи целесообразно при разработке критериев прогнозирования как можно полнее привлечь материалы по зарубежным месторождениям, в первую очередь США и Канады [11, 13]. В советской литературе наиболее полно особенности молибденовых месторождений и закономерности их проявления рассмотрены в работах В. Т. Покалова [7, 8], а также для отдельных районов в трудах И. Г. Магакьяна и других авторов [1, 9].

Молибденовые штокверковые месторождения относятся к большеобъемным, характеризующимся огромными запасами молибдена — сотни тысяч тонн при содержании в рудах 0,15—0,4% Mo. Молибденит концентрируется в кварцевых прожилках разной мощности, мелких трещинках, встречается в виде примазок, «сухих» прожилков. По форме штокверки очень разнообразны — линейно вытянутые, цилиндрические, трубообразные, полусферические и т. п. Конфигурация их в значительной степени определяется формой и глубиной залегания интрузивных штоков и дайкообразных тел, в пространственной связи с которыми они встречаются. Для флангов и верхних горизонтов многих штокверковых месторождений характерно развитие кварцевых жил. В этой связи заслуживает внимания открытие в последние годы богатых слепых штокверков, подобных месторождениям Гендерсон, Квеста-II, в непосредственной близости от известных и много лет отрабатывавшихся молибденит-кварцевых жильных месторождений.

К важным и устойчиво сохраняющимся характеристикам рассматриваемых месторождений, которые следует учитывать при прогнозировании, а также поисках и разведке, кроме морфологии штокверков относятся тип и особенности проявления гидротермально измененных пород и зональность оруденения.

Характерными типами гидротермальных изменений, сопровождающими молибденовое оруденение, являются калишпатизация, серицитизация, окварцевание, аргиллизация, в некоторых случаях пропилитизация.

Типовую наиболее полно проявленную колонку метасоматических пород, отражающую горизонтальную (от центра к периферии) и вертикальную (снизу вверх) зональность можно представить такими обобщенными рядами, характерными для месторождений Гендерсон (I) и Восточного Забайкалья (II):

I	Ортоклазовые, ортоклаз-кварцевые	→	Кварцевые, кварц-топазовые	→	Серицит-кварц-шритовые	→	Монтмориллонит-каолинитовые или флогопит-анкерит-альбитовые	→	Граниты

II	Ортоклазовые, ортоклаз-кварцевые	→	Серицит-кварц-пиритовые	→	Монтмориллонит-каолинитовые	→	Гранодиориты

В центральных зонах месторождений развиты, как правило, ортоклазовые, ортоклаз-кварцевые, иногда биотит-ортоклаз-кварцевые метасоматиты, к которым обычно приурочено промышленное оруденение. Таким образом, зоны максимальной калишпатизации являются наиболее благоприятными для локализации молибденового оруденения.

Зона кварцевых и кварц-топазовых метасоматитов прослеживается далеко не на всех молибденовых месторождениях. Но она отчетливо проявлена, например, на месторождении Гендерсон — скрытом штокверке, удаленном от поверхности на 500—700 м, в связи с чем такая колонка вертикальной зональности метасоматитов заслуживает особого внимания при поисках скрытых месторождений. Вертикальная протяженность зон изменения составляет в совокупности 500—1000 м [11].

Для молибденовых месторождений Восточного Забайкалья характерен второй тип метасоматической колонки (без кварц-топазовой зоны).

Изменения во внешних зонах штокверков, предшествующие оруденению, распространяющиеся на широкие площади, представлены в зависимости от состава вмещающих пород: зонами площадной каолинизации в гранитах (Эндако); зонами калишпатизации, приуроченными к обогащенным калием породам поздних фаз интрузий, вмещающих оруденение (Клаймакс, Квеста-II); биотитовыми ореолами вокруг вмещающих штокверки интрузивных штоков (Квеста-II); зонами серицитизации в гранодиоритах (Восточное Забайкалье).

Таким образом, в отличие от молибденово-медных месторождений в молибденовых значительно шире проявлена калишпатизация, а также кварц-топазовые метасоматиты, что сближает их с комплексными редкометальными грейзеновыми месторождениями. Но в то же время на многих молибденовых месторождениях распространены кварц-серицитовые изменения, являющиеся наиболее характерным типом гидротермальных пород медно-порфировых месторождений. Таким образом, по типу измененных пород, как и по другим признакам, молибденовые месторождения занимают отчетливо промежуточное положение между молибденово-медными и молибденово-вольфрамовыми.

Существенной характеристикой месторождений является, как известно, *горизонтальная и вертикальная зональность оруденения*. В целом характерно относительно простое зональное строение: развитие молибденита, сопровождаемого в ряде месторождений магнетитом, в центральных зонах; широкие ореолы пирита во внешних. В случае появления вольфрамита он обычно концентрируется в верхних и более периферических частях рудных штокверков. В некоторых месторождениях во внешних зонах появляется ореол свинцово-цинковой минерализации. Общий ряд зональности оруденения можно записать так: $(Fe^{3+})\,Mo \rightarrow Mo(W) \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow (Pb, Zn)$.

По сравнению с молибденово-медными порфировыми месторождениями зональные ряды собственно молибденовых в связи с монометальным характером руд менее полные, но в них более отчетливо проявлены начальные члены.

Все рассмотренные выше особенности следует иметь в виду при разработке локальных критериев прогнозирования молибденовых штокверковых

месторождений. Региональные критерии в первую очередь должны основываться на факторах структурного, формационного (магматического), литологического, эрозионно-тектонического контроля и учитывать возраст оруденения.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МОЛИБДЕНОВЫХ ШТОКВЕРКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Закономерности размещения

Месторождения молибденовых и молибденсодержащих руд широко распространены во многих регионах мира. За рубежом наиболее локализованные скопления молибденовых и молибденово-медных руд главных промышленных типов сосредоточены в американской части Тихоокеанского пояса. Район с крупнейшими в мире месторождениями собственно молибденовых руд — Клаймакс, Гендерсон и др. — находится на территории США, в восточном обрамлении плато Колорадо. Молибден как сопутствующий минерал широко распространен в медно-порфировых месторождениях Медного пояса Аризоны, расположенного вдоль юго-западного обрамления плато Колорадо. Попутно с медью молибден добывается здесь из многих крупных медно-порфировых месторождений. Именно эти два района обеспечивают США первое место среди капиталистических стран по запасам и добыче молибдена.

Вторая крупная молибденоворудная провинция расположена на территории Канады — в Британской Колумбии, где молибденовые, молибденово-медные и молибденово-вольфрамовые месторождения встречаются в пределах одних и тех же структурно-металлогенических зон — Межгорного и Внутреннего поясов. Молибденово-вольфрамовые месторождения имеют по сравнению с двумя первыми группами подчиненное значение в добыче молибдена. Именно благодаря открытию в последние годы большого числа молибденово-медных и молибденовых месторождений двух главных промышленных типов Канада вышла на второе место среди капиталистических стран по запасам и добыче молибдена.

В Южной Америке молибден добывают в основном из руд медно-порфировых месторождений.

В Средиземноморском поясе масштабы проявления молибденовой минерализации резко уступают Тихоокеанскому. Молибден концентрируется здесь главным образом в рудах медно-порфировых месторождений. Кроме известных на Кавказе месторождений СССР к ним относятся Майданпек в Югославии, Медет в Болгарии, Сар-Чешме в Иране и др., из части которых молибден извлекается попутно с медью.

Собственно молибденовое штокверковое месторождение с бедными рудами Мачкатица известно в Югославии; молибденово-медные и молибденовые жильные месторождения проявлены на территории Болгарии (Россенское рудное поле), Ирана и других стран.

Следует также отметить крупные проявления молибдена, связанные с медно-порфировыми месторождениями Монголии — Эрдэнитуин-Обо и Цаган-Субарга и др. Интересные штокверковые месторождения молибдена известны в Китае — Циндуйчет, Ченцоло, Янцзячжанцзы и др.

Молибденовые месторождения образовывались в широком диапазоне времени: от протерозоя до неогена включительно. Но крупные промышлен-

ные концентрации молибденовых штокверковых руд возникли в две главные эпохи: юрскую и палеоген-неогеновую с максимумом проявления в последней. При этом интересно отметить, что в тех регионах, где совместно проявляются молибденово-медные и молибденовые месторождения, устанавливается закономерная смена во времени молибденово-медного оруденения собственно молибденовым. В США, например, возраст молибденовых месторождений (Клаймакс, Гендерсон, Квеста и др.) 18—32, молибденово-медных порфировых 50—70 млн. лет. В Канадских Кордильерах, где выявлено два этапа молибденово-медного и молибденового оруденения, как в раннем этапе, так и в позднем молибденово-медное оруденение проявляется раньше молибденового: соответственно 165—200 и 140 млн. лет для раннего этапа (Эндако и др.) и 60—70 и 55 млн. лет для позднего. Однако непосредственно в пределах месторождений молибденовая стадия, как правило, предшествует медной.

Структурное положение. Рудные зоны, районы, узлы с месторождениями собственно молибденовых штокверковых руд приурочены в региональном плане к зонам тектоно-магматической активизации, проявляющейся в пределах древних платформ (их краевых и внутренних частей), срединных массивов, геоантиклинальных поднятий, областей ранее завершенной складчатости (Северо-Американская, Корейско-Китайская платформы, срединный массив Парселл в Британской Колумбии, Восточное Забайкалье).

В результате процессов тектоно-магматической активизации консолидированные области расчленялись серией глубинных разломов на отдельные тектонические блоки, испытывавшие в последующем дифференцированные вертикальные перемещения. При этом молибденовые месторождения возникали преимущественно в приподнятых блоках, где проявляются гранитоидные интрузии определенных формаций. Особенно благоприятны при этом унаследованные поднятия — блоки, испытывавшие воздымание в течение длительного времени, иногда нескольких геологических эпох с многократно проявлявшимся разновозрастным гранитоидным магматизмом, завершившимся на поздних этапах образованием пород гранодиорит-гранитовой формации.

В пределах блоков распределение рудных зон, узлов, полей и непосредственно месторождений находится в прямой зависимости от линейных разрывных структур разных порядков и участков их пересечений.

Рудоконтролирующими могут быть как зоны тектонических нарушений, согласные с общим простиранием региональных структур, так и поперечные и кососекущие, расположенные под углом к этим структурам. Системы поперечных нарушений часто представлены крупными линеаментами древнего заложения, неоднократно подновлявшимися в более поздние эпохи. В ряде случаев зоны не выражены на поверхности, а устанавливаются лишь по геофизическим данным. В областях завершенной складчатости рудоконтролирующие разломы могут быть приурочены к осевым зонам геоантиклинальных поднятий.

Из рудоконтролирующих нарушений наиболее благоприятными для оруденения являются участки двойных и более сложных пересечений, в которых возникают зоны повышенной проницаемости, контролирующие как размещение магматических тел, в том числе даек, так и оруденения. Системы разрывных нарушений определяют особенности размещения, форму, глубину залегания магматических тел.

Непосредственно в пределах рудных полей для локализации оруденения важное значение имеют системы более мелких трещин второго и третьего порядков, мелкие сколовые нарушения, участки их пересечения с контактовыми поверхностями интрузивных тел разных фаз, зоны брекчирования.

Морфология и размеры рудных штокверков определяются системами трещиноватости, возникающими в эндо-экзоконтактовых зонах при застывании интрузий. Системы таких трещин часто развиваются грубо параллельно

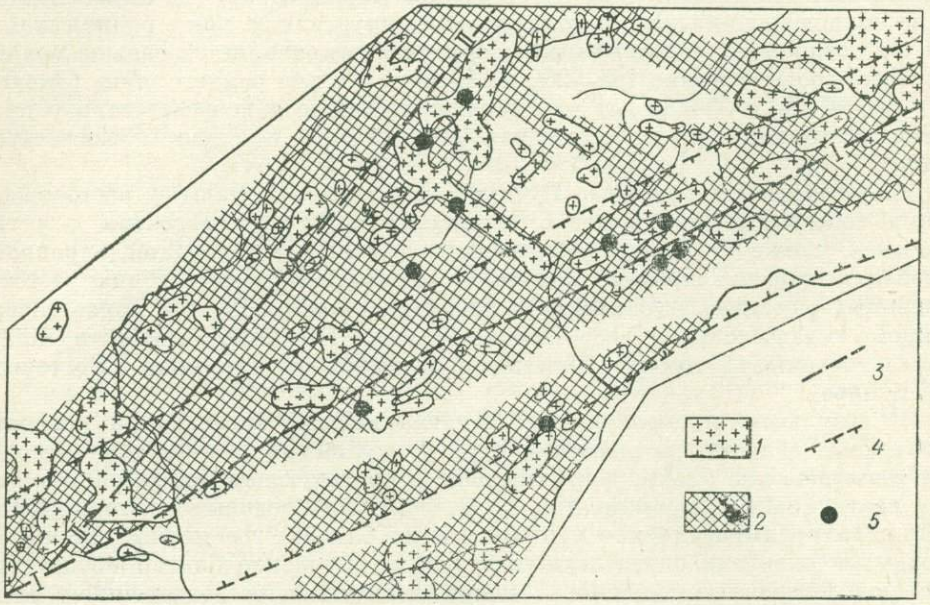


Рис. 34. Схема размещения молибденовых месторождений и рудопроявлений на территории Шилко-Олекминского поднятия (Северо-Восточное Забайкалье).

1 — массивы гранодиорит-гранитовой формации; *2* — зоны магмо- и рудоконтролирующих глубинных разломов; *3* — оси наиболее крупных глубинных разломов (*I* — Монголо-Охотского, *II* — Нерчинского); *4* — контуры зоны Монголо-Охотского разлома; *5* — молибденовые месторождения и рудопроявления.

контакту штоков и зависят от формы, глубины залегания и особенностей строения интрузивов.

Важными рудоконтролирующими структурами являются также тела взрывных брекчий, поля развития даек, в том числе послерудных.

Рассмотренные выше закономерности отчетливо проявляются практически во всех известных рудных районах и областях с молибденовым оруденением. Наиболее наглядно влияние факторов структурного и тектонического контроля можно проиллюстрировать на примере месторождения Климакс. Во-первых, в районе Климакса в течение длительного времени (большей части палеозоя, мезозоя и последующих эпох) проявлялась тенденция к воздыманию. Это нашло отражение в редуцированной мощности здесь многих толщ осадочных и вулканогенных пород палеозоя по сравнению с аналогичными распространенными к югу и западу от Климакса, а также в отсутствии мезозойских и более поздних отложений. Во-вторых, эта область находится на пересечении трех крупных тектонических зон — Передового хребта, Уинты и Порфирового пояса. Определяющее рудоконтролирующее значение для локализации оруденения имел региональный прослежива-

ющийся на многие километры к северу и югу от Клаймакса разлом Москито, отделивший толщу докембрийских пород на востоке от области развития палеозойских осадочных толщ на западе. Все перечисленные факторы способствовали в совокупности интенсивному проявлению здесь интрузивного магматизма и связанного с ним оруденения.

Для молибденоносных районов Британской Колумбии подчеркивается другая закономерность: расположение крупных молибденовых месторождений разного возраста (Эндако, Молибден Британской Колумбии, Гласир-Галч и др.) под углом к направлению региональных тектонических структур.

Молибденовые месторождения Восточного Забайкалья находятся в участках земной коры, испытывавших, как отмечает В. Т. Покалов [7], поднятие с самого начала тектоно-магматической активизации. Большинство месторождений размещается здесь в пределах двух поднятий: Шилко-Олекминского (рис. 34) и Шахтаминского. Такие примеры можно было бы продолжить.

Взаимосвязь с формациями. Для молибденовых месторождений характерна четко устанавливаемая взаимосвязь оруденения с рудоносными формациями — магматическими и гидротермально-метасоматическими.

С одной и той же магматической формацией связаны близкие по составу группы месторождений, представленные несколькими рудными формациями. Например, с гранодиорит-гранитовой формацией — молибденовые месторождения штокверковых руд, сопровождаемые гумбеитами, или молибденовые руды скарновой формации, а также молибден-полиметаллические кварцевые жилы, сопровождаемые березит-аргиллизитовыми изменениями.

С одной и той же метасоматической формацией (или ассоциацией формаций) могут встречаться разные по составу типы оруденения, проявляющиеся в связи с различными магматическими формациями. Например, с рудоносной скарновой формацией связаны месторождения всех трех групп: молибденово-медные, молибденовые и молибденово-вольфрамовые. Каждая рудная формация возникает при этом только при вполне определенных сочетаниях первичных магматических и вторичных гидротермально-метасоматических формаций, что и дает возможность при наличии благоприятных структурных условий прогнозировать эти формации.

При изменении состава пород, слагающих ряды магматических формаций, меняется соответственно и связанное с ними оруденение. Одна из наиболее важных практических закономерностей проявляется в том, что крупные месторождения образуются в связи с главным звеном ряда пород данной формации: молибденово-медные порфировые — с диоритами и гранодиоритами, молибденовые — с гранитами и т. д.

Ниже подробнее рассмотрим факторы магматического контроля для штокверковых молибденовых месторождений. Как уже отмечалось, эти месторождения обнаруживают повсеместно тесную пространственную и генетическую связь с породами гранодиорит-гранитовой формации (рис. 34), слагающими в одних случаях крупные плутоны, в других — более мелкие штокообразные тела среди вмещающих толщ, образованные, как правило, породами двух-трех самостоятельных фаз (рис. 35 и 36). Эта магматическая формация характеризуется сравнительно простым составом слагающих ее пород, изменяющихся от габбро-диоритов, распространенных обычно в периферических частях массивов, через гранодиориты в промежуточных зонах до гранитов или лейкократовых гранитов в центре массивов. Средний состав пород близок к гранодиоритам. Породы характеризуются повышенной

щелочностью по сравнению со стандартными типами главным образом за счет K_2O, иногда Na_2O при развитии гибридных разностей в приконтактовых зонах.

Крупные месторождения монометальных молибденовых руд образуются в районах с интенсивно проявленной магматической деятельностью. В пределах таких районов оруденение приурочено к многофазным интрузивным массивам, сформировавшимся при многократном проявлении близкого по составу гранитоидного магматизма. Например, шток Клаймакс сложен

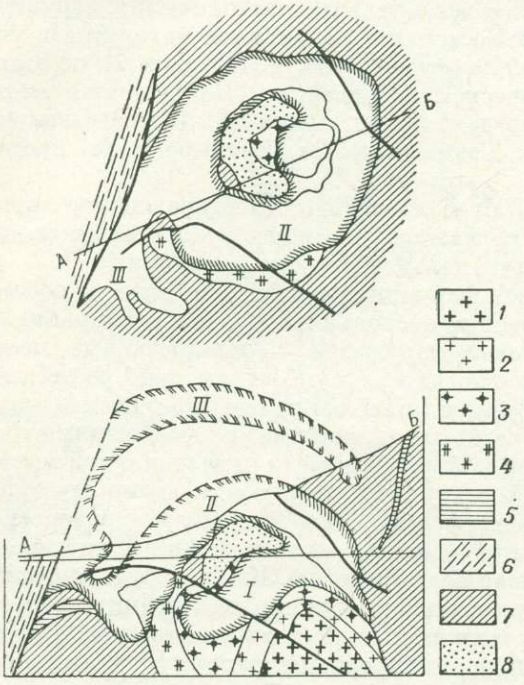


Рис. 35. Схема геологического строения месторождения Клаймакс (по С. Р. Уоллесу и др. [4]).

Породы палеогена: *1* — порфировидный гранит, *2* — аплит-порфир, *3* и *4* — риолит-порфиры Центрального и Юго-Западного массивов, *5* — кварцевый монцонит-порфир; *6* — палеозойские породы; докембрийские породы: *7* — граниты и кристаллические сланцы; *8* — сильно окварцованные породы. Рудное тело: *I* — Нижнее, *II* — Верхнее, *III* — Сириско; утолщенные линии — разломы.

риолит-порфирами, аплит-порфирами, порфировидными гранитами и др. Многократное внедрение порфировых интрузий близкого состава характерно для месторождения Урад-Гендерсон (рис. 36).

Во времени молибденовое оруденение тесно связано с внедрением порфировых интрузий поздних фаз и может проявляться как с каждой из этих фаз, так и только с одной из них. В штоке Клаймакс, например, выделяют четыре самостоятельные фазы, с тремя из которых связана штокверковая молибденовая минерализация, сконцентрированная в обособленных рудных телах (рис. 35).

Пространственно оруденение также сопряжено с порфировыми интрузиями — штоками, дайкообразными телами, иногда с апофизами залегающих на глубине более крупных тел и локализуется в их эндо-экзоконтактовых частях или приурочено к полям развития даек.

При рассмотрении рядов магматических образований всех трех групп молибденовых месторождений с позиции эволюционного анализа можно проследить гомодромную направленность в изменении состава пород магматических формаций и связанного с ними оруденения с переходом от ряда пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации с сопутствующим им молиб-

деново-медным оруденением через ряды пород гранодиорит-гранитовой формации с молибденовым оруденением и далее к породам гранит-лейкогранит-аляскитовой формации с молибденово-вольфрамовым оруденением. Для этого направленного ряда устанавливаются некоторые закономерности:

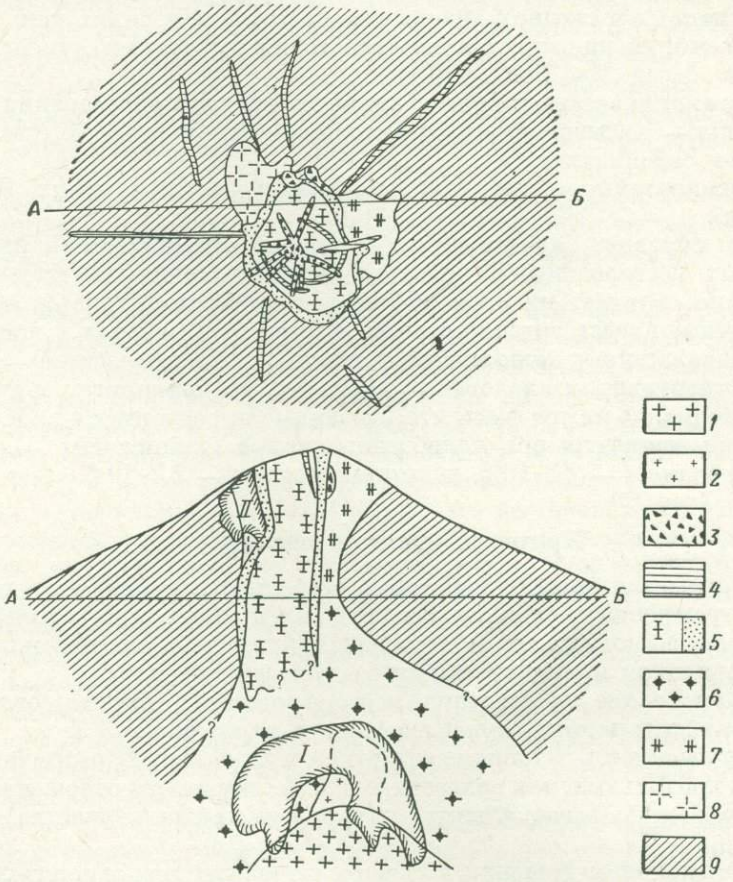


Рис. 36. Схема геологического строения месторождения Урад-Гендерсон (по С. Р. Уоллесу и др., 1967 г., У. Б. Маккензи, 1970 г.).

Породы палеогена: *1* — порфировидный гранит, *2* — аплит-порфир, *3* — интрузивные брекчии (поздние, ранние и внутрирудные), *4* — поздние порфиры и риолит-порфиры, *5* — порфир Ред-Маунтин и его краевая фация, *6* — порфир Урад, *7* — порфир Восточный Ноб, *8* — порфировый комплекс; *9* — докембрийские граниты.
Рудное тело: *I* — Гендерсон, *II* — Урад.

чем больше пестрота состава магматических пород, тем более разнообразна по составу возникающая в связи с ними минерализация; чем полнее проявлены начальные члены ряда, тем руды богаче медью; чем шире распространены кислые конечные члены ряда, тем руды богаче молибденом и др.

Таким образом, изучение факторов магматического контроля позволяет проследить целостный природный ряд пород с закономерной сменой магматических и рудных формаций.

Особенности состава вмещающих пород. Анализ имеющегося материала свидетельствует о том, что типичные штокверковые месторождения молибдена возникают там и только там, где рассмотренные выше ряды магматических пород со свойственной им гомодромной направленностью развития, с тенденцией к возрастанию щелочности в породах поздних фаз проявляются в блоках кислых и средних алюмосиликатных пород, таких как:

— докембрийские кристаллические толщи — граниты, гнейсы, сланцы (Клаймакс, Урад, Бис-Бен в США);

— метаморфические и более ранние по времени образования интрузивные породы — амфиболовые и биотитовые гнейсы и граниты, гранодиориты (Восточное Забайкалье);

— аргиллитовые и грауваккковые толщи (месторождения Британской Колумбии).

Таким образом, характерной обстановкой, определяющей развитие молибденовых месторождений, является кислая алюмосиликатная среда, что существенно отличает их от молибденово-медных порфировых месторождений, типичные представители которых возникают в районах с широким развитием вулканогенных толщ преимущественно среднего состава — андезитах или в их интрузивных аналогах — диоритах, гранодиоритах и др. Следует обратить внимание на тот факт, что указанные породы имеют наиболее высокие кларки концентраций молибдена: кислые гранитоиды — $1{,}15 \cdot 10^{-4}$, глинистые сланцы — $2{,}3 \cdot 10^{-4}$, пелитовые осадки — $2{,}7 \cdot 10^{-4}$.

Критерии прогнозирования

Рассмотренные выше характерные особенности проявления штокверковых месторождений молибденовых руд дают основание сформулировать в итоге ряд региональных и локальных критериев их прогнозирования. При региональном прогнозировании следует учитывать:

— закономерное размещение месторождений в блоках относительно длительного воздымания — унаследованных поднятиях;

— приуроченность к зонам развития региональных разрывных нарушений как продольных, так поперечных и кососекущих по отношению к основному направлению региональных структур, а также к участкам их пересечений;

— проявление оруденения в связи с породами гранодиорит-гранитовой формации, слагающими как крупные многофазные плутоны, так и небольшие тела с широким развитием кислых пород (гранитов) в центральных зонах, менее кислых (гранодиоритов) в промежуточных и более основных контаминированных разностей (диоритов, сиенит-диоритов и др.) во внешних, на контакте с вмещающими породами;

— наличие благоприятной кислой алюмосиликатной среды — древних гранито-гнейсовых толщ, аргиллитов или гранитоидов более ранних фаз.

Все это те необходимые геологические предпосылки, которые определяют возможность появления промышленных штокверковых месторождений молибденовых руд и на которых может основываться выделение площадей при региональном прогнозировании.

Следует при этом также иметь в виду и подчеркнутый выше преимущественно молодой — мезозойско-кайнозойский (для большинства месторождений юрский и палеоген-неогеновый) возраст молибденовых месторождений рассматриваемого типа.

В пределах благоприятных площадей, выделенных при региональном прогнозировании, поисковыми признаками, непосредственно определяющими возможные места локализации оруденения, являются:

— выходы порфировых интрузий кислого состава с повышенным в ряде случаев содержанием щелочей — гранит-порфиров, кварцевых щелочных порфиров, кварцевых монцонит-порфиров, приуроченных часто к зонам крупных разрывных нарушений или участкам их пересечений;

— серии дайковых пород, расположенные в материнских плутонах более ранних фаз, представленные разнообразными по составу рядами пород, например диоритовые порфириты — керсантиты — гранит-порфиры — аплиты;

— наличие систем нарушений второго, третьего и более высоких порядков по отношению к региональным структурам, в том числе систем мелкой трещиноватости, возникающей вдоль контактовых поверхностей интрузивных тел;

— широкое проявление зон брекчирования и брекчиевых трубок;

— поля гидротермально измененных пород — калишпатизированных, аргиллизированных, серицитизированных, пропилитизированных; необходимо, однако, иметь в виду относительно слабо выраженные в целом гидротермальные изменения в верхних частях месторождений и особенно над невскрытыми рудными штокверками, удаленными от поверхности на расстояние 300—500 м и более; следует принимать во внимание при этом вертикальный размах оруденения, равный для крупных месторождений 500—1200 м;

— зоны интенсивной пиритизации, образующие внешние ореолы рудных штокверков, по отношению к которым наиболее богатая промышленная минерализация располагается обычно в центральных частях тел, ближе к зонам контактов или разломам;

— широкое развитие кварцевых жил на флангах и верхних зонах многих штокверковых месторождений, в том числе над скрытыми штокверками.

Намеченная выше последовательность рассмотрения геологических особенностей территорий определяет ход анализа при отраслевом прогнозировании — выделении перспективных площадей на штокверковые месторождения молибденовых руд.

Интересно отметить, что близкие к перечисленным признаки успешно использовали канадские геологи при поисках молибденовых «порфировых» месторождений в Британской Колумбии, где в течение последних десяти лет был открыт целый ряд крупных штокверковых месторождений [13]. Основными признаками при изыскании были следующие: порфиры, свиты даек, брекчии, калиевые изменения, непродуктивные кварцевые жилы, окаймляющие участки с молибденовой минерализацией и пропилитовые изменения.

Наряду с благоприятными геологическими предпосылками при прогнозировании необходимо принимать во внимание ограничения, вытекающие из анализа отрицательных факторов контроля оруденения, в первую очередь глубины эрозионного среза. Учитывая важнейшее влияние тектонических факторов контроля, как на формирование месторождений (в связи с приуроченностью их к структурам устойчивого воздымания), так и на условия их последующего сохранения, особое значение при прогнозировании молибденовых месторождений приобретают *эрозионно-тектонические факторы*.

Специальное изучение вопросов влияния пострудной тектоники на условия сохранения месторождений, проведенное на примере молибденовых

и ассоциирующих с ними полиметаллических и золоторудных месторождений Северо-Восточного Забайкалья, позволило сформулировать ряд общих принципов оценки перспектив территорий в зависимости от степени эрозионного среза.

Территория Северо-Восточного Забайкалья в результате интенсивного проявления в мезозое и кайнозое процессов тектоно-магматической активизации оказалась, как известно, расчлененной серией глубинных разломов на ряд тектонических блоков. В главные этапы активизации — раннемезозойский, позднемезозойский, кайнозойский — эти блоки испытывали дифференцированные вертикальные перемещения разного знака. В результате перемещений сформировались относительно опущенные и поднятые блоки — грабены и горсты, а также сохранились стабильные блоки, не претерпевшие значительных вертикальных перемещений. В раннем мезозое в грабенах формировались наложенные впадины, выполненные терригенными отложениями и эффузивными породами андезитовой формации. Вдоль зон региональных разломов образовались крупные поля вулканических пород липаритовой формации и внедрились гипабиссальные массивы гранит-аляскитовой и гранодиорит-гранитовой формаций, с последней из которых связано проявление трех рудных формаций: молибденовой (гумбеитовой), золоторудной (турмалиновой) и полиметаллической (березит-аргиллизитовой).

Месторождения всех трех формаций датируются как юрские, сформировавшиеся в связи с процессами раннемезозойского этапа тектоно-магматической активизации в последовательности, соответствующей ряду $Mo \rightarrow Au \rightarrow Pb + Zn$. Судя по мощности вмещающих пород над слепыми рудными телами и восстанавливая по стратиграфическим данным мощность эродированных осадочных пород, можно заключить, что мощность покрышки вмещающих пород над уровнем интенсивного рудоотложения колебалась от 0,5 до 2—3 км.

Наименьшие глубины формирования характерны для полиметаллических месторождений березит-аргиллизитовой формации (0,5—1 км), наибольшие (1—3 км) — для молибденовых месторождений, промежуточные — для золоторудных. В позднем мезозое в связи с эффузивным магматизмом этого возраста (базальт-липаритовая формация) были сформированы многочисленные месторождения и рудопроявления эпитермальной поликомпонентной — сурьмяно-ртутно-золото-барит-флюоритовой формации, сопровождаемые аргиллизитами (Г. В. Александров, 1974 г.).

В третий кайнозойский этап амплитуда вертикальных перемещений блоков достигала 500—1000 м. Продолжалась денудация территории Северо-Восточного Забайкалья главным образом в относительно поднятых блоках, которые эродируются в 2—2,5 раза интенсивнее других (Ю. Г. Симонов, 1968 г.). Глубина эрозии только в четвертичное время достигает 400 м (Л. Ф. Пантелеев, 1968 г.); если же учесть все кайнозойские эрозионные процессы, то эта цифра значительно возрастает.

Из изложенного следует, что общее сводовое развитие региона в эпоху мезозой-кайнозойской активизации и интенсивные дифференцированные вертикальные перемещения блоков не могли не оказать влияния на пространственное положение и сохранность первичных рудных концентраций. В связи с этим следует ожидать определенное соответствие между выходами руд этих двух возрастных групп и гипсометрией современного рельефа, являющегося функцией указанных тектонических перестроек. Для проверки предположения были проанализированы и статистически обработаны данные

по абсолютным высотным отметкам выходов руд на дневную поверхность приблизительно для 400 месторождений и рудопроявлений эпитермальной сурьмяно-ртутно-золото-барит-флюоритовой формации раннемелового возраста (Г. В. Александров, 1974 г.) и для 343 месторождений и рудопроявлений юрского возраста, из них 214 молибденовых, 94 золоторудных и 35 полиметаллических.

Во избежание влияния неравномерного развития различных абсолютных отметок рельефа для всех перечисленных формаций были вычислены значения удельной вертикальной плотности D выходов руд — процентного отношения выходов руд на определенной высотной отметке к площадям, занятым этой высотной отметкой (рис. 37).

Из сопоставления удельных вертикальных плотностей выходов руд рассматриваемых формаций со средней удельной плотностью по району, равной 1, видно следующее:

1) в интервале абсолютных высотных отметок 700—800 м удельная вертикальная плотность выходов руд сурьмяно-ртутно-золото-барит-флюоритовой формации в 1,3—1,7 раза выше средней,

2) для выходов руд золоторудной и полиметаллической формаций удельная вертикальная плотность в интервале 750—1000 м превышает среднюю в 1,3—1,8 раза,

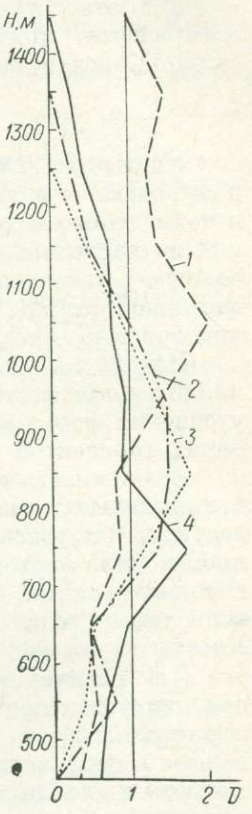


Рис. 37. Распределение удельных вертикальных плотностей D выходов руд юрских молибденовой (*1*), золоторудной (*2*), полиметаллической (*3*) и раннемеловой сурьмяно-ртутно-золото-барит-флюоритовой (*4*) формаций относительно абсолютных высотных отметок H современного рельефа Северо-Восточного Забайкалья.

3) для выходов руд молибденовой формации значения удельной вертикальной плотности больше средней (в 1,2—2 раза) прослеживаются в весьма значительном интервале — 900—1400 м. Можно считать, что этим интервалам соответствует выход статистического уровня максимального рудоотложения.

По данным разведочных и эксплуатационных работ богатые молибденовые руды чаще проявляются в интервале высотных отметок 800—1300 м (Давендинское, Жирекенское, Сырыгичинское месторождения); значительные по масштабам проявления золоторудной и полиметаллической минерализации фиксируются в интервале высотных отметок 700—1000 м (месторождения Дарасун, Ключевское). Эти данные хорошо согласуются с приведенными выше статистическими расчетами уровня максимального рудоотложения, выполненными без учета масштаба рассматриваемых объектов, и подтверждают правомерность таких расчетов.

Из вышеизложенного вытекает ряд практических выводов:

а) при поисках молибденового оруденения следует исключать из перспективных территорий относительно опущенные блоки (площадь таких

блоков составляет, например, в Северо-Восточном Забайкалье не менее 25% территории);

б) в пределах относительно стабильных блоков следует проводить главным образом глубинные поиски, ориентированные в основном на обнаружение скрытого или слабо проявленного на поверхности оруденения;

в) в относительно поднятых блоках поиски должны проводиться по поверхности, причем в этом случае необходимо учитывать возможность сильной эрозии первичных концентраций.

* * *

Учитывая, что подавляющая часть запасов молибдена во всем мире приурочена к двум типам штокверковых месторождений — молибденовому и молибденово-медному, а также резко возросшее значение этих месторождений за последние 10—12 лет и отчетливо наметившуюся тенденцию к еще большему увеличению их роли в балансе запасов в будущем, представляется очевидной необходимость дальнейшей разработки региональных и локальных критериев их прогнозирования.

Исходя из опыта работ последних лет, можно заключить, что многие молибденовые месторождения, рудные поля и узлы требуют ревизии с целью уточнения формационного типа, с одной стороны, разведки флангов и глубоких горизонтов для наращивания запасов — с другой.

Возможность обнаружения скрытых штокверков в надкупольных и купольных частях залегающих на глубине штоков при наличии благоприятных структурных условий представляется более реальной в тех случаях, когда происходило многократное внедрение кислых порфировых интрузий. Именно в такой позиции, как отмечалось выше, находятся крупнейшее открытое в последние годы молибденовое месторождение Гендерсон и менее крупное Квеста-II.

При поисках крупных месторождений, на которые в настоящее время ориентируется промышленность, следует иметь в виду, что их образование происходило в тех случаях, когда геологическое развитие района, предшествовавшее и сопровождавшее формирование оруденения, было достаточно длительным и сложным. Это выражается в наличии большого числа фаз внедрения порфировых интрузий, серий разновозрастных даек, трубок брекчий, в проявлении сложной до- и внутрирудной тектоники, нескольких продуктивных этапов рудной минерализации, а также благоприятном эрозионном срезе, определившим условия сохранения месторождений. Именно перечисленные особенности характеризуют наиболее крупные из известных в настоящее время молибденовых месторождений, такие как Клаймакс, Гендерсон, Эндако и др.

Для СССР кроме указанных выше групп молибденовых и молибденово-медных месторождений важная роль в настоящее время и в перспективе принадлежит штокверковым молибденово-вольфрамовым и более подчиненная (для молибдена) — штокверково-жильным редкометальным грейзеновым месторождениям, критерии прогнозирования для которых рассмотрены в следующем разделе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Магакьян И. Г., Мкртчян С. С., Пиджян Г. О.* Условия образования и размещения медно-молибденовых порфировых месторождений Армянской ССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1962, с. 321—325.

2. *Минеральные* ресурсы промышленно развитых и развивающихся капиталистических стран (на начало 1974 г.). М., 1975. 374 с.
3. *Минерально-сырьевые* ресурсы развивающихся стран. Молибден. М., 1975. 42 с.
4. *Месторождения* молибдена. Многократная интрузия и минерализация месторождения Клаймакс в штате Колорадо. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. М., 1973, с. 215—263. Авт.: С. Р. Уоллес, Н. К. Мункастер, Д. С. Джонсон и др.
5. *Основы* научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. 7. Медно-молибденовые месторождения. М., 1971. 204 с.
6. *Павлова И. Г.* Региональные закономерности размещения медно-порфировых месторождений. Л., 1970. 56 с.
7. *Покалов В. Т.* Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., «Недра», 1972. 270 с.
8. *Покалов В. Т.* Месторождения молибдена. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., 1974, с. 117—169.
9. *Рехарский В. И.* Зональность метасоматитов и оруденения на молибденовых месторождениях. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. 1. М., 1974, с. 148—176.
10. *Хрущев Н. А.* Молибден. М., Госгеолтехиздат, 1961. 269 с.
11. *Clark K. F.* Stockwork molibdenum deposits the Western Cordillera of North America. — Econ. Geol., 1972, vol. 67, № 6, p. 731—758.
12. *Lowell J. D., Guilbert J. M.* Lateral and vertical alteration mineralization zoning in porphyry ore deposits. — Econ. Geol., 1970, vol. 65, № 4, p. 373—409.
13. *Metallogeny* of the Canadian Cordillera. — Canad. Min. Metall. Bull., 1971, vol. 64, № 709, p. 37—61. Auth.: A. Sutherland-Braun, R. J. Cathro, A. Panteleev, C. S. Ney.

ВОЛЬФРАМ

Основные концентрации выявленных руд вольфрама сосредоточены в месторождениях Тихоокеанского рудного пояса главным образом в его азиатской и североамериканской частях на территории Китая, СССР, Северной и Южной Кореи, США и Канады. Основные запасы в СССР сосредоточены в коренных месторождениях и распределяются по морфологическим типам следующим образом. На долю штокверковых месторождений приходится около 60%, пластовых скарновых — 35%, кварцевожильных— 5%. Указанное соотношение резко меняется, если исключить из рассмотрения штокверковое месторождение Верхнее Кайракты. Сведения о географии распределения вольфрамового оруденения в различных регионах СССР имеются в опубликованных работах А. С. Крючкова, В. А. Перваго, А. Д. Щеглова, Ф. Э. Апельцина, Е. С. Павлова и других. Соотношение масштабов вольфрамового оруденения различных формационных типов и распространенность их по эпохам отражены на рис. 38.

Основу сырьевой базы вольфрама составляют единичные крупные и уникальные месторождения, находящиеся со средними и мелкими месторождениями в примерном соотношении 1 : 10 : 20.

Кларк вольфрама в земной коре составляет по данным различных исследователей $(1{,}0 \div 1{,}3) \cdot 10^{-4}$, среднее содержание WO_3 — около 1% в рудах средних и мелких месторождений и 0,5% в крупных промышленных объектах.

Отечественные и зарубежные исследователи на основании анализа минерально-сырьевых ресурсов вольфрамовой промышленности приходят к выводу о том, что по мере увеличения количества индустриально развитых стран потребность в вольфрамовом сырье будет неуклонно возрастать. В частности, по данным Горного бюро США среднегодовой темп прироста вольфрамовых руд в период 1974—1999 гг. будет составлять около 3%, а мировая добыча и производство вольфрама в концентрате достигнет к 2000 г. уровня

70—130 тыс. т WO_3. Выявленные запасы и тенденции их прироста оказываются недостаточными для обеспечения планируемого потребления вольфрама в перспективе. В связи с этим возникает насущная необходимость расширения исследований прикладного характера, направленных на дальнейшую разработку и детализацию критериев и методов прогнозной оценки территорий, выявление принципиально новых промышленных типов руд, установление поисковых признаков крупных и уникальных месторождений.

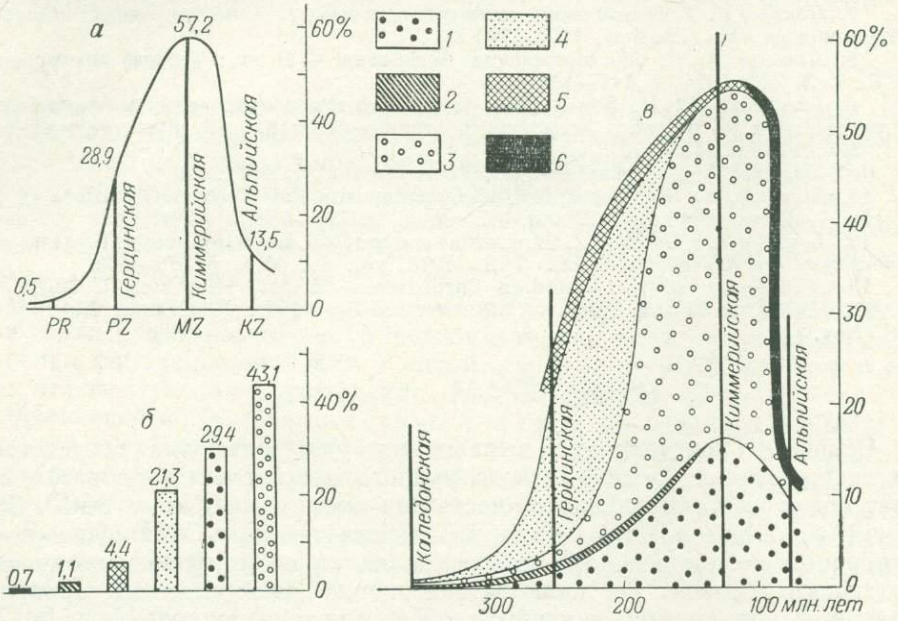


Рис. 38. Распределение мировых запасов вольфрама по эпохам (*а*) и формационным типам (*б*) и соотношение различных формаций по времени образования и масштабу оруденения (*в*).

Формация: *1* — шеелит-гранат-пироксеновая скарновая; *2* — золото-шеелит-кварцевая турмалин-хлоритовая; *3* — вольфрамит-кварцевая грейзеновая; *4* — шеелит-кварц-полевошпатовая гумбеитовая; *5* — гюбнерит-сульфидно-кварцевая березитовая; *6* — ферберит-антимонит-халцедоновая аргиллизитовая.

КЛАССИФИКАЦИЯ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Решение задачи прогнозной оценки площадей обусловливает необходимость разработки помимо существующих классификационных схем вольфрамовых месторождений (А. Д. Щеглов, Г. Н. Щерба, А. М. Быбочкин, Т. В. Буткевич, Е. П. Малиновский, М. М. Повилайтис, Д. О. Онтоев, Ф. Р. Апельцын, Е. С. Павлов и другие) специальной классификации для целей прогнозирования, учитывающей размеры месторождений. В основу такой разработанной автором классификации [3] положен структурно-вещественный подход, предусматривающий выделение в качестве классификационной ячейки рудной формации. Рудная формация понимается как разновидность геологической формации, характеризуется статистически устойчивым набором однотипных минеральных парагенезисов и закономерностью их пространственного расположения, т. е. зональностью (Д. В. Рундквист, 1971 г.).

Следует подчеркнуть, что поскольку понятие «месторождение» является геолого-экономическим и зависит от коньюнктуры на сырье, кондиций, возможности извлечения и др., то вполне естественно, что объем этого понятия применительно к конкретным объектам оказывается далеко не равнозначным. В одних случаях это рудное тело, образованное одним минеральным парагенезисом; в других — рудное поле, состоящее из системы генетически родственных рудных тел; нередко месторождение включает в себя несколько пространственно сближенных рудных полей, которые могут различаться по вещественному составу, строению, времени возникновения, т. е. относиться к различным рудным формациям. Такое сложное месторождение в этом случае представляет собой, по существу, совокупность нескольких самостоятельных простых месторождений.

В целом устанавливаются два основных случая возможной типизации месторождений на основе понятия о рудных формациях: 1) месторождение по особенностям состава и строения соответствует какой-либо одной формации (простое или моноформационное месторождение); 2) месторождение обладает чертами строения нескольких рудных формаций, т. е. соответствует их сочетанию (сложное или полиформационное месторождение или, точнее, рудное поле).

В составленной с учетом вышеизложенного классификации вольфрамовых месторождений (табл. 17) выделено девять рудных формаций соответствующих простым месторождениям, и приведены примеры ассоциаций рудных формаций, отвечающих известным сложным месторождениям.

В названии рудной формации отражены основной рудный минерал и жильный парагенезис, т. е. типоморфная для данной формации минеральная ассоциация, а также преобладающий тип околорудного гидротермального изменения, относящийся к той или иной формации метасоматических пород (Д. В. Рундквист, И. Г. Павлова, 1974 г.). Состав внутренних зон гидротермально-метасоматических формаций отражает при этом главнейшие парагенезисы нерудных минералов жил и прожилков и, таким образом, одновременно дает представление и о составе жильного выполнения рудных тел месторождений различных формационных типов.

В прикладном отношении важным следствием предложенной классификации является тот факт, что промышленное значение выделенных формаций оказывается существенно различным. Простые месторождения характеризуются обычно средними и мелкими запасами руд, исключение составляют штокверковые месторождения шеелит-кварц-полевошпатовой формации. Промышленное значение и широта распространения преимущественно стратиформных месторождений гидротермально-метаморфогенной группы формаций остаются недостаточно выясненными.

Наибольшее практическое значение имеют сложные месторождения, образованные ассоциациями простых рудных формаций. Наличие нескольких продуктивных этапов обусловливают крупные запасы и комплексный состав руд.

Рудные формации вольфрамовых месторождений

Шеелит-гранат-пироксеновая скарновая формация (А). Проявляется в связи с гранитоидами повышенной основности, локализующимися обычно в карбонатно-кремнисто-терригенных комплексах формаций. Положение рудоносных залежей контролируется морфологией кровли массивов гранитоидов или контактами горизонтов карбонатного и алюмосиликатного состава

Таблица 17

Классификация вольфрамовых месторождений для целей прогнозирования.
Рудные формации вольфрамовых месторождений (моноформационные месторождения)

Группа формаций	Формация	Состав внутренних зон гидротермально-метасоматических формаций	Примеры месторождений
Плутоногенная	А. Шеелит-гранат-пироксеновая скарновая	Пироксеновый, пироксен-гранатовый, гранат-эпидотовый, кварц-эпидот-гранатовый	Ингичке (Средняя Азия), Плитнинское (Горный Алтай), Арыхское (Саяны), о. Кинг (Австралия)
	Б. Золото-шеелит-кварцевая турмалин-хлоритовая	Турмалиновый, кварц-турмалиновый, турмалин-хлоритовый, турмалин-серицитовый, кварц-карбонат-хлоритовый	Великопетровское, Айдырлинское (Урал), Пешковское, Казаковское (Забайкалье)
	В. Вольфрамит-кварцевая грейзеновая	Кварцевый, кварц-топазовый, кварц-мусковитовый, мусковитовый, флюорит-мусковитовый, полевошпат-мусковитовый	Акчатау (Центральный Казахстан), Антоновогорское (Восточное Забайкалье), Иультин (Чукотка), Тигриное (Приморье)
Плутоно-вулканогенная	Г. Шеелит-кварц-полевошпатовая гумбеитовая	Ортоклазовый, кварц-ортоклазовый, кварц-серицит-ортоклазовый, кварц-карбонат-ортоклазовый, хлорит-серицит-кварцевый	Верхнее Кайракты, Батыстау (Центральный Казахстан), Урзарсай (Горный Алтай)
	Д. Гюбнерит-сульфидно-кварцевая березитовая	Кварц-серицитовый, серицит-кварцевый, карбонат-кварц-серицитовый, кварц-полевошпат-серицитовый	Холтосон (Забайкалье), Саргардон (Средняя Азия), Кти-Теберда (Кавказ), Хукамарани (Боливия), Тихишан (Китай)
	Е. Ферберит-антимонит-халцедоновая аргиллизитовая	Альбит-монтмориллонит-хлорит-кварцевый, гидрослюдисто-каолинит-калишпат-кварцевый, кварц-каолинит-гидрослюдистый, кварц-каолинитовый	Барун-Шивея (Забайкалье), Ноцари (Кавказ), Хилгров (Австралия), Усин, Лендяси (Китай)
Гидротермально-метаморфогенная	Ж. Шеелит-сульфидно-кварцитовая скарноидная	—	Олимпиадинское (Енисейский кряж), Маганат (Кузнецкий Алатау), Мютенбай, Давлятмай (Средняя Азия), Игохеллен, Багеторп (Швеция), Лагоаса (Португалия)
	З. Вольфрам-псиломелановая	—	Тоссор (Средняя Азия), Голконда, Содавилл (США), Унсия (Боливия)
	И. Вольфрам-галогенная	—	Оз. Серлз (штат Калифорния, США)

Продолжение табл. 17

Ассоциации рудных формаций вольфрамовых месторождений (полиформационные месторождения)

Ассоциация формаций	Состав внутренних зон, гидротермально-метасоматических формаций	Примеры месторождений
А + В. Скарново-грейзеновая (W, Mo—W)	Пироксен-гранатовый, кварц-полевошпат-эпидотовый, кварцевый, кварц-мусковитовый, мусковит-флюорит-полевошпатовый	Тырныауз (Северный Кавказ), Агылкинское (Якутия), Сангдонг (Южная Корея), Илю, Хуанподи, Яогансен (Китай)
В + Д. Грейзеново-березитовая (Mo—W, Sn—W)	Кварцевый, кварц-мусковитовый, кварц-топазовый, флюорит-мусковитовый, кварц-серицитовый, кварц-флюорит-серицитовый, карбонат-кварц-серицитовый	Джида, Букука (Забайкалье), Караоба (Центральный Казахстан), Калгуты (Горный Алтай), Ляньхуаншань (Китай), Маунт-Плезант (Канада), Вилоко, Караколес (Боливия)
А + В + Д. Скарново-грейзеново-березитовая (W, Au—W)	Кварц-полевошпат-гранатовый, пироксен-гранатовый, кварц-мусковитовый, полевошпат-флюорит-мусковитовый, кварц-серицитовый, карбонат-кварц-серицитовый	Восток-2, Лермонтовское (Приморье)

при развитии минерализации на удалении от интрузивных пород (так называемые «межформационные» скарны). В отдельных случаях скарнированию подвергаются сами гранитоиды с образованием в них шеелитсодержащих скаполитовых рудных тел (Чорух-Дайрон).

Характерны пластовая или трубообразная форма рудных тел, широкое развитие в рудах магнетита и сульфидов, преобладающее распространение из вольфрамовых минералов шеелита или молибдошеелита. Шеелит образует равномерную вкрапленность в массе скарновых силикатов либо в ассоциации с кварцем обогащает отдельные участки скарнов в виде гнезд, жил и прожилков.

Скарновые вольфрамовые месторождения широко распространены в Средней Азии (Ингичке, Лянгар, Угат, Чорух-Дайрон, Майхура и др.). Известны они также в Горном Алтае (Белорецкое, Плитнинское и др.), Саянах (Арыхское), Забайкалье (Быстринское) и в других регионах. Из зарубежных укажем месторождения Флет-Ривер в Канаде с запасами 60—65 тыс. т WO_3 при среднем содержании трехокиси вольфрама в рудах 1,61%, Улудаг в Турции (45 тыс. т при содержании 0,43% WO_3), Кинг-Айленд в Австралии (48 тыс. т при содержании 0,5—1,0% WO_3), Пайн-Крик, Милл-Сити, Калверт-Крик в США с запасами около 10 тыс. т WO_3 каждое при содержании руд 1,0—1,5% WO_3.

Золото-шеелит-кварцевая турмалин-хлоритовая формация (Б). Связана с гранитоидами диорит-плагиогранитовой формации, развивающимися в эвгеосинклинального типа вулканогенно-терригенных толщах с широким распространением вулканитов основного состава. Месторождения представлены системами жил или минерализованными зонами, располагающимися как непосредственно в гранитоидах, так и в породах кровли, где они пространственно тесно ассоциируют с дайками габбро-диабазов, диоритовых

порфиритов, гранодиорит-порфиров и др. По минеральному составу среди месторождений намечаются два подтипа. В одних случаях золото-шеелитовая минерализация развивается в парагенезисе с кварцем, турмалином, анкеритом, полевым шпатом (Великопетровское в СССР, Холлинджер в Канаде, Хиггинсвилл в Австралии), в других устанавливается кварц-барит-флюоритовый парагенезис с широким разнообразием сульфидов (район Боулдер в США).

Запасы вольфрама в рудах обычно низкие (0,5—3 тыс. т), в связи с чем извлечение его целесообразно лишь в случаях значительных концентраций основного компонента — золота. В СССР месторождения этого типа на вольфрам не разрабатываются.

Вольфрамит-кварцевая грейзеновая формация (В). Пользуется наиболее широким распространением. Грейзеновые месторождения известны в большинстве вольфрамовых провинций мира, где они обнаруживают повсеместную отчетливую связь с апикальными частями массивов лейкократовых и аляскитовых гранитов, располагающихся в флишоидных терригенных и вулканогенно-терригенных формациях.

Главнейшие черты строения месторождений, касающиеся структуры рудных полей, зональности, состава руд, соотношения жил и метасоматических пород и др., во многом определяются особенностями расположения их по отношению к массивам гранитов. В частности, наблюдается устойчивая зональность в размещении оруденения. Как в плане, в направлении от периферии к центральной части куполов гранитов, так и по вертикали, в направлении сверху вниз наблюдается смена минеральных зон в последовательности, отвечающей ряду: $W \rightarrow (Sn + Bi) \rightarrow Mo$.

Преобладающим распространением среди грейзеновых месторождений пользуются жильный, штокверковый и собственно грейзеновый (минерализованные купола гранитов) структурно-морфологические типы. Выдержанность оруденения на глубину варьирует в зависимости от морфологического типа месторождений, однако, в целом не превышает 350—450 м. Более подробная характеристика грейзеновых месторождений, в том числе вольфрамовых, имеется в ранее опубликованных совместно с Д. В. Рундквистом работах [10, 11], а также в публикациях Г. Н. Щербы [15] и др.

Несмотря на средние, а в большинстве случаев мелкие запасы, грейзеновые месторождения имеют в настоящее время важное промышленное значение благодаря легкой обогатимости и обычно комплексному составу руд. В СССР они пользуются широким распространением в Казахстане (Акчатау, Нура-Талды, Северный Коунрад), Забайкалье (Инкурское, Спокойнинское), Чукотке (Иультин, Светлое). Из зарубежных укажем месторождение Панаскейра в Португалии с запасами 40 тыс. т WO_3 при содержании 1% WO_3, Мучи в Бирме (25 тыс. т при содержании 0,75%), Вольфрам-Кэмп в Австралии (5 тыс. т при содержании 3%).

Шеелит-кварц-полевошпатовая гумбеитовая формация (Г). Многими исследователями рассматривается как разновидность или минеральный тип грейзеновых месторождений. Однако наличие ряда специфических особенностей состава, строения, геологических условий локализации свидетельствует о целесообразности выделения ее в ранге самостоятельного формационного типа вольфрамовых месторождений.

Характерны приуроченность рудных полей к зонам сочленения кремнисто-спилит-диабазовых и флишоидных терригенных комплексов формаций, а также отсутствие видимой связи с гранитами, наличие которых можно

предполагать лишь на весьма значительных глубинах — свыше 1200—1500 м. Месторождения представлены выдержанными по падению штокверками или жильно-прожилковыми зонами. Отмечается разнообразие минеральных типов прожилков и околорудного изменения. Для прожилков продуктивных стадий рудообразования и гидротермально измененных пород устанавливается преобладающее развитие кварц-серицит-калишпатового парагенезиса и повышенная роль сульфидов. Основное промышленное значение имеет вольфрамовая, реже молибден-вольфрамовая минерализация. В рудах повсеместно преобладает шеелит. Зональность слабо контрастная, нередко обратная с постепенной сменой на глубину молибден-вольфрамового оруденения существенно вольфрамовым.

Примеры месторождений немногочисленны: Верхнее Кайракты, Богуты, Батыстау в Казахстане, Урзарсай в Горном Алтае. По-видимому, к этому типу относится месторождение Гленорчи в Новой Зеландии с запасами трехокиси вольфрама свыше 100 тыс. т при содержании 0,15%.

Гюбнерит-сульфидно-кварцевая березитовая формация (Д). Отличается прежде всего высокой концентрацией серы и фтора, обусловливающей широкое распространение в рудах флюорита и разнообразных сульфидов, в том числе сложных сульфосолей меди, серебра, свинца. Некоторые из сульфидов, особенно пирит, присутствуют и в околорудно измененных породах, среди которых преобладают березиты и флюорит-пирит-слюдистые метасоматиты.

По особенностям строения и закономерностям размещения месторождения обнаруживают сходство с проявлениями касситерит-сульфидной формации. В частности, характерны гипабиссальные и субвулканические уровни глубинности формирования, пространственная связь с массивами лейкократовых гранитов, ассоциирующими с интрузиями повышенной основности, вулканитами и дайками пестрого состава. Характерна приуроченность рудных полей к метаморфизованным кремнисто-спилит-диабазовым толщам. Вольфрамовая минерализация в ряде случаев присутствует в промышленных концентрациях в рудах касситерит-сульфидных месторождений (Перевальное, Фестивальное, Илинтас, Бастой и др.).

Рудные тела обычно представлены свитами кварцевых, кварц-карбонатных, кварц-полевошпатовых жил значительной мощности и протяженности со следами многократных повторных приоткрываний трещин, обусловливающих их полосчатое, поясовое строение, что является одним из важных диагностических признаков формации. В рудах разных месторождений могут присутствовать различные минералы вольфрама изоморфного ряда вольфраматов, а также шеелит, однако в целом для данной формации характерен гюбнерит. По парагенезисам сульфидных минералов могут быть выделены два минеральных типа месторождений: сфалерит-галенит-халькопирит-гюбнеритовый и арсенопирит (пирротин)-шеелитовый или ферберитовый. Характерен комплексный состав руд и выдержанность минерализации на глубину. Так, в рудах месторождения Хукамарани в Боливии содержатся 2—4% WO_3, 2—6% Bi, 6—10% Cu. На месторождении Ред-Роуз в Канаде извлекают W, Au, Ag, Cu.

Ферберит-антимонит-халцедоновая аргиллизитовая формация (Е). Проявляется в областях развития мезозой-кайнозойского орогенного вулканизма, часто пространственно ассоциируя с месторождениями сурьмы, ртути, золота, серебра. Характерна связь с дайками и экструзиями андезит-дацитов и отчетливая приуроченность к зонам региональных тектонических

нарушений. Так, в районе Горной Рачи на южном склоне Большого Кавказского хребта среди юрских карбонатно-сланцевых отложений зафиксировано свыше 15 сурьмяных и вольфрамовых проявлений, «нанизанных» вдоль регионального надвига. В пределах этого рудоконтролирующего нарушения устанавливается последовательная смена сурьмяных месторождений (Запхито) сурьмяно-ферберитовыми (Ноцари) и далее ферберитовыми (Мамисони).

Месторождения этого типа, известные в Забайкалье (Барун-Шивея; Новоивановское и др.), исследованы А. Д. Щегловым [13]. Месторождения представлены минерализованными зонами дробления или жилами прихотливой морфологии, сложенными гребенчатым и халцедоновидным кварцем и сопровождаемыми зонами околорудно измененных аргиллизированных, серицитизированных, окварцованных пород. Их рудных минералов, как правило, присутствуют ферберит, реже шеелит, антимонит, киноварь и сульфиды.

В СССР месторождения этого типа на вольфрам не разрабатываются, за рубежом (в США, Китае и др.) они относятся к числу промышленных объектов и эксплуатируются на комплекс полезных ископаемых. Так, в рудах месторождения Гюмюшлер в Турции содержится 3,5—4,5% WO_3 (запасы 6 тыс. т WO_3), 3,6—4,7% Sb, 0,16—0,20% Hg.

Шеелит-сульфидно-кварцитовая скарноидная формация (Ж). Проявляется обычно в регионально метаморфизованных кремнисто-спилит-диабазовых и кремнисто-карбонатных формациях докембрий-раннепалеозойского возраста вне видимой связи с гранитоидным магматизмом [4]. Рудные тела приурочены к протяженным до нескольких километров горизонтам рудной импрегнации, пространственное положение которых нередко контролируется границей различных свит (Юго-Восточный Алтай и Португалия), маркирующими горизонтами черных филлитов (Енисейский кряж), битуминозных и графитизированных сланцев, диопсид-амфиболовых гнейсов, графитсодержащих амфиболитов, сульфидизированных мраморов (Австрия, Норвегия и др.). В минерализованных горизонтах помимо шеелита постоянно присутствуют сульфиды — арсенопирит, пирротин, магнетит, пирит, иногда самородное золото, серебро и антимонит. Содержание WO_3 достигает десятых долей процента. Породы обычно метасоматически изменены, наиболее интенсивно проявлены окварцевание и скарнирование. Известны также примеры развития повышенных концентраций шеелита в горизонтах практически неизмененных пород.

Следует подчеркнуть отчетливо стратиформный характер развития оруденения данного типа, его промышленное значение, несмотря на относительно низкие содержания WO_3.

Вольфрам-псиломелановая формация (З). Проявляется в марганецсодержащих кремнисто-карбонатно-терригенных формациях или в перекрывающих покровах субаэральных вулканитов среднего-кислого состава. Рудные тела представлены в первом случае горизонтами вольфрамсодержащих марганценосных известняков (Голконда в США, Аккаялу-Озек в Горном Алтае). В вулканических породах, в подстилающих их дислоцированных толщах и массивах гранитоидов месторождения представлены зонами дробления, сцементированными вольфрамсодержащими псиломеланом, пиролюзитом, лимонитом (Романеш во Франции, Таламантес в Мексике, Тоссор, Аксай в Киргизии). Вольфрам самостоятельных минералов не образует, а фиксируется в виде примеси в минералах марганца и железа.

Разрабатывалось наиболее крупное месторождение этого типа Голконда с содержанием 1—7% WO_3. Всего было добыто 837 т WO_3.

Вольфрам-галогенная формация (И). К ней отнесены вольфрамсодержащие рассолы и эвапориты, встречающиеся в современных озерах или в осадках палеоозер в районах аридного климата. Наиболее крупным является месторождение оз. Серлз в Калифорнии, запасы вольфрама двух соленосных пластов которого оцениваются в 170 тыс. т при содержании 0,05—0,008% WO_3.

Ассоциации рудных формаций вольфрамовых месторождений

Закономерности локализации и связь сложных полиформационных месторождений с рудоносными геологическими формациями выяснены не достаточно. Могут быть отмечены следующие особенности.

Размещение месторождений контролируется крупными трансрегиональными зонами тектонических нарушений, разделяющих разнотипные структурно-формационные зоны, блоки с различным тектоническим режимом развития и др. Месторождения обычно располагаются на выклинивании таких нарушений или в участках пересечения их с поперечными структурами — разломами, складками и т. п.

Характерной особенностью геологического строения таких месторождений оказывается связь с полихронными массивами гранитоидов или локализация в участках сближенного расположения магматических образований различных интрузивных комплексов, каждый из которых в случае самостоятельного проявления характеризуется специфической металлогенией. Так, скарново-грейзеновые месторождения обычно локализуются в участках развития интрузий диорит-гранодиоритовой и лейкогранитовой формаций, грейзеново-березитовые — лейкогранитовой формации и субинтрузий, даек пестрого состава и др.

Месторождения локализуются в участках пересечения рудных зон и поясов с разнотипной и разновременной минерализацией, что определяет специфичность и индивидуальность геологического строения и состава руд таких месторождений.

Скарново-грейзеновые месторождения широко распространены в Юго-Восточном Китае (Илю, Хуанподи, Яогансен и др.). Залежи шеелитоносных скарнов развиваются обычно на контакте гранитов с известково-песчано-сланцевой толщей, а грейзеновое кварцевожильное оруденение — в гранитах или на удалении от них среди пород кровли. При этом в одних случаях рудоносные скарны и кварцево-рудные жилы пространственно обособлены, в других наблюдается почти полное их совмещение. Разновременное формирование двух указанных типов оруденения и связь с разнотипным магматизмом доказывается в ряде случаев пересечением залежей шеелитоносных скарнов апофизами грейзенизированных гранитов. Запасы месторождений крупные. Например, на месторождении Яогансен они превышают 100 тыс. т WO_3. Аналогично, на месторождении Сангдонг в Южной Корее на шеелитоносные скарны наложены кварцево-рудные жилы с комплексной вольфрам-висмут-молибденовой минерализацией, сопровождаемые околорудными зонами грейзенов. Запасы месторождения оцениваются в 200 тыс. т WO_3 при содержании в рудах около 0,8% WO_3, 0,05% Bi и 0,02% Mo.

На месторождении Тырныауз (Северный Кавказ) в связи с ранними ($PZ_3 — J_1$?) меланократовыми гибридными гранитоидами сформировались

залежи шеелитоносных скарнов, приуроченные к контакту алюмосиликатных пород с мраморами. Во второй этап, по времени отвечающий внедрению позднеюрских лейкократовых гранитов, отлагалась основная масса молибденового оруденения, приуроченного к системам жильно-прожилковых зон, накладывающихся на различные породы, включая рудоносные скарны.

В Средней Азии помимо широко распространенных скарново-грейзеновых месторождений известны также месторождения (Чорух-Дайрон, Кумбель), залегающие в позднепалеозойских гранодиоритах и монцонитах, обнаруживающие признаки совмещения скарново-шеелитовой и медно-молибденовой минерализаций, разделенных периодом проявления интенсивной альбитизации. На месторождениях Букука и Джида в Забайкалье, ассоциирующих со штоками лейкогранитов и дайками пестрого состава, совмещена минерализация вольфрамит-кварцевого и гюбнерит-сульфидно-кварцевого типов, которые в Джидинском месторождении разделены внутрирудным магматизмом.

В пределах крупных олово-вольфрамовых месторождений Вилоко и Караколес в Боливии, Маунт-Плезант в Канаде устанавливается совмещение ранней вольфрамит-кварцевой и поздней касситерит-сульфидной минерализации.

Анализ особенностей состава и строения полиформационных месторождений, обладающих в большинстве случаев крупными запасами руд, позволяет сформулировать следующие их диагностические признаки.

1. Наличие нескольких разновременных и разнотипных этапов минералообразования, каждый из которых характеризуется спецификой состава и строения рудных тел, околорудно измененных пород, структурного плана размещения, зональности и др., т. е. обладает, по существу, всеми признаками самостоятельной рудной формации. При этом тип, количество и интенсивность проявления различных пространственно совмещенных формаций в таких случаях могут существенно варьировать, вследствие чего месторождения оказываются весьма специфичными, «не похожими» друг на друга.

2. Проявление внутрирудного (точнее говоря «межрудного») магматизма, разделяющего разновременные этапы минералообразования, относящиеся к различным рудным формациям, что дает основание связывать последние с самостоятельным импульсом магматической активности.

3. Широкое развитие процессов метасоматизма в рудных телах, обусловленное явлением телескопирования разновременной минерализации.

4. Отсутствие четко выраженной зональности оруденения или нестандартный, в том числе «обратный» по сравнению с простыми месторождениями характер ее проявления, обусловленный различными факторами, контролирующими размещение разновременной минерализации. Необычны и корреляционные связи между различными рудными компонентами, особенности пространственного размещения гидротермально-измененных пород.

5. Для сульфидно-вольфрамовых месторождений указанием на полиформационную природу их формирования и, как следствие этого, на возможное наличие значительных концентраций руд, могут служить данные изотопного состава свинцов. В общем случае месторождения, обладающие несколькими различными группами свинца, связанными, по-видимому, с различными источниками, могут рассматриваться как перспективные на выявление промышленных запасов руд.

6. Для монометальных месторождений благоприятным признаком значительных концентраций руд является наличие нескольких генераций основ-

ного рудного минерала, четко различающихся по типоморфизму, температуре образования, элементам-примесям и т. п.

7. Особенностью крупных месторождений являются также значительные объемы метасоматических пород, широкие ореолы рассеяния элементов, значительные размеры рудных полей и рудовмещающих структур.

Отмеченные признаки могут быть использованы не только при оценке примерных размеров месторождений, открываемых в ходе поисково-съемочных работ, но и при постановке ревизионных работ на ранее известных рудопроявлениях, что особенно актуально для районов Северо-Востока СССР.

КРИТЕРИИ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА ГЛАВНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Разработанные принципы и критерии прогнозирования базируются на анализе геологических условий проявления и закономерностей размещения вольфрамовой минерализации в основных вольфрамовых провинциях мира. Проведенный анализ позволил выделить три основных группы критериев, используемых при региональном прогнозировании: 1) структурно-тектонические, отражающие тектоническую историю формирования геологических структур, благоприятную для проявления вольфрамовой минерализации; 2) литолого-формационные, учитывающие тип рудовмещающих осадочных и вулканогенно-осадочных формаций; 3) магматические, основанные в первую очередь на учете длительности и неоднократности проявления гранитоидного магматизма в орогенной и посторогенной истории развития территорий. Критерии перечислены в порядке их значимости и иерархической соподчиненности, что в свою очередь определяет последовательность их применения при анализе территорий. В результате использование каждого последующего критерия позволяет «сузить», детализировать перспективную площадь, выделенную на основе предыдущего критерия.

С учетом сказанного была разработана типизация геологических обстановок проявления вольфрамового оруденения для целей регионального прогнозирования, отраженная в табл. 18. Коротко рассмотрим особенности применения выделенных групп критериев при прогнозной оценке территорий.

Структурно-тектонические критерии. На их основе прогнозируются обширные территории, соответствующие масштабу провинций. Намечаются три основных типа вольфрамовых провинций, различающихся по особенностям тектонического строения, «структуре» складчатых систем, к которым они приурочены. К типу I отнесены провинции, «элементарная структура» которых соответствует паре эвгеосинклиналь — миогеосинклиналь или сочетанию нескольких пар, направленно сменяющих друг друга в пространстве. Провинции типа II отличаются от предыдущих регенерацией геосинклинального режима в пределах складчатых систем предшествующего цикла после проявления в них орогенеза. Такие вторичные «регенерированные» геосинклинальные прогибы относятся к типу наложенных структур, развивающихся на гетерогенном складчатом основании, и обладают переходными чертами строения как геосинклинальных, так и орогенных образований. Наконец, к типу III отнесены провинции, располагающиеся в древних платформах и их щитах, где оруденение связано с проявлением процессов автономной тектоно-магматической активизации.

Таблица 18

Типизация геологических обстановок проявления вольфрамового оруденения для целей регионального прогнозирования

Тип провинции	Связь рудоносных зон с тектоническими структурами и геологическими формациями					Экономическое значение и часть от мировых ресурсов вольфрама, %	Примеры типовых провинций
	Структурная позиция зон	Рудовмещающие осадочные формации	Рудонос	Рудовмещающие магматические формации		Рудные формации и их ассоциации	
			Δt, млн. лет	$n_к$ (и их состав)	Формации		
I. Геосинклинально-складчатых областей линейно-зонального строения	Границы структурно-формационных зон эв- и миогеосинклинального типа; палеоподнятия; обрамление блоков ранней консолидации и срединных массивов	Терригенная флишоидная Карбонатно-терригенная Кремнисто-спилит-диабазовая Вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенная	Менее 30—50	2—3 (δ—$\gamma\delta$—γ—$l\gamma$)	Гранит-лейкогранитовая Гранодиорит-гранитовая Диорит-гранодиоритовая Гранит-лейкогранитовая —	Вольфрамит-кварцевая грейзеновая Шеелит-гранат-пироксеновая скарновая Золото-шеелит-кварцевая турмалин-хлоритовая Гюбнерит-сульфидно-кварцевая березитовая Шеелит-сульфидная и тунгомелан-окисномарганцевая кварцитовые	Подчиненное, 15—20	Восточно-Уральская, Сихотэ-Алинская, Южно-Тянь-Шаньская, Северо-Кордильерская, Аппалачская, Тасманская, Бирма-Таиландская
II. Геосинклинально-складчатых областей блокового строения с наложенными прогибами	Борта и участки выклинивания наложенных прогибов; выступы во внутренних частях прогибов; краевые части срединных массивов	Прогибов: Вулканогенно-терригенная молассовая	Бортов прогибов: Терригенная флишоидная Карбонатно-терригенная Кремнисто-спилит-диабазовая Метаморфическая гранито-гнейсовая	50—100	3—4 ($\gamma\delta$—γ—$l\gamma$—α)	Аляскитовая Гранодиорит-гранитовая, гранит-лейкогранитовая Гранит-лейкогранитовая (?) Гранит-лейкогранитовая, аляскитовая Андезит-липаритовая	Вольфрамит-кварцевая грейзеновая Скарново-грейзеновая Шеелит-кварц-полевошпатовая гумбеитовая Грейзеново-березитовая, гюбнерит-сульфидно-кварцевая березитовая Ферберит-антимонит-халцедоновая аргиллизитовая	Большое, 75—80	Центральноказахстанская, Горно-Алтайская, Монголо-Забайкальская, Юго-Восточного Китая
III. Областей платформ и их щитов	Трансрегиональные тектонически мобильные зоны	Метафлишоидная терригенная Амфиболито-гнейсовая Формации «зеленокаменных трогов»	Более 100	4—5 (γ—$l\gamma$—α—$\gamma\xi$)	Аляскитовая, гранит-граносиенитовая Мигматит-гранитовая (?) Метаофиолитовая (?)	Вольфрамит-кварцевая грейзеновая Шеелит-сульфидная скарноидная Золото-шеелит-кварцевая турмалин-хлоритовая	Незначительное, 1—5	Центральноафриканская, Нигерийская, Рондонийская, Фенно-Скандинавская

Примечание: Δt — временной разрыв между периодом формирования рудоносных гранитов и временем завершения геосинклинальной стадии развития вмещающего их блока пород; $n_к$ — число орогенных и посторогенных интрузивных комплексов; гранитоиды: σ — диориты, $\gamma\sigma$ — граниты, $l\gamma$ — лейкограниты; α — аляскиты, $\gamma\xi$ — граносиениты.

Размещение вольфрамоносных поясов и зон в пределах провинций определяется различными структурными факторами: краевыми частями срединных массивов и блоков пород докембрия, областями «стыка» эв- и миогеосинклинальных зон (тип провинций I), выступами и бортовыми частями наложенных прогибов (тип II), трансрегиональными тектоническими зонами и, особенно, участками пересечения их с различными поперечными структурами (тип III).

Литолого-формационные критерии. Позволяют локализовать перспективные площади в пределах выделенных групп провинций и наметить главнейшие типы прогнозируемых вольфрамоворудных формаций. На основании проведенного анализа может быть сделан вывод о необходимости выделения при прогнозировании следующих основных типов осадочных и осадочно-вулканогенных формаций и их комплексов, названных по «реперным» формациям: терригенной флишоидной, карбонатно-терригенной, кремнисто-спилит-диабазовой, вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенной, молассовой вулканогенно-терригенной (или карбонатно-вулканогенно-терригенной). Последняя из указанных формаций, выполняющая наложенные вулканогенно-терригенные прогибы, может находиться в сочетании с любыми из трех предыдущих типов формаций. Основные вольфрамоворудные формации, характерные для каждой из перечисленных осадочных формаций, указаны в табл. 18.

Магматические критерии. На основе анализа магматизма осуществляется дальнейшая детализация, «сужение» прогнозных площадей, выделенных с учетом рассмотренных выше критериев. Большинство формационных типов вольфрамовой минерализации связано с орогенным и посторогенным гранитоидным магматизмом, являющимся, как правило, самым поздним по времени проявления на рассматриваемой территории. В связи с этим наиболее важным при прогнозировании оказывается учет длительности его эволюции в постинверсионный период развития данного района, обусловливающей, по-видимому, последовательную мобилизацию вольфрама из осадочно-метаморфического слоя земной коры.

Проведенный анализ позволяет заключить, что в провинциях типа I промышленные концентрации руд могут возникать при двух-, реже трехкратном проявлении интрузивного магматизма диорит-гранодиоритовой, гранодиорит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой формаций, в типе II — трех-, реже четырехкратном (гранодиорит-гранитовая, гранит-лейкогранитовая, аляскитовая формации). Для провинций типа III устанавливается еще более длительная эволюция магматизма. Оруденение обычно связано с субвулканическими образованиями и массивами ультракислых и субщелочных гранитоидов кольцевых магматических комплексов «молодых» гранитов.

В связи со сказанным в качестве наиболее перспективных при прогнозировании следует выделять локальные районы или отдельные крупные полихронные массивы, в которых пространственно совмещаются гранитоиды нескольких орогенных и посторогенных интрузивных комплексов.

При прогнозной оценке площадей, выделенных на основе трех рассмотренных групп критериев, следует также иметь в виду проявление в ряде случаев устойчивой латеральной зональности в размещении вольфрамовой минерализации. Так, в провинциях типа I наблюдается следующая смена оруденения по отношению к границе раздела эв- и миогеосинклинальных структурно-формационных зон, эвгеосинклинальных зон и срединных мас-

сивов (или блоков ранней консолидации): вольфрамовое и молибден-вольфрамовое оруденение с золотом, медью в фемических блоках сменяется оловянно-вольфрамовым и оловянным с бериллием, литием, ниобием, танталом в сиалических блоках. В провинциях типа II зональность определяется в первую очередь конкретной геологической обстановкой проявления наложенных вулканогенно-терригенных прогибов.

Дальнейшую детализацию перспективных площадей на стадии среднекрупномасштабного прогнозирования следует осуществлять с учетом специфики закономерностей размещения и факторов контроля месторождений конкретных формаций. Основные критерии прогноза и их значение при прогнозных исследованиях различного масштаба проиллюстрированы в табл. 19 на примере грейзеновых месторождений вольфрамит-кварцевой формации.

Одним из возможных методов оценки территорий на стадии среднекрупномасштабного прогнозирования с выделением потенциально перспективных рудных районов и полей может служить метод полуколичественной оценки рудоконтролирующих факторов, использованный К. А. Марковым и Н. В. Никитиным при прогнозной оценке Забайкалья и автором совместно с В. Л. Лобковым применительно к территории Горного Алтая. Суть этого метода сводится к следующему.

Анализируемая территория разбивается на элементарные ячейки, размер которых зависит от масштаба исследований, детальности имеющихся геологических карт и др. Различные геологические признаки (например, интенсивность и «анизотропия» трещин, «плотность» развития даек, площадная «продуктивность» шлиховых и металлометрических ореолов и др.) «считываются» с геологических планшетов, оцениваются в условных единицах, значение которых относится к центру ячейки. Далее по полученным значениям строятся изолинии «содержаний» признаков, что позволяет получить наглядную картину интенсивности их проявления по всей территории и на основе анализа рудосодержащих ячеек установить оптимальное значение каждого признака, благоприятное для рудолокализации. Совмещение схем, построенных по отдельным признакам, позволяет выделить площади, перспективные для проявления оруденения по комплексу анализировавшихся признаков.

* * *

Анализ развития сырьевой базы вольфрама и новых открытий в СССР и за рубежом свидетельствует о все возрастающей роли в добыче руд сложных полиформационных месторождений, обладающих весьма крупными запасами, а также о вовлечении в сферу эксплуатации отдельных месторождений новых, ранее неизвестных или считавшихся экзотическими, типов гидротермально-метаморфогенной группы формаций. Стратиформный характер оруденения последних указывает на их промышленное значение и свидетельствует о необходимости разработки критериев прогноза таких месторождений и проведения специального анализа геологической обстановки районов их возможного распространения.

Специфические особенности стратиформного вольфрамового оруденения существенно затрудняют его обнаружение при проведении поисково-съемочных работ. К таким особенностям относятся: 1) размещение минерализации среди практически неизмененных или слабо гидротермально переработанных пород; 2) преимущественное развитие тонковкрапленного шеелита, трудно

Таблица 19

Основные рудоконтролирующие факторы при прогнозных исследованиях различного масштаба (на примере вольфрамит-кварцевой грейзеновой формации)

Фактор	Прогнозные исследования (прогнозируемая площадь)		
	Мелкомасштабные (металлогеническая зона)	Среднемасштабные (рудный район)	Крупномасштабные (рудное поле)
Структурно-тектонический	Обрамление срединных массивов, сочленение эв- и миогеосинклинальных зон, наложенные вулканогенно-терригенные прогибы, трансформные разломы	Участки выклинивания и пересечения с поперечными структурами региональных тектонических зон, трассируемых поясами даек, гидротермально измененными породами; бортовые части и выступы во внутренних частях наложенных прогибов	Оперяющие системы трещин нарушений сдвигового и взбрососдвигового типа; пересечение нарушений с поясами даек, зонами ороговикования, контактами массивов гранитов; места пережимов массивов, пологих склонов, развития апофиз и сателлитов
Литолого-формационный	Пограничные области развития терригенной флишоидной, кремнисто-карбонатно-терригенной, кремнисто-спилит-диабазовой и вулканогенно-терригенно-молассовой формаций	Зоны частого чередования контрастных по составу пород — известняков и сланцев, основных эффузивов и филлитов и др.	Ороговикованные и метасоматически измененные породы, известняки и основные алюмосиликатные породы экзоконтакта интрузий, останцы пород кровли различного состава в гранитных массивах
Магматический	Области развития наиболее поздних на данной территории массивов лейкократовых и аляскитовых гранитов	Локальные ареалы распространения или отдельные полихронные массивы, в которых пространственно совмещаются гранитоиды нескольких орогенных комплексов гранитовых формаций	Гранитные штоки с явлениями постмагматических изменений, «штокшейдерами», ритмично-полосчатыми гранитами, дайками с признаками метасоматического замещения и реоморфизма
Минералого-геохимический	Зоны распространения осадочно-метаморфических пород и гранитоидов с повышенными содержаниями W, Mo, Be и др.	Шлиховые и металлометрические ореолы W, Mo, Be, F, B, Li и др., аномальные содержания Be, Zr, Y, K, Mo, Li в водах с положительными связями между Zr—Be—Y	Минералогическая и геохимическая специализация гранитов на редкие металлы, наличие зональных ореолов рассеяния W, Mo, Bi
Эрозионного среза	Районы развития останцов осадочных и вулканогенных пород, близких по возрасту к рудоносным гранитам, разобщенных выходов пород фундамента	Районы развития древних террас, кор выветривания, рудные районы с ассоциацией W и Mo с Cu, Pb, Zn, Au, отсутствием редкометальных пегматитов, щелочных метасоматитов с редкоземельной минерализацией	Гранитные массивы, вскрытые в апикальных частях, с признаками формирования на малых глубинах; кольцевые структуры с «останцами» вулканитов

диагностируемого без люминоскопа, или присутствие вольфрама в виде вольфрамат-иона в диспергированной форме в окисных минералах марганца и железа; 3) нетипичность геологической обстановки проявления по сравнению со «стандартными» типами — грейзеновыми, скарновыми и др., тесно связанными с гранитоидами. Все это позволяет предположить, что такие проявления минерализации могли быть легко пропущены при геологическом изучении территорий.

Благоприятные геологические предпосылки для обнаружения вольфрамовой минерализации в региональных зонах скарнирования докембрийских гранито-гнейсовых толщ имеются в Карело-Кольском регионе, Енисейском кряже, Горном Алтае, отдельных районах Забайкалья и Прибайкалья, юго-восточного обрамления Сибирской платформы. Вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенные толщи преимущественно раннепалеозойского возраста, а также перекрывающие их покровы субаэральных вулканитов перспективны для проявления стратиформного оруденения типа «шеелитоносных кварцитов» и вольфрам-марганцевой минерализации (Средняя Азия, Кавказ, Урал, Кузнецкий Алатау, Саяны, Горный Алтай, Прибайкалье).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барабанов В. Ф.* Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Т. 2. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1975. 358 с.
2. *Быбочкин А. М.* Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., «Недра», 1965. 236 с.
3. *Денисенко В. К.* Классификация вольфрамовых месторождений для целей прогнозирования. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1975, вып. 5, с. 526—538.
4. *Денисенко В. К., Рундквист Д. В.* Новые перспективные типы стратиформного вольфрамового оруденения. — «Сов. геология», 1977, № 4, с. 7—20.
5. *Иванов Ю. Г.* Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М., «Недра», 1974. 213 с.
6. *Крючков А. С.* Задачи научно-исследовательских учреждений по расширению и укреплению рудной базы вольфрама. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1971, с. 5—9.
7. *Малиновский Е. П.* Структурные условия формирования жильных вольфрамовых месторождений. М., «Наука», 1965. 163 с.
8. *Онтоев Д. О.* Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М., «Наука», 1974. 244 с.
9. *Повилайтис М. М.* Закономерности размещения и формирования месторождений вольфрама. М., «Наука», 1975. 255 с.
10. *Рундквист Д. В., Денисенко В. К.* Региональные и локальные закономерности размещения грейзеновых оловянно-вольфрамовых месторождений. Л., 1970. 71 с.
11. *Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.* Грейзеновые месторождения. М., «Недра», 1971. 328 с.
12. *Сотников В. И., Никитина Е. И.* Молибдено-редкометально-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1971. 260 с.
13. *Щеглов А. Д.* Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. М., «Недра», 1966. 278 с.
14. *Щеглов А. Д.* Месторождения вольфрама. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., 1974, с. 170—214.
15. *Щерба Г. Н.* Грейзеновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 378—442.

ОЛОВО

Основная часть разведанных мировых ресурсов олова сосредоточена в пределах Тихоокеанского рудного пояса, причем около половины из них содержится в россыпных месторождениях мезозой-кайнозойского возраста,

преимущественно развитых в странах Юго-Восточной Азии. В частности, из россыпей Малайзии и Индонезии добыто около 3 млн. т олова. В СССР россыпные месторождения не играют существенной роли, их запасы составляют около 4% от общих балансовых [10]. Основные концентрации олова сосредоточены в коренных месторождениях на востоке страны в пределах Верхояно-Чукотской, Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской рудных провинций. В последние годы промышленная оловоносность установлена и в Южном Тянь-Шане.

Основные запасы металла заключены в единичных крупных промышленных объектах. Так, более половины запасов олова сосредоточено в 8 месторождениях. Общее соотношение крупных, средних и мелких месторождений примерно 1 : 5 : 10.

По эпохам образования мировые ресурсы олова распределяются, по данным В. А. Перваго [10], следующим образом (в скобках указаны данные для россыпных месторождений), %: докембрий 7,1, палеозой 19,6, мезозой 21,7 (4,1), кайнозой 9,7 (38,4). Подавляющее большинство отечественных месторождений являются по возрасту мезозойскими (частично альпийскими, Южное Приморье). На герцинские месторождения приходится около 6% суммарных запасов. Промышленные объекты докембрийского возраста известны в Карелии (месторождение Кители). Распределение запасов олова в СССР по формациям следующее [5], %: касситерит-силикатная 60,9, касситерит-сульфидная 21,5, касситерит-кварцевая 12,9, пегматитовая и скарновая 0,4, россыпи 4,3. Выявленные ресурсы олова в настоящее время удовлетворяют потребности промышленности в этом сырье. Однако все возрастающее мировое потребление олова обусловливает необходимость существенного увеличения его сырьевой базы. Успешное решение этой задачи возможно при резком расширении исследований, направленных на разработку принципов и методики прогнозирования, в том числе количественного прогнозирования, установление главных промышленных типов руд и выяснение возможности обнаружения месторождений принципиально новых типов, выявление критериев поисков крупных месторождений и др.

КЛАССИФИКАЦИЯ И ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ОЛОВЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящее время применительно к оловянным месторождениям предложены различные варианты классификации (С. С. Смирнов, О. Д. Левицкий, Е. А. Радкевич, И. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова, М. И. Циксон, В. Т. Матвеенко, М. П. Материков, С. Ф. Лугов и В. В. Макеев, О. П. Иванов, Б. Л. Флеров, Р. М. Константинов и др.), построенные в большинстве случаев на формационной основе. Формационный анализ при этом проводится на «уровне» месторождений, т. е. в качестве классификационной единицы используются месторождения сходного минерального состава и геологических условий залегания.

В то же время достаточно общеизвестна различная степень сложности месторождений, которые могут быть образованы как одной совокупностью родственных близодновременно возникших минеральных парагенезисов, так и сочетанием разнотипных и разновременных минеральных парагенезисов. В результате месторождения по формационной принадлежности могут соответствовать одной рудной формации (простое, моноформационное месторождение) или сочетанию нескольких формаций (сложное, полиформационное

месторождение). Последние с геологической точки зрения представляют собой рудные поля и могут соответствовать рудному комплексу в понимании Ю. А. Билибина.

Опыт разработки подобной классификации отражен в табл. 20. За основу при ее построении взяты имеющиеся классификации вышеупомянутых исследователей, в которые внесены некоторые изменения и дополнения.

Таблица 20

Классификация оловянных месторождений для целей прогнозирования

Рудные формации оловянных месторождений (моноформационные месторождения)

Группа формаций	Формация и субформации	Примеры месторождений и рудопроявлений
Плутоногенная	А. Касситерит-кварц-полевошпатовая пегматитовая	Куларское, Приискатель, Баймурзинское (СССР), Вуджина (Австралия), Бикита (Южная Родезия), Мононо-Китотоло (Конго)
	1. Микроклин-альбитовая	
	2. Альбит-грейзеновая	
	Б. Касситерит-гранат-пироксеновая скарновая	Большой Каньон, Чыбагалахское, Майхура, Такфон (СССР), Беатрис-Майн (Малайзия), провинция Хунань (Китай), Фан-Тиу (Лаос)
	1. Магнезиально-боратовая	
	2. Известково-магнетитовая	
	3. Известково-сульфидная	
	В. Касситерит-кварцевая грейзеновая	Хениканджа, Первоначальное, Омчикандя, Бутугычаг, Кёстер, Полярное, Иультин, Барыллыэлах, Шумиловское, Этыка (СССР), Циновец, Альтенберг (ГДР), Панаскейра (Португалия), Сихуашань (Китай)
	1. Альбитовая («апогранитовая»)	
	1. Кварц-грейзеновая	
Плутоно-вулканогенная	Г. Касситерит-силикатная турмалин-хлоритовая	Индустриальное, Хатарен, Чекурдах, Начальное, Невское, Валькумей, Хинганское, Илинтас, Галимое, Солнечное, Перевальное, Фестивальное (СССР)
	1. Кварц-турмалиновая	
	2. Кварц-хлоритовая	
	Д. Касситерит-сульфидная пропилитовая	Сарыбулак, Темирташ, Хетинское, Смирновское, Синанчинское (СССР), Потоси, Оруро (Боливия)
	1. Колчеданно-сульфидная	
	2. Сульфосольно-сульфидная	
	Е. Касситерит-риолитовая аргиллизитовая	Таловское, Джалиндинское (СССР), Лендер-Каунти, Блек-Рендж, Тейлор-Крик (США)
	1. Касситерит-халцедоновая	
	2. Оловоносных риолитов	
Гидротермально-метаморфогенная	Ж. Касситерит-сульфидно-кварцитовая скарноидная	Такырное, Орумбай (СССР), Ново-Место-Герчин (Чехословакия, Польша), Брайтенбрун (ГДР), Златы Копец (Чехословакия), Ипамери (Бразилия)
	1. Сульфидно-скарноидная	
	2. Оловоносных гнейсов и сланцев	

Продолжение табл. 20

Ассоциации рудных формаций оловянных месторождений (полиформационные месторождения или рудные поля)

Ассоциация формаций	Примеры месторождений
Б + В. Скарново-грейзеновая Sn—W	Питкяранта, Солонго (СССР), Хуанподи, Йогансен (Китай)
В + Г. Грейзеново-турмалин-хлоритовая Sn—W, Sn—Cu—W, Sn—Au	Шерловогорское, Хапчерангинское, Трудовое, Учкошкон (СССР)
В + Д. Грейзеново-пропилитовая Sn—W, Sn—Pb—Zn, Sn—Cu	Юбилейное, Кандычан (СССР), Маунт-Плезант (Канада), Вилоко-Караколе, Льяльягуа (Боливия), Икуно, Акенобе (Япония)
В + Г + Д. Грейзеново-турмалин-хлорит-пропилитовая Sn—W, Sn—W—Pb—Zn	Депутатское (СССР)

Рудные формации оловянных месторождений

Как видно из табл. 20, оловорудные формации по особенностям связи с магматизмом и глубинности формирования разделены на три группы. Для плутоногенной группы характерна отчетливая пространственная и, по-видимому, генетическая связь оруденения с гранитными массивами, формировавшимися на абиссальных и гипабиссальных уровнях глубин. Месторождения плутоно-вулканогенной группы формаций ассоциируют как с гипабиссальными интрузивами гранитоидов, так и экструзивными и вулканогенными образованиями. Наконец, к гидротермально-метаморфогенной группе формаций отнесены оловорудные проявления, обнаруживающие признаки первично осадочных концентраций олова, которые перераспределялись в последующем под влиянием процессов метаморфизма и интрузивного магматизма.

Касситерит-кварц-полевошпатовая пегматитовая формация (А). Помимо типичных оловоносных пегматитов к данной формации условно отнесены кварц-полевошпатовые и существенно полевошпатовые жилы с касситеритом, обнаруживающие переходные признаки в составе и строении между пегматитами и кварцевыми жилами. Промышленное значение минерализации этого типа незначительное, однако пегматиты могут служить источником россыпей. В СССР касситерит-пегматитовые месторождения не разрабатываются.

Оловоносные пегматиты обычно локализуются в пределах крупных раннеорогенных интрузивов гранитовой формации, сформировавшихся на умеренных глубинах среди интенсивно метаморфизованных и гранитизированных пород в блоках ранней консолидации геосинклинальных областей, в срединных массивах, щитах. По возрасту это в большинстве случаев протерозойские, реже герцинские и мезозойские образования.

Морфология и размеры пегматитов самые разнообразные: от линзо-, гнездообразных тел до мощных жил протяженностью несколько километров. Выдержанность оруденения на глубину обычно небольшая. Зональное строение не характерно. В пегматитах с интенсивно проявленной альбитизацией, локализующихся обычно в метаморфических породах повышенной основности, устанавливается ассоциация касситерита с ниобием, танталом, а в грейзенизированных пегматитах, развивающихся среди алюмосиликатных пород, — с вольфрамом, молибденом и др. Касситерит обычно крупнокристаллический с повышенным содержанием (десятые доли процента) тантала и ниобия.

Касситерит-гранат-пироксеновая скарновая формация (Б). Проявляется в вулканогенно-карбонатно-терригенных и кремнисто-карбонатных комплексах пород в связи с гранитоидами повышенной основности — диоритами, гранодиоритами, монцонитами, а также гранитами. Промышленное значение минерализации этого типа в ряде стран значительное (например, в Китае). В СССР скарновые месторождения известны в Средней Азии (Майхура, Такфон), Забайкалье (Быстринское), Северо-Востоке (Большой Каньон, Чыбагалахское). За рубежом они широко распространены в Малайзии, Китае, Северной Америке.

Месторождения локализуются в приконтактовых частях массивов гранитоидов, в останцах пород кровли последних или развиваются на удалении от интрузий вдоль границ горизонтов алюмосиликатного и карбонатного состава. Характерны пластовая или трубообразная форма рудных тел, незначительная выдержанность их на глубину, комплексный состав руд: Sn, W, Pb, Zn, Cu, Bi, Au, Fe и др. Руды вкрапленные, труднообогатимые, со средним содержанием 0,5—2% Sn. По запасам месторождения относятся к категории мелких и средних, редко крупных.

Помимо касситерита олово фиксируется в виде примеси в количестве до 1% в людвигите, гроссуляре, везувиане.

Касситерит-кварцевая грейзеновая формация (В). Распространена весьма широко. Месторождения обычно мелкие и средние, характеризуются легкообогатимыми рудами с содержанием олова 0,5—1%, служат основным источником россыпей. В СССР касситерит-кварцевые месторождения развиты на Северо-Востоке, Чукотке, Дальнем Востоке, Забайкалье, а за рубежом в Китае, Малайзии, Восточной Австралии, Западной Европе, Африке (см. табл. 20).

Оруденение обнаруживает повсеместную связь с лейкократовыми, аляскитовыми (грейзеновые месторождения) и литий-фтористыми гранитами (месторождения апогранитового типа) и локализуется в апикальных частях массивов. Вмещающими являются, как правило, терригенные флишоидные комплексы осадков. При размещении рудоносных гранитов в терригенно-карбонатных толщах возникают не типично грейзеновые месторождения, а рудоносные тела слюдяно-флюоритовых метасоматитов (Вознесенское рудное поле в Приморье, Лост-Ривер на Аляске и др.).

Наибольшее промышленное значение имеют штокверковые месторождения, развивающиеся обычно в породах кровли над слепыми куполами гранитов, и жильные, локализующиеся как в породах экзоконтакта, так и в самих гранитах.

Для жильного выполнения и околорудных метасоматитов характерно преобладание минералов грейзенового парагенезиса — кварца, слюд, топаза, флюорита. Однако в зависимости от состава вмещающих пород рудные тела

в верхних частях в зоне экзоконтакта интрузий могут сопровождаться породами типа березитов, кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов, а в нижних частях (в гранитах, гнейсах) — зонами микроклинизированных и альбитизированных пород. Может быть отмечена также определенная зависимость между внутренними и внешними зонами фаций грейзенов по вертикали рудных тел: чем больше отношение их мощностей, тем более высокий срез рудного тела исследуется.

Помимо монометальных оловянных месторождений широко развиты месторождения с комплексным составом руд: Sn—W, Sn—Nb—Ta и др. В большинстве случаев отмечается прямая зональность со сменой в направлении от периферии к центру рудного поля (в плане) и от поверхности на глубину (в разрезе) вольфрамовой минерализации существенно оловянной. Вертикальный «размах» промышленного оруденения обычно не превышает 200—350 м.

Более подробная и разносторонняя характеристика минерализации данного типа имеется в опубликованных совместно с Д. В. Рундквистом работах [12, 13].

Касситерит-силикатная турмалин-хлоритовая формация (Г). В месторождениях этой формации, развитых главным образом в восточных районах СССР, заключена бóльшая часть разведанных запасов олова. Руды содержат 0,8—1,5% Sn, обогатимость их составляет около 65—75%. К данному формационному типу относятся главные оловорудные районы страны — Комсомольский, Арму-Иманский, Кавалеровский, Певекский и др., а из зарубежных — месторождения Корнуолла (Великобритания), из которых добыто около 1 млн. т олова.

Месторождения отчетливо контролируются зонами развития позднегеосинклинальных впадин и прогибов, наложенных на породы складчатого основания или краевые части срединных массивов и блоки фундамента. В пределах таких прогибов, выполненных вулканогенными и вулканогенно-терригенными молассовыми формациями, месторождения ассоциируют с многофазными вулкано-плутоническими комплексами субвулканических гранитоидов, для поздних фаз которых характерно проявление ультракислых и субщелочных гранитов, а также даек различного состава.

Месторождения представлены жильными и жильно-прожилковыми минерализованными зонами значительной протяженности, реже штокверками. В жильном парагенезисе и околорудных метасоматитах преобладающим развитием пользуются кварц, железистые турмалин и хлорит, серицит. Продуктивной ассоциацией, которой предшествует обычно кварц-турмалиновая, является кварц-касситеритовая; стадия отложения сульфидов проявляется позднее.

Из рудных минералов помимо преобладающего касситерита, образующего длиннопризматические кристаллы или радиально-лучистые и колломорфные агрегаты, в подчиненном количестве присутствуют вольфрамит и шеелит, а также разнообразные сульфиды. Для касситерита характерно повышенное содержание индия и цезия и низкое ниобия и тантала.

Касситерит-сульфидная пропилитовая формация (Д). Распространена наиболее широко в пределах Боливийского оловорудного пояса, где насчитывается несколько сотен месторождений и рудопроявлений этой формации, наиболее крупными из которых являются Потоси (с запасами 280 тыс. т Sn), Льяльягуа (160 тыс. т), Маракокалла, Оруро, Уауни. В СССР примерами таких месторождений могут служить Синанчинское и Смирновское в При-

морье, Хетинское на Северо-Востоке, Мушистон, Курган в Средней Азии и др. Месторождения данной формации по особенностям состава, строения и геологической обстановке проявления во многом близки к месторождениям предыдущего типа, что в ряде случаев затрудняет их диагностику. Основные различия заключаются в следующем.

1. В данном случае характерны не гипабиссальные, а субвулканические уровни формирования, что находит отражение в тесной пространственной и временно́й связи месторождений с эффузивами и их туфами, экструзиями и дайками андезитов, дацитов, риолитов, порфиритов и др.

2. Устанавливается резкое преобладание в рудах сульфидов, в зависимости от состава которых выделяются два типа месторождений (М. П. Материков, 1972 г.): колчеданно-сульфидные (арсенопирит-пирротиновые, пирротин-пиритовые, пирит-халькопиритовые) и сульфосольно-сульфидные (преимущественно галенит-сфалеритовые). Специфика месторождений заключается не столько в широком распространении в них сульфидов, сколько в наличии сложных сульфосолей (джемсонита, буланжерита и др.), в том числе сульфостаннатов (тиллит). Кроме того, касситерит в данном случае отлагается совместно с главной массой сульфидов, а не предшествует им, как в месторождениях касситерит-силикатного формационного типа.

3. Рудные тела, представленные минерализованными зонами прожилкования и дробления, а также жилами, сопровождаются околорудными зонами пропилитизированных, хлоритизированных, окварцованных и альбитизированных пород. Турмалинизация не характерна.

4. Отмечаются многометальный состав руд (Sn, Ag, Au, Sb, Bi, W, Cu и др.) и случаи как прямой, так и обратной вертикальной зональности.

Касситерит-риолитовая аргиллизитовая формация (Е). Проявляется в связи с экструзиями и покровами риолитов, реже дацитов, вблизи центров излияния которых и располагаются месторождения. Глубина формирования оруденения оценивается в несколько сотен метров.

Промышленные месторождения этого типа, запасы олова в которых составляют несколько десятков тысяч тонн, развиты в Мексике. Известны они также в США, Боливии, Японии. В СССР отдельные месторождения установлены на Малом Хингане (Джалиндинское), Северо-Востоке (Таловское), Чукотке, не имеющие в настоящее время практического значения.

Выделяются два типа оруденения, соответствующие отмеченным в табл. 20 субформациям. Месторождения первого типа образованы сетью прожилков, приуроченных к зонам брекчирования в эффузивах. По сгущению прожилков выделяются отдельные рудные зоны, протяженностью до 1—2 км, выдерживающиеся на глубину до первых десятков метров. Касситерит, представленный тонкокристаллическими или колломорфными агрегатами «деревянистого» олова, развивается в ассоциации с гематитом (спекуляритом), халцедоном, топазом, флюоритом, карбонатами и глинистыми минералами. Сульфиды не характерны. Риолиты в пределах прожилковых зон интенсивно аргиллизированы, серицитизированы, окварцованы. Типичным примером может служить Джалиндинское месторождение [8].

Оруденение второго типа представлено рассеянной вкрапленностью касситерита в риолитах. Минерализация в данном случае не обнаруживает связи с жерловыми фациями риолитов и имеет площадной характер распространения, что указывает на возможность установления в нем значительных запасов легкообогатимых руд, выгодных для разработки при низких содержаниях (0,1—0,3% Sn).

Касситерит-сульфидно-кварцитовая скарноидная формация (Ж). Выделена во многом условно и объединяет оловорудные проявления, общей особенностью которых является развитие касситерита в различной степени метаморфизованных и метасоматически измененных горизонтах пород обычно докембрийского и раннепалеозойского возраста вне видимой связи с гранитоидным магматизмом. Устанавливается целый ряд признаков метаморфогенной природы образования таких проявлений, возникших за счет перераспределения олова, содержавшегося в метаморфизуемых толщах.

Примеры стратиформной минерализации этого типа известны в Рудных горах, Бразилии, Канаде, США, Тасмании, Лаосе, Мадагаскаре, Алжире и др. В СССР они установлены в докембрийских гранито-гнейсовых толщах Балтийского и Украинского кристаллических щитов, в Енисейском кряже, среди докембрий-раннепалеозойских вулканогенно-кремнисто-терригенных толщ в Западном Прибалхашье.

Рудные тела представлены зонами импрегнации или линзообразными обособлениями касситерита, располагающимися согласно со сланцеватостью разнообразных метаморфических пород — кристаллических сланцев, гнейсов с прослоями амфиболитов и кварцитов. На месторождении Ново-Место-Герчин рассеянная касситерит-сульфидная минерализация контролируется горизонтом хлоритовых сланцев протяженностью 12—15 км. На месторождении Ипамери в Бразилии, за 8 лет эксплуатации которого было добыто 1,5 тыс. т олова при содержании в рудных телах 1,8—2,2% Sn, линзообразные оловоносные тела располагаются в горизонте слюдяных сланцев, участвующих в строении толщи метаморфических пород. Стратиформное оловоколчеданное оруденение выявлено в Западном Прибалхашье (Л. А. Мирошниченко и др., 1976 г.). Месторождение Такырное представлено серией пластовых рудных тел, расположенных на контакте полимиктовых песчаников с углистыми сланцами и алевролитами нижнего палеозоя. Общая протяженность рудной зоны составляет 12 км. Олово в рудах находится в форме касситерита и станнина, содержание его варьирует от сотых долей до 1%. Стратиформный характер касситеритового оруденения установлен также на ряде месторождений Рудных гор (Златы Копец в ЧССР, Брейтенбрун в ГДР и др.).

Ассоциации оловорудных формаций

Примеры сложных месторождений, образованных сочетанием оловорудных формаций, указаны во второй части табл. 20. Не останавливаясь для краткости на характеристике каждого из выделенных типов полиформационных месторождений, подчеркнем некоторые общие диагностические признаки таких объектов и особенности геологической ситуации их проявления на конкретных примерах.

В большинстве случаев полиформационные месторождения локализуются в рудных узлах с длительным проявлением полихронного гранитоидного магматизма. При этом последовательно возникающие магматические образования различного состава сопровождаются разнотипным оруденением. Так, по данным Б. Л. Флерова [2], в оловорудных районах Яно-Колымской складчатой области устанавливается такая последовательность проявления процессов магмо- и рудообразования: дайки диоритовых порфиритов → → карбонат-кварц-золоторудные жилы → гранодиориты → кварц-турмалиновые жилы с золотом и кобальтом → граниты и гранит-порфиры → касси-

терит-вольфрамит-кварцевые жилы и грейзены → диорит-порфиритовые дайки и лампрофиры → касситерит-сульфидное оруденение → полиметаллическое оруденение.

Указанные разновременные и разнотипные рудные ассоциации, отвечающие рудным комплексам в понимании Ю. А. Билибина, проявляются на рассматриваемой территории либо самостоятельно в виде месторождений той или иной рудной формации, либо пространственно совмещаются в пределах единого рудного поля, образуя полиформационное месторождение с комплексным составом руд. В отдельных случаях отчетливо выявляется природа полиформационных месторождений, возникающих в участках пересечения рудных зон с разнотипной и разновременной минерализацией. Подобная закономерность наблюдается, по данным Л. Н. Попова (1970 г.), в центральной части Яно-Колымской складчатой системы (бассейны рек Большой и Малый Тарын, Адыча), где в участках наложения на рудные зоны северо-западного простирания с ранней золоторудной и золото-сурьмяной минерализацией северо-восточных зон с поздней оловянной и оловянно-вольфрамовой минерализацией возникают «совмещенные» месторождения с комплексным оловянно-вольфрамово-золотым оруденением.

Оруденение каждой из пространственно совмещающихся формаций характеризуется спецификой вещественного состава, околорудного изменения, морфологии рудных тел и вертикального диапазона развития, зональности и др. Так, в рудном поле Депутатского месторождения Якутии проявлена минерализация трех формационных типов: касситерит-кварцевого, касситерит-сульфидного и полиметаллического. Как отмечает Б. М. Флеров, «это месторождение как бы в фокусе собрало все генетические типы месторождений, развитые и обособленные в такой классической металлогенической зоне, как Дербеке-Нельгехинская» [2, с. 112].

Оруденение различных формаций пространственно обособлено. Разновременность образования касситерит-сульфидной и полиметаллической минерализации доказывается геохронологическими данными (110 и 89 млн. лет соответственно) и наличием внутрирудных даек.

В пределах Сарыджазского рудного поля Средней Азии, контролируемого зоной шовных разломов глубинного заложения, среди толщ карбонатно-терригенных и вулканогенных пород $S_2 — D_1$ устанавливается проявление сложных многофазных интрузивных комплексов, формировавшихся в последовательности: габбро → биотитовые граниты (318—308 млн. лет) → аляскитовые граниты (290—270 млн. лет). Развитие минерализации происходило в три разновременных этапа с образованием оруденения касситерит-вольфрамит-кварцевого, касситерит-силикатного и касситерит-сульфидного формационных типов [9].

Полиформационным оказывается, по данным А. С. Назаровой и А. И. Пантелеева (1972 г.), месторождение Юбилейное в Фурмановском оловорудном районе Приморья. Ранняя грейзеновая оловянная минерализация (98 млн. лет) отделяется от более позднего (73 млн. лет) касситерит-сульфидного оруденения периодом формирования даек плагиоклазовых порфиритов. Отметим, что в данном рудном узле известны и простые месторождения касситерит-кварцевой (Судзухинское, Каменское) и касситерит-сульфидной (Лазовское) формаций, связанные с проявлением позднемелового и палеогенового магматизма.

Аналогично на месторождениях Кавалеровского оловорудного района Приморья, по данным Г. А. Осиповой (1969 г.), устанавливаются два разно-

временных этапа — кварц-хлорит-турмалин-оловянный и существенно полиметаллический, которые связаны с проявлением соответственно гранитоидного и базальтоидного магматизма.

По мнению В. Л. Барсукова, Г. С. Дзоценидзе и др. (1973 г.), к полиформационным образованиям относится и крупное стратиформное полиметаллическое месторождение Салливан в Канаде, представленное телом сингенетических сульфидных руд, залегающим согласно в докембрийских кварцитах и алевролитах, с наложеной меловой минерализацией олова.

Не останавливаясь на рассмотрении других известных примеров полиформационных оловянных месторождений, подчеркнем их отчетливую приуроченность к долгоживущим региональным тектоническим нарушениям трансформного типа (особенно к участкам их выклинивания и пересечения с поперечными структурами), разделяющим складчатые системы, структурно-формационные зоны, разнотипные тектоноблоки и др., а также локализацию месторождений в районах неоднократного проявления разновозрастного гранитоидного магматизма.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА ГЛАВНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Главнейшие критерии прогнозирования оловянного оруденения аналогичны критериям, используемым при перспективной оценке территорий на вольфрам. Сказанное обусловливает общность основных методических приемов при прогнозировании оловянного и вольфрамового оруденения.

Ниже рассматриваются закономерности размещения и критерии прогноза оловянных месторождений двух основных промышленно важных для территории СССР формационных типов — касситерит-кварцевого и касситерит-силикатного (табл. 21). По особенностям прогнозирования, особенно регионального, к первому из указанных типов наиболее близки месторождения оловоносных пегматитов и скарнов, а ко второму — касситерит-сульфидные и касситерит-риолитовые месторождения.

Месторождения касситерит-кварцевой грейзеновой формации. Характерной особенностью геологического положения рудоносного гранитоидного магматизма и связанной с ним грейзеновой касситерит-кварцевой минерализации является размещение в геосинклинально-складчатых областях с преобладающим распространением терригенных песчано-сланцевых флишоидных комплексов осадков, а в их пределах к внутренним геоантиклинальным поднятиям, выступам или приподнятым блокам пород фундамента, а также к зонам сочленения складчатых областей со срединными массивами. При этом гранитные массивы размещаются непосредственно над такими близко расположенными от поверхности выступами, на продолжении простирания тектонических блоков, в пределах которых обнажаются породы фундамента (образуя «поперечные цепочки» гранитов), или в участках сочленения областей с резко различной глубиной залегания фундамента [12].

Максимально рудоносными оказываются граниты, значительно оторванные по времени формирования (обычно свыше 50—80 млн. лет) от периода завершения геосинклинальной стадии развития вмещающей их складчатой системы. В большинстве случаев это наиболее молодые проявления гранитоидного магматизма на данной территории, относящиеся ко второму или третьему по счету постгеосинклинальному интрузивному комплексу, представлен-

ному лейкократовыми, аляскитовыми или литий-фтористыми гранитами с отчетливым преобладанием калия над натрием и повышенным содержанием редких элементов.

Отмеченная особенность длительного и неоднократного проявления магматизма устанавливается не только в региональном, но и в более локальном масштабе: в приуроченности оруденения к многофазным гранитным массивам, а в их пределах к участкам развития наиболее поздних фаз гранитов, широко распространенных в апикальных частях массивов, где они образуют многоярусные пологозалегающие тела, повторяющие поверхность кровли, или располагаются в виде «цепочек» вдоль тектонически ослабленных зон.

На основе отмеченных закономерностей размещения рудоносного магматизма и связанной с ним оловянной минерализации, а также учета минерало-геохимических и критериев эрозионного среза, отраженных в табл. 21, могут быть выделены прогнозные оловоносные территории, соответствующие по размеру металлогеническим зонам или крупным рудным районам.

Дальнейшая детализация намеченных перспективных площадей осуществляется с использованием той же группы критериев, однако анализируются другие особенности взаимосвязи оруденения с геологическими образованиями (см. табл. 21). Так, например, с позиции магматических критериев среди намеченных областей распространения полнодифференцированных многофазных массивов гранитоидов потенциально оловоносного интрузивного комплекса выделяются группы или отдельные массивы, сложенные гранитами, обладающими типоморфными признаками рудоносных образований. К числу таких признаков относятся: резкое преобладание калия над натрием; развитие слюд пониженной железистости; преобладание окисного железа над закисным, повышенное содержание редких элементов и летучих (главным образом фтора) и их минералов, присутствующих в виде акцессориев; аномально высокие содержания олова в биотитах, повышенные значения дисперсии и положительных корреляционных связей между рудными элементами и др.

В пределах таких массивов наиболее благоприятными участками для обнаружения оруденения являются экзо-, эндоконтактовые зоны со стороны пологого погружения контакта или участка распространения небольших сателлитов и апофиз, места пережимов массивов и участки их погружения под породы кровли вдоль осевых магмоконтролирующих структур, фиксирующихся удлинением массивов или цепочечным расположением малых интрузий и др.

С учетом отмеченных особенностей на основе магматических критериев размеры перспективных площадей могут быть уменьшены до размера рудных полей и месторождений. Аналогичным образом осуществляется последовательная детализация прогнозных площадей при анализе других групп критериев, значение которых отражено в табл. 21.

Месторождения касситерит-силикатной турмалин-хлоритовой формации. Отличительной чертой геологической ситуации данного формационного типа является приуроченность к позднегеосинклинальным или раннеорогенным наложенным вулканогенно-терригенным впадинам, формировавшимся в пределах геосинклинально-складчатых областей, сложенных преимущественно флишоидными песчано-сланцевыми комплексами осадков значительной мощности и соответственно глубоким залеганием фундамента. Такие наложенные впадины, примерами которых могут служить Омсукчанская,

Таблица 21

Критерии прогнозирования месторождений касситерит-кварцевой грейзеновой и касситерит-силикатной турмалин-хлоритовой рудных формаций

Критерии	Касситерит-кварцевая грейзеновая		Касситерит-силикатная турмалин-хлоритовая	
	Региональные	Локальные	Региональные	Локальные
Структурно-тектонические	Обрамление срединных массивов, геоантиклинальные поднятия складчатых систем, выступы или приподнятые блоки пород фундамента, зоны сочленения областей с резко различной глубиной залегания фундамента. Участки пересечения указанных структур с региональными разломами глубинного заложения	Сводовые части антиклинальных структур, флексурообразные и коленообразные изгибы складок, участки пересечения региональных послескладчатых тектонических разломов сдвигового и взброс-сдвигового типа (продольных и поперечных по отношению к складчатым структурам, разноориентированных разломов, контролирующих размещение наиболее поздних гранитов, разломов и антиклиналей, разломов и участков частого чередования контрастных по составу пород в экзоконтакте интрузий и др.), блоки пород между сближенными параллельными тектоническими нарушениями в местах максимального распространения трещин оперения	Позднегеосинклинальные приразломные вулканогенно-терригенные впадины, обладающие переходными чертами строения орогенных и геосинклинальных образований, развитые в краевых частях срединных массивов, в миогеосинклинальных терригенных складчатых зонах, реже в миогеосинклинальных зонах с фундаментом эвгеосинклинального типа	Борта, участки выклинивания и выступы складчатого основания в центральных частях наложенных вулканогенно-терригенных впадин. Поперечные по отношению к складчатости «сквозные» тектонические нарушения, фиксирующиеся цепочками интрузий, участки их пересечения с различными складчатыми и разрывными структурами; часто «скрытые» разломы фундамента — линейные и кольцевые, фиксирующиеся поясами даек, зонами интенсивно дислоцированных пород, мелкой трещиноватостью, уступами рельефа и др.
Литолого-формационные	Зоны развития флишоидных песчано-сланцевых, реже карбонатно-терригенных комплексов осадочных формаций	Участки частого чередования пород, особенно контрастных по составу — песчаников и известняков, известняков и углисто-глинистых сланцев, песчаников и филлитов; маломощные прослои в участках частого чередования пород однотипного состава	Вулканогенные, вулканогенно-терригенные молассовые (иногда угленосные) комплексы формаций наложенных впадин и терригенные флишоидные бортовых частей прогибов	Границы углового несогласия песчано-сланцевых и вулканогенно-осадочных комплексов пород, участки частого чередования вулканогенных и осадочных пород, вулканитов кислого и среднего состава
Магматические	Лейкократовые и аляскитовые граниты наиболее позднего на данной территории интрузивного комплекса, особенно в зонах длительного и неоднократного проявления постгеосинклинального магматизма	Полнодифференцированные многофазные гранитные массивы рудоносного интрузивного комплекса с преобладанием калия над натрием, фтора над бором, развитием слюд пониженной железистости, преобладанием окисного железа над закисным, повышенным содержанием редких элементов, аномально высокими содержаниями олова в биотитах, высокими значениями дисперсии и положительных корреляционных связей между рудными элементами	Вулкано-плутонические магматические комплексы андезит-диоритового и липарит-гранитового состава, проявляющиеся во времени синхронно	Субвулканические многофазные контрастно дифференцированные массивы повышенной основности с кислыми гранитами заключительных фаз и широко проявленной дайковой серией пестрого состава, с преобладанием калия над натрием, бора над фтором, с последовательным возрастанием содержаний в минералах и породе от ранних к поздним фазам
Минерало-го-геохимические	Провинциальная геохимическая зараженность осадочно-метаморфических и магматических формаций Sn, F, Be и W; площадные метасоматические преобразования гранитов и пород кровли — микроклинизация, альбитизация, грейзенизация и др.	Шлиховые ореолы с высоким (до 100 г/м³) содержанием касситерита, часто в ассоциации с топазом, бериллом; обширные литогеохимические аномалии Sn, W, Li, F, иногда Nb—Ta; избыточные и аномальные концентрации в водах Sn, Be, Zr, K, Li; повышенные концентрации Li, Rb, Be в контактовых ореолах, возрастающие по мере приближения к гранитам	Провинциальная геохимическая зараженность оловом флишоидных песчано-сланцевых толщ, повышенные содержания Sn, Cu, Pb, Zn в вулкано-плутонических комплексах	Шлиховые ореолы касситерита со средними содержаниями около 10—20 г/м³ в ассоциации с турмалином, аксинитом, пироморфитом; обширные литогеохимические ореолы Sn, As, Cu, Zn, Pb, B, иногда Sb, Hg; возрастание содержаний указанных элементов в гранитоидах и вулканитах от ранних к поздним фазам
Эрозионного среза	Относительно небольшие размеры и изолированность выходов гранитов рудоносного комплекса, отсутствие на площадях их развития пегматитоносных (особенно слюдоносных) батолитов при сохранении в локальных мульдах и прогибах близких по возрасту к гранитам осадочных и вулканогенных пород	Гранитные массивы с останцами пород кровли, грейзенизированными дайками-апофизами, с широким развитием гранит-порфиров, мелкозернистых и аплитовидных гранитов, ритмично-полосчатых гранитов и «штокшейдеров», приконтактовых зон брекчий, отсутствием признаков гибридизма. Мелкие штоки гранитов в полях широкого распространения даек, биотитизированных, серицитизированных и ороговикованных вмещающих породах	Вулкано-плутонические ассоциации с развитием кольцевых структур, поясами даек и субвулканических штоков гранитоидов; наличие древних террас, кор выветривания, аллювиальных отложений; присутствие в периферических частях оловоносных площадей рудопроявлений Pb, Zn, Hg, Sb	Покровы молодых базальтов, площадное развитие биотитовых роговиков, кварц-турмалиновых, кварц-хлоритовых метасоматитов; высокие содержания в касситеритах Nb, Ta и низкие In; преобладание содержаний F в околорудных породах по сравнению с жильным выполнением; высокие значения отношений логарифмов продуктивностей Sn/B, Sn/W, Sn/Sb, Sn/Cu в рудах

Мяочанская, Хингано-Олонойская и другие на востоке СССР, отчетливо контролируются зонами крупных тектонических нарушений глубинного заложения, обладают переходными чертами строения орогенных и геосинклинальных образований, формируются в два этапа — прогибания и инверсионный, сопровождающийся сводовыми поднятиями, проявлением магматизма и минерализации.

Учитывая отсутствие связи рассматриваемых структур с геосинклинальным этапом развития конкретной территории, наличие многих общих черт в строении со структурами типа «дива», а также специфику рудоносности, отдельные исследователи предлагают выделять их в самостоятельный тип рудных районов — «оловорудные районы наложенных впадин и прогибов, претерпевших инверсию» [14].

Рудоносный магматизм и связанная с ним оловянная минерализация локализуются во внутренних и ближайших бортовых частях наложенных впадин. В связи с этим на стадии региональной прогнозной оценки вулканогенно-терригенные впадины выделяются в качестве площадей, соответствующих по масштабу прогнозно-металлогеническим зонам. Критериями для их выделения наряду с вышеотмеченными являются также: значительная мощность (до 5—10 км) пород, выполняющих впадины, присутствие среди них как типично морских, так и континентальных озерных, в том числе угленосных и молассовых осадочных отложений, преобладание вулканитов кислого состава, дискордантный характер залегания по отношению к толщам фундамента и др. В гравитационных геофизических полях они фиксируются отрицательными значениями силы тяжести.

Преобладающим распространением в наложенных впадинах пользуются касситерит-силикатные месторождения, которые в различных впадинах могут заметно отличаться как по парагенезисам жильных минералов и ассоциациям сопутствующих рудных компонентов, так и по связи с оловянными месторождениями других формационных типов. Указанные различия в значительной степени являются следствием типа складчатого фундамента, в пределах которого развиты наложенные впадины. Так, при развитии впадин в краевых частях древних блоков пород типа срединных массивов (например, Хингано-Олонойская впадина в Буреинском массиве, Харанорская в Агинском) преобладает кварц-флюорит-турмалиновый малосульфидный тип касситерит-силикатных месторождений. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления и прожилкования, которые выдерживаются на глубину 400—500 м, вертикальная зональность проявлена не отчетливо. В рудных районах известны также проявления касситерит-риолитового типа.

С впадинами, развитыми среди терригенных геосинклинально-складчатых зон миогеосинклинального типа (Омсукчанская, Ононская), ассоциирует оловянная минерализация с повышенной ролью сульфидов кварц-турмалинового (частично кварц-хлоритового) типа при развитии минерализации в контурах впадин или кварц-хлоритового на удалении от впадин в полях развития даек. Рудные тела представлены выдержанными по падению и простиранию жилами, которые сопровождаются мощными зонами околорудно измененных пород, обладают отчетливой вертикальной зональностью. Касситерит-силикатные месторождения ассоциируют в данном случае с грейзеновой касситерит-кварцевой минерализацией.

Наконец, при локализации наложенных прогибов в пределах вулканогенно-терригенных геосинклинально-складчатых зон эвгеосинклинального типа (Мяочанская впадина), как и в предыдущем случае, развивается касси-

терит-силикатная минерализация кварц-турмалинового типа, отличительными особенностями которой является интенсивное проявление медной и вольфрамовой минерализации. С учетом отмеченных особенностей взаимосвязи наложенных впадин со структурами фундамента определяются общие черты рудоносности прогнозируемой территории. Для проявления магматизма в наложенных вулканогенно-терригенных впадинах характерно существование двух различных по составу интрузивных комплексов андезит-диоритового и липарит-гранитового, с последним из которых связана оловянная минерализация [14]. Размещение оловоносных интрузий контролируется в подавляющем большинстве рудных районов поперечными «сквозными» тектоническими структурами линейного типа [14]. Примерами подобных тектонических структур могут служить Сарыджазская в Южном Тянь-Шане, Юбилейно-Октябрьская в Восточном Казахстане, Комсомольская и Ям-Алинская в Приамурье, Телекайская на Чукотке, Айнаветкинская в Корякии и др. Структуры на отдельных участках трассируются цепочками гранитоидов повышенной основности и поясами даек пестрого состава, среди которых преобладающим распространением пользуются дайки диоритовых порфиритов и спессартитов.

При выделении прогнозных площадей в вулканогенно-терригенных впадинах следует также иметь в виду намечающуюся концентрическую зональность в размещении оловянного оруденения в их пределах. Она выражается в последовательной смене касситерит-силикатной минерализации хлорит-сульфидного типа, развитой в бортах впадин, турмалин-сульфидной во внутренних краевых частях и существенно турмалиновой и турмалин-топазовой в центральных частях впадин.

Дальнейшая детализация прогнозных площадей с выделением потенциально перспективных рудных районов и полей производится на основе локальных критериев (с учетом провинциальных особенностей их проявления), включающих в себя признаки отличия рудоносных магматических образований от безрудных, особенности проявления геохимических ореолов и полей гидротермально измененных пород, размещения рудоконтролирующих структур различного порядка и другие, отраженные в табл. 21.

В частности, критериями отличия массивов потенциально оловоносных гранитоидов являются их сложное многофазное строение, полифациальный состав, варьирующий от габбро и габбро-диоритов до лейкократовых гранитов заключительных фаз, широкое развитие послегранитных даек пестрого состава. Весьма характерно размещение рудоносных массивов в вулканогенно-песчано-сланцевых толщах с частым чередованием вулканогенных и осадочных пород, вулканитов кислого и среднего состава. В пределах рудных районов промышленные месторождения локализуются в приконтактовых частях тел поздних лейкократовых гранитов, в полях развития надинтрузивных биотитовых роговиков, в протяженных на несколько километров зонах кварц-турмалиновых и кварц-хлоритовых метасоматитов, положение которых контролируется поясами повышенной трещиноватости, развитых вдоль S-образных изгибов складчатых структур.

Для оценки перспектив рудоносности в пределах выявленных рудных полей важное значение имеет учет зональности, минералого-геохимических особенностей руд и др. Так, по мере удаления от массивов рудоносных гранитов в составе руд уменьшаются количества олова, меди, мышьяка и одновременно возрастают концентрации висмута, свинца, цинка (например, Комсомольский оловорудный узел). По вертикали устанавливаются случаи

проявления как прямой, так и обратной зональности, являющиеся следствием «чехольного» характера размещения минерализации. Принадлежность минерализации к той или иной части зональной рудной колонки может быть установлена по отношению Nb/In в касситерите, закономерно возрастающему по мере перехода от верхних к нижним горизонтам (Н. Н. Никулин, 1971 г.). Кроме того, для наименее эродированных частей оловорудных зон характерны повышенные значения отношений логарифмов продуктивностей B, F, Bi, Sb, Pb, Zn к Sn, уменьшающиеся с глубиной.

По данным В. И. Кузьмина, М. А. Пановой, Н. В. Добровольской и др. (1976 г.) для установления формационной принадлежности оловянных месторождений, а также их прогнозной оценки и поисков могут быть использованы типоморфные особенности турмалина. В частности, закономерным оказывается соотношение в нем окисного и закисного железа $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$, а также магнитная восприимчивость, составляющие соответственно для касситерит-силикатных и касситерит-кварцевых месторождений 0,15 и 0,05 и $(11{,}0 \div 38{,}5)\cdot 10^{-6}$ и $(0{,}38 \div 31)\cdot 10^{-6}$ СГС. Существенно различаются турмалины из месторождений двух указанных типов и по содержанию в них семи элементов-примесей — Sn, Se, V, Ni, Cr, Pb, Mn. Резко повышенная оловоносность турмалинов касситерит-силикатных месторождений (около 0,15% Sn) по сравнению с другими формационными типами позволяет помимо диагностики руд использовать эту особенность в поисковых целях при анализе шлиховых ореолов, не содержащих касситерит.

* * *

В заключение подчеркнем, что одной из основных задач дальнейших прогнозных исследований является разработка критериев оценки и поисковых признаков крупных и уникальных оловорудных месторождений, обладающих в большинстве случаев чертами полиформационных образований. Необходимо также всестороннее изучение проявлений оловянной минерализации новых типов, в том числе гидротермально-метаморфогенной группы формаций, с целью выяснения их промышленного значения, геологических условий проявления и критериев прогноза. Основное внимание должно быть сосредоточено на стратиформных олово-полиметаллических месторождениях и проявлениях сингенетичной оловянной минерализации в осадочных формациях, развивающейся вне видимой связи с магматизмом. Следует иметь в виду применимость к указанным типам минерализации отдельных поисковых признаков и критериев прогноза, свойственных пластовым месторождениям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барсуков В. Л.* Основные черты геохимии олова. М., «Наука», 1974. 148 с.
2. *Геология* и генезис оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1971. 318 с. Авт.: Б. Л. Флеров, Л. Н. Индолев, Я. В. Яковлев, Б. Я. Бичус.
3. *Иициксон М. И.* Геологические и геохимические типы оловорудных формаций подвижных поясов и областей тектоно-магматической активизации. — «Сов. геология», 1967, № 11, с. 92—103.
4. *Кигай И. Н.* Лифудзинское оловорудное месторождение. М., «Наука», 1966. 248 с.
5. *Лугов С. Ф.* Сырьевая база и развитие оловянной промышленности СССР, научные основы поисков и оценки месторождений олова. — В кн.: Минеральное сырье. М., 1975, с. 18—35.

6. *Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Г. М.* Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М., «Недра», 1972. 360 с.
7. *Материков М. П.* Генетические группы и формации оловорудных месторождений. — «Сов. геология», 1964, № 11, с. 36—47.
8. *Оловорудные* месторождения Малого Хингана. Л., 1959. 344 с. Авт.: Г. В. Ициксон, Д. В. Рундквист, И. Г. Павлова и др.
9. *Павловский А. Б.* Оловорудные месторождения Восточной Киргизии, их типы, связь с магматизмом и закономерности размещения. — В кн.: Минеральное сырье. М., 1975, с. 36—56.
10. *Перваго В. А.* Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., «Недра», 1975. 270 с.
11. *Радкевич Е. А.* Оловорудные формации и их практическое значение. — «Сов. геология», 1968, № 1, с. 14—24.
12. *Рундквист Д. В., Денисенко В. К.* Региональные и локальные закономерности размещения грейзеновых оловянно-вольфрамовых месторождений. Л., 1970. 71 с.
13. *Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.* Грейзеновые месторождения. М., «Недра», 1971. 328 с.
14. *Связь* магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969. 264 с. Авт.: М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, Р. Г. Иванов и др.
15. *Усенко С. Ф., Чеботарев М. В.* Геология и оловоносность Приамурья. М., «Недра», 1973. 236 с.

СУРЬМА И РТУТЬ

Сурьма и ртуть находят широкое применение в разнообразных отраслях экономики. Добыча ртути осуществляется с древнейших времен и составила по оценке I Международного конгресса по ртути в 1974 г. [20] около 800 тыс. т, из них примерно 400 тыс. т добыто в XX в. Бурный рост производства ртути, наблюдавшийся еще 8—10 лет назад, сейчас прекратился в связи с мероприятиями по охране окружающей среды, вызванными токсичностью ртутных соединений и отходов производства. В 1974 г. в капиталистических и развивающихся странах было добыто всего 5513 т ртути, что примерно на 10% меньше, чем в 1972 г., но несколько больше объема добычи 1973 г. Предполагается, что снижение потребления и соответственно добычи ртути будет продолжаться до 1980 г. Далее в связи с разработкой новых технологических схем начнется рост потребности в металле, максимальный уровень, соответствующий 1965—1967 гг., будет достигнут к 2000 г. Запасы ртути в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах по данным печати составляют 451 тыс. т, из них более 50% сосредоточено на месторождении Альмаден в Испании. Согласно другой оценке, данной на конгрессе [20], «приемлемые гарантированные» мировые запасы ртути составляют 203 тыс. т. Основой сырьевой базы являются монометальные ртутные или комплексные сурьмяно-ртутные месторождения с содержаниями металла 0,1—1%, в последние годы возросла попутная добыча ртути из свинцово-цинковых и медных руд, но она составляет первые проценты от суммарного производства. В перспективе вероятно вовлечение в сферу освоения новых источников ртути, какими могут явиться, например, месторождения природного газа [10].

Производство сурьмы в последние 5 лет плавно возрастает на 3—5% в год, достигнув в 1974 г. уровня общей мировой добычи 70,66 тыс. т (H. Way, 1974 г.). С 1860 по 1973 г. было добыто всего около 2,6 млн. т сурьмы, из них половина за последние 30 лет. Запасы металла в капиталистических и развивающихся странах составляют 1651 тыс. т и сконцентрированы преиму-

щественно в монометальных сурьмяных и золото-сурьмяных месторождениях ЮАР, Боливии, Мексики и др. Основу сырьевой базы составляют руды с содержанием сурьмы выше 5%. Из полиметаллических руд попутно извлекается до 10% общего объема добычи.

СУРЬМЯНЫЕ И РТУТНЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ИХ ГРУППИРОВАНИЕ

В качестве классификационной единицы при типизации сурьмяных и ртутных месторождений применительно к целям прогнозирования принята рудная формация. Исходя из структурно-вещественного принципа, сурьмяные и ртутные рудные формации понимаются как статистически устойчивые парагенезисы руд и гидротермально измененных пород, связанные общей структурой — зональностью (Д. В. Рундквист, 1971 г.). При разработке формационной классификации использованы известные классификационные схемы ртутных и сурьмяных месторождений Е. Е. Захарова, В. А. Кузнецова, Н. А. Никифорова, В. Э. Пояркова, В. И. Смирнова, В. П. Федорчука и других [7, 8, 9, 12, 15, 17, 18]. В частности, использованы результаты углубленных исследований В. П. Федорчука (1969 г.) по гидротермально измененным породам ртутных и сурьмяно-ртутных месторождений разных типов. Классификация приведена в табл. 22.

Названия формаций сконструированы согласно определению с включением типоморфных минералов руд и типа гидротермально измененных пород, принадлежащих соответствующим формациям метасоматитов (аргиллизитовой, березитовой, джаспероидной) или выраженных через традиционно устанавливаемый тип изменения — лиственитовый, опалитовый. Классификация включает 12 формаций, охватывающих большинство простых и комплексных ртутных и сурьмяных месторождений, и три группы формаций ртуть- и сурьмусодержащих месторождений других металлов (Pb, Zn, Cu, Au, Ag).

Для целей прогнозирования в соответствии с естественной группировкой по геологическим обстановкам проявления сурьмяные и ртутные формации разделяются на три группы [2].

Особо важное экономическое значение имеют рудные формации I группы. Относящиеся к ним месторождения ртути составляют в СССР и за рубежом около 60% сырьевых ресурсов, сурьмы — соответственно 47 и 30% (табл. 23). К этой группе принадлежат известные месторождения Альмаден в Испании, Идрия (Hg) в Югославии, Сикуаншань (Sb) в Китае, в СССР Никитовское (Hg), Хайдаркан (Hg—Sb), Джижикрут (Sb). Во II группе главную роль играет золото-антимонитовая березитовая формация — около 35% ресурсов сурьмы в СССР и за рубежом. Она представлена месторождениями хр. Мерчисон в ЮАР, Ла-Люсет во Франции, Блу-Спек в Австралии и др., в СССР— Сарылах, Раздольнинское, Удерейское. Формации III группы играют большую роль в общем балансе ресурсов ртути — около 40%. К ней относятся крупные и уникальные месторождения Монте-Амиата в Италии, Хуанкавелика в Перу, Нью-Альмаден в США, ряд месторождений на территории СССР — Западно-Палянское, Акташ, Чонкой, Тамватней и др. В то же время в оценке ресурсов сурьмы этой группы существует значительное несоответствие в СССР (3%) и за рубежом (28%). Очевидно, это объясняется широким полукустарным освоением мелких сурьмяных месторождений в зарубежных странах.

Таблица 22

Классификация сурьмяных и ртутных рудных формаций для целей регионального прогнозирования

Месторождения	Группа сурьмяных и ртутных рудных формаций					
	I. Амагматичных зон длительного прогибания с развитием карбонатных и терригенных формаций (иногда с незначительным проявлением базальтоидного вулканизма)		Iа. Вулканогенных зон длительного прогибания	II. Зон полихронных гранитоидов геосинклинально-складчатых областей	III. Зон субаэрального вулканизма сводово-глыбовых областей	
	Ртутные	Сурьмяные	Содержащие ртуть и сурьму	Сурьмяные	Ртутные	Сурьмяные
Ртутные и сурьмяные (простые и комплексные)	1. Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная (типа Хайдаркана, Джижикрута) 2. Киноварная карбонатная (типа Сымана) 3. Киноварная аргиллизитовая терригенная (типа Никитовского, Перевального)	3а. Антимонит-пиритовая, «колчеданная» (типа Шлайнинга), выделена условно		6. Золото-антимонитовая березитовая (типа Сарылаха, Удерея) 7. Антимонит-сульфосольно-полисульфидная березитовая (типа Соболиного, Почекуевского)	8. Метациннабарит-киноварная карбонатно-аргиллизитовая (типа Западно-Палянского, Акташа) 9. Метациннабарит-киноварная лиственитовая (типа Чонкоя, Тамватнея) 10. Метациннабарит-киноварная опалитовая (типа Пламенного, Чемпуринского) 11. Метациннабарит-киноварная травертино-глинистая (типа Апапеля)	12. Антимонитовая аргиллизитовая (типа Салокачи, Случайного) 13. Антимонит-ферберитовая аргиллизитовая (типа Барун-Шивеи, Сагеби)
Ртуть- и сурьмусодержащие	4. Группа формаций стратиформных полиметаллических месторождений		5. Группа формаций колчеданных медных и полиметаллических месторождений		14. Группа формаций золото-серебряных и серебряно-полиметаллических месторождений	

Таблица 23

Относительная роль ртутных и сурьмяных формаций в сырьевом потенциале СССР и зарубежных стран, %

Группа формаций	Номер формации	Ртуть		Сурьма	
		СССР	Зарубежные страны	СССР	Зарубежные страны
I	1 (+2)	21,5	20	47	30
	3	41	40	—	—
Итого		62,5	60	47	30
II	6	—	—	36	34
	7	—	0,05	3	4,5
Итого		—	0,05	39	38,5
III	8	17,4	31	—	—
	9	15	7	—	0,3
	10	5	1	—	—
	12 (+13)	—	0,15	3	28
Итого		37,4	39,75	3	28,3
Другие формации		0,1	0,2	11	3,2
Всего		100	100	100	100

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СУРЬМЯНЫХ И РТУТНЫХ ФОРМАЦИЙ I ГРУППЫ

Распространение. Региональное распространение формаций этой группы незначительное (табл. 24). Тесно связанные пространственно и генетически киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная (1) и киноварная карбонатная (2) формации на территории СССР широко представлены только в Южном Тянь-Шане (Сох-Исфайрамская и Зеравшано-Гиссарская зоны), но установлены также в Забайкалье и Якутии. За рубежом главными провинциями являются Южный Китай (Сикуаншанская и Ваншанская зоны) и Динариды Югославии. Условно к джаспероидной формации отнесены сурьмяные месторождения Марокканского Рифа, некоторых районов Мексики, Родопского массива (Болгария).

Киноварная аргиллизитовая терригенная формация (3) известна в двух ртутнорудных зонах: Донбасской (Никитовское) и Сьерра-Морена (Альмаден). По-видимому, к этому типу принадлежат также ртутные проявления Северо-Западного Кавказа. На территории СССР не выявлены пока сурьмяные месторождения, которые можно было бы рассматривать в качестве «антимонитового аналога» формации 3. Среди зарубежных месторождений сурьмы А. Маухер [21] и другие выделяют согласные пластовые антимонитовые (иногда с шеелитом, киноварью и др.) месторождения в графитовых сланцах, принадлежащих раннегеосинклинальным черносланцевым формациям, сопровождающимся туфами, лавами диабазов, прослоями известняков. Антимонитовое оруденение тесно ассоциирует с колчеданными линзами.

Такие месторождения условно выделены в самостоятельную формацию (3а), имеют небольшое экономическое значение, известны в Австрии (Шлайнинг), Турции (п-ов Карабурун), Греции (о. Хиос, месторождение Керамос), Чехословакии (Малые Карпаты, месторождение Пезинок) и др.

Металлогеническое положение. Формации рассматриваемой группы характеризуются: устойчивыми связями с карбонатными и терригенными осадочными формациями; приуроченностью оруденения, гидротермально измененных пород, геохимических аномалий к определенным стратиграфическим уровням или поверхностям внутри- и межформационных частных несогласий; преобладающей согласной пластообразной формой рудных залежей; нормальной к напластованию ориентировкой вектора вертикальной зональности оруденения (в месторождениях формации 1). Эти признаки позволяют отнести указанные рудные формации к типу стратиформных, не вкладывая в термин генетического смысла.

Карбонатные и терригенные формации, несущие стратиформное сурьмяное и ртутное оруденение, имеют преимущественно палеозойский возраст. Приуроченность крупнейших сурьмяных и ртутных месторождений к относительно древним палеозойским толщам специально отмечена Н. Н. Боровко (1973 г.). Максимум концентраций оруденения (для сурьмы более 90, ртути более 70%) приходится на отложения, принадлежащие силур-карбоновому возрастному интервалу, независимо от того, слагают они главный геосинклинальный комплекс в палеозойских складчатых сооружениях или блоки «фундамента» в областях мезозойского и кайнозойского тектогенеза.

Месторождения большей частью несут признаки эпигенетического гидротермального происхождения. Оруденение накладывается на предрудные гидротермально измененные породы, в свою очередь захватывающие литифицированные осадочные отложения рудоносных формаций. В некоторых случаях в рудах фиксируются реликты микрослоистых и других седиментационных текстур, истолковываемые как свидетельство сингенетического рудоотложения. Преобладающий эпигенетический характер оруденения, с одной стороны, и отчетливый стратиграфо-формационный контроль его распространения, с другой — являются источником альтернативных представлений о сингенетической (также метаморфогенно-гидротермальной) или телетермальной природе месторождений. Существование такой «вилки» специально подчеркивалось В. И. Смирновым (1969 г.) для широкого круга стратиформных месторождений.

В карбонатных толщах в региональном плане наблюдается совмещение стратиграфического интервала развития стратиформного эпигенетического приповерхностного сурьмяного и ртутного оруденения с частными несогласиями, отвечающими палеоуровням денудации и дорудного карстообразования. Подобные совмещения возможны при сохранении такими уровнями в период рудообразования близгоризонтального положения около палеоповерхности — до дислокаций или значительного погружения под толщи накапливающихся осадков.

С учетом указанных соотношений, а также прямых возрастных данных по некоторым месторождениям (Идрии, ряду месторождений Турции, Келянскому месторождению в Забайкалье и др.) можно заключить, что формирование стратиформного сурьмяного и ртутного оруденения относится к собственно геосинклинальному (доскладчатому) этапу. Имеются признаки конседиментационного накопления рудного вещества, возможно, в связи с субмаринным вулканизмом. Оруденение, размещающееся в карбонатных и тер-

Таблица 24

Характеристика сурьмяных и ртутных формаций I группы

Признак	Формация 1. Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная	2. Киноварная карбонатная	3. Киноварная аргиллизитовая терригенная
Минеральный состав: Компоненты	Sb, Hg, F, (As, Ba, Zn, Pb)	Hg, As, (Sb, F, Ba, Zn, Pb)	Hg, (Sb, As)
Минеральный состав: Рудные	Антимонит, киноварь, реальгар, аурипигмент, пирит, (гематит, метациннабарит, блеклые руды, джемсонит, буланжерит, арсенопирит, галенит, сфалерит)	Киноварь, реальгар, аурипигмент, пирит, (метациннабарит, антимонит, сфалерит)	Киноварь, самородная ртуть, пирит, арсенопирит, (антимонит, сфалерит, галенит)
Минеральный состав: Нерудные	Кварц, карбонаты, флюорит, барит, битумы	Доломит, кальцит, барит, (кварц, флюорит, битумы, глинистые минералы)	Кварц, диккит, барит, кальцит, (цеолиты, битумы)
Минеральный состав: Последовательность типоморфных минеральных ассоциаций	I. Кварц + флюорит + антимонит + пирит, (киноварь, джемсонит, буланжерит, галенит, сфалерит и др.) II. Карбонаты + киноварь III. Реальгар + аурипигмент	I. Карбонаты + киноварь + барит, (киноварь двух-трех генераций, антимонит, сфалерит) II. Реальгар + аурипигмент	I. Кварц + пирит + арсенопирит + антимонит II. Диккит + киноварь + антимонит (?)
Минеральный состав: Текстурные особенности	Гнездовые и брекчиевые руды замещения и выполнения пустот, реликты колломорфных агрегатов, признаки динамометаморфизма, неоднократной перекристаллизации	Преобладают вкрапленные и прожилковые руды замещения. Интенсивная перекристаллизация руд, реликты колломорфных текстур, признаки динамометаморфизма	Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды замещения и выполнения мелких пустот, признаки динамометаморфизма
Вертикальная зональность (снизу вверх); вертикальный размах оруденения, м	Pb, Zn, (Sb) → Sb, Hg → As. джемсонит, буланжерит, (антимонит) — антимонит, реальгар, киноварь — реальгар, аурипигмент Вектор зональности ориентирован вкрест напластования. 100—1000	Zn, Sb, Hg → Hg, (Sb, As) → As. сфалерит, антимонит, киноварь — киноварь (антимонит, реальгар) — реальгар, аурипигмент при многоярусном оруденении	Pb, Zn, As, (Sb) → Sb, Hg → Hg. галенит, сфалерит, арсенопирит, (антимонит) — киноварь, антимонит — киноварь
Вмещающие породы	Доломиты, известняки (черные, темно-серые, полосчатые — «зебровидные», часто оолитовые, с конседиментационными брекчиями); подчиненные — глинистые, углисто-глинистые, кремнистые породы; послойные брекчии		Песчаники, кварциты, глинистые и углисто-глинистые сланцы
	Резко повышенная битуминозность и углистость отдельных слоев и пачек		
	Джаспероидная формация метасоматитов		
Гидротермальные изменения (метасоматическая формация, виды изменений)	Окварцевание, карбонатизация, серицитизация	Доломитизация, кальцитизация, подчиненное окварцевание	Аргиллизация, окварцевание, пиритизация
	Оруденение концентрируется преимущественно в предрудных гидротермальных метасоматитах		
Распределение оруденения: в складчатых структурах	Рудные тела в замках и крыльях складок, иногда тяготеют к брахиформным осложнениям слабо напряженной складчатости		
в разрывных структурах	Контроль оруденения межслоевыми разрывами (срывами, отслоениями), внутриформационными сбросами, надвигами. Современное расположение рудных тел, иногда и их конфигурация определяются во многом пострудными разрывами		
особые рудолокализующие структуры	Структуры экранирования под «водоупорными» горизонтами глинистых пород. Палеокарстовые полости с брекчиями обрушения на рудолокализующих уровнях частных несогласий		
Структурно-морфологические типы рудных тел	Согласные пластовые и линзовидные тела в структурах экранирования, послойных брекчиях; трубы, гнезда, рудные карманы в палеокарсте; жилы		Согласные пластообразные и лентообразные залежи в благоприятных породах (песчаниках, кварцитах)
Содержания главных компонентов, %, размеры минерализации	Сурьма 2—6, средние — очень крупные; ртуть 0,01—0,5, средние — крупные)	Ртуть 0,01—1, мелкие — средние (единичное—очень крупное)	Ртуть 0,1—3, мелкие — очень крупные
Геохимические индикаторы	Совмещение ореолов Hg, Sb, F	с ореолами As, Ag, Zn, Ba	Положительные ореолы Hg, Sb, As, (Mo W, La), отрицательные — Pb, Ba
Примеры месторождений	Хайдаркан, Джижикрут, Келяна (СССР), Сикуаншань (Китай), Столице (Югославия)	Сыман, Адыракоу, Галхая (СССР), Идрия (Югославия), Ваншанская группа (Китай)	Никитовское, Перевальное (СССР), Альмаден (Испания)

ригенно-карбонатных толщах, проявляется, вероятно, близко по времени к частным инверсиям, фиксируемым внутри- и межформационными перерывами и несогласиями (рис. 39). Возраст стратиформного оруденения, таким образом, не отрывается существенно от возраста рудоносных толщ, что позволяет в общем виде наметить ряд главных эпох рудообразования в раннем и среднем палеозое, пермо-триасе.

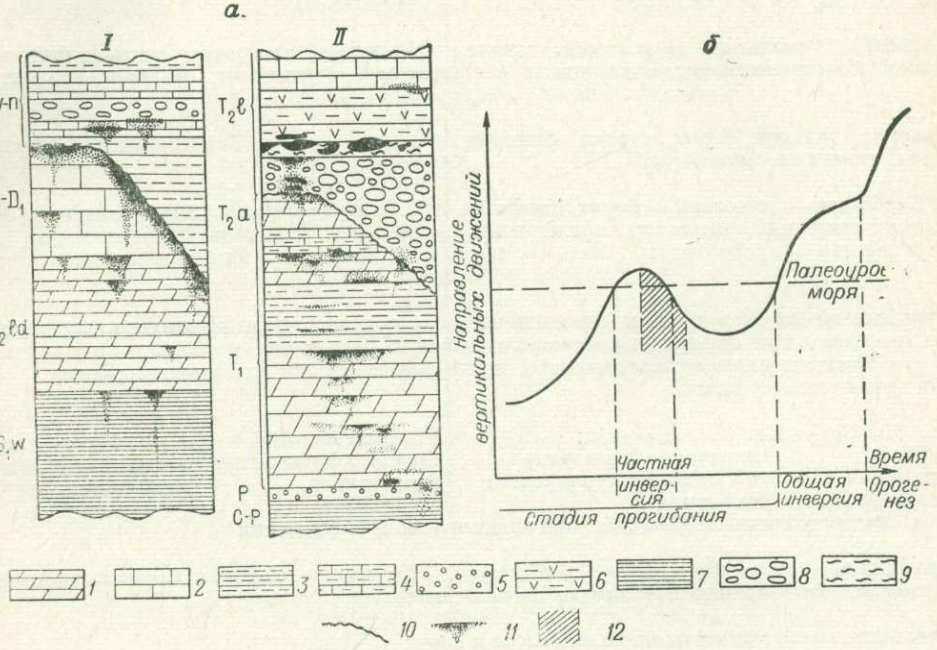


Рис. 39. Размещение стратиформного сурьмяного и ртутного оруденения по отношению к межформационным несогласиям в терригенно-карбонатных комплексах (*а*) и вероятное место оруденения в цикле развития миогеосинклинали (*б*).

I — месторождение Джижикрут (по Н. С. Мудрогиной и др.) киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации; *II* — месторождение Идрия (по И. Млакару и др.) киноварной карбонатной формации.
1 — доломиты; *2* — известняки; *3* — мергелистые известняки; *4* — кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; *5* — песчаники; *6* — туфы, туффиты и радиоляриты; *7* — глинистые и серицит-хлоритовые сланцы; *8* — конгломераты; *9* — черные сланцы «сконца», *10* — поверхность частного несогласия; *11* — концентрированное и рассеянное (бедное) оруденение антимонита (*I*) и киновари (*II*); *12* — стратиформное сурьмяное и ртутное оруденение.

Изменения, которым подвержены стратиформные месторождения вместе с вмещающими породами, высокая подвижность сурьмы и особенно ртути во многих случаях весьма затрудняют однозначное определение возрастной позиции оруденения. Наиболее распространенным является традиционное отнесение его к наиболее поздним проявлениям тектонической и магматической активности.

Критерии прогнозирования. Главные факторы регионального размещения оруденения формаций данной группы отражены в табл. 25. Они используются в качестве критериев прогнозирования в последовательности, определяемой их соподчинением и заданным масштабом прогнозирования. При выделении региональных потенциально рудоносных зон применяются критерии в последовательности IA—IIA—IV (с учетом V, VI): зоны (блоки),

сложенные многоритмовыми терригенными и карбонатными комплексами миогеосинклиналей и авлакогенов с незначительным проявлением базальтоидного магматизма, граничащие с вулканогенно-терригенными комплексами эвгеосинклиналей или кристаллическими комплексами массивов, при наличии региональной геохимической аномалии ртути или сурьмы. Отсутствие последнего критерия (IV) делает задачу неопределенной относительно возможной рудной специализации зоны — на Pb—Zn или Sb—Hg. Оптимальными являются: палеозойский возраст потенциально рудоносных комплексов, их высокая мощность — до 4—10 км, отсутствие метаморфизма или слабое проявление его — до нижних ступеней фации зеленых сланцев.

При прогнозировании в пределах региональных рудоносных зон сурьмяно-ртутных формаций 1 и 2 последовательность критериев такова: IIБ — IБ — IIВ, IIГ — IВ (с учетом VI). Потенциально рудоносные кремнисто-карбонатные и карбонатные формации в верхней, реже в средней части разреза трехчленных комплексов (сланцы — известняки, доломиты — флиш); конседиментационные разломы, выраженные градиентными зонами фаций, мощностей и т. п., обрамляющие палеоподнятия с развитием на краях специфических рудоконцентрирующих фаций полузамкнутых мелководных бассейнов, отличающихся аномальной битуминозностью, магнезиальностью, сероносностью (доломиты, гипсоносные породы, кремнистые породы и др.); потенциальные рудоносные уровни, выраженные частными несогласиями с развитием палеокарста, фрагментов кор выветривания, брекчий обрушения, структур экранирования; блоки с распространением надвигов, «бронирующих» рудоносные уровни и обеспечивающих их сохранность от эрозии.

Доскладчатый характер оруденения обусловливает особо важную роль факторов сохранения месторождений. Отрицательные факторы — гранитоидный магматизм и метаморфизм (выше зеленосланцевой фации), активный поздне- и посторогенный вулканизм, интенсивная складчато-глыбовая тектоника и молодое карстообразование приводят к значительной трансформации оруденения — преобразованию его в другие, секущие формационные типы и в конечном счете к перемещению на новые рудоносные уровни или рассеянию.

Складчатость, неоднократное сбросо- и надвигообразование приводят к изменению первичного залегания руд, интенсивному развитию пострудной тектоники. Роль последней как самостоятельного важного фактора современного распределения оруденения формаций I группы явно недооценивается.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СУРЬМЯНЫХ ФОРМАЦИЙ II ГРУППЫ

В данную группу входят две комплексные сурьмяные формации — золото-антимонитовая березитовая (6) и антимонит-сульфосольно-полисульфидная березитовая (7). Последняя имеет ограниченное промышленное значение (см. табл. 23), в связи с чем характеристика ее отражена только в таблицах. Дальнейшее изложение касается *золото-антимонитовой березитовой формации.*

Распространение и характеристика. Золото-сурьмяные месторождения — один из главных поставщиков сурьмы с древнейших времен до наших дней (в общей сложности добыто более 1100 тыс. т) и одновременно дополнительный источник золота. Месторождения обнаруживают постоянную при-

Таблица 25

Региональные критерии прогнозирования сурьмяных и ртутных формаций I группы

Критерии	Формация		
	1. Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная	2. Киноварная карбонатная	3. Киноварная аргиллизитовая терригенная
I. Тектонические А. Пограничные прогибы	Пограничные зоны длительного прогибания, существенно амагматичные, на стыке разнородных тектонических элементов: эв- и миогеосинклинальных прогибов; щитов, кристаллических массивов с миогеосинклиналями, авлакогенами		
Б. Градиентные зоны	Узкие градиентные зоны фаций и мощностей (десятки — первые сотни метров на 1 км), гравимагнитные ступени, системы внутриформационных сбросов, фиксирующие положение конседиментационных разломов, обрамляющих палеоподнятия (ортогональные и диагональные сети разломов)		
В. Наложенные дислокации	Зоны складчатых и сводово-глыбовых дислокаций, сопровождающихся надвиговыми структурами, «бронирующими» рудоносные стратиграфические уровни		
II. Формационные А. Комплексы	Трехчленные терригенно-карбонатные формационные комплексы мощностью 4 км с незначительным проявлением базальтоидного вулканизма: нижняя часть сланцевая, средняя карбонатная, кремнисто-карбонатная, верхняя терригенная (сланцевая, флишоидная)		Терригенные многоритмовые формационные комплексы мощностью до 10 км с незначительным проявлением базальтоидного вулканизма
	Рудоносные формации преимущественно в верхней части разреза комплексов		
Б. Формации	Терригенно-кремнисто-карбонатные с анизотропным разрезом, наличием экранирующих глинисто-сланцевых пачек	Карбонатные, с монотонным существенно карбонатным разрезом	Терригенные, с анизотропным разрезом — чередованием кварцитов, песчаников и глинисто-сланцевых горизонтов
В. Фации	Рудоконцентрирующие фации (преимущественно полузамкнутых мелководных бассейнов) с повышенной битуминозностью, сероносностью, железистостью, магнезиальностью, марганцовистостью, кремнистостью, углистостью		
Г. Стратиграфические рудоносные уровни	Поверхности несогласий, отвечающих частным инверсиям, сопровождающиеся проявлениями палеокарста, фрагментами кор выветривания, линзами брекчий обрушения и др.		
	Горизонты преимущественного сосредоточения рудоконцентрирующих фаций (доломитов, кремнистых пород и т. п.) Стратифицированное распределение вдоль рудоносных уровней гидротермальных метасоматитов, локальных ореолов Hg, Sb, As и других индикаторов		
III. Магматические	Эпизодическое распространение в отложениях рудоносного комплекса отдельных покровов и силлов диабазов, туфовых прослоев, единичных тел щелочных базальтоидов		
IV. Геохимические	Региональная геохимическая аномалия ртути (сурьмы, фтора), фиксируемая повышенными содержаниями (более 2—3 кларков) в осадочных породах рудоносных формаций, магматических образованиях, а также площадными «бескорневыми» ореолами рассеяния киновари в аллювии		
V. Латеральная зональность оруденения (выражена неотчетливо)	$\frac{\text{Pb, Zn, Ag (Sb, Hg)} \longrightarrow \text{Sb, Hg (Pb, Zn)} \longrightarrow \text{Hg (Sb)}}{\text{F, Ba, As}}$		$\frac{\text{Pb, Zn (Sb, Hg)} \longrightarrow \text{Hg}}{\text{As (Sb)}}$ (?)
VI. Отрицательные критерии	а) Гранитоидный магматизм; б) полифациальный субаэральный вулканизм; в) метаморфизм выше фации зеленых сланцев; г) интенсивная сбросовая тектоника; д) проявление рудной минерализации других видов (Au, Sn, W, Pb — Zn и др.); е) развитие пострудного карста		
Примеры региональных сурьмяных и ртутных зон (в скобках возраст рудоносных формаций)	Зеравшано-Гиссарская (S_2—C_1), Сох-Исфайрамская (D—C_2), Северо-Западное Забайкалье ($\mathcal{E}_1$), Сикуаншанская (D_3)	Сох-Исфайрамская (D—C_2), Динарская (C—T_2)	Донбасская (C_{2-3}), Северо-Западный Кавказ (J_1—K), Сьерра-Морена (S)

уроченность к поясам золото-кварцевого оруденения, часто сопровождающимся интенсивной россыпной золотоносностью. В СССР такого рода минерализация распространена на Северо-Востоке, в Енисейском кряже, Забайкалье. Месторождения Сарылах и Удерейское, относящиеся к этой формации, охарактеризованы М. Г. Жариковым [6].

За рубежом значительным сурьмяно-рудным потенциалом обладает огромная раннедокембрийская золоторудная провинция Южно-Африканского щита (ежегодная добыча около 15 тыс. т при запасах сурьмы 250—300 тыс. т). Более 90% запасов сконцентрировано здесь в районе хр. Мерчисон на площади около 500 км^2 (месторождения Гравелот, Юнайтед-Джек, Вейгель и др.) при общих размерах провинции более 400 тыс. км^2. Золото-сурьмяные месторождения меньших масштабов известны также в докембрийских структурах Западно-Австралийского, Балтийского, Индостанского щитов. Они широко распространены в палеозойских складчатых системах Восточной Австралии, Европы, мезозоидах Северо-Американских Кордильер.

Независимо от возраста и типа строения рудоносных складчатых зон золото-сурьмяные месторождения отличаются исключительным постоянством состава, зональности, морфологии. Характеристика формации, приведенная в табл. 26, должна быть дополнена несколькими признаками.

Триада золото — мышьяк — сурьма образует главную геохимическую ассоциацию золото-сурьмяной формации. По соотношению этих компонентов выделяются три минеральных типа: 1) богатые месторождения с высокими содержаниями сурьмы (десятки процентов) и золота (десятки — сотни грамм на тонну) при относительно низких содержаниях мышьяка (десятые доли процента), характерна сильная положительная корреляция золота и сурьмы; до 80% золота заключено в минералах поздней кварц-антимонитовой (бертьеритовой) ассоциации; 2) относительно мелкие месторождения с невысокими содержаниями сурьмы (несколько процентов) и золота (первые граммы на тонну) и значительными мышьяка, в них золото обнаруживает отчетливую корреляционную связь с мышьяком и концентрируется преимущественно в пирите и арсенопирите ранней ассоциации; 3) слабо золотоносные кварц-антимонитовые жилы.

Для золото-антимонитовой березитовой формации характерны: низкие содержания серебра (до 10, редко первые десятки грамм на тонну), ртути (обычно ниже 10^{-5}% при отсутствии или слабом развитии контрастных ртутных ореолов рассеяния); почти полное отсутствие барита, столь характерного для сурьмяных месторождений других формационных типов; относительно высокая железистость (дисульфиды железа, бертьерит, гудмундит, ферроджемсонит и др.) и никелистость руд (ульманнит, пентландит, герсдорфит, коринит и др.); устойчивая высокая пробность золота (более 950), выдерживающаяся во всех золото-сурьмяных провинциях мира.

Металлогеническое положение. В региональных золотоносных зонах золото-сурьмяное оруденение проявляется закономерно в качестве крайнего позднего члена ряда латеральной зональности: от редкометальных с золотом месторождений внутри гранитоидов к золото-шеелит-кварцевым, золото-арсенопирит-кварцевым, золото-сульфоантимонитовым и, наконец, к золото-антимонитовым месторождениям. Для рядов такого рода в Яно-Колымском поясе, Енисейском кряже, Южно-Африканском щите и ряде других провинций характерно направленное повышение пробности золота от 700—800 до 980 и более. По условиям размещения в региональных зонах смятия

и рассланцевания, локальному структурному контролю послойными и косо-секущими взбросами и взбросо-сдвигами, морфологическим особенностям рудных тел, составу и строению минеральных агрегатов, степени их метаморфизма золото-сурьмяные месторождения обнаруживают значительное сходство с золото-кварцевыми проявлениями. Характер дорудных и ранних пострудных деформаций свидетельствует о развитии структуры тех и других в преобладающих условиях сжатия. Аргоновый возраст гидромусковитов золото-сурьмяной ассоциации проявлений Яно-Колымского пояса и Енисейского кряжа близок возрасту золото-кварцевого оруденения и составляет соответственно 118—128 и 663 ± 22 млн. лет.

Приведенные данные свидетельствуют о металлогенической общности золото-кварцевых и золото-антимонитовых месторождений в рамках единых рудных комплексов. Складчатые пластические деформации жил и интенсивный динамометаморфизм руд указывают на формирование месторождений на фоне еще продолжающейся складчатости.

Структурные и возрастные соотношения позволяют заключить, что золото-антимонитовая березитовая формация является позднескладчатой, относится к инверсионной стадии развития геосинклинально-складчатых областей, синхронизируется с полихронным батолитовым гранитоидным магматизмом, тяготея к зонам «добатолитовых» даек по периферии блоков, захваченных интенсивным гранитообразованием. В каждой из рудоносных провинций возраст золото-сурьмяного оруденения находится в прямой зависимости от времени становления складчатых систем, несущих оруденение.

Древнейшие золото-сурьмяные месторождения с возрастом более 2500 млн. лет приурочены к позднеархейским — раннепротерозойским «зеленокаменным трогам» щитов. Рифейское и фанерозойское золото-сурьмяное оруденение проявляется главным образом в терригенных геосинклинально-складчатых комплексах.

Критерии прогнозирования. Для мелкомасштабного прогнозирования установлена такая последовательность применения критериев при прогнозной оценке территории (табл. 27): I—VI (VII)—III—V. Перспективными на золото-сурьмяное оруденение являются золотоносные пояса и зоны полихронных батолитовых гранитоидов геосинклинально-складчатых областей, независимо от их возраста. Региональная аномалия золота может быть выражена сериями коренных золото-кварцевых проявлений и ареалами россыпной золотоносности.

Золото-сурьмяное оруденение размещается в докембрийских областях в терригенно-вулканогенных базальтоидных формационных комплексах протоэвгеосинклинальных зеленокаменных поясов, в рифейских и фанерозойских областях — в терригенно-черносланцевых комплексах мио- и эпиэвгеосинклиналей (редко в гнейсовых комплексах жестких массивов). В том и другом случае рудовмещающие формации метаморфизованы на уровне низких ступеней зеленосланцевой фации. Метаморфизм носит зональный характер и относится, по-видимому, к региональному контактовому типу. В общем случае вектор латеральной рудной зональности направлен от гранитоидов или «гранитизированных» блоков с высокой интенсивностью метаморфизма амфиболитовой фации к троговым зонам слабого проявления зеленосланцевой фации, несущим золото-сурьмяное оруденение. Таким образом, зональность метаморфизма и латеральная зональность золотого оруденения отчетливо согласуются между собой.

Таблица 26

Характеристика сурьмяных формаций II группы

Признак		Формация	
		6. Золото-антимонитовая березитовая	7. Антимонит-сульфосольно-полисульфидная березитовая
Компоненты		Sb, Au, As, (Pb, Zn, Cu, W)	Sb, Pb, Zn, As, (Ag, Sn, W, Hg)
Минеральный состав	Рудные	Антимонит, бертьерит, арсенопирит, пирит, золото высокопробное — до 1000, (гудмундит, сфалерит, галенит, халькопирит, ульманнит, сульфоантимониты, шеелит, самородная сурьма, блеклые руды)	Блеклые руды (в том числе швацит), буланжерит, джемсонит, галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, антимонит, киноварь, (касситерит, станнин, шеелит)
	Нерудные	Кварц, анкерит, серицит, хлорит, (гипс, леонгардтит, пирофиллит, альбит)	Кварц, карбонаты, хлорит
	Последовательность типоморфных минеральных ассоциаций	I. Кварц + анкерит + арсенопирит + пирит + + золото.	I. Кварц + хлорит + арсенопирит + галенит + сфалерит + блеклые руды.
		II. Кварц + сфалерит + галенит + сульфоантимониты + блеклые руды + золото (ассоциация, как правило, редуцирована).	II. Кварц + карбонаты + блеклые руды + + джемсонит + буланжерит.
		III. Кварц + антимонит + бертьерит + золото	III. Кварц + карбонаты + антимонит, (киноварь, реальгар)
	Текстурные особенности	Первичные массивные (крупнокристаллические) и прожилковые руды, интенсивно динамометаморфизованные — гранулированные, милонитизированные (вплоть до ультрамилонитов струйчатой текстуры)	Массивные и прожилковые руды брекчиевой, кокардовой, крустификационной текстуры
Вертикальная зональность (снизу вверх)		As, Sb, Au ⟶ Sb, As, Au. антимонит/бертьерит ≈2 : 1 ÷ 1 : 1 антимонит/бертьерит ⩾ 10 : 1	Pb, Zn, Ag (Sb) ⟶ Sb (Pb, Zn, Ag) галенит, сфалерит, блеклые руды блеклые руды, джемсонит, (антимонит, галенит, сфалерит)
		На глубину возрастание железистости, медистости, мышьяковистости руд	
Вмещающие породы		Филлитизированные алевролиты, углистые филлиты, хлорит-серицитовые сланцы, песчаники; дайковые породы; редко кристаллические сланцы, гнейсы	Песчаники, глинистые сланцы, известняки, андезиты, липариты
Гидротермальные изменения (метасоматическая формация, виды изменений)		Березитовая формация метасоматитов	
		Серицитизация, анкеритизация, окварцевание, пирофиллитизация	Окварцевание, хлоритизация, биотитизация, серицитизация
Распределение оруденения:			
в складчатых структурах		Оруденение в замках и крыльях сжатых изоклинальных складок	Оруденение накладывается на складчатые структуры разного типа
в разрывных структурах		Контроль оруденения зонами рассланцевания вдоль разрывов типа взбросо-сдвигов; дорудные и ранние пострудные деформации в условиях сжатия	Контроль оруденения сбросами, сопровождающимися зонами дробления и брекчирования; деформации в условиях растяжения
Структурно-морфологические типы рудных тел		Согласно-секущие и согласные жилы (линзовидные, четковидные, седловидные) в песчанико-сланцевых и сланцевых толщах; системы лестничных жил — в дайках, пластах песчаников	Секущие жилы, системы жил в зонах трещиноватости, штокверки
Содержания главных компонентов, %		Сурьма 5—8, первые десятки процентов	Сурьма 0,01—5; свинец, цинк до 10
Геохимические индикаторы		Ореолы Sb, Au, As, W	Ореолы Pb, Zn, Ag, Hg, Sb, Sn, Ba
		Повышенная пробность золота в россыпях (более 950)	
Примеры месторождений		Раздольнинское, Удерейское, Сарылах (СССР), Гравелот и др. (хр. Мерчисон, ЮАР), Ла-Люсет (Франция), Блу-Спек (Австралия)	Соболиное, Почекуевское, Бугулутер (СССР), Саншайн (США), Ла-Серена (Мексика)

Таблица 27

Региональные критерии прогнозирования сурьмяных формаций II группы

Критерии	Формация	
	6. Золото-антимонитовая березитовая	7. Антимонит-сульфосольно-полисульфидная березитовая
I. Тектоно-магматические	Пояса и зоны полихронных батолитовых гранитоидов геосинклинально-складчатых областей	Зоны гранитоидов (трещинные интрузии, плутоны центрального типа и т. п.) сводово-глыбовых областей
II. Тектонические А. Современный структурный план	Неоднородная складчато-блоковая структура с обособлением блоков пологих дислокаций, несущих гранитоиды, и обрамляющих их существенно синклинорных зон интенсивной линейной складчатости (структурный узор складчатого этапа)	Дифференцированная горсто-грабеновая структура (структурный узор сводово-глыбового этапа)
Б. Палеотектонические элементы	Троговые (возможно, рифтогенные) зоны геосинклинальных прогибов	Центральные и краевые поднятия миогеосинклинально-складчатых систем
В. Региональные разломы («продольные»)	Региональные взбросо-сдвиги, обрамляющие блоки пологих дислокаций. Сопровождаются протяженными зонами рассланцевания и смятия (длиной до сотен километров, шириной до 10—15 км)	Региональные сбросы
Г. Трансрегиональные разломы («поперечные»)	Поперечные по отношению к геосинклинально-складчатым структурам градиентные зоны фаций, мощностей, геоморфологических элементов, геофизических полей, фиксирующие положение поперечных линеаментов	
	Относительно слабые блоковые дислокации вдоль поперечных линеаментов, локальные субвулканические проявления	Интенсивные блоковые дислокации вдоль поперечных линеаментов, системы сбросов, зон повышенной трещиноватости, вулканические и субвулканические проявления, гранитоиды
III. Формационные А. Комплексы	Терригенно-черносланцевые комплексы миогеосинклиналей и эпиэвгеосинклиналей рифея — мезозоя (мощностью более 7 км); вулканогенно-осадочные комплексы эвгеосинклиналей раннего докембрия («зеленокаменные троги»)	Терригенно-карбонатные и терригенные комплексы миогеосинклиналей; гнейсо-сланцевые комплексы массивов
Б. Фациально-стратиграфический контроль	Углеродистые черносланцевые толщи мощностью 500 м и более, концентрация главного оруденения в горизонтах переслаивания углистых алевролитов, сланцев, песчаников (кварцитов), иногда конгломератов	—
IV. Магматические	Зоны распространения «добатолитовых» малых интрузий (от диабазов до альбитофиров) в криптобатолитовых ареалах	Периферические зоны контактовых ореолов интрузий гранитоидов, монцонитоидов и др.
V. Метаморфические	Зеленосланцевый метаморфизм низких ступеней (зональный региональный контактовый метаморфизм)	Слабый термальный метаморфизм в контактовом ореоле гранитоидов
VI. Геохимические	Региональная геохимическая аномалия золота (золотоносные пояса и зоны)	Региональная геохимическая аномалия Pb, Zn, Ag
VII. Латеральная зональность оруденения	$W,\ (Mo,\ Au) \rightarrow Au,\ W \rightarrow \left[\begin{matrix}\rightarrow Au, & As \\ \rightarrow Au, & Fe\end{matrix}\right] \rightarrow$ $Au_{<700} \rightarrow Au_{700-800} \rightarrow Au_{800-900} \rightarrow$ $\rightarrow Au,\ As,\ (Pb,\ Zn) \rightarrow Au,\ Sb,$ $\rightarrow Au_{900-950} \rightarrow Au_{>950}$ Вектор латеральной зональности ориентирован в общем случае от гранитизированных блоков пологих дислокаций к рудоконтролирующим зонам смятия. В этом направлении падает степень метаморфизма и закономерно возрастает пробность золота	Pb, Zn, Ag(Sb)→Sb(Pb, Zn, Hg) → Sb, Hg
VIII. Отрицательные критерии	Интенсивная сводово-глыбовая тектоника, сопровождающаяся: поздне- и посторогенным гранитоидным магматизмом, полифациальным субаэральным вулканизмом	
Примеры провинций и зон (в скобках возраст ассоциированного гранитоидного магматизма)	Яно-Колымский пояс (J_3—К), Енисейский кряж (PR_3), Южно-Африканская (PR_1)	Сихотэ-Алинская (K_2—P), Забайкальская (J_3—K_1), Мексиканская (K_2—P)

При среднемасштабном прогнозировании последовательность применения критериев несколько изменяется: IIA — IIБ — IV — IIB — IIГ — III — VIII (см. табл. 27). Золото-сурьмяное оруденение внутри региональных рудоносных территорий локализуется в зонах интенсивной линейной складчатости синклинорного типа, разделяющих блоки пологих складчатых дислокаций с устойчивой тенденцией к воздыманию. В совокупности они образуют мегаскладчато-блоковый структурный узор, сохранившийся до настоящего времени не затушеванным сводово-глыбовыми движениями, связанными с орогенезом или активизацией. Типичным примером таких структурных соотношений является Яно-Колымский пояс. В палеотектоническом аспекте зоны интенсивной линейной складчатости отвечают трогам с повышенной мощностью терригенного комплекса. Троги характеризуются по геофизическим данным уменьшенными мощностями гранитно-метаморфического слоя коры, вмещают главную массу «добатолитовых» малых интрузий, от диабазов до альбитофиров, часть которых может быть отнесена к проявлениям геосинклинального вулканизма и субвулканизма. Блоки пологих дислокаций характеризуются хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем, к ним в основном приурочены гранитные батолиты.

При дальнейшей детализации прогноза с выделением потенциально рудных кулис и узлов учитывается ряд дополнительных критериев: узлы пересечения «продольных» разломов, обычно ограничивающих блоки пологих дислокаций, поперечными линеаментами (рудоконцентрирующие структуры» по М. А. Фаворской и Н. Н. Томсону, 1969 г.), фациально-стратиграфический контроль оруденения зонами фациальной изменчивости внутри черносланцевых толщ; наличие минерализации золото-сульфоантимонитового типа, как ближайшего члена в ряду рудной зональности; распределение максимумов пробности золота в россыпях, большие размеры и контрастность аномалий высокопробного золота, поперечные тенденции в их ориентировке.

При прогнозной оценке площадей следует учитывать, что последующее проявление процессов магматизма и метаморфизма приводит к значительному видоизменению оруденения, снижению его экономических параметров. Антимонит, бертьерит и другие сурьмяные минералы частично замещаются самородной сурьмой, околорудные березиты подвержены биотитизации и калишпатизации, жильный кварц метаморфизуется с развитием стекловатых рекристаллизованных разностей. В районах наложения субаэрального вулканизма и субвулканизма на зоны золото-сурьмяного оруденения имеются признаки преобразования последнего в антимонитовую аргиллизитовую формацию.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СУРЬМЯНЫХ И РТУТНЫХ ФОРМАЦИЙ III ГРУППЫ

Распространение и характеристика. Формации данной группы широко распространены в мезозойских и кайнозойских зонах субаэрального вулканизма Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. Известны они также в областях проявления палеозойского вулканизма.

Главнейшие формации ртутных и сурьмяных месторождений поясов и зон субаэрального полифациального вулканизма охарактеризованы в табл. 28. Основные диагностические признаки формаций таковы: а) аргиллизитовый тип гидротермальных изменений боковых пород и соизмеримость ареалов аргиллизации с размерами рудных полей; б) значительная роль

в составе руд «метастабильных» минералов — метациннабарита, оксихлоридов ртути, марказита, опала и др.; скопления характерного метациннабарита иногда достигают промышленных концентраций; в) полистадийность (как минимум двухстадийность) рудоотложения, характеризующаяся определенной упорядоченностью — сменой ранних метаколлоидных агрегатов киноварь-

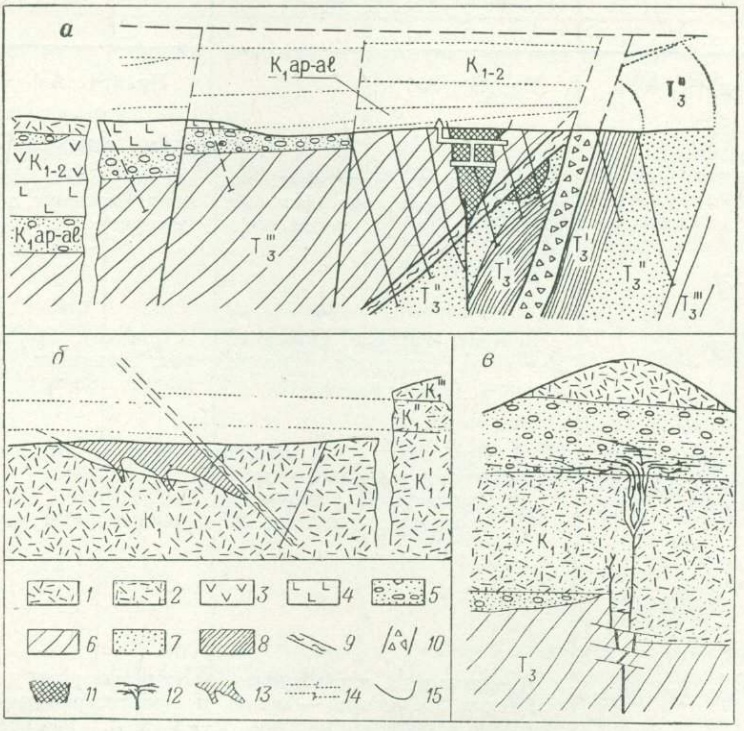


Рис. 40. Распределение ртутного и сурьмяного оруденения в вулканогенных покровах северной части Охотско-Чукотского пояса (разрезы составлены с использованием данных П. В. Бабкина, В. И. Копытина, В. Г. Кузьмина, А. А. Сидорова).

а — подпокровное оруденение Западно-Палянского ртутного месторождения; *б* — межпокровная опалитовая залежь Пламенного сурьмяно-ртутного месторождения; *в* — халцедон-кварц-антимонитовые жилы месторождения Сопка Рудная.
Вулканогенная толща (К): *1* — липариты, *2* — туфолавы и пепловые туфы липаритов, *3* — андезиты и дациты, *4* — андезит-базальты и базальты, *5* — туфоконгломераты с прослоями углистых аргиллитов; флишоидная дислоцированная толща (T_3): *6* — переслаивающиеся алевролиты, углисто-глинистые сланцы, песчаники, *7* — олигомиктовые песчаники, *8* — глинистые сланцы, алевролиты; *9* — зона надвига; *10* — зона сбросо-сдвига и мелкие сбросы; *11* — штокверковое киноварное оруденение; *12* — халцедон-кварц-антимонитовые жилы и прожилки; *13* — опалитовая залежь с киноварным оруденением; *14* — положение вулканической толщи над месторождениями (реконструкция); *15* — контур карьера.

или антимонит-сульфидного состава поздними полнокристаллическими практически моносульфидными рудами.

По положению в разрезе вулканических зон выделены три группы месторождений ртути и сурьмы [3]: 1) подпокровные — формации 8, 9, 12 (Западно-Палянское, Салокачи, Хуанкавелика, Терлингуа); 2) внутрипокровные — формация 10 (Пламенное, Кордеро, Окэто); 3) надпокровные — формация 11 (Апапель, Ньява, Эмеди, Стимбот). Первая группа представлена наиболее значительными месторождениями, размещающимися в породах складчатого основания под полого залегающими покровами, частично или

Таблица 28

Характеристика ртутных и сурьмяных формаций III группы

Признак	8. Метациннабарит-киноварная карбонатно-аргиллизитовая	9. Метациннабарит-киноварная лиственитовая	10. Метациннабарит-киноварная опалитовая	11. Метациннабарит-киноварная травертино-глинистая	12. Антимонитовая аргиллизитовая	13. Антимонит-ферберитовая аргиллизитовая
	Формация					
Компоненты	Hg, (Sb, As)	Hg, (Sb, As)	Hg, (Sb, S)	Hg, Sb, (Mn, As, W)	Sb, (As, Ag, Au, Hg)	Sb, W, (Hg, As, Au, Ag, Mn)
Минеральный состав: Рудные	Киноварь, метациннабарит, пирит, марказит, самородная ртуть, битумы; Арсенопирит, антимонит, реальгар, (халькопирит, сфалерит, гвадалкацарит, оксихлориды ртути)	Реальгар, (антимонит, лиллеит, миллерит, тунгстит, халькопирит)	Реальгар, антимонит, сера	Антимонит, реальгар, сера, пиролюзит, вольфрамит	Антимонит, арсенопирит, марказит, пирит, (галенит, сфалерит, киноварь, аргентит, золото, блеклые руды, бертьерит)	Антимонит, ферберит, шеелит, пирит, арсенопирит, (золото, киноварь, блеклые руды, браунит)
Нерудные	Доломит, сидерит, глинистые минералы, халцедон, (кварц, кальцит, барит, селадонит)	Доломит, брейнерит, магнезит, халцедон, (кварц, опал, диккит, барит)	Халцедон, опал, кварц, каолинит, диккит, алунит, (карбонаты, барит, адуляр, гидрослюда)	Глинистые минералы, алунит, халцедон, опал, карбонаты — травертины, цеолиты	Халцедон, опал, кварц, диккит, карбонаты, (барит, флюорит)	Кварц, халцедон, опал, диккит, серицит, (барит, карбонаты)
Последовательность типоморфных [рудных минеральных ассоциаций	I. Киноварь I + метациннабарит + антимонит + сульфиды железа, мышьяка, меди и др. II. Киноварь II + пирит III. Реальгар + киноварь III + оксихлориды ртути		—		I. Антимонит + пирит + арсенопирит + + сульфиды свинца, цинка. II. Антимонит + + (киноварь)	I. Ферберит + пирит + арсенопирит + + (антимонит). II. Антимонит + + ферберит + киноварь. III. Киноварь + + (ферберит + антимонит)
Текстурные особенности	Прожилковые, вкрапленные, брекчиевые руды Ранняя ассоциация — мелко и криптозернистые, часто колломорфные агрегаты; киноварь I — темная, насыщенная включениями сульфидов, ассоциирует с халцедоном, опалом; поздние ассоциации — кристаллические, шестоватые и друзовые агрегаты		Пленочные, натечные, корковидные агрегаты		Ранняя ассоциация — призматические и микрозернистые, иногда колломорфные агрегаты с опаловидным, халцедоновидным кварцем, более поздние — кристаллические друзовые агрегаты с гребенчатым кварцем	
Вертикальная зональность (снизу вверх)	Sb, As, Hg→ Hg, Sb→ Hg, As антимонит, киноварь, киноварь, арсено- антимонит реальгар пирит, гар киноварь	Hg, Sb, (Cu, Ni) → Hg, (W?)→ киноварь, киноварь антимонит → As реальгар	Hg, Sb→Hg, As→S кино- кино- се- варь, варь, ра анти- реаль- монит гар	С глубиной относительное содержание сурьмы возрастает	Au,Ag,(Pb,Zn, Sb)→Sb золото, галенит, ан- сфалерит, блек- ти- лые руды монит	Au, → Sb, Ag → W As, Fe анти- ше- пирит, елит золото, монит, арсено- блеклые пирит руды
Вмещающие породы	Доломиты, известняки, песчаники, глинистые породы, зеленые туфы, редко граниты	Серпентиниты, габброиды, диабазы, песчаники, кремнистые породы	Эффузивы разного состава, туфы, экструзии; песчано-глинистые озерные отложения	Озерные илы, травертины, сольфатарно измененные вулканиты и др.	Карбонатные породы Песчаники, сланцы, кристаллические породы, вулканиты, субвулканиты, граниты	
Гидротермальные изменения (метасоматическая формация, виды изменений)	Карбонатизация, аргиллизация, битуминизация, при минимальной силицификации	Аргиллизитовая Лиственитизация, аргиллизация, опализация, битуминизация	Опализация, окварцевание, карбонатизация, алунитизация	Интенсивное кислотное выщелачивание, сульфатизация	Окварцевание, аргиллизация, серицитизация	

Продолжение табл. 28

Признак	Формация					
	8. Метациннабарит-киноварная карбонатно-аргиллизитовая	9. Метациннабарит-киноварная лиственитовая	10. Метациннабарит-киноварная опалитовая	11. Метациннабарит-киноварная травертино-глинистая	12. Антимонитовая аргиллизитовая	13. Антимонит-фербертитовая аргиллизитовая
Распределение оруденения: в складчатых структурах	Оруденение как в полого залегающих, так и в складчато дислоцированных отложениях	Оруденение в сложных дислокациях у контактов протрузий гипербазитов	Оруденение размещается между пологозалегающими покровами вулканитов	—	Оруденение преимущественно в складчато дислоцированных осадочных и метаморфических образованиях	
в разрывных структурах	Контроль оруденения надвигами и более поздними сбросами	Чешуйчатые надвиги по контактам серпентинитов, рассеченные сбросами	Узлы пересечения кольцевых и радиальных разломов, тектонически осложненные контакты экструзий	Места открытой разгрузки гидротерм в зонах активных разломов	Контроль оруденения сбросами, зонами повышенной трещиноватости, тектонически нарушенные контакты субвулканических и экструзивных тел	
особые рудолокализующие структуры	Концентрация оруденения в породах складчатого основания под вулканитами (подпокровное оруденение). Карст в карбонатных породах основания	Подпокровное оруденение (реконструкция, на современном срезе вулканиты как правило эродированы)	Внутрипокровное оруденение в основании проницаемых горизонтов туфов и т. п.	Надпокровное оруденение — вулканические озера, термальные источники	Преимущественная концентрация оруденения в дислоцированных породах основания вулканитов, а также в субвулканических телах и экструзиях	
Структурно-морфологические типы рудных тел	От пластообразных залежей до жил, штокверков, трубообразных тел; часто поднадвиговое оруденение	Контактовые тела сложной морфологии, жилы, поднадвиговые залежи	Межпокровные залежи, трубообразные и неправильные околоэкструзивные тела, минерализованные зоны дробления	Плащеобразные залежи, линзы	Жилы, жильные зоны, пластообразные тела, минерализованные зоны дробления, штокверки	
Содержания главных компонентов, %, размеры минерализации	Ртуть 0,2—5, мелкие — крупные, в карбонатных породах до очень крупных	Ртуть 0,2—1, средние — крупные; сурьма до 4, единичные мелкие	Ртуть 0,1—0,5 мелкие, единичные средние и крупные	Ртуть 0,01—0,1, мелкие	Сурьма 1—10, мелкие, единичные средние	Сурьма до 5, мелкие, единичные крупные; вольфрам до 3, мелкие, средние; ртуть 0,2—0,5, мелкие
Геохимические индикаторы	Ореолы Hg, Sb, As, Ag, Ge; отрицательные ореолы Ba, Na	Ореолы Hg, As, Sb, W	Ореолы Hg, Sb, As, Ag	—	Ореолы Sb, As, Ag,	Mn, Sn, Zn, W
Примеры месторождений	Западно-Палянское, Акташ, Боркут (СССР), Рэд-Дэвл (США), Хуанкавелика (Перу), Монте-Амиата (Италия)	Чонкой, Чаганузун, Тамватней (СССР), Нью-Альмаден, Нью-Идрия (США)	Пламенное, Чемпура, Терлигхая (СССР), Опелайт, Кордеро, Айдахо-Альмаден (США)	Апапель (СССР), Салфэр-Бэнк, Эмеди, Стимбот (США)	Салокачи, След, Жипкошин (СССР), Алшар (Югославия), Стемшид, Энтимони-Пик (США)	Барун-Шивея, Сагеби (СССР), Йеллоу-Пайн, Атолия (США), Гюмюшлер (Турция), Ла-Индиа (Боливия), Осаница (Югославия)

полностью эродированными на современном срезе (рис. 40). Внутри эффузивов или в подстилающих их озерных отложениях локализуются межпокровные и околоэкструзивные залежи ртутоносных опалитов. Надпокровная минерализация связана с отложениями горячих источников и являет пример кайнозойского поверхностного вулканогенно-осадочного сурьмяного и ртутного рудообразования.

Количественное соотношение проявлений трех названных групп в вулканогенных зонах Тихоокеанского пояса отвечает пропорции 100 : 15 : 1. Сопоставление параметров месторождений разных групп свидетельствует об общей тенденции к рассеянию ртути и сурьмы в верхней части субаэральных эффузивных толщ. Приближенные соотношения параметров месторождений по трем группам таковы: площадь рудных тел 1 : 10 : 100, вертикальный размах оруденения 1 : 0,1 : 0,01, продуктивность месторождений 1 : 0,1 : 0,01. Поверхность регионального несогласия между дислоцированными породами основания и полого залегающими вулканитами представляет главный уровень рудоконцентрации ртути и сурьмы в зонах субаэрального вулканизма. Изменение параметров ртутного и сурьмяного оруденения от подошвы к кровле вулканитов, наряду со структурно-литологическими факторами, определяется существованием многоярусной системы палеогидрогеологических барьеров, радиальным усилением изменчивости палеогеотермических полей, расширением области рассеяния рудных компонентов у границы с атмосферой.

Таблица 29

Региональные критерии прогнозирования ртутных и сурьмяных формаций III группы

Критерии	Формация			
	8. Метациннабарит-киноварная карбонатно-аргиллизитовая	9. Метациннабарит-киноварная лиственитовая	10 Метациннабарит-киноварная опалитовая	12. Антимонитовая аргиллизитовая (включая формацию 13 — антимонит-ферберитовую аргиллизитовую)
I. Тектоно-магматические	Пояса и зоны субаэрального полифациального вулканизма сводово-глыбовых областей, охватывающих: геосинклинально-складчатые системы разного типа	эвгеосинклинально-складчатые системы	геосинклинально-складчатые системы разного типа, кристаллические массивы, устойчивые поднятия	миогеосинклинально-складчатые системы,
II. Тектонические А. Современный структурный план	Слабо дифференцированные сводовые поднятия на флангах и «торцевых окончаниях» вулканогенных поясов и зон		Мозаичные интенсивно дифференцированные сводово-глыбовые поднятия, осложненные системами горстов и грабенов с дискретными проявлениями вулканизма	
Б. Палеотектонические элементы	Зоны устойчивого прогибания (троги) на геосинклинальном этапе Палеозоны Беньофа		Преимущественно блоки с устойчивой тенденцией к воздыманию (срединные массивы геоантиклинали) и их обрамление	
В. Разломы	Региональные шовные разломы по границам блоков разновременной консолидации; поперечные трансрегиональные линеаменты, активизированные на этапе сводово-глыбовых движений; узлы пересечения разнонаправленных разломов, выраженные в ортогональных и радиально-кольцевых системах сбросов; зоны надвигов (региональных и локальных), свидетельствующие о дорудных деформациях в условиях сжатия;			
	Зоны меланжа, сопровождающиеся протрузиями гипербазитов, интенсивным дислокационным метаморфизмом фации глаукофановых сланцев			
III. Магматические А. Типы вулканических зон	Полнодифференцированные вулканические серии (группа порфировых формаций) от базальтов и андезит-базальтов до дацитов и риолитов, иногда с гомодромной направленностью предрудного вулканоритма			
	Фланги вулканических зон с фрагментарным распространением покровов и субвулканитов на современной поверхности; за пределами ареалов гранитоидного магматизма		Районы вулканизма депрессионного типа	Существенно субвулканические зоны
Б. Типы вулканопроявлений	Периферические части вулканодепрессионных и вулканокупольных структур, обычно в пределах реконструируемых палеоконтуров вулканических зон, криптовулканические структуры в зонах, удаленных от центров излияний		Кольцевые и линейные депрессионные вулканоструктуры (кальдеры и вулкано-грабены)	Вулканокупольные и очаговые вулкано-плутонические структуры; линейные зоны субвулканитов, экструзий
В. Особенности разреза вулканитов	Пониженные (относительно) мощности (сотни метров), выпадение отдельных горизонтов и свит, наличие высокопроницаемых базальных горизонтов под лавовыми покровами (конгломератов, брекчий и т. п.)		Значительная полнота разреза вулканической толщи, мощность более 1 км, выраженная вертикальная анизотропия с чередованием «водоупорных» покровов и проницаемых горизонтов	Редуцированные разрезы вулканитов
IV. Формационные (основание вулканитов)	Карбонатные, терригенные комплексы, реже вулканогенно-терригенные, неметаморфизованные	Вулканогенно-терригенные, офиолитовые комплексы	Осадочные и метаморфические (гнейсо-сланцевые) комплексы	Карбонатные и терригенные, гнейсо-сланцевые комплексы, гранитоиды
V. Палеогеоморфологические	Концентрация оруденения *вблизи поверхности регионального несогласия* между складчатыми комплексами и полого залегающими вулканическими покровами, или за пределами последних — *вблизи сохранившихся фрагментов палеоденудационных уровней, синхронных сводово-глыбовым дислокациям и вулканизму*			
VI. Геохимические	Максимумы региональной ртутной аномалии (может быть выражена изолиниями распределения киновари в аллювии)			Минимумы региональной ртутной аномалии
VII. Латеральная зональность оруденения	Au, Ag, (Sb, Hg) → Sn, (Pb, Zn, Ag, Sb) → Sb, (Hg) → Hg	Cu, Mo, (Au, Ag) → Hg, (Sb)	As Au, Ag, (Sb) → Sb, (Hg) → Hg, (Sb) Ag (Pb, Zn, Sb) Sb, W, (Hg)	
Примеры провинций и региональных рудоносных зон (в скобках возраст ассоциированного субаэрального вулканизма)	Чукотская (K—P), Алтае-Саянская (D—?), Тосканская (Q), Перуанская (N—Q)	Карачатырская зона Южного Тянь-Шаня (P), Корякская (P—N), Калифорния (N—Q)	Саяно-Тувинская (D?), Чукотская (K—P), Орегон-Невада (N—Q)	Забайкальская (K_1), Анюйская зона Чукотки (K), Мексика (KZ), Невадийская зона (N), Боливия (N)

Металлогеническое положение. В разновозрастных складчатых областях на территории СССР поздне- и посторогенные субаэральные вулканиты образуют выдержанные пояса и зоны. По возрасту вулканиты отвечают четырем крупнейшим эпохам наземных излияний — девонской, пермской (иногда C_2 — P и P — T), мел-палеогеновой и неоген-четвертичной, завершающим главные тектонические циклы в пределах фанерозоя. С большинством таких поясов сопряжены региональные зоны ртутного и сурьмяного оруденения. Его интенсивность и экстенсивность в какой-то степени зависят от масштабов проявления вулканизма, возрастая в целом в наиболее молодых областях. Для молодых вулканогенных зон является очевидной близость во времени вулканизма и оруденения, их одноэтапность в тектоническом смысле, пространственно-структурная связь, влияние вулканических образований на распределение, состав и морфологию оруденения. В древних вулканогенных поясах герцинских и каледонских подвижных систем, также несущих ртутное и сурьмяное оруденение, такие соотношения выглядят менее определенными.

Устойчивые закономерные структурные соотношения оруденения с вулканитами, как в мезозойских и кайнозойских, так и в палеозойских зонах, одинаковое положение ртутных и сурьмяных проявлений в разрезе вулканогенных зон с концентрацией оруденения под эффузивами, независимо от их возраста, а также единообразный формационный спектр оруденения, наблюдения прямых возрастных соотношений и радиологические определения палеозойского возраста месторождений в некоторых домезозойских вулканогенных зонах — все это свидетельствует о вероятной связи ртутного и сурьмяного оруденения формаций III группы с зонами субаэрального вулканизма в рамках всего фанерозоя. В условиях многофазного вулканизма отмечается неоднократное проявление оруденения.

Критерии прогнозирования. Приведенные в табл. 29 критерии прогнозирования размещены в порядке их применения при выделении перспективных площадей. Ряд критериев требует пояснения.

1. Оруденение концентрируется на флангах зон субаэрального вулканизма, связанных с областями сводово-глыбовых движений. Рудоносные зоны характеризуются в целом полнодифференцированными сериями от базальтов до риолитов. В некоторых случаях фиксируется отчетливая гомодромная направленность предрудного вулканического ритма.

2. Рудоносные районы характеризуются редуцированным проявлением вулканизма с фрагментарным распространением покровов на современной поверхности. Восстановление палеоконтуров вулканогенных поясов и зон является одним из важных элементов прогноза месторождений этой группы.

3. Положение крупных рудных узлов и полей контролируется пересечениями систем «продольных» и «поперечных» линеаментов, образующих структурный узор ортогонального или более сложного рисунка. Э. Бейли [19] указывает, что одним из главных элементов регионального контроля ртутного оруденения являются сложные надвиговые зоны «субдукции» («зоны поглощения» в тектонике плит). Однако следует подчеркнуть, что непосредственно оруденению постоянно предшествует региональное сбросообразование, горсто-грабеновая тектоника. Рудоконтролирующая роль предрудных сбросов в большинстве случаев не вызывает сомнения.

4. По простиранию вулканогенных поясов и зон на сотни километров прослеживаются региональные ртутные аномалии. Они «выплескиваются» за пределы полей сплошного распространения вулканитов, продолжаясь

вдоль ортогональной сети разломов в породы складчатого основания, образуя максимумы на участках ртутных проявлений и минимумы вблизи сурьмяных.

5. Поверхность регионального несогласия между дислоцированными комплексами основания и полого залегающими на них вулканитами представляет собой главный уровень локализации месторождений ртути и сурьмы. В субвулканических зонах за пределами площадей сплошного распространения вулканитов оруденение концентрируется вблизи фрагментов палеоденудационных поверхностей, синхронных вулканизму.

6. Рудоносные зоны обычно целиком или на отдельных отрезках отчетливо специализированы на сурьму или ртуть. Устанавливается зависимость такой специализации от типа основания вулканогенных зон и характера вулканических структур (табл. 30). Сурьмяное оруденение достигает максимального развития в блоках древней консолидации миогеосинклинального типа. Ртутное оруденение в одинаковой степени присуще вулканогенным зонам, развивающимся как на мио-, так и на эвгеосинклинально-складчатом основании. Однако оно незначительно представлено в вулканогенных зонах с метаморфическим фундаментом.

Таблица 30

Распределение сурьмяных и ртутных формаций вулканогенных зон в зависимости от состава основания и типа вулканоструктур

Формационные комплексы основания	Типы вулканоструктур		
	Кольцевые и линейные вулканодепрессии (кальдеры, вулканограбены)	Вулканокупольные структуры (с широким развитием субвулканитов)	Вулкано-плутонические очаговые структуры
Офиолитовые	Hg(9)	Hg(Sb)(9?)	Sb(Hg)(9?)
Карбонатные и терригенные	Hg(8)	Hg, Sb(8, 12)	Sb(Hg)(12)
Метаморфические; гранитоиды	Hg(10)	Sb, Sb—W(Hg)(12, 13)	

Примечание. В скобках указаны номера рудных формаций (см. табл. 22).

Сочетание вулканодепрессий с карбонатными и терригенно-карбонатными формациями складчатого комплекса или массивами серпентинитов при минимальном развитии или отсутствии гранитоидов как в основании, так и в составе вулкано-плутонических ассоциаций следует рассматривать как один из важных критериев прогноза площадей, перспективных на высокопродуктивные ртутные формации — 8 и 9.

* * *

В настоящем разделе выделены главнейшие формационные типы сурьмяных и ртутных месторождений, которые индивидуализированы по диагностическим признакам, рудоконтролирующим факторам и критериям прогноза. При этом использованы положительные и отрицательные факторы. Сочетание положительных факторов, определяющее размещение наиболее крупных рудных концентраций, присущих данной формации, принято в качестве «оптимального критерия прогнозирования». Установлена рациональная последовательность применения критериев при оценке территорий,

позволяющая последовательно локализовать прогноз от региональных перспективных рудоносных зон до потенциальных рудных узлов.

Эволюция сурьмяного и ртутного оруденения в течение цикла определяется взаимодействием рудоконтролирующих факторов и факторов рудосохранения. Региональные факторы, обусловливающие проявление поздних членов в последовательности сурьмяных и ртутных формаций (гранитоидный магматизм и метаморфизм, субаэральный вулканизм и др.), отрицательно влияют на сохранность ранних рудных скоплений, приводя к их частичной трансформации или полному перерождению и в конечном счете к уничтожению. Многие рудные провинции, несут полиформационное разновозрастное сурьмяное и ртутное оруденение, требующее дифференцированного подхода при прогнозировании.

Особое значение приобретает разработка критериев прогнозирования сурьмяных и ртутных формаций стратиформного типа, оценка которых в определенной степени базируется на учете закономерностей размещения, близких к выявленным для осадочных, остаточных, инфильтрационных месторождений. Следует подчеркнуть, что в отдельных случаях признаки стратифицированного размещения унаследуются секущими формациями.

Дальнейшее расширение сырьевой базы сурьмы и ртути связано не только с освоением охарактеризованных в разделе традиционных рудных формаций, но и выявлением новых, не известных пока на территории СССР типов месторождений. К числу перспективных среди них относятся: ртутьсодержащие природные газы нефтегазоносных месторождений, размещающихся в зонах тектонически активных линеаментов; рудные скопления оксихлоридов сурьмы и ртути в зонах молодого вулканизма и термальной активности; стратиформное антимонит-пиритовое «колчеданное» оруденение в черносланцевых формациях; стратиформное оруденение окисных минералов сурьмы — валентинита, гидроромеита, сенармонтита в карбонатных формациях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабкин П. В.* Ртутоносные провинции Северо-Востока СССР. Новосибирск, «Наука», 1975. 168 с.

2. *Бергер В. И., Мудрогина Н. С., Кузьмин В. Г.* Месторождения сурьмы и ртути.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 119—132.

3. *Бергер — В. И.* Факторы контроля ртутного и сурьмяного оруденения вулканогенных поясов.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 379—383.

4. *Билибин Ю. А.* О некоторых чертах металлогении золота.—«Зап. Всерос. минерал. о-ва», 1947, ч. 76, вып. 1, с. 3—18.

5. *Геология* ртутных месторождений и рудопроявлений Украины. Киев, «Наукова думка», 1975. 285 с.

6. *Жариков М. Г.* Месторождения сурьмы. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., 1974, с. 260—273.

7. *Кузнецов В. А.* Месторождения ртути. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., 1974, с. 274—317.

8. *Кузнецов В. А.* Ртутные провинции СССР. — «Геология рудн. м-ний», 1970, № 1 , с. 23—52.

9. *Никифоров Н. А.* Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня, условия размещения и вопросы методики прогнозирования. Фрунзе, «Илим», 1969. 239 с.

10. *Озерова Н. А.* Ртуть в газовых месторождениях Центральной Европы. — «Сов. геология», 1975, № 6, с. 72—79.

11. *Перваго В. А.* Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., «Недра», 1975. 272 с.

12. *Поярков В. Э.* О поисках, разведке и оценке ртутных месторождений. Алма-Ата, 1967. 80 с.

13. *Рундквист Д. В.* Изучение ритмичности и цикличности геологических процессов при металлогеническом анализе. — В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., 1973, с. 206—219.

14. *Сидоренко З. В.* Основные черты металлогении ртути и сурьмы Тихоокеанского пояса и принципы регионального прогнозирования. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М., 1973, с. 256—288.

15. *Смирнов В. И.* Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1947. 78 с.

16. *Сургай В. Т.* Основные черты региональной геохимии и металлогении Тянь-Шаня. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. М., 1970, с. 118—144.

17. *Федорчук В. П.* Методические указания по разведке и оценке ртутных месторождений. М., 1975. 98 с.

18. *Федорчук В. П.* Генетические и промышленные типы месторождений сурьмы. — «Разведка и охрана недр», 1974, № 8, с. 4—12.

19. *Bailey E. H., Clark A., Smith R. M.* Mercury. — United States Mineral Resources. Geol. Surv. Prof. Paper, 1973, № 820, p. 401—414.

20. *I Congreso* International del Mercurio. Barcelona, 1974, t. 1, 436 p.; t. 2, 526 p.

21. *Maucher A.* Die Antimon-Wolfram-Quecksilber Formation und ihre Beziehungen zu Magmatizmus und Geotektonik — Freiberger Forschungshefte, 1965, № 186, S. 173—187.

ЛИТИЙ, РУБИДИЙ И ЦЕЗИЙ

Доминирующими на мировом рынке современными видами литиевого сырья являются сподумен редкометальных пегматитов и соединения лития (главным образом Li_2CO_3), извлекаемые из рапы континентальных соляных озер *. В значительно меньши количе твах литий извлекается из лепидолита, петалита и амблигонита. Рубидиевым и цезиевым сырьем являются поллуцит, лепидолит и в меньшей мере карналлит. В незначительных количествах рубидий извлекается как побочный продукт при переработке сподумена на литий. На все прочие виды сырья приходится незначительная доля в мировой добыче редких щелочных металлов.

Таблица 31

Запасы и потребление редких щелочных металлов по зарубежным странам *, тыс. т

Редкометальная формация и страны — главные поставщики сырья	Литий **			Рубидий	Цезий
	1	2	3	Общие запасы	Общие запасы
Редкометальные пегматиты (США, Канада, Южная Родезия, КНР, Намибия, Бразилия, Аргентина)	645	191	3000	150	100
Редкометальная рапа соляных озер (США)	464	2848	3500	1000	?
Общие запасы по месторождениям двух формаций	1109	3039	6500	1150	100
Общее потребление в 1973 г.	4,2			0,05	

* Использованы данные И. И. Нортона [14] и В. Ф. Ликенбаха (1974 г.).

** 1 — разведанные запасы крупных эксплуатируемых месторождений (Кингс-Маунтин, Барауте, Берник-Лейк, Бикита, Сильвер-Пик и Серлз); 2 — возможные запасы мелких месторождений и учтенные запасы крупных промышленных месторождений; 3 — прогнозные запасы.

* Здесь и далее данные по экономике редких щелочных металлов приводятся только по зарубежным странам.

Таблица 32

Содержания окисей лития, рубидия и цезия в минералах, для которых существуют технологические схемы извлечения из них редких щелочных металлов *, %

Тип месторождений	Минерал	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O
Редкометальные пегматиты	Сподумен	5,0—8,0	До 10	0,003—0,007
	Лепидолит **	3,1—7,7	0,2—4,5	0,01—2,7
	Петалит	—	3,4—4,9	—
	Амблигонит	10,2	—	—
	Эвкриптит	11,9	—	—
	Поллуцит	0,2—0,4	0,8—1,6 до 3,0	22—36,2
	Берилл **	0,1—1,0	0,44—1,42	0,5—7,5
	Мусковит **	0,5—1,8	0,7—2,1	0,05—0,4
Экзоконтактовые зоны редкометальных пегматитов	Гольмквистит	1,5—3,5	0,005—0,7	0,015—0,4
	Цезиевый биотит	0,2—1,2	0,5—4,1	1,2—6,7
Редкометальные граниты и грейзены	Циннвальдит	1,0—4,5	0,6—2,0	0,1—0,4
	Протолитионит	1,5	До 6,2	0,03
	Криофиллит	5,0—5,5	0,7—1,8	0,03—0,08
	Эффесит и другие хрупкие слюды	0,5—0,8	0,5—0,8	0,02—0,3
	Флогопит	—	0,2—0,55 до 1,5	0,03—0,09
Месторождения, связанные с щелочно-ультраосновными и щелочными породами и вулканитами	Астрофиллит	0,03—0,2	0,5—0,7	0,4—1,8 до 11,0
	Нефелин	—	—	0,005
	Вулканическое стекло	0,003—0,01	0,02—0,1	0,1—0,4
Экзогенные месторождения	Карналлит	0,0001—0,00015	0,007—0,182	0,0005—0,002
	Бура	0,4	0,03	0,2
	Монтмориллонит (сополит, гекторит)	0,3—1,0	0,007—0,174	—
	Манганезит	3,8	—	—

* Использованы материалы книги «Минералогия редких элементов» (1966 г.), а также [7], [14] и др.

** Являются также минералами редкометальных гранитов и грейзенов.

Поставщиками лития на мировой рынок являются США (69% продукции), Южная Родезия (11%), Китай (6%), Намибия (4%), Канада, Бразилия, Мозамбик, Португалия, Австралия и Аргентина (10%); главные потребители — США, страны Европы и Япония (В. Ф. Ликенбах, 1974 г.). Разведанные запасы редких щелочных металлов только по двум главным формациям более чем в 100 раз превосходят их потребление (табл. 31). Запасов лития даже с учетом динамики роста его потребления (рис. 41) хватит более чем на 100 лет [14]. Приблизительно так же обстоит дело и с цезием, использование которого в промышленности США в 1957 г. составляло 4,5 кг,

а в 1970 г. — 3—5 т. Предполагается, что к 1985 г. спрос на цезий в США вырастет в 7 раз [14].

Цифр по производству и потреблению рубидия в литературе, как правило, не приводится, так как рубидий и цезий взаимно заменяемые металлы.

В табл. 32 перечислены минералы, которые являются или могут быть сырьем на редкие щелочные металлы.

Месторождения лития, рубидия и цезия в зависимости от пространственной совмещенности с теми или иными геологическими формациями подразделяются на три группы: месторождения, связанные с магматическими

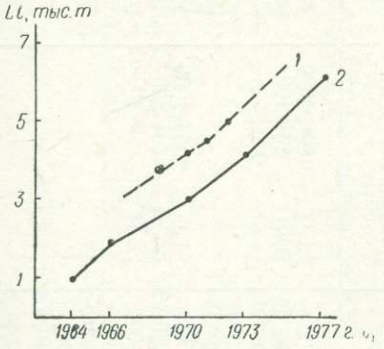


Рис. 41. Производство (*1*) и потребление (*2*) лития зарубежными странами (по И. И. Нортону [14] и В. Ф. Ликенбаху, 1974 г.).

(главным образом гранитоидными и липаритовыми) формациями, с осадочными формациями и с высокоминерализованными природными водами [2, 9] (А. И. Гинзбург, З. Г. Караева, 1974 г.).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ, СВЯЗАННЫЕ С МАГМАТИЧЕСКИМИ ФОРМАЦИЯМИ, И КРИТЕРИИ ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Типизация формаций месторождений (табл. 33) основана на классификациях А. И. Гинзбурга [4], Л. Н. Овчинникова и Н. А. Солодова [8, 10].

Редкометальные гранитные пегматиты. Промышленные пегматитовые месторождения лития, рубидия и цезия, по А. И. Гинзбургу [4], подразделяются на минеральные типы по преобладающему литиевому минералу. В эту же формацию условно включены слюдистые (биотитовые) метасоматиты экзоконтактовых зон редкометальных пегматитов, представляющие собой новый тип месторождений цезия.

Все крупные провинции редкометальных пегматитов расположены в структурах земной коры, характеризующихся длительной и устойчивой тенденцией воздымания, — щитах, срединных массивах, геоантиклинальных поднятиях. Кроме того, известны провинции редкометальных пегматитов, приуроченные к зонам долгоживущих «шовных» глубинных разломов складчатого обрамления платформ, а также разграничивающим разноподвижные и разновозрастные складчатые области и структурно-формационные зоны. Именно эти три крупные геотектонические структуры (щиты, срединные массивы и региональные разломы — «шовные» структуры) были и остаются перспективными в отношении редкометальных пегматитов.

Таблица 33

Характеристика месторождений лития, рубидия и цезия, связанных с магматическими формациями *

Рудоносные формации; ведущие металлы; геологические формации	Минеральный тип месторождения	Минеральный состав	Возможные запасы, тыс. т		Примеры месторождений
Редкометальные гранитные пегматиты; Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be, Sn; гранитовая	Сподуменовый	Сподумен (10—30%), альбит (25—35%), микроклин (15—20%), кварц (25—35%), слюды (4—6%), прочие минералы (1%) — амблигонит, танталит-колумбит, касситерит, берилл	Li_2O Rb_2O Cs_2O	100—1000 10—100 0,1—1	Кингс-Маунтин (Северная Каролина, США), Прейсак-Лакорн (Канада), Лялин (Испания), Сенсекуру (Мали)
	Сподумен-лепидолитовый с поллуцитом	Микроклин, альбит, кварц, промежуточные зоны состоят на 10—100% из сподумена, на 60—100% из лепидолита, на 80—90% из поллуцита, на 50—100% из амблигонита; прочие рудные минералы — танталит, микроклин, вуджинит, касситерит, берилл	Li_2O Rb_2O Cs_2O	100—1000 10—100 1—100	Блэк-Хилс (Даката, США), Берник-Лейк (Манитоба, Канада), Мунаки (Юго-Западная Африка); Даран-Пиг (Афганистан)
	Лепидолитовый (с петалитом и поллуцитом или без них)	Кварц (30—35%), альбит (35—40%), микроклин (1—5%), лепидолит (10—15%), петалит (0—10%), рубеллит (до 10%), сподумен (0—5%), поллуцит, амблигонит, танталит, микролит, иксиолит, монтебразит, берилл	Li_2O Rb_2O Cs_2O	10—100 1—10 1—100	Карибиб (Юго-Западная Африка), Бум (Южная Родезия); Пала-Мэн (США)
Метасоматиты экзоконтактовых зон редкометальных пегматитов; Cs, Rb	Слюдистый метасоматит	Цезиевый биотит (10—60%), гольмквистит (0—10%), протолитионит, тремолит, роговая обманка, плагиоклаз, кварц, турмалин	Li_2O Rb_2O Cs_2O	? 1—10 10—100	Берник-лейк (Манитоба, Канада)
Редкометальные граниты (апограниты); Ta, Nb, Sn; лейкогранитовая и щелочногранитовая	Лепидолит-микроклин-альбитовый	Кварц (30—45%), альбит (25—45%), микроклин (10—25%), лепидолит (+ мусковит) (5—20%), амблигонит (до 3%), микролит, танталит-колумбит, касситерит, вольфрамит, турмалин, топаз	Li_2O Rb_2O Cs_2O	10—100 10—100 1—10	Эшасьер (Франция)
	Криофиллит-амазонит-альбитовый	Кварц (15—35%), альбит (35—45%), амазонит (25—35%), криофиллит (+ мусковит + литионит) (5—30%), микролит, танталит-колумбит	Li_2O Rb_2O Cs_2O	10—100 5—50 1—10	—
	Рибекит-циннвальдитовый с криофиллитом	Альбит, микроклин, кварц, рибекит, циннвальдит, криофиллит, колумбит, танталит, пирохлор, циркон	Li_2O Cs_2O	1—10 ?	—
Редкометальные грейзены; Sn, W, Be, F, Li; аляскитовая	Циннвальдитовый	Кварц (30—60%), слюды (циннвальдит, протолитионит, мусковит, жильбертит) (10—70%), топаз (5—7%), касситерит, вольфрамит, флюорит, берилл	Li_2O Rb_2O Cs_2O	10—100 1—10 0,1—1	Циновец (Чехословакия)
	Слюдисто-флюоритовый	Флюорит (50—75%), слюды (мусковит, эфесит, циннвальдит, протолитионит) (20—50% до 70%), фенакит, берилл, хризоберилл, бертрандит, либерит, топаз, турмалин	Li_2O Rb_2O Cs_2O	10—100 10—100 1—10	Наньминь (Китай)
	Олигоклаз-флогопитовый	Олигоклаз, слюды (флогопит, маргарит) — 50—90%, берилл, хризоберилл, изумруд, фенакит, актинолит, хлорит, прохлорит, тальк, турмалин	Li_2O Rb_2O Cs_2O	10—100 10—100 1—10	Сомерсет (Южная Африка), Хабахталь (Австрия), Ажмир (Индия)
Редкометальные метасоматиты; Be, U; щелочно-ультраосновная, щелочногранитоидная	Астрофиллитсодержащие фениты	Ортоклаз, альбит, эгирин, арфведсонит, астрофиллит, барилит	Cs_2O	?	
	Астрофиллитсодержащие альбититы	Арфведсонит, альбит, астрофиллит	Cs_2O	?	
Агпаитовые нефелиновые сиениты; Al, P	Апатит-нефелиновый	Нефелин, апатит	Rb_2O Cs_2O	1—10 0,1—10	
Редкометаллоносные вулканогенные и вулканогенно-осадочные; Li, Rb, Cs, Be, F, U; базальт-липаритовая, липарит-дацитовая, липаритовая	Цезиеносные вулканические стекла	Вулканическое стекло (70—95%), порфировые выделения кварца и санидина или плагиоклаза (3—30%), ксеногенные обломки (0—15%)	Cs_2O	10—100	Хеноу-Камб-Хиллз (США)
	Редкометальные витрокластические туфы	Вулканическое стекло (60—70%), ксеногенные обломки, флюорит, бертрандит?		Li_2O? Rb_2O? Cs_2O?	
	Литиеносные углисто-карбонатно-глинистые отложения	Глинистый материал (40—50%), органика (20—30%), обломочный материал, конкреции доломита, флюорита, серицит, хлорит, кварц, полевой шпат	Li_2O Rb_2O Cs_2O	10—1000 1—10 1—10	

* Составлена по данным А. И. Гинзбурга [4], Л. Н. Овчинникова и Н. А. Солодова [9], Н. А. Солодова [11].

Провинции или «пояса» редкометальных пегматитов вытянуты на 60—300 км при ширине 10—20 км и ориентированы согласно с направлением региональных тектонических структур. Размещение пегматитовых поясов на щитах обычно контролируется грабенообразными структурами типа палеорифтов (А. И. Гинзбург и др., 1975 г.), а на срединных массивах зонами региональных разломов. В пегматитовых поясах выделяются поля редкометальных пегматитов, отстоящие друг от друга на 10—100 км и более. Размеры отдельных рудоносных пегматитовых жил от (0,5 ÷ 20) × (50 ÷ ÷ 500) до (2 ÷ 8) × 1500 м (жила Сенсекуру в Мали), 270 × 1600 м (Бикита в Родезии) и 800 × 5500 м (Моно в США). Для промышленных тел характерны пологие углы падения.

Возраст редкометальных пегматитов от протерозойского до палеогенового. По данным Н. А. Солодова, 89% пегматитовых месторождений лития, рубидия и цезия имеют докембрийский возраст, 10% — палеозойский и 1% — мезозой-кайнозойский. Действительно, основная масса запасов редких щелочных металлов сосредоточена в протерозойских редкометальных пегматитах Канадского, Балтийского, Леоно-Либерийского, Австралийского и Бразильского щитов. Однако известны промышленно ценные месторождения палеозойского возраста в каледонских и герцинских складчатых областях США (Мэн), Испании (Лялин с запасами лития 200 тыс. т), Франции, СССР, мезозойского возраста — в СССР.

Пространственная, временная и парагенетическая связь редкометальных пегматитов с интрузиями гранитов не всегда устанавливается достаточно отчетливо. В значительной мере она определяется тектоническим положением пегматитов и их возрастом. Докембрийские редкометальные пегматиты щитов и зон «шовных» разломов складчатого обрамления платформ не имеют видимой связи с интрузиями «материнских» гранитов [5]. Пространственно они обычно ассоциируют с многофазными батолитоподобными массивами, в эндоконтактовых зонах которых развиты мусковитовые и двуслюдяные граниты, а жильная фаза представлена безрудными пегматитами.

Практически все послекембрийские редкометальные пегматиты парагенетически связаны с двуслюдяными гранитами, которые относятся к позднеили посторогенным лейкогранитовым формациям. В этом случае редкометальные пегматиты приурочены к зонам экзоконтактов интрузий гранитов и находятся от них на расстоянии 1—3 км. В некоторых регионах палеозойские лепидолит-сподуменовые пегматиты с поллуцитом развиты в апикальных частях массивов аляскитовых гранитов в 2—4 км от их контакта с вмещающими породами.

Важным критерием прогнозирования редкометальных пегматитов является литологический состав вмещающих пород. В пределах щитов и складчатого обрамления платформ все крупные жилы редкометальных пегматитов с ведущей литиевой, рубидиевой и цезиевой специализацией сосредоточены в полях развития амфиболитов, образовавшихся за счет метаморфизма основных и, возможно, средних эффузивов спилит-диабазовой формации. На срединных массивах редкометальные пегматиты локализованы в актинолитовых и биотит-актинолитовых сланцах, иногда в мраморизованных известняках.

Редкометальные пегматиты щитов и складчатого обрамления платформ приурочены к зонам андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации метаморфизма, причем литий-рубидий-цезиевые пегматиты тяготеют к краевым частям этих зон, граничащим с породами зеленосланцевой фации. Безрудные же пегматиты развиты обычно среди пород силлима-

нит-кордиерит-ортоклаз-альмандиновой субфации метаморфизма (А. И. Гинзбург и др., 1975 г.).

Фации метаморфизма определяют, по-видимому, оптимальные условия формирования редкометальных пегматитов на глубинах 3,5—6 км. Вмещающие породы редкометальных пегматитов срединных массивов относятся обычно к эпидот-амфиболитовой фации, являющейся суммарным эффектом проявления регионального, «купольного» и контактового метаморфизма.

В подавляющем большинстве случаев размещение жил редкометальных пегматитов контролируется пологими разрывами и сколовыми трещинами, оперяющими крупные пограничные разломы.

По внутреннему строению редкометальные пегматиты подразделяются на зональные, незональные или гомогенные и промежуточные между ними или сложные. Незональными являются жилы сподуменовых пегматитов. В зональных сподумен-лепидолитовых и лепидолитовых пегматитах наблюдается от 3 до 11 зон нередко выклинивающихся по простиранию жил. Сподуменовые и лепидолитовые зоны тяготеют к кровельной и центральной частям жил. В центральных частях присутствует обычно так называемое кварцевое ядро. Поллуцитовые линзы приурочены к центральным и подошвенным частям жил, особенно к участкам их раздувов. Альбитовые зоны, обогащенные минералами тантала. подстилают снизу кварцевое ядро (Е. Н. Камерон и др., 1959 г.).

Из минералого-геохимических критериев прогнозирования могут быть отмечены: а) шлиховые ореолы касситерита, минералов тантала (танталит-колумбита, микролита и др.) и бериллия (берилла, воробьевита); б) наличие в пегматитах сподумена, лепидолита, розового мусковита и розового полихромного турмалина; в) повышенные содержания редких щелочных металлов в породообразующих минералах рудоносных пегматитов по сравнению с безрудными [12]; г) повышенные содержания Li, Rb, Cs, B, Ta, As во вмещающих рудоносные пегматиты породах, вплоть до образования в зонах экзоконтактов цезиевых слюдитов и проявления гольмквиститизации. Ореолы рассеяния лития над редкометальными пегматитами достигают 300 м, а цезия — не более 10 м в отличие от безрудных пегматитов, где литий образует ореол не более 10 м, а цезий — не более 1 м. Здесь следует отметить, что запасы цезия в цезиевых биотитах экзоконтактовых зон некоторых жил превышают запасы этого металла в самых крупных месторождениях поллуцита. В таких биотитах содержание Li_2O 0,3—0,8, Rb_2O 0,08—1,4, Cs_2O 1—4 до 12—16%; д) высокие значения индикаторных отношений $Li^2/(Rb \cdot Cs)$ и As/W в экзоконтактах пегматитов, уменьшающиеся по падению жил и позволяющие (особенно отношение As/W) оконтуривать слепые рудные жилы и оценивать степень эродированности вскрытых тел (Н. А. Виноградова, 1974 г.); е) высокие значения дисперсии и коэффициентов вариаций редких элементов в пегматитах и вмещающих их породах.

Редкометальные граниты (апограниты). В данную формацию наряду с традиционными лепидолит-микроклин-альбитовыми и криофиллит-амазонит-альбитовыми апогранитами, парагенетически связанными с позднеи посторогенной лейкогранитовой формацией, включены также рибекит-циннвальдитовые апограниты щелочногранитовой формации. Первые развиты в геосинклинально-складчатых зонах, последние — в пределах срединных массивов и геоантиклинальных поднятий. Размещение тех и других апогранитов контролируется линейными разрывными нарушениями. Апограниты приурочены к куполовидным выступам апикальных частей гранит-

ных массивов. Вмещающими породами лейкогранитовых апогранитов являются интенсивно грейзенизированные песчано-сланцевые отложения, а щелочногранитовых — известняки, графитизированные мраморы, терригенно-карбонатные, реже сланцевые породы. С глубиной лепидолит-альбитовые апограниты переходят в нормальные биотитовые граниты, щелочногранитовые — в биотит-амфиболовые граниты или граносиениты. Количество слюд в танталоносных апогранитах 3—7, а в апикальных частях массивов 10—20% [6]. Слюдистые концентраты, которые остаются после извлечения минералов тантала и ниобия из апогранитов, состоят из лепидолита, криофиллита и протолитионита (в щелочногранитовых апогранитах еще и из циннвальдита) и содержат Li_2O 3,5—4,0, Rb_2O 0,3—1,2, Cs_2O 0,025—0,34%.

Геохимические ореолы рассеяния элементов-индикаторов вокруг апогранитов значительно шире, чем у редкометальных пегматитов. Ореолы олова, лития и фтора вокруг крупных месторождений превышают 1—2 км, ореолы рубидия и бериллия составляют 500 м. Корреляция между литием, рубидием, фтором и бериллием в ореолах положительная, вне ореолов эти элементы не коррелируются (Н. Е. Залошкова, С. М. Бескин, 1975 г.). В пределах ореолов слюдистые сланцы содержат 0,01—0,05% Sn, 0,1—0,2% Li_2O, 0,4—1,5% F [8].

Редкометальные грейзены. В эту формацию включены лишь экзоконтактовые грейзены, представляющие практический интерес в отношении редких щелочных металлов. К ним относятся собственно циннвальдитовые и кварц-топаз-слюдистые грейзены, объединенные автором в один минеральный тип — циннвальдитовый. Слюдисто-флюоритовые грейзены в нашей классификации являются также собирательным минеральным типом, объединяющим слюдисто-флюорит-фенакитовые, слюдисто-турмалин-флюорит-хризоберилловые и слюдисто-флюорит-берилловые грейзены или метасоматиты.

Ведущими полезными металлами циннвальдитовых грейзенов являются олово и вольфрам, а на месторождении Циновец в циннвальдите содержится также 1,5—1,8% Li_2O, 0,6—2,2% Rb_2O, 0,1—0,3% Cs_2O.

Циннвальдитовые грейзены развиваются по песчано-сланцевым породам экзоконтакта массивов аляскитовых гранитов и кварцевых порфиров. Они, так же как и апограниты, связаны с поздними дифференциатами позднеорогенной лейкогранитовой формации.

Ведущими полезными элементами слюдисто-флюоритовых и олигоклаз-флогопитовых грейзенов являются бериллий и фтор. Содержание слюд в слюдисто-флюоритовых месторождениях составляет 20—70%. Концентрация редких щелочных металлов в слюдистом продукте, остающемся после флотации флюорита и берилла, составляет 0,8% Li_2O, 0,5—0,7% Rb_2O и 0,02% Cs_2O.

Флогопитовый концентрат, который получают в процессе флотации берилла при разработке бериллоносных олигоклаз-флогопитовых жил, содержит 0,4% Rb_2O и 0,04—0,05% Cs_2O. Количество флогопита 50—90%.

Редкометальные метасоматиты и агпаитовые нефелиновые сиениты. Имеют подчиненное значение. Практический интерес представляет нефелин, при переработке которого на алюминий возможно извлечение значительных количеств рубидия и цезия. Краткая характеристика этих формаций приведена в табл. 33.

Редкометаллоносные вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации. Представлены базальт-липаритовой, липаритовой и липарит-дацитовой позднеорогенными или активизационными формациями срединных массивов и гео-

антиклинальных поднятий. Характерными особенностями этих формаций являются: а) преобладание в их составе кислых пород над основными; б) повышенная щелочность и тех и других за счет калия; в) обогащенность редкими литофильными элементами; г) контрастность лав; д) антидромность развития; е) предшествующий их формированию андезитовый вулканизм.

Цезиеносные вулканические стекла, редкометальные витрокластические туфы и литиеносные углисто-карбонатно-глинистые отложения генетически связаны с этими формациями. Перспективными на обнаружение цезиеносных вулканических стекол и витрокластических туфов являются жерловые и околожерловые фации позднемезозойских и мезозой-кайнозойских базальт-липаритовых и липаритовых формаций, а на выявление литиеносных туфогенно-осадочных отложений — позднепалеозойские липарит-дацитовые формации. Благоприятными геохимическими признаками являются повышенные содержания лития (до 0,01%), цезия (до 0,041), часто бора и фтора в породах этих формаций (это относится, в частности, и к эффузивам основного состава) и высокие значения дисперсий и коэффициентов вариации этих элементов. Размеры линз, даек, штоков цезиеносных вулканических стекол и редкометальных витрокластических туфов $(1 \div 9) \times (10 \div 100)$ м, реже до 50×500 м. Мощность литиеносных туфогенно-осадочных пород 10—20 м, площадь до нескольких десятков квадратных километров (Т. Н. Воронич, Л. М. Глейзер и др., 1974 г.).

Цезиеносные вулканические стекла содержат 0,1—0,4% Cs_2O, 0,03—0,09% Rb_2O, 0,002—0,01% Li_2O, 0,015% B, 0,04—0,1% F (Л. И. Лебедева, 1974 г.), редкометальные витрокластические туфы Хеноу-Камб-Хиллза (США) — 0,01—0,08% Li, 0,065% Rb, 0,01—0,15% Cs, 0,002—0,56% Be, 0,2—10% CaF_2 [12]. В литиеносных углисто-карбонатно-глинистых отложениях присутствует 0,04—0,65% Li, 0,003—0,065% Rb, 0,001—0,03% Cs (Т. Н. Воронич и др., 1974 г.).

Из всех рассмотренных формаций эндогенных месторождений лития, рубидия и цезия в настоящее время эксплуатируются только редкометальные пегматиты.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ, СВЯЗАННЫЕ С ОСАДОЧНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ (ЭКЗОГЕННЫЕ)

Экзогенные месторождения лития, рубидия и цезия являются сравнительно «молодыми» и поэтому недостаточно изученными. Однако рапа сухих соляных озер США в настоящее время представляет серьезную конкуренцию редкометальным пегматитам по добыче лития. За основу классификации экзогенных месторождений (табл. 34) взята общеизвестная классификация Н. М. Страхова (1963 г.).

Литиеносная рапа современных внутриконтинентальных соляных озер. Впервые в мировой практике литий был получен из рассолов оз. Серлз (США) в 1938 г. и затем в 1964 г. из рапы подземного оз. Сильвер-Пик (США). В настоящее время последнее является самым богатым по запасам лития. Разведанные запасы лития (металла) в Сильвер-Пик составляют 454 тыс. т, в оз. Серлз — 9 тыс. т, прогнозные запасы Сильвер-Пик 4 млн. т лития [14]. К этому следует добавить, что себестоимость лития, получаемого из рассолов, значительно ниже, чем из эндогенных месторождений. К тому же наряду с литием из рассолов добываются хлориды калия, карбонаты натрия, сульфаты и бораты.

Таблица 34

Характеристика месторождений лития, рубидия и цезия, связанных с осадочными формациями и высокоминерализованными природными водами

Формация	Тип месторождений	Ведущие элементы *	Возможные запасы, тыс. т		Примеры месторождений, форма нахождения лития
Внутриконтинентальных солеродных морей	Карналлиты, рассолы	Mg, K, Br, (Li, Rb, Cs)	Li_2O Rb_2O	1000—10 000 10—1000	Вицценбург (ФРГ)
Крупных морских солеродных заливов	Карналлиты, рассолы	Mg	Cs_2O	0,1—10	
Современных внутриконтинентальных соляных озер	Погребенная литиеносная рапа хлоридно-натриевого класса	Li, K, Mg	Li_2O	1000—10 000	Сильвер-Пик (Невада, США) — карбонат лития
	Межкристальная литиеносная рапа карбонатно-хлоридно-натриевого класса	Li, B, K, W	Li_2O	10—100	Оз. Серлз (Калифорния, США) — дилитий — натрийфосфат
	Поверхностная литиеносная рапа сульфатно-хлоридно-натриево-магниевого класса	Li, Mg, Na, K	Li_2O	1000—10 000	Большое Соленое озеро (США) — хлористый литий
Пластовые воды и рассолы артезианских бассейнов	Хлоридные воды и рассолы с минерализацией до 450 г/л	(Li, Rb, Cs, Sr, Br, I, B, K)	Li_2O Rb_2O Cs_2O	100—1000 10—100 1—10	
Минерализованные воды горно-складчатых областей	Углекислые гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные воды с минерализацией 7—8 г/л	(Rb, Cs)		—	Кавказ, Памир (СССР), Англия, ГДР
Термальные воды областей современного вулканизма	Хлоридно-натриевые воды с температурой 100—300° С, минерализацией 1,5—4 г/л и дебитом до 200 л/сутки	Li, Rb, Cs, (B, F, Cl, As)	Li_2O Rb_2O Cs_2O	1—10 0,1—1 0,1—1	Сальско (Италия), Токану (Новая Зеландия)

* В скобках — элементы, которые могут извлекаться, без скобок — те, что извлекаются в промышленном масштабе.

Основные критерии прогнозирования месторождений лития в связи с соляными озерами следующие.

1. Перспективными на обнаружение литиеносных рассолов являются озера, относящиеся к формации современных внутриконтинентальных соляных озер. Максимальный интерес среди них представляют замкнутые соляные и бороносные озера.

2. Благоприятным признаком является проявление мезозой-кайнозойского активизационного вулканизма, предшествовавшего образованию соляных озер. Развитие в окрестностях озер кислых вулканогенных пород с повышенными содержаниями лития, а также признаков, указывающих на существование термальных источников.

3. Длительное внутриконтинентальное существование озер и сухой аридный климат местности, способствующий интенсивному выпариванию из них воды.

4. Преобладание в рассолах хлора и натрия над остальными компонентами. Литиеносные рассолы могут быть карбонатно-хлоридно-натриевого, хлоридно-натриевого и сульфатно-хлоридно-натриево-магниевого классов.

5. Минимальная степень или отсутствие литификации и диагенетических преобразований рапы.

Карналлиты морских солеродных заливов и внутриконтинентальных солеродных морей. Производство рубидия из карналлитов попутно с извлечением из них калия и магния ведется с давних пор в Германии (месторождения Амелия, Вие ненбург в ФРГ, Стасфуртский район в ГДР), в Китае (Цайдамская впадина, месторождение Тадземаха) и в СССР. Содержания рубидия в карналлитах таковы, г/т:

Крупные морские солеродные заливы	
Амелия (ФРГ)	290—1820
Месторождения СССР	45—360
Внутриконтинентальные солеродные моря	
Месторождения СССР	50—330
Вие ненбург (ФРГ)	80
Стасфуртский район (ГДР)	100—690

Попутно с рубидием из карналлитов может извлекаться в небольших количествах и цезий (его содержание в карналлитах до 20 г/т) [3].

Месторождения карналлитов у нас в стране настолько хорошо изучены, что не нуждаются в дополнительном прогнозировании. Основная задача заключается лишь в реализации комплексного извлечения из карналлитов эксплуатируемых месторождений наряду с калием и магнием рубидия, а возможно, и цезия.

Среди других экзогенных проявлений определенный практический интерес в отношении редких щелочных металлов наряду с рапой сухих соляных озер представляют: а) монтмориллонитовые и гекторитовые межслоевые глины соляных и бороносных замкнутых континентальных бассейнов; б) монтмориллонитовые глины и хрупкие слюды, образующие значительные скопления на месторождениях марганца, меди, флюорита и берилла.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ, СВЯЗАННЫЕ С ВЫСОКОМИНЕРАЛИЗОВАННЫМИ ПРИРОДНЫМИ ВОДАМИ

Классификация этих месторождений (см. табл. 34) составлена по материалам Л. С. Балашова, Г. К. Павленко [2] и Г. И. Арсановой [1]. По дан-

ным этих авторов перспективными в отношении редких щелочных металлов являются следующие группы вод: а) пластовые хлоридные воды и рассолы артезианских бассейнов; б) углекислые гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные воды горно-складчатых областей; в) хлоридно-натриевые термальные воды областей современного вулканизма.

Сравнительный материал по содержанию редких щелочных металлов в различных месторождениях вод и рассолов приведен в табл. 35.

Таблица 35

Содержания редких щелочных металлов, мг/л, в различных водах и рассолах*

Группы вод, местоположение	Li	Rb	Cs
Пластовые хлоридные воды и рассолы артезианских бассейнов			
Припятская впадина	—	29,5	2,8
Ангаро-Ленский бассейн	6,4—9,75	0,2—1	0,1—2,1
Тунгусский бассейн	—	28,5	3,05
Углекислые гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные воды горно-складчатых областей			
Индия (Кашмир, долина Пуга)	5,9	0,9	10,5
Дагестан	—	2,8—99	0,63—5
Памир	8	0,98	1,15
Кавказ	—	0,9—3,1	2,6—4,7
Забайкалье	0,01—0,05	0,006—0,017	0,03—0,05
Хлоридно-натриевые термальные воды областей современного вулканизма			
Новая Зеландия (Вайракей)	9,7	2,1	1,8
Новая Зеландия (Каверау)	4,6	0,45	0,35
Япония (о. Кюсю, Шионаха)	4	0,4	0,3
Камчатка и Курильские острова	1,1—3,5	0,18—0,3	0,125—0,6
Северная Америка (Йеллоустонский национальный парк)	11,0	0,2	0,3

* В таблице использованы материалы Л. С. Балашова и Г. К. Павленко [2], Г. И. Курбанова (1974 г.), С. В. Крайнова, Н. Г. Петровой и И. В. Батуринской (1973 г.), Г. И. Арсановой [1], А. А. Чаудри и Б. Ганды (1973 г.). Данные по Забайкалью Л. И. Лебедевой.

Как показали подсчеты А. Эллиса и С. Уилсона (1965 г.), источниками Вайракей ежегодно выносится 250 т Li, 25 т Cs, 1000 т B, 20 т F, 10 000 т Cl и 60 т As. Аналогичные подсчеты, выполненные по другим видам вод, свидетельствуют о том, что запасы редких щелочных металлов в водных месторождениях весьма значительны. Себестоимость металлов, получаемых из вод, значительно ниже, чем из твердых видов сырья. По заключению советских специалистов, наша страна «обладает значительными геологическими ресурсами различных генетических типов редкометальных вод» [2].

Промышленные параметры редкометальных вод определяются содержанием, мг/л, не менее: цезия 0,5, рубидия 3, лития 10 [2]. В артезианских бассейнах наиболее концентрированные редкометальные воды приурочены к центральным частям бассейнов, которые обычно контролируются зонами древних рифтов. Фундамент на этих участках имеет, как правило, разломно-блоковое строение. Отрицательным признаком на обнаружение вод с высо-

кими концентрациями лития, рубидия, цезия является наличие в разрезе водовмещающих пород экранирующих глинистых отложений, которые представляют собой хорошие природные сорбенты в отношении редких щелочных металлов (Г. А. Голоева, 1974 г.).

В горно-складчатых областях наиболее перспективны в отношении обнаружения углекислых редкометальных вод районы с повышенной геотермической напряженностью и с геохимической специализацией водовмещающих пород на редкие щелочные металлы. Эти воды отличает повышенная хлоридность (С. В. Крайнов и др., 1973 г.). Предполагается, что обогащение вод литием, рубидием, цезием происходит за счет выщелачивания этих элементов из вмещающих пород. В областях современного вулканизма максимально высокие и устойчивые содержания редких щелочных металлов свойственны наиболее горячим (температура 100—300° С на глубине 100 м) хлоридно-натриево-калиевым водам с минерализацией 1,5—4 г/л и высоким дебитом — до 200 л/с [1]. Эти воды приурочены к глубинным разломам, с которыми связаны высокие плотности тепловых потоков. Концентрация в них редких щелочных металлов не зависит от их содержания в водовмещающих породах [1].

* * *

Промышленно важными месторождениями редких щелочных металлов в СССР следует считать не только традиционные сподуменовые пегматиты, но также и разрабатываемые танталоносные апограниты и грейзеновые месторождения олова, вольфрама, бериллия и флюорита, содержащие значительные количества слюд (лепидолита, циннвальдита, флогопита и др.) с высокими концентрациями лития, рубидия, цезия. Прирост запасов редких щелочных металлов может быть обеспечен за счет освоения месторождений редкометальных вод в экономически благоприятных районах, рубидия и цезия — за счет разрабатываемых месторождений нефелина и карналлита, а также за счет цезиеносных вулканических стекол, известных в Забайкалье. Потенциальным источником редких щелочных металлов в СССР можно считать межслоевые глины солеродных бассейнов и рапу внутриконтинентальных современных бороносных и соляных озер.

Главные критерии прогнозирования ведущих редкометальных формаций приведены в табл. 36. Общим для всех эндогенных формаций редких щелочных металлов является следующее.

1. В каждой конкретной структуре земной коры эти формации являются наиболее молодыми позднеорогенными или активизационными.

2. Последовательность магматизма, предшествовавшего их формированию, единая: базальтовый (спилит-диабазовый) или андезит-гранодиоритовый магматизм сменяется дифференцированным (многофазным) гранитовым.

3. Локализация месторождений в зонах, разграничивающих резкоконтрастные блоки земной коры, контрастные (разноподвижные и разновозрастные) структурно-формационные зоны, различные фации метаморфизма и контрастные по составу породы (пегматиты, лейкограниты с кальциево-магниевыми породами и др.).

4. Структурный контроль месторождений разрывными нарушениями второго и третьего порядка, оперяющими зоны региональных разломов.

5. Высокие значения дисперсий и коэффициентов вариаций лития, цезия и некоторых других элементов в породах редкометальных формаций и во вмещающих отложениях.

Таблица 36

Критерии прогнозирования главных рудных и рудоносных формаций лития, рубидия и цезия

Критерии	Формации						
	Редкометальные гранитные пегматиты	Редкометальные граниты (апограниты) и грейзены	Редкометальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные	Редкометальная рапа	Редкометальные рассолы артезианских бассейнов	Редкометальные воды	Редкометальные термальные воды
Геотектоническая позиция	Щиты, складчатые обрамления платформ, контролируемые региональными разломами, срединные массивы и геоантиклинальные поднятия	Геосинклинально-складчатые области и срединные массивы	Геоантиклинальные поднятия и срединные массивы	Области мезозой-кайнозойской тектоно-магматической активизации	Платформы	Горно-складчатые области молодого вулканизма	Области активного современного вулканизма
Возраст	PR—KZ	PZ—MZ	PZ, MZ—KZ	$KZ-Q_4$	?	Q	Q_4
Предшествующий магматизм и фации метаморфизма	Гранитовый (батолитовый). Амфиболитовая и эпидотамфиболитовая	Гранитовый (батолитовый). Филлитовая, реже зеленосланцевая	Андезитовый	Базальт-липаритовый и липаритовый		Базальтовый	Базальтовый
Сопутствующий магматизм	Двуслюдяные граниты позднеорогенных лейкогранитовых формаций	Аляскитовые граниты (и сиениты) позднеорогенных лейкогранитовых и щелочногранитных формаций	Позднеорогенные и активизационные базальт-липаритовые и липаритовые формации				Базальтовый
Структурный контроль	Оперяющие сколовые трещины	Для апогранитов купола апикальных частей массивов, для грейзенов экзоконтактовые зоны гранитных массивов, линейные зоны разломов	Жерловые и околожерловые фации, экранированные монолитными покровами эффузивов	Внутриконтинентальные замкнутые бессточные бассейны, впадины	Рифтовые зоны, разломы		Глубинные разломы, контролирующие тепловые потоки высокой плотности
Состав вмещающих пород (литологический контроль)	Амфиболиты, биотит-актинолитовые сланцы, известняки	Терригенные песчано-сланцевые, карбонатные и терригенно-карбонатные породы	Вулканические стекла, углисто-глинистые отложения	Глины, пески, илы, эвапориты, бура	Доломиты, известняки, подсолевые отложения	Галогенные и песчано-сланцевые отложения	Эффузивы основного и кислого состава
Метасоматизм	Грейзенизация и альбитизация (приразломная)	Грейзенизация и альбитизация (гранитов и приразломная)					
Минералого-геохимические критерии	Высокие концентрации и высокие значения дисперсий			Рассолы хлоридно-натриевого класса с повышенными содержаниями Li, Mg и K	Хлоридные рассолы с повышенными содержаниями Li, Rb, Cs, B, Sr, Br, I	Гидрокарбонатно-хлоридные воды с повышенными содержаниями Cs, Rb и др.	Хлоридно-натриевые воды с повышенными содержаниями Li, Rb, Cs и др.
	Li, Rb, Cs, Ta, Sn, B и других во вмещающих породах и в минералах пегматитов. Шлиховые ореолы минералов Ta, Sn	Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn, Be, F, U в апогранитах и во вмещающих породах. Шлиховые ореолы минералов Ta, Nb, Sn, Be, W	Li, Cs, U, F, Be; стекла имеют красновато-бурую окраску				

Все крупные экзогенные редкометальные формации являются современными или позднечетвертичными образованиями, приуроченными к областям проявления мезозой-кайнозойского активизационного кислого вулканизма (внутриконтинентальные соляные озера), позднечетвертичного (рассолы горно-складчатых областей) и современного базальтового вулканизма (термальные воды).

С общих теоретических позиций заслуживают внимания следующие выводы, вытекающие из рассмотренного выше материала.

1. Редкометальные пегматиты щитов и редкометальные рассолы артезианских бассейнов платформ приурочены к древним рифтовым зонам. Формированию всех прочих эндогенных и экзогенных редкометальных формаций предшествовал андезит-гранодиоритовый или базальт-липаритовый вулканизм.

2. Глубина формирования редкометальных пегматитов (3,5—7 км) и редкометальных рассолов артезианских бассейнов (3—5 км) практически аналогичны.

3. Удивительное совпадение соотношения запасов лития, рубидия и цезия в редкометальных пегматитах и их содержаний (а соответственно и запасов) в термальных водах областей современного вулканизма (Li : Rb : Cs = = 100 : 10 : 10). В деталях эти соотношения и в том и в другом случае могут меняться, но порядок обычно сохраняется. Точно так же совпадает в этих, казалось бы, абсолютно разных природных образованиях и отношение Rb/Cs, составляющее 0,1—4,0.

Все эти выводы пока еще не могут быть объяснены однозначно, но, несомненно, их следует учитывать при разработке модели рудообразования. По-видимому, причастны к рудообразованию, во-первых, основной вулканизм, фиксирующий зоны повышенного теплового потока, во-вторых, вадозные горизонты, обогащенные редкими щелочными металлами, и, в-третьих, кислый магматизм, игравший роль мобилизатора и транспортера рудных элементов. Не исключено, что в результате поглощения редкометальных вод магматическими расплавами в зонах их зарождения или продвижения в верхние структурные этажи земной коры могли возникать редкометальные расплавы, консолидация которых приводила к формированию редкометальных магматических и рудных формаций. Локализация оруденения, вероятно, определяется в значительной мере резкоконтрастной структурно-вещественной обстановкой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арсанова Г. И.* Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. Новосибирск, «Наука», 1974. 112 с.

2. *Балашов Л. С., Павленко Г. К.* К вопросу об использовании подземных вод в качестве сырьевого источника редких элементов. — В кн.: Вопросы изучения месторождений промышленных термальных и минеральных вод и оценка их ресурсов. М., 1973, с. 4—11.

3. *Геохимия*, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. Генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1966. 860 с.

4. *Гинзбург А. И.* Литий. Требование промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 41. М., Госгеолтехиздат, 1959. 28 с.

5. *Гинзбург А. И.* Современное состояние учения о пегматитах. — В кн.: Проблемы минерального сырья. М., 1975, с. 144—162.

6. *Демидова Л. С., Залашкова Н. Е.* Рубидий и цезий в слюдах бериллиевых и танталовых месторождений. — «Редк. элементы», 1973, № 8, с. 91—96.

7. *Коган В. И., Названова В. А., Солодов Н. А.* Рубидий и цезий. М., «Наука», 1975. 336 с.

8. *Обер Ж.* Изучение альбит-мусковитовых гранитов, содержащих минералы фтора, лития, олова, бериллия, ниобия, тантала и других редких элементов (месторождения Монтбра и Эшассьер, Франция). — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., 1974, с. 78—89.

9. *Овчинников Л. Н., Солодов Н. А.* Формационно-парагенетическая классификация промышленных месторождений литофильных редких металлов. — В кн.: Проблемы минерального сырья. М., 1975, с. 71—109.

10. *Солодов Н. А., Челищев Н. Ф.* О некоторых новых типах редкометальных руд, перспективных для химико-технического передела.—В кн.: Технологические исследования в области редких и рассеянных элементов. М., 1975, с. 7—14.

11. *Солодов Н. А.* Использование минерагении литофильных редких металлов при прогнозировании, поисках и перспективной оценке месторождений. М., 1975. 38 с.

12. *Ставров О. Д.* Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними гранитных пегматитов. М., Госгеолтехиздат, 1963. 29 с.

13. *McAnulty W. N., Levinson A. A.* Rare alkali and berillium mineralization in Volcanic tuffs Honev Comb Hills, Juab Cauntv Utah. — Econ. Geol., 1964, vol. 59, p. 768—774.

14. *Norton I. I.* Lithium, cesium and rubidium the rare alkali metals. — Geol. Surv. Prof. Paper, 1973, № 820, с. 356—378.

БЕРИЛЛИЙ *

Бериллий — самый легкий металл, нашедший применение в атомной энергетике, авиации, космонавтике, приборостроении и т. д. По данным Горного Бюро США потребность этой страны в 2000 г. достигнет 40—50 тыс. т условного бериллового концентрата с содержанием 11% BeO по сравнению с 8,8 тыс. т, добытыми в 1970—1972 гг., и 1,6 тыс. т — в 1944—1948 гг.

Примерно 20 лет назад сырьевая база бериллия была стабильна. Она была представлена в основном месторождениями редкометальных гранитных пегматитов (Канада, США, Бразилия, Аргентина, Южная Африка, Китай, Австралия, СССР). В гораздо меньшей степени берилл добывался из кварцевожильно-грейзеновых месторождений вольфрама, молибдена, висмута, олова (США, СССР) и из специфических грейзенов — «слюдитов» или так называемых «десилицированных пегматитов» (Колумбия, СССР). Кроме того, разрабатывались гельвинсодержащие скарны (Айрон-Маунтин в США). Предполагалось, что с развитием технологии флотации вскоре будет резко увеличена доля извлекаемого мелкорассеянного берилла из альбитит-грейзеновых и пегматитовых месторождений. Этот прогноз оправдался лишь частично.

Широкое применение фотонейтронных бериллометров при геолого-поисковых и разведочных работах привело к выявлению в США и ряде других стран большого количества проявлений бериллиевой минерализации, представленной крупными скоплениями минералов, ранее считавшимися редкими — гентгельвина, бавенита, лейкофана, бертрандита, фенакита. Были обнаружены также новые промышленные скопления берилла непегматитового типа. Благодаря высоким содержаниям BeO в бертрандитах и фенакитах (по сравнению с бериллом) были выявлены столь богатые руды (до нескольких процентов BeO), что оказалось целесообразным разработать отдельные характеристики для бериллиевых руд пегматитовой и непегмати-

* Раздел составлен при участии С. М. Бескина и Ю. Б. Марина.

товой групп (табл. 37). Бериллиеносными оказались новые провинции: на Аляске, в Канаде, Мексике и др. Важным также является обнаружение промышленной бериллиевой минерализации не только в «высокотемпературных» пегматитовых и пневматолитовых месторождениях редких металлов, но и в рудах «средне- и низкотемпературных» гидротермальных месторождений — флюоритовых, полиметаллических, золотых.

Таблица 37

Промышленная характеристика бериллиевых месторождений различных формационных групп (по К. Д. Субботину и В. Г. Пентелькову)

Группа формационных типов	Качество руд по содержанию BeO, %	Условные размеры месторождения	Запасы BeO, тыс. т
Пегматитовая	Бедные и стандартные, 0,02—0,22	Мелкие	0,001—0,1
		Средние	0,1—1
		Крупные	1—10
Непегматитовая	Стандартные руды, 0,1—0,3	Мелкие	5—10
		Средние	10—25
		Крупные	Более 25
	Богатые руды, более 0,4	Мелкие	1—10
		Средние	10—25
		Крупные	Более 25

Таким образом, бериллий оказался к настоящему времени одним из немногих полезных ископаемых с нестабильной минерально-сырьевой базой, с большим разнообразием минерального состава руд и типов месторождений. В свете сказанного задача советской геологической службы заключается не столько в увеличении числа выявленных месторождений, сколько в научно обоснованном прогнозировании перспективных площадей, поисках и выявлении крупных промышленных месторождений с богатыми и легкообогатимыми рудами в экономически развитых или географически доступных районах.

Формационные типы месторождений бериллия и их характеристика приведены в табл. 38 и 39, которые суммируют опыт исследований ИМГРЭ, ВИМС и других геологических организаций [1—6]. Промышленные или перспективно промышленные месторождения принадлежат к пяти формационным типам: редкометальным литиеносным пегматитам, грейзенам «стандартным», грейзенам литиеносным (в том числе апокарбонатным, существенно флюоритовым), полевошпатовым (фельдшпатолитовым) метасоматитам (в том числе апокарбонатным, существенно флюоритовым), аргиллизитам (в первую очередь гидротермально измененным вулканитам). Ниже рассмотрены закономерности размещения и критерии прогнозной оценки территорий на месторождения бериллия трех последних формационных типов.

Месторождения формации полевошпатовых метасоматитов. Размещаются в краевых частях докембрийских щитов и блоков на стыке со структурами более молодых складчатых областей. Контролируются глубинными разломами, ограничивающими структуры горст-грабенного типа, и локализованы в «узлах» сопряжения разнонаправленных разломов.

Таблица 38

Классификация пегматитовых месторождений бериллия с выделением промышленных типов (составили К. Д. Субботин, В. Г. Пентельков, С. М. Бескин, Ю. Б. Марин)

Формационный тип месторождений	Минералого-морфологический тип рудных тел, состав руд, запасы и содержания BeO, примеры месторождений	Связь с магматизмом, общая геологическая позиция
Гранитные пегматиты «стандартные»	Микроклиновые и микроклин-альбитовые жилы, линзы, штоки с бериллом; Be, (Ta—Nb, TR, мусковит); $\frac{0.001—0.01}{0.005—0.01}$; Антеро (Колорадо, США)	Продуктивные тела среди безрудных даек, относящихся к жильной фазе крупных массивов лейкогранитов и аляскитов, в их экзоконтактовых зонах
Гранитные пегматиты субщелочные (литиеносные)	*Микроклин-альбит-сподуменовые жилы с бериллом*; Li(Be, Ta—Nb, Sn); $\frac{5—25}{0,03—0,05}$; Кинг-Маунтин (Северная Каролина, США) *Лепидолит-сподумен-микроклин-альбитовые жилы и штоки с бериллом*; Ta, Cs, Rb, Sn, Li, (Be); $\frac{0,1—10}{0,05—0,07}$; Берник-Лейк (Манитоба, Канада)	Продуктивные тела среди безрудных даек поздних субщелочных пегматоидных гранитов и гранит-пегматитов (линейные пояса, рассекающие все предшествующие массивы гранитоидов)
Щелочно-гранитные пегматиты	Альбит-микроклиновые (и амазонитовые) жилы с гадолинитом; (Y, Nb, Th, TR, Be, U); —; Балтийский щит	Пегматоидные обособления и самостоятельные тела — жильная фаза массивов щелочных гранитов (в том числе в экзоконтактах)
Нефелин-сиенитовые пегматиты	Полевошпат-эгирин-натролит-гакманитовые жилы и штоки с чкаловитом и лейкофаном; (Be, Zr, Nb, Th); —; Балтийский щит	Внутриинтрузивные тела в массивах агпаитовых нефелиновых сиенитов

Примечание. Be—собственно-бериллиевые месторождения; (Be)—месторождения, где Be—попутный компонент; в числителе — запасы BeO, тыс. т, в знаменателе — содержания BeO, %; курсивом показаны промышленные, светлым — малоперспективные типы месторождений бериллия; прочерк — бериллиевая минерализация промышленного значения не имеет.

Характерной особенностью рудоносных территорий является «общий щелочной уклон» предшествующего (в рамках одного цикла) магматизма и метасоматизма: гранитоидные серии состоят из комплексов монцонитов, сиенит-граносиенитов, гранитов и аляскитов повышенной щелочности, вплоть до наиболее молодых малых трещинных интрузивов щелочных и субщелочных гранитов (иногда граносиенитов), с которыми ассоциируют бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты. В других случаях гранитоидные серии отсутствуют, но проявлены «приразломные» микроклинизация, окварцевание, фенитизация, альбитизация, рибекитизация. Возраст рассматриваемых месторождений — от позднедокембрийского до мезозойского.

Состав рудоносных метасоматических залежей разнообразен, что в первую очередь обусловлено литологией вмещающих толщ (см. табл. 39). В алюмосиликатных породах характерны полевые шпаты и кварц, в карбонат-

Таблица 39

Классификация пневматолито-гидротермальных месторождений бериллия с выделением промышленных типов (составили К. Д. Субботин, В. Г. Пентельков, С. М. Бескин, Ю. Б. Марин)

Формационный тип месторождений	Минералого-морфологический тип рудных тел, состав руд, запасы и содержания BeO, примеры месторождений			Связь с магматизмом, общая геологическая позиция
	В кислых и умеренно кислых породах	В средних, основных и ультраосновных породах	В карбонатных породах (в том числе переслаивающихся с алюмосиликатными) и скарнах	
Грейзеновый «стандартный»	*«Залежи» альбитизированных и грейзенизированных гранитов с бериллом и (или) бертрандитом*; W, **Be**, (Sn, Bi, Mo); $\frac{2—15}{0,1—0,2}$; Редскин-Шток и Бумер-Майн (Колорадо, США)	Слюдистые зоны с флюоритом и бериллом W, Mo, (Be, Sn); $\frac{1—10}{0,1—0,16}$	Магнетит-флюоритовые и слюдисто-флюоритовые залежи и зоны с бериллом, гельвином — даналитом, хризобериллом; **Be**, W, F, (Mo, Sn); $\frac{1—10}{0,1—0,2}$; Айрон-Маунтин (США)	Поздне- и послемагматические образования в верхних интрузивных (купола, гребни) и надынтрузивных (надкупольных) зонах крупных массивов формации лейкогранитов и аляскитов
	Кварцевые, слюдисто-кварцевые, полевошпат-кварцевые жилы с бериллом; W, Mo, Sn, (Bi, Be, Pb, Zn); $\frac{1—10}{0,1—0,2}$			
Грейзеновый субщелочной (в том числе литиеносный)	«Залежи» альбитовых и амазонитовых грейзенизированных гранитов с бериллом и гердеритом; Ta, Sn (W, Rb, Cs, Li, Be); —; Эшасьер (Франция)	*Плагиоклаз-слюдитовые и флюоритовые жилы и зоны, карбонатные жилы с бериллом, фенакитом, хризобериллом, бромеллитом*; **Be**, (Rb, Cs, Li, F); $\frac{10—15}{0,1—0,15}$; месторождения Намибии и ЮАР	*Слюдисто-флюоритовые залежи, зоны, прожилки с фенакитом, хризобериллом, в других случаях и с бериллом*; **F**, **Be**, (Sn, Li, Rb, Cs, W); $\frac{10—30}{0,1—0,2}$; месторождения Аляски (США)	Поздне- и послемагматические образования в верхних интрузивных и надынтрузивных зонах малых массивов субщелочных (в том числе литий-фтористых) гранитов
	Минерализованные зоны (в кристаллических сланцах); **Be**, (Ta—Nb); $\frac{\text{более } 20}{0,1—1}$; Боа-Виста (Бразилия)			
Полевошпатово-метасоматический (фельдшпатолитовый)	**Кварц-альбит-микроклиновые зоны и залежи гентгельвином и фенакитом в древних гранитах и гнейсах, или с фенакитом и бертрандитом в граносиенитах и гранитах**; **Be**, (Nb, Zr, Th, TR); $\frac{10—100}{0,3—0,55}$	**Рибекит-эгирин-альбитовые зоны с лейкофаном, бастнезитом, фенакитом, даналитом**; **Be**, TR, (Zr, Nb, Th); $\frac{10—100}{0,5}$	**Полевошпатово-флюоритовые залежи и зоны с фенакитом и бертрандитом**; **Be**, **F**, (Th, TR, Zr); $\frac{10—100}{0,2—1,5}$; Маунт-Уиллер (Невада, США)	Приразломные щелочногранитоподобные метасоматиты и экзоконтактовые метасоматиты малых интрузивов щелочных гранитов
Фенитовый	Арфведсонит-эгирин-полевошпатовые зоны с барилитом; **Be**, (Nb, Zr, TR); $\frac{15}{0,5—0,8}$; Силл-Лейк (Канада)		?	Экзоконтактовые метасоматиты нефелиновых сиенитов
Аргиллизитовые и родственные ему	**Монтмориллонит-халцедон-флюоритовые залежи с гельбертрандитом (в риолитах)**; **F**, **Be**, (U, Li); $\frac{\text{до } 120}{0,2—0,7}$; Томас-Рэндж (Юта, США)	?	*Адуляр-флюоритовые залежи с бертрандитом*; **F**, **Be**; $\frac{3—6}{0,3}$; Агуячили и Куэрто-Пальмес (Мексика)	Метасоматиты субвулканических аналогов субщелочных и щелочных гранитов (?)

Примечание. **Be** — бериллиевые месторождения (собственно бериллиевые, флюорит-бериллиевые, вольфрам-бериллиевые, редкоземельно-бериллиевые); (Be) — месторождения, где Be—попутный компонент; в числителе — запасы BeO, тыс. т, в знаменателе — BeO, %; полужирным шрифтом показаны важнейшие промышленные, курсивом — промышленные и перспективно промышленные, светлым — традиционные, но малоперспективные или с неясными перспективами типы месторождений бериллия; прочерк — бериллиевая минерализация в целом промышленного значения не имеет; ? — возможные, но не выявленные типы месторождений бериллия.

ных — полевые шпаты и флюорит; бериллиевые минералы представлены гентгельвином, лейкофаном, бавенитом, фенакитом, бертрандитом, редко бериллом; сопутствующие рудные минералы: бастнезит, торит, другие ториевые и редкоземельные минералы, а также магнетит (гематит). Типичная геохимическая ассоциация — Be, TR, Th, Zr, F, Pb, Zn. Наличие акцессорных радиоактивных минералов в рудах и повышенная магнитная восприимчивость присутствующих на многих месторождениях тел основных пород позволяют применять в комплексе радио- и магнитометрию для поисков оруденения рассмотренного типа.

Месторождения формации литиеносных грейзенов. Размещаются в структурах, в общем сходных с характерными для месторождений предыдущего типа, но здесь гораздо выше доля фанерозойских складчатых сооружений. Наиболее перспективные для рудолокализации докембрийские и нижнепалеозойские комплексы выступают в виде срединных массивов и изолированных блоков.

Характерной особенностью рудоносных территорий является «общий кислый уклон» предшествующего магматизма того же цикла: гранитоидные серии состоят из гранодиоритов, нормальных гранитов, ультракислых аляскитов и завершаются малыми трещинными интрузиями субщелочных гранитов, с которыми и ассоциируют литий-бериллиеносные грейзены. Возраст рассматриваемых месторождений — от пермо-триаса (по некоторым данным от верхнего девона) до позднего мезозоя.

Состав рудоносных метасоматических залежей зависит от литологии вмещающих толщ (см. табл. 39). В алюмосиликатных породах главные минералы представлены кварцем, полевыми шпатами и литиеносными слюдами, в карбонатных породах — литиеносными хрупкими слюдами, турмалином и флюоритом, нередко присутствует топаз. Берилл преобладает в алюмосиликатных породах; фенакит и хризоберилл — в породах, бедных кремнеземом, вплоть до преобладания этих минералов в «апокарбонатных» грейзенах, где встречается также эвклаз. Сопутствующие рудные минералы — касситерит, вольфрамит, шеелит, молибденит. Типичная геохимическая ассоциация — Be, Li, Rb, Cs, F, W.

Месторождения формации аргиллизитов (гидротермально измененных вулканитов). Размещаются в зонах сопряжения молодых мезозой-кайнозойских складчатых областей и краевых частей консолидированных структур платформенного типа, а также в наложенных мульдах, выполненных кайнозойскими кислыми эффузивами. Месторождения контролируются глубинными разломами, фиксируемыми линейными геофизическими аномалиями. Оруденение связано с субвулканическими и экструзивными телами, возможно, являющимися поверхностными аналогами субщелочных («литий-фтористых») гранитов. Возраст оруденения не древнее верхнего мела.

Горизонтальные и пологие рудные тела локализованы преимущественно в «желваковых» туфах в толще стратифицированных риолитовых порфиров. Вмещающие породы флюоритизированы, окварцованы, полевошпатизированы и карбонатизированы. «Желваки» состоят из флюорита, адуляра, кальцита, халцедона. Главный рудный минерал — бертрандит присутствует в виде чрезвычайно тонкозернистых агрегатов. Типичная геохимическая ассоциация — Be, F, возможно Sn, U и Cs.

Рассмотрим пример прогнозирования территории на один из наиболее перспективных типов бериллиевых месторождений — полевошпатово-флюоритовых метасоматитов. Перспективными являются площади, отвечающие

следующим обстановкам: а) щиты или отдельные глыбы докембрия, рассеченные узкими протяженными зонами активизации, выразившейся в развитии дайковых поясов, зон смятия и дробления, приразломных зон метасоматитов; б) развитие фанерозойских гранитоидных серий повышенной щелочности с содержаниями бериллия выше кларковых; в) присутствие малых трещинных интрузивных тел щелочных и субщелочных гранитов и линейных зон полевошпатовых метасоматитов, сопровождаемых повышенным радиометрическим фоном и ореолами Zr, Nb, Li, F, Th; г) широкое распространение карбонатных пород; д) присутствие месторождений и рудопроявлений фтора с признаками сульфидной и редкоземельно-ториевой минерализации.

В пределах намеченных прогнозных территорий локальные перспективные площади приурочены к пересечению главных зон с поперечными ослабленными зонами. Благоприятными признаками являются также переслаивание карбонатных и силикатных пород, скарнирование, проявление бериллиевой минерализации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бескин С. М., Марин Ю. Б.* Типы редкометальных месторождений гранитовых формаций. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1973, ч. 102, вып. 3, с. 306—319.
2. *Генетические* типы гидротермальных месторождений бериллия. М., «Недра», 1975. 247 с.
3. *Овчинников Л. Н., Солодов Н. А.* Формационно-парагенетическая классификация промышленных месторождений литофильных редких металлов. — В кн.: Проблемы минерального сырья. М., 1975, с. 71—109.
4. *Субботин К. Д.* О классификации месторождений бериллия. — «Тр. ИМГРЭ», 1968, вып. 1, с. 16—25.
5. *Субботин К. Д.* О закономерностях размещения бериллиевых месторождений. — «Тр. ИМГРЭ», 1970, вып. 3, с. 41—48.
6. *Субботин К. Д., Ганзеева Л. В.* Типы редкометальных метасоматитов краевых частей щитов и платформ (на примере Русской платформы). — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1974, с. 36—42.

ТАНТАЛ И НИОБИЙ

Тантал и ниобий — одни из самых устойчивых к коррозии жаропрочных металлов, нашедших применение в электрохимии, радиоэлектронике, металлургии, атомной энергетике, авиации, космонавтике и медицине. Спрос на них непрерывно растет, о чем, например, свидетельствуют цифры мирового производства тантала (без социалистических стран): 1957 г. — не более 100 т, 1970—1972 — 1000 т, 2000 г. (оценка Горного Бюро США) — 2000 т.

Близость химических свойств ниобия и тантала обусловливают их тесную связь во всех природных процессах минералообразования, но в силу более широкого распространения в земной коре ниобия его концентрации в месторождениях обычно на порядок выше, чем у тантала. Месторождения тантала и ниобия принято разделять (табл. 40) на собственно танталовые (Ta/Nb — отношение в рудах равно 3 : 1—1 : 4), тантало-ниобиевые (1 : 5—1 : 20) и собственно ниобиевые (менее 1 : 20). Как следует из табл. 40, основная часть мировых запасов ниобия сосредоточена в месторождениях, связанных со щелочными интрузивными формациями. В настоящее время мировая добыча ниобия (16—20 тыс. т в год) приходится в основном на карбонатиты и возникающие за их счет коры выветривания и россыпи, лопари-

Таблица 40

Распределение мировых запасов тантала и ниобия в главнейших типах эндогенных месторождений, в %

Тип месторождений		Запасы, %	
		тантала	ниобия
Месторождения, связанные с аляскитовой, субщелочной лейкогранитовой и щелочногранитовой интрузивными формациями	Собственно танталовые месторождения:		
	редкометальные пегматиты	37.5	1.8
	танталоносные граниты	5	0.2
	Тантало-ниобиевые месторождения:		
	редкометальные граниты	26.2	11
Месторождения, связанные с щелочно-ультраосновной и нефелинсиенитовой (миаскитовой и агпаитовой) интрузивными формациями	лопаритовые агпаитовые нефелиновые сиениты	25	12
	Собственно ниобиевые месторождения:		
	альбититы и карбонатные метасоматиты миаскитовых нефелиновых сиенитов	2.5	8
	карбонатиты и камафориты	3.8	67

товые нефелиновые сиениты и метасоматиты, связанные с миаскитами. Именно эти месторождения являются не только самыми крупными по своим масштабам, но и характеризуются наиболее высокими концентрациями металла в рудах (табл. 41), на порядок превышающими его содержания в месторождениях гранитовых формаций (табл. 42). Поскольку месторождения ниобия, связанные со щелочными формациями, комплексны и являются прежде всего разрабатываемыми месторождениями железа, апатита и др., критерии их прогнозирования рассмотрены в соответствующих главах.

Основу сырьевой базы тантала за рубежом составляют собственно танталовые месторождения (пегматиты, их коры выветривания и связанные с ними россыпи). В СССР на танталовые руды приходится сравнительно немного с учтенных запасов металла, но основная добыча осуществляется именно из п этих руд. В связи с увеличением спроса на тантал, встает задача освоения з(крупных тантало-ниобиевых месторождений. Однако в ближайшие 10—н 15 лет не утратят своего значения и собственно танталовые месторождения. О Типы танталовых месторождений гранитовых формаций и их характеу ристика приведены в табл. 42, которая суммирует материалы ряда исследова- с телей [1—7].

Редкометальные пегматиты. Крупные и богатые месторождения тантала в пегматитах известны в пегматитовых провинциях, обладающих литиевой геохимической специализацией. Поскольку содержание минералов лития в пегматитах в десятки и даже сотни раз превосходит содержание танталатов, то по наличию литиевой специализации пегматитоносной территории можно уверенно прогнозировать месторождения тантала пегматитового типа. Самыми богатыми месторождениями являются сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с разнообразными танталатами, поллуцитом и лепидолитом. Содержание Ta_2O_5 в них составляет 0,015—0,03%, а в центральных частях

жил до 0,2%. Отношение Ta/Nb выше единицы, нередко равно 2—3. Запасы тантала достигают 1—5 тыс. т.

Самыми крупными, но одновременно наиболее бедными из числа пегматитовых типов, являются альбит-сподуменовые пегматиты. Содержание Ta_2O_5 редко превышает 0,01%, отношение Ta/Nb около 1, часто опускается до 0,5—0,8, запасы достигают 10 тыс. т Ta_2O_5.

Альбитовые пегматиты со сподуменом — это мелкие, иногда довольно богатые месторождения тантала и бериллия. Отношение Ta/Nb колеблется в пределах от 1 до 2.

Месторождения сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов, расположенные на древних платформах, значительно богаче и на порядок крупнее месторождений того же типа в фанерозойских складчатых областях. Месторождения альбит-сподуменовых пегматитов древних платформ в несколько раз крупнее месторождений фанерозойских складчатых областей, но не богаче по содержанию тантала. Из мировых запасов тантала, приходящихся на пегматитовые месторождения, 74% заключено в докембрийских пегматитах, 20% — в палеозойских и около 6% — в мезозойских. Причем в СССР основная масса запасов приходится на раннепротерозойскую (2500—1800 млн. лет), раннерифейскую (1600—900 млн. лет) и герцинскую (400—222 млн. лет) эпохи. При прочих равных условиях в амфиболсодержащих вмещающих породах пегматиты богаче танталом по сравнению с любыми другими породами.

Перспективными на выявление месторождений тантала являются районы, в которых пегматиты связаны с самой поздней субщелочной лейкогранитовой формацией. Они группируются в узкие пояса значительной протяженности (до нескольких сотен километров при ширине до 10—12 км). Пояса структурно приурочены к грабенам на платформах и срединных массивах, к региональным разломам центральных частей миогеосинклинально-складчатых зон.

Нередко пегматитовые пояса сопровождаются контрастными линейными геофизическими (особенно магнитными) аномалиями. В пределах поясов отдельные пегматитовые поля приурочены к поперечным разломам, к местам перегиба линейных тектонических зон, к участкам, где они огибают или рассекают плутоны гранитоидов. Продуктивные пегматитовые поля сопровождаются шлиховыми ореолами касситерита, тантало-ниобатов, турмалина, граната, сподумена, шеелита и геохимическими — Li, Cs, Rb, Nb, Sn, Ta.

Танталоносные граниты. К настоящему времени месторождения этой формации выявлены в пределах Средиземноморского пояса и в активизированных областях Центральной Азии (Алжир, Франция, Испания, АРЕ, МНР, Восточная Сибирь). В пределах СССР их обнаружение возможно также в Средней Азии, на востоке Казахстана, в Горном Алтае и не исключено на Кавказе и на юге Украины.

Из четырех парагенетических типов танталоносных гранитов (см. табл. 42) месторождения криофиллит-амазонит-альбитовых и мусковит-микроклин-альбитовых гранитов обнаружены только на древних платформах или докембрийских срединных массивах. Остальные два типа известны в фанерозойских складчатых областях. При этом месторождения на древних платформах и срединных массивах в несколько раз крупнее и значительно богаче по содержанию тантала по сравнению с однотипными месторождениями в складчатых областях фанерозоя. Образование большинства месторождений

Таблица 41

Типы месторождений тантала и ниобия щелочных интрузивных формаций и их характеристика

Материнская интрузивная формация	Редкометальная рудная формация	Парагенетический тип месторождения и главные рудные минералы	Содержание и запасы редких металлов, имеющих практическое значение		Практическое значение месторождений	Возраст и геотектоническая позиция месторождений
			Компонент	Содержание, %	Запасы, тыс. т	
Щелочно-ультраосновная	Карбонатитовая	Кальцит-апатит-магнетит-форстеритовые карбонатиты (камафориты) с гатчеттолитом и бадделеитом	Ta Nb Zr	0,01—0,015 0,1—0,3 0,1—0,5	До 10 10—100 До 200	Разрабатываемые месторождения железа с попутным получением тантало-ниобиевых концентратов и бадделеита	Палеозойский; древние платформы и докембрийские срединные массивы
		Апатит-кальцитовые карбонатиты с пирохлором и гатчеттолитом	Nb Ta	0,3—0,8 0,015—0,09	1000—10 000 1—10	Крупные месторождения ниобия и фосфора (возможно попутное извлечение тантала, редких земель и циркония)	Мезозойский, палеозойский; древние платформы и докембрийские срединные массивы
Нефелинсиенитовая миаскитового типа	Альбититовая	Альбититы с цирконом и пирохлором	Nb Zr	а) 0,4—0,6 б) 0,1—0,2 а) 0,3—0,4 б) 0,1—0,2	а) 100—1000 б) 10—100 а) 100—1000 б) 10—100	Разрабатываемые месторождения ниобия и циркония	а) палеозойский; древние платформы и докембрийские срединные массивы; б) палеозойский; геосинклинальные области
		Эгирин-альбитовые метасоматиты с уран-пирохлором, пандаитом и цирконом	Ta Nb TRCe Zr	0,01—0,02 0,15—0,3 Около 0,3 Около 0,2	5—10 До 100 До 100 До 100	Месторождения тантала, ниобия, редких земель и циркония с неясными перспективами	Палеозойский; геосинклинальные области
		Гематит-альбит-микроклиновые метасоматиты с эшинитом, колумбитом и ильменорутилом	Ta Nb TRCe Zr	0,02—0,03 0,2—0,4 Около 0,3 Около 0,2	10—15 До 200 До 200 До 100	То же	То же
	Карбонатных метасоматитов	Биотит-карбонатные низкотемпературные метасоматиты с пирохлором	Nb	а) 0,4—0,6 б) 0,1—0,2	а) 100—1000 б) 100—1000	Разрабатываемые месторождения ниобия	а) Палеозойский; древние платформы и докембрийские срединные массивы; б) палеозойский; геосинклинальные области
Нефелинсиенитовая агпаитового типа	Редкометальная нефелинсиенитовая (стратифицированные серии)	Лопаритовые уртиты, луявриты, малиньиты	Ta Nb TRCe	0,02—0,04 0,2—0,4 1,0—1,5	? ? 1000—10 000	Крупные месторождения ниобия, тантала, редких земель и, возможно, стронция	Палеозойский; древние платформы и докембрийские срединные массивы
		Эвдиалитовые луявриты и эвдиалититы	Ta Nb Zr TR	0,005—0,015 Около 0,1 3—5 Около 0,3	10—100 100—1000 100—1000 10—100	Перспективные комплексные крупные месторождения ниобия, тантала, циркония, редких земель, слабо изученные, особенно технологически	То же
		Стенструпиновые и ловозеритовые луявриты	Ta Nb TRCe Zr	0,015—0,025 0,2—0,3 До 0,5 До 0,7	10—100 100—1000 1000—10 000 1000—10 000	То же	»

Таблица 42

Типы месторождений тантала и ниобия гранитовых формаций и их характеристика

Редкометальная формация	Парагенетические типы месторождений и главные редкометальные минералы	Форма и размеры, м, рудных тел	Обычное редких ческое	содержание и запасы металлов, имеющих практи-значение		Практическое значение месторождений	Связь редкометальной формации с магматизмом и общая геологическая позиция
			Компонент	Содержание, %	Запасы, тыс. т		
Формации и типы собственно танталовых месторождений							
Гранитные пегматиты, безлитиевые («стандартные»)	Микроклиновые с бериллом и колумбитом	Линзы и линзообразные жилы; (100 ÷ 1000) × (10 ÷ 100)	BeO Ta_2O_5 Nb_2O_5	0,005—0,01 0,003—0,007 0,007—0,01	0,001—0,1 0,001—0,01 0,001—0,01	Мелкие объекты кустарной добычи рудоразборного берилла, иногда колумбита	Продуктивные тела — гранитные пегматиты относятся к жильной фазе крупных массивов лейкогранитов (в их экзоконтактовых зонах)
	Микроклин-альбитовые с танталатами (танталит, тапиолит, водженит) и бериллом	Линзы и жилы; (100 ÷ 1000) × (1 ÷ 20)	Ta_2O_5 Nb_2O_5 BeO	0,013—0,025 0,010—0,015 0,04—0,05	0,1—10 0,1—10 0,1—1	Мелкие и средние месторождения тантала, а иногда и рудоразборного берилла	
Гранитные пегматиты, субщелочные, литиеносные	Сподумен-микроклин-альбитовые с лепидолитом, поллуцитом, танталатами, бериллом	Жилы и линзы; (100 ÷ 1500) × (10 ÷ 550)	Li_2O Rb_2O Cs_2O Ta_2O_5 Nb_2O_5 BeO	0,5—0,9 0,2—0,5 0,1—0,6 0,015—0,03 0,007—0,015 0,04—0,06	0,1—10 0,1—10 10—100 1—100 1—100 0,1—10	Важный источник добычи лития и тантала, основной источник добычи цезия и рубидия с попутными талием (из лепидолита) и бериллием	Продуктивные тела — дайки пегматоидных гранитов и гранит-пегматитов относятся к субщелочной лейкогранитовой формации (линейные пояса, рассекающие все предшествующие массивы гранитоидов)
	Альбитовые с танталитом, бериллом и сподуменом (или без него)	Жилы; (100 ÷ 1000) × (3 ÷ 10)	Ta_2O_5 Nb_2O_5 BeO	0,015—0,025 0,010—0,015 0,08—0,15 До 1	0,1—1 0,1—1 0,1—10 1—50	Мелкие месторождения тантала и бария, редко лития	
	Альбит-сподуменовые с бериллом, колумбитом, иногда фергусонитом	Плитообразные жилы; (1000 ÷ 10 000) × (1 ÷ 40)	Ta_2O_5 Nb_2O_5 L_2O BeO	0,004—0,01 0,006—0,012 1,1—1,5 0,03—0,05	1—10 1—10 100—1000 2—10	Основной источник добычи лития с попутными танталом, бериллием	
Танталоносные граниты	Лепидолит-микроклин-альбитовые с танталит-колумбитом и танталистым касситеритом	Дайки и пластообразные залежи; (100 ÷ 1000) × 50 и (1 ÷ ÷ 10) км² × (10—100) м	Ta_2O_5 Nb_2O_5 Li_2O Rb_2O Cs_2O	0,007—0,012 0,01—0,015 0,2—0,4 Около 0,1 Около 0,01	1—10 1—10 До 200 10—100 1—10	Небольшие месторождения касситерита и танталита с возможным попутным получением тантала из оловянных кеков и редких щелочных металлов из лепидолита	Поздне- и послемагматические (фельдшпатолитовые) образования в верхних интрузивных зонах малых массивов альбитовых, в том числе литий-фтористых гранитов (линейные пояса, рассекающие все предшествующие массивы гранитоидов)
	Криофиллит-амазонит-альбитовые с микролитом и танталит-колумбитом	Пластообразные залежи; (1 ÷ 10) км² × (10 ÷ 100) м	Ta_2O_5 Nb_2O_5 Li_2O Rb_2O Cs_2O	0,013—0,018 0,01—0,015 0,1—0,3 Около 0,1 Около 0,01	5—10 7—12 До 100 До 25 До 2	Среднего масштаба месторождения тантала с возможным попутным получением редких щелочных металлов из криофиллита	
	Мусковит-микроклин-альбитовые с танталитом и касситеритом	Пластообразные залежи; (0,1 ÷ 1) км² × (10 ÷ 100) м	Ta_2O_5 Nb_2O_5 Sn	До 0,027 До 0,012 До 0,1	До 10 1—10 10—100	Среднего масштаба богатые месторождения тантала с попутным оловом	
	Мусковит-топаз-альбитовые со стрюверитом и танталит-колумбитом	Неправильные залежи; (0,1 ÷ 1) км² × (100 ÷ ÷ 1000) м	Ta_2O_5 Nb_2O_5	0,01—0,15 0,01—0,02	До 4 До 5	Мелкие убогие месторождения тантала с неясными перспективами	

Продолжение табл. 42

Редкометальная формация	Парагенетические типы месторождений и главные редкометальные минералы	Форма и размеры, м, рудных тел	Обычное редких чезкое		содержание и запасы металлов, имеющих практи- значение		Практическое значение месторождений	Связь редкометальной формации с магматизмом и общая геологическая позиция
			Компонент		Содержание, %	Запасы, тыс. т		
Формации и типы танталo-								
					ниобиевых месторождений			
Колумбитоносные аляскиты	Микроклин-альбитовые аляскиты с колумбитом и касситеритом	Пластообразные залежи; (10 ÷ 1000) км² × (100 ÷ ÷ 1000) м	Ta_2O_5 Nb_2O_5 Sn		0,001—0,01 0,01—0,1 0,01—1	10—20 10—200 100—1000	Крупные месторождения колумбита и касситерита, рентабельные при развитии на них кор выветривания и россыпей	Поздне- и послемагматические (альбитит-грейзеноносные) образования в апикали пологих куполов крупных массивов аляскитов и лейкогранитов центрального типа
Щелочные граниты	Лепидомелан-микроклин-альбитовые с колумбитом и цирконом	Пластообразные залежи; (1 ÷ 10) км² × (10 ÷ 100) м	Ta_2O_5 Nb_2O_5 ZrO_2		0,007 0,050 0,126	1—10 10—100 10—100	Средние бедные месторождения колумбита	Поздне- и послемагматические (фельдшпатолитовые) образования в верхних интрузивных, над- и околоинтрузивных зонах малых массивов щелочных гранитов (линейные и кольцевые пояса, рассекающие и огибающие все предыдущие массивы гранитоидов)
	Рибекит-протолитионит-микроклин-альбитовые с колумбитом, тантал-пирохлором и цирконом	Пластообразные и неправильные залежи; (1 ÷ 10) км² × (100 ÷ ÷ 1000) м	Ta_2O_5 Nb_2O_5 ZrO_2 HfO_2		0,015—0,03 0,15—0,3 0,3—0,4 0,01—0,02	До 100 100—1000 100—1000 10—100	Крупные месторождения тантала и ниобия с попутными цирконием и гафнием	
	Рибекит-микроклин-альбитовые граниты и метасоматиты с тантал-пирохлором, цирконом, гагаринитом	Пластообразные и штокообразные залежи; (1 ÷ 10) км² × (100 ÷ 1000) м и (100 ÷ 1000) × (10 ÷ 100)	Ta_2O_5 Nb_2O_5 TR_2O_3 ZrO_2 HfO_2		0,02—0,05 0,3—0,5 0,3—0,5 0,3—0,4 0,01—0,02	10—100 100—1000 100—1000 100—1000 10—100	Крупные месторождения тантала и ниобия с попутными цирконием, гафнием, редкими землями	

связано с киммерийской металлогенической эпохой, в единичных случаях с герцинской и каледонской эпохами.

Провинции, перспективные на рассматриваемые типы собственно танталовых месторождений, обладают следующими признаками: это области с преобладанием восходящих движений; наблюдается широкое развитие нормальных, кислых и ультракислых гранитоидов; осадочные породы представлены преимущественно песчаниками, алевролитами, сланцами или их метаморфическими аналогами; металлогеническую специализацию определяют золото, олово, вольфрам; обязательно присутствие месторождений коренного или россыпного касситерита кварц-касситеритовой формации.

Территории перспективны на месторождения описываемых типов, если непосредственно предшествующие танталоносным гранитам интрузивные комплексы лейкогранитов и аляскитов сопровождаются промышленными или близкими к ним месторождениями вольфрама, молибдена, олова, висмута, бериллия грейзенового типа (а также сульфидно-касситеритового) при весьма слабом проявлении пегматитов, в том числе хрусталеносных. Вольфрамиты грейзеновых месторождений в танталоносных районах обогащены танталом и ниобием.

В перспективных районах малые интрузии танталоносных гранитов приурочены к линейным зонам, которые фиксируются сериями пред- и послерудных порфировых и порфиритовых даек, вытянутыми полями эффузивов, «стыками» разновозрастных тектонических блоков. Однако линейность зон в данном случае выражена слабее, чем для поясов редкометальных пегматитов, в связи с чем геофизические методы приобретают особо важное значение для их прослеживания. В пределах выявленных зон малые интрузивы танталоносных гранитов приурочены к местам пересечения или огибания такими зонами крупных массивов ранних гранитоидов, к местам виргации и изгибов зон, участкам флексур в осадочных толщах. Потенциально продуктивные тела танталоносных альбитовых гранитов сопровождаются шлиховыми ореолами касситерита, колумбита, топаза, сульфидов, флюорита и геохимическими ореолами Li, Rb, Be, F, Sn, Pb, Zn. Повышенные радиометрические аномалии не наблюдаются.

Тантало-ниобиеносные граниты. Выделены две формации: колумбитоносные аляскиты и щелочные пирохлор- и колумбитоносные граниты. Иногда массивы обеих формаций совмещаются в единых узлах (Нигерия). В других случаях вторая формация проявляется автономно (Сибирь). Месторождения и рудопроявления рассматриваемых типов зафиксированы как в складчатых областях фанерозоя, так и на докембрийских щитах и срединных массивах. Возраст месторождений от верхнего протерозоя до мезозоя, но наиболее крупные месторождения относятся к докембрию.

Провинции, перспективные на рассматриваемые типы тантало-ниобиевых месторождений, обладают следующими признаками: это консолидированные структуры, для которых характерны устойчивые восходящие движения; наблюдается изобилие древних гранитоидов и гранито-гнейсов; проявлена серия молодых гранитоидов повышенной щелочности; характерно присутствие среди последних лейкогранитов и аляскитов, образующих изометричные массивы диаметром 10—50 км часто с кольцевым строением (колумбитоносные аляскиты); линейные и кольцевые рудоносные зоны отмечаются дайковыми полями, «стыками» разнородных блоков, смятием, дроблением пород и др.

На перспективных территориях месторождения колумбитоносных аляскитов приурочиваются к слабо эродированным аляскитовым массивам, в апикали которых проявлены грейзеновые и альбититизированные фации. Среднее содержание ниобия в гранитах не менее чем 70, а в биотитах — 400—900 г/т (против соответственно менее 40 и 200—400 в заведомо безрудных). Характерны шлиховые ореолы колумбита, касситерита, циркона, монацита, топаза, вольфрамита, флюорита.

Месторождения типа щелочных гранитов и приразломных метасоматитов приурочиваются к тем участкам упоминавшихся линейных зон, которые характеризуются присутствием альбитовых щелочных гранитов, повышенными аномалиями тория, четкими шлиховыми ореолами минералов Th, Nb, Ta, F, Li, Be, Zr, TR. Такие участки тяготеют к узлам пересечения главных поясов с линейными зонами иных простираний (последние нередко трассируются интрузивами базитов), к виргациям линейных поясов, к местам рассечения или огибания более ранних гранитоидных плутонов. По данным Г. С. Мухитдинова, А. А. Ганзеева и Н. А. Нечаевой, указанием на потенциальную рудоносность интрузивов щелочногранитового состава могут считаться содержания, превышающие, в г/т: Li 45, Rb 100, Nb 100, Zr 600, TR 400. Для отнесения массивов к числу потенциально рудоносных необходимо, чтобы эти значения превышали указанный минимум по меньшей мере для таких элементов, как Rb, Nb, Zr. В качестве дополнительных критериев оценки рудоносности могут использоваться отношения Nb/Ta, Zr/Hf, составляющие соответственно 10—12 и 25—40, высокое отношение суммы редких земель к скандию — более 250, а также отношения редкоземельных элементов, характеризующихся сдвигом составов в сторону иттриевых земель.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бескин С. М., Марин Ю. Б.* Типы редкометальных месторождений гранитных формаций. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1973, ч. 102, вып. 3, с. 306—319.
2. *Гинзбург А. И., Овчинников Л. Н., Солодов Н. А.* Генетические типы месторождений тантала и их промышленное значение. — «Геология рудн. м-ний», 1970, № 4, с. 3—10.
3. *Коваленко В. И.* Редкометальные гранитоиды Монголии. М., «Наука», 1971. 239 с.
4. *Кузьменко М. В., Еськова Е. М.* Тантал и ниобий. М., «Наука», 1968. 341 с.
5. *Новый* тип редкометальных апогранитов. — «Геология рудн. м-ний», 1975, № 4, 98—102. Авт. Э. А. Северов, Н. Е. Залашкова, Л. П. Сарин, И. А. Смирнов.
6. *Овчинников Л. Н., Солодов Н. А.* Формационно-парагенетическая классификация промышленных месторождений литофильных редких металлов. — В кн.: Проблемы минерального сырья. М., 1975, с. 71—109.
7. *Солодов Н. А.* Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов. М., «Наука», 1971. 289 с.

ЗОЛОТО

Общее количество золота, извлеченного человечеством из недр начиная с середины IV в. до н. э. по 1975 г. включительно оценивается примерно в 93 тыс. т. С 1493 г. (после открытия Америки) добыто свыше 80 тыс. т, из которых около 61 тыс. т — в текущем столетии *. В течение трех первых его десятилетий ежегодный объем добычи составлял в среднем 500—600 т, трех последующих — 750—850 т, исключая рекордные (1000—1250 т) цифры 1938—41 гг. С 1959 по 1974 г. ежегодно добывалось свыше 1000 т золота; максимальная добыча — 1306 т — зафиксирована в 1966 г. (рис. 42).

В силу специфики золота как денежного товара потребность в нем практически

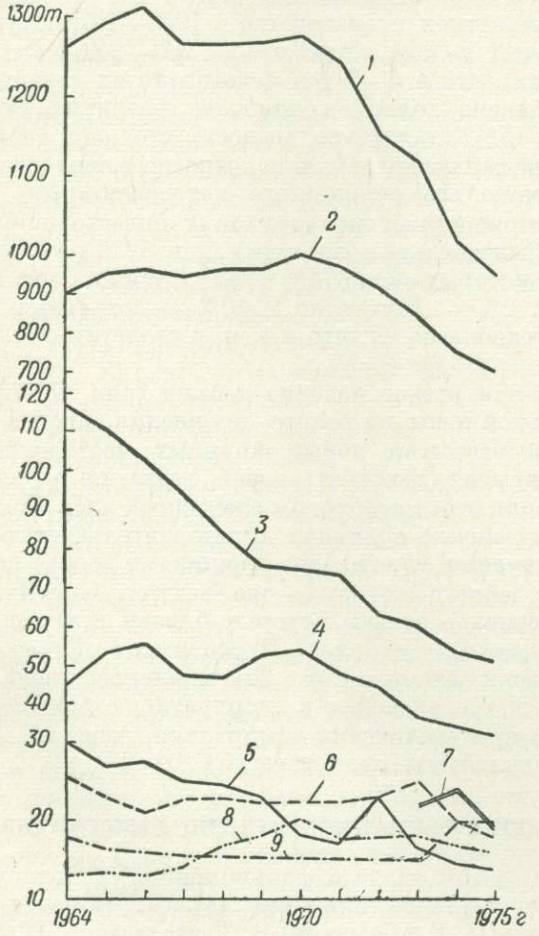


Рис. 42. Динамика добычи золота в мире и основных золотодобывающих странах за 1964—1975 гг.

1 — весь мир; *2* — ЮАР; *3* — Канада; *4* — США; *5* — Австралия; *6* — Гана; *7* — Папуа—Новая Гвинея; *8* — Филиппины; *9* — Родезия.

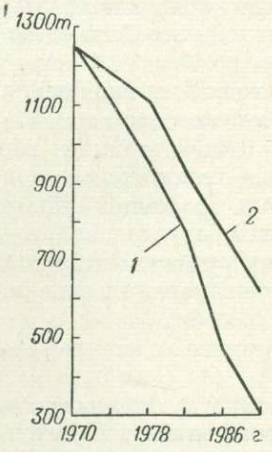


Рис. 43. Один из прогнозов (1970 г.) падения мировой добычи золота при ценах на него 35 (*1*) и 70 долл. за унцию (*2*).

* Здесь и далее приведены данные по промышленно развитым капиталистическим и развивающимся странам по изданиям 1965—1975 гг.: «Mining Annual Rewiew», London; «Mineral Trade Notes», Washington; «Engineering and Mining Journal», New York, а также «US Mineral Resources» (Geological Survey Professional Paper, 820, Washington, 1973, p. 263—275) и др. и по сборникам ВГФ Министерства геологии СССР «Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран» за 1971—1976 гг.

неограниченна и лимитируется только возможностями добычи, темпы и масштабы развития которой целиком зависят от международной политики и экономики, и прежде всего от монопольной международной цены на золото *. В последнее время годовая добыча из недр уже не удовлетворяет спроса на золото, несмотря на продажу его на свободном рынке по цене, в несколько раз превышающей паритет основных валют **. Мировое потребление золота только в немонетном производстве в 1968—1972 гг. составляло 1200—1400 т в год. Из них в США потреблялось 200—240 т ежегодно (около 30% в промышленности), что в 4—5 раз превышало их годовую добычу. Промышленное потребление золота в наиболее развитых странах ежегодно возрастало на 12—15% и предполагалось, что оно достигнет к 1980 г. — 2020 т. На самом деле падение добычи и возросшая цена на золото привели к резкому сокращению его немонетного потребления (до 740 т в 1974 г.) при значительном оттоке в руки спекулянтов и инвесторов (560 т).

Промышленные запасы (рентабельные по курсу цен 1973 г.) оценивались на 1975 г. в 35 тыс. т, из которых около 74% приходится на долю ЮАР, 10% — США, 4% — Канады, 2% — Австралии и 10% — остальных стран капиталистического мира. Предполагается, что к концу столетия они могут быть исчерпаны.

Единодушно предсказывается резкое падение добычи (рис. 43) прежде всего в силу низкой официальной цены на золото, истощения запасов ЮАР и весьма малой вероятности открытия новых крупных месторождений. Имеющиеся перспективы открытия таковых скорей всего не восполнят добычи уже отрабатываемых: для этого необходим ежегодный ввод в эксплуатацию по меньшей мере двух новых рудников производительностью 15—20 т в год. В сложившейся ситуации основными источниками золота служат крупные месторождения, разработка которых уже ведется на глубоких (1000—3000 м и более) горизонтах и запасы которых близки к истощению, а также комплексные руды цветных металлов. Перспективы обнаружения крупных россыпей практически отсутствуют. Значительное увеличение мировых ресурсов золота за счет вовлечения в эксплуатацию более низкосортных руд возможно только при увеличении официальной цены на золото путем девальвации основных валют капиталистических стран.

ГЛАВНЕЙШИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вопросам классификации, в том числе и формационной, золоторудных месторождений уделяется значительное внимание (М. Б. Бородаевская, Г. П. Воларович, Ю. П. Ивенсен, И. Г. Магакьян, В. Т. Матвеенко, Н. В. Петровская, И. С. Рожков, Д. А. Тимофеевский, С. Д. Шер, Н. А. Шило, Ю. Г. Щербаков и многие другие). Обилие предложенных схем, как и отсутствие среди них пока сколько-нибудь общепринятых, свидетельствует об интенсивных поисках в этом направлении. Очевидно, правомерно сосуществование разнообразных классификаций, построенных на различных системах признаков, но и преследующих разные цели. «Работоспособность» формационной классификации должна определяться возможностями ее использования для прогнозирования конкретных формационных типов оруденения,

---

* 1934—1970 гг. — 35 долл., а с 1973 г. — 42,22 долл. за тройскую унцию (31,1035 г.).

** В 1974 г. — 114,75—195,00 долл. за унцию; в ноябре 1976 г. — до 135,00 долл.

исходя из присущих им региональных геологических обстановок, с одной стороны, и с другой — для выявления промышленного потенциала рудоносных площадей, применительно к прогнозируемому формационному типу. Таким образом, первоочередной задачей рудноформационного анализа должно быть выявление корреляционных связей между внутренними (диагностическими) и внешними (геологическими рудоконтролирующими) признаками.

Проведенный в этом плане анализ на основе структурно-вещественного и историко-эволюционного методов с обязательным учетом геолого-промышленных параметров показал, что для целей регионального прогнозирования значительная часть многообразных промышленных концентраций золота может быть сгруппирована таким образом:

I. Золотосодержащие формации.
II. Формации золотоносных россыпей.
III. Собственно золоторудные формации:
1) докембрийских золотоносных конгломератов;
2) золото-кварцевая
а) древних щитов,
б) складчатых областей фанерозоя;
3) золото-сурьмяная;
4) золото-сульфидная;
5) золото-серебряная.

Подразделения группы III, по существу, отвечают вытекающим из опыта мировой горно-геологической практики укрупненным формационным типам, за которыми сохранены их традиционные наименования. И что важно в наших прикладных целях, принятая группировка, объединяя месторождения, сходные по вещественному составу, строению и промышленным параметрам, отражает региональные обстановки их нахождения (формирования) и возможность их повторяемости во времени и пространстве. Естественно, она не является законченной и всеобъемлющей (в частности, в ней пока не классифицированы промышленно важные объекты типа Хомстейка и Пилгримсреста в структурах докембрия, а также некоторые другие) и приведена как пример подхода к систематике объектов в целях регионального прогноза. Также очевидно, что в рамках каждого из выделенных формационных типов возможно и необходимо более дробное подразделение вплоть до типов месторождений по мере «укрупнения» масштаба прогнозирования.

В 70-х годах 90% золота в мире добывается из коренных собственно золоторудных месторождений, около 8% получается при обработке комплексных золотосодержащих руд цветных металлов (так называемое «попутное» золото) и лишь 2% дают россыпи.

Золотосодержащие формации. Если учесть, что более 80% коренного золота приходится на конгломераты ЮАР и Ганы, то доли золотосодержащих и остальных типов собственно золоторудных месторождений в современном балансе мировой золотодобычи окажутся примерно равными. В США около 40%, в Канаде более 23% и в Австралии 20% добычи составляет попутное золото, большая часть которого получается из медных руд. Основными золотосодержащими формациями являются медно (молибденово)-порфировая, медно- и полиметаллически-колчеданная, медно-никелевая сульфидная, рассмотренные в соответствующих разделах книги, и некоторые другие. Месторождения этих формационных типов при незначительных содержаниях золота (часто десятые доли грамма на тонну) служат стабильным его источ-

ником в силу больших запасов руд и независимости от международной конъюнктуры золота. В будущем значение их если и не возрастет, то сохранится.

Формации золотоносных россыпей *. Вплоть до начала текущего столетия россыпи служили важным источником золота. Главное промышленное значение имели кайнозойские аллювиальные россыпи, в настоящее время почти отработанные. Их вклад в мировую продукцию оценивается от 15 до 25%. В странах, входящих в первую десятку продуцентов золота, сейчас только в Колумбии добыча из россыпей составляет 75%, тогда как в США — около 1%, в Канаде — 0,2%.

В последнее время серьезное внимание привлекает возможность разработки морских подводных россыпей на континентальных шельфах. Золотоносными здесь являются преимущественно грубозернистые осадки береговых валов и погребенных русел. Первые положительные результаты достигнуты в Канаде, где у юго-восточного побережья Новой Шотландии подсчитаны запасы золотоносных песков около 32 млн. м³ при содержании золота 540 мг/м³ и глубине моря 25—36 м (предельная глубина для работы современных драг). Ведутся работы в зоне шельфа у побережий Аляски (США) и юго-восточной Австралии. Перспективы этого типа россыпей многообещающи, однако в ближайшем будущем значение их в мировой добыче представляется пока ограниченным.

Перспективы россыпной золотоносности на континентах могут заключаться в обнаружении погребенных россыпей. При оценке региональных территорий в этом плане необходимо учитывать следующее.

1. Фактором планетарного значения является приуроченность эпохи «первичного» россыпеобразования (плиоцен — ранний плейстоцен) ** к неотектоническому внегеосинклинальному этапу развития Земли, охватившему все ее структуры, исключая щиты древних платформ. Встречающиеся на последних россыпи, по существу, представляют остаточные плащевидные надрудные элювиально-делювиальные продукты выветривания и не играют сколько-нибудь заметной роли в золотодобыче (см. табл. 44).

2. Металлогеническим прогнозно-оценочным критерием служит развитие (с учетом экстенсивности его) на территории проявлений россыпеобразующих формаций. Первостепенное значение в этом смысле принадлежит золото-кварцевой формации (см. табл. 44—47).

3. Региональные структурно-морфологические критерии определяются факторами размещения (и сохранности) этого типа россыпей в межгорных впадинах, аллювиальных прибрежных равнинах на флангах горных систем. Локальный геоморфологический контроль выражается в приуроченности их к блоковым реликтовым морфоструктурам древнего рельефа: пологосклонному и холмисто-увалистому мелкогорью, участкам расширения долин, особенно в зонах крупных продольных разломов, плоским водоразделам с реликтами древних террас и тальвегов.

4. Роль локального критерия играет также литолого-стратиграфический фактор: наличие полурыхлых аллювиальных отложений плиоцена — начала среднего плейстоцена, остатки переотложенных и первичных кор выветривания, признаки эпигенетического криогенеза, пестрые и буроцветные аллювиальные отложения, выветрелые «гнилые» галечники с «синюгами» и т. п.

---

* Раздел составлен В. И. Шкурским и автором.

** *В. И. Шкурский.* Анализ стадий россыпеобразования — основа прогнозирования аллювиальных россыпей (на примере золота). — В кн.: «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых». Л., 1971, с. 372—374.

5. Погребенные россыпи не сопровождаются, как правило, шлиховыми ореолами, поэтому при прогнозноочеиочных исследованиях следует широко комплексировать методы морфоструктурного анализа, палеогеографических реконструкций и использовать данные геофизических и горно-буровых работ.

Ниже приводятся (в основном в табличной форме) диагностические признаки, закономерности размещения, рудоконтролирующие факторы, ведущие критерии регионального прогнозирования собственно золоторудных формационных типов, а также их практическое значение и перспективы.

Формация докембрийских золотоносных конгломератов (табл. 43). Благодаря уникальнейшему представителю этой формации — Витватерсранду (крупному рудному району площадью свыше 20 000 км²) в ЮАР — значение ее в мировой золотодобыче непереоценимо. В 1965—1973 гг. ежегодная продукция Витватерсранда составляла 75—80% мировой, а всего с начала его эксплуатации (с 1886 г.) добыто более 32 тыс. т золота, или примерно 40% общего его количества, учтенного с 1493 г. Значительные резервы района свидетельствуют о том, что он останется главнейшим поставщиком Мирового золота по меньшей мере еще 10—15 лет. Представители этого типа в других провинциях по своим масштабам и отдаленно не приближаются к Витватерсранду.

Геологическая позиция всех известных месторождений золото-урановосных конгломератов определяется их нахождением в протоплатформенных комплексах древних щитов. Рудовмещающие комплексы несогласно залегают на архейском гранито-гнейсо-зеленокаменном основании, эродированная поверхность которого нередко перекрыта метаморфизованными продуктами древних кор выветривания. Рудоносные формации располагаются в весьма близких по составу и строению толщах, слагающих своеобразные протоплатформенные структуры. Их формирование определялось специфическими тектоническими, климатическими, палеографическими условиями [1, 2].

Новейшие радиологические данные [7] по конгломератам Африканского, Канадского, Бразильского и Балтийского щитов свидетельствуют об относительно узком интервале времени их формирования — 2,5—2,2 млрд. лет (система Витватерсранд — 2,48—2,37 млрд. лет), что соответствует по существующей геохронологической шкале нижнему протерозою. Несколько более «высокое» возрастное положение (PR_2) занимают по имеющимся данным тарквайские конгломераты Либерийского щита (Гана), отличающиеся от остальных некоторыми особенностями геотектонического положения и ассоциацией золота с магнетитом, гематитом и минералами группы торита.

Очевидно, что наряду с железистыми кварцитами золото-урановосные когломераты являются образованиями, присущими только докембрию, причем главным образом дорифейскому его интервалу, и неповторимыми более в геологической истории Земли. Это прежде всего необходимо иметь в виду при прогнозной оценке региональных рудоносных площадей на золотоносные конгломераты именно описываемого типа, а не на золотоносные конгломераты вообще.

Золото-кварцевая формация (табл. 44). Среди месторождений этого формационного типа выделяются две четко различающиеся по геотектоническим обстановкам своего нахождения группы: 1) месторождения так называемой «древней золото-кварцевой формации», приуроченные к древним (архейским) щитам и 2) месторождения фанерозойских складчатых областей. Кроме того, они различаются, как видно из таблицы, по ряду структурно-

Таблица 43

Диагностические признаки, факторы размещения и критерии прогнозирования формации докембрийских золотоносных конгломератов

Признаки			Характеристика по Ф. П. Кренделеву (1974 г.), Л. И. Салопу (1972 г.) и другим
Диагностические	Вещественные	Промышленные компоненты и средние содержания	Au, (U, Ag, Ir, Os, C, S); Au 9—15 г/т, U 0,013—0,028%
		Типоморфные минеральные ассоциации	Золото, сульфиды (главным образом пирит), уранинит, урановая смолка, тухолит, углеродистое вещество, акцессорные минералы тяжелой фракции — циркон, монацит, шпинель, гранат, рутил, турмалин, алмаз, осмистый иридий, платина и др.
		Характеристика золота: проба, размеры, парагенезис, распределение	880—950; преобладает мелкое—20—30 мкм; выполняет пустотки в цементе и промежутки между обломками, замещает минералы основной массы и рудные, содержится в сульфидах, углеродистом веществе, тухолите, тончайших кварц-пиритовых прожилках; неравномерное до крайне неравномерного
		Рудоносные породы	Конгломераты, гравелиты, реже кварцито-песчаники почти мономиктового кварцевого состава ($SiO_2 > 80\%$) с высокой степенью отсортированности и упаковки галек
	Структурные	Вертикальная зональность (снизу вверх); вертикальный размах оруденения, м	Серицит, хлорит + биотит Пирротин+пирит Уранинит+ +браннерит+ +тухолит → Серицит+хлорит Пирит+ +пирротин Уранинит + +тухолит+ +бран-нерит → Хлорит+ +серицит Пирит Уранинит+тухолит Рудоносные части разреза — до 7000
		Морфология и параметры рудных тел, м	Рудные пласты — прерывистые, в плане извилистые линзы и полосы $(10 \div 10\,000) \times (1 \div 100)$, мощностью 0,01—10, промышленные горизонты мощностью около $^1/_3$ общей занимают в них различные гипсометрические уровни; пласты группируются (по 2—5) в пачки, размещающиеся ярусно в разрезе
Примеры месторождений			Район Витватерсранда (ЮАР), Канавиейрас (Бразилия), Наллагайн (Австралия)
Региональные рудоконтролирующие		Геотектоническая позиция	Окраины древних (эпиархейских) платформ, их блоков вблизи глубинных разломов по границе с многеосинклинальными поясами
		Структуры Тип структур	Протоплатформенные прогибы типа авлакогенных и окраинных, формировавшиеся на фоне конседиментационной тектонической активности на архейском гранито-гнейсово-сланцевом основании

Продолжение табл. 43

Признаки		Характеристика по Ф. П. Кренделеву (1974 г.), Л. И. Салопу (1972 г.) и другим
Региональные рудоконтролирующие	Складчатые и разрывные дислокации	Пологие внутренние складчатые структуры поднятий и прогибов, более интенсивные в приразломных зонах и у бортов прогибов; межпластовые надвиги, сбросы с амплитудами до первых километров, обусловливающие ступенчато-блоковое строение
	Структурное положение	Рудоносные площади тяготеют к бортам прогибов
	Рудовмещающие структурно-формационные комплексы	Вулканогенно-терригенные большой мощности (до 20 км) с межформационными перерывами и несогласиями; в подчиненных количествах кроме вулканитов характерны карбонатные породы, железистые кварциты (джеспилиты), тиллиты
	Рудоносные формации, их строение и положение в разрезе комплекса	Конгломерато-песчаниковая олигомиктовая (континентальные и прибрежно-морские, дельтовые и русловые фации трансгрессивных серий); характерно многоритмовое (конгломераты и гравелиты → →песчаники, кварцито-песчаники→глинистые сланцы) строение; преимущественно в нижней половине комплекса
	Магматизм: протоплатформенного этапа	Вулканизм дифференцированного (базальт-андезит-липаритового) состава, лавы, туфы, пирокласты, силлы, некки и дайки
	платформенного этапа	Интрузии дифференцированных габбро и норитов с ассоциированными гранитами и гранофирами — за пределами рудоносных площадей, в пределах последних — дайки и силлы диабазов, долеритов, гранитоидных и щелочных пород, трубки кимберлитов, щелочных и мелилитовых базальтов
	Метаморфизм	От оси прогибов к их бортам и на глубину — возрастание степени метаморфизма обычно в пределах зеленосланцевой фации
	Провинциальные металлогенические ассоциации и типы золотого оруденения	Fe, Mn, Cr, U, Cu, Co, Ni, TR; месторождения «древней» золото-кварцевой формации — в комплексе основания, золотоносные конгломераты и «стратиформные» пласто- и жилообразные золотоносные тела (в джеспилитах и карбонатных породах) — в протоплатформенном комплексе
Россыпная золотоносность		Не характерна
Главные критерии регионального прогнозирования		1. Рудоносные или потенциально рудоносные формации протоплатформенных комплексов PR_1. 2. Наличие высокоглиноземистых сланцев (метаморфизованных реликтов кор выветривания на эрозионной поверхности фундамента), подстилающих рудоносные комплексы. 3. Развитие золоторудной минерализации в комплексе основания. 4. Региональные радиоактивность и аномалия Au
Примеры провинций, областей		Южно-Африканская, Бразильская, Онтарио

Таблица 44

Диагностические признаки, факторы размещения и критерии прогнозирования золото-кварцевой формации

		Признаки	Характеристика золото-кварцевой формации: древних щитов	Характеристика золото-кварцевой формации: фанерозойских складчатых поясов
Диагностические	Вещественные	Элементы	Au, (Pb, Zn, Te, As, иногда W, Sb)	Au, (W, Mo, As, Pb, Zn, Sb)
		Типоморфные минеральные ассоциации: рудные	Золото, пирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, теллуриды Au (преимущественно калаверит), Ag, Pb, Bi, Sb и др., арсенопирит, шеелит, антимонит	Золото, арсенопирит, пирит, шеелит, антимонит, галенит, сфалерит, молибденит
		нерудные	Кварц, анкерит, кальцит, альбит, серицит (мусковит), хлорит, турмалин, графит	Кварц, альбит, анкерит, кальцит, серицит, хлорит, углистое вещество
		Характеристика золота: проба, размеры, форма нахождения, распределение	850—990; от дисперсного до крупного, макроскопического; свободное — в кварце и сульфидах, в составе теллуридов; неравномерное	750—950; преобладает микроскопическое и макроскопическое, нередко крупное; свободное — в кварце и сульфидах (дисперсное — главным образом в пирите и арсенопирите); неравномерное и крайне неравномерное
		Типы гидротермальных изменений (предрудных и околорудных)	а) березитизация; б) лиственитизация; в) кварц-биотитовая околорудная ассоциация с амфиболами, диопсидом, гранатами, железисто-магнезиальными карбонатами, альбитом; сульфидизация	Лиственитизация, березитизация; окварцевание, серицитизация, карбонатизация, сульфидизация (пирит и арсенопирит), альбитизация, хлоритизация
	Структурные	Вертикальная зональность; вертикальный размах оруденения, м	Отсутствует или проявлена весьма нечетко 700—1500, в крупных более 2000, единичных—3000.	В общем виде: Au, As (W, Mo) → Au(As, Pb, Zn, Sb) → Au, Sb; 400—700, в крупных и очень крупных—1000—1300
		Морфология и параметры рудных тел, м	Сочетания жил, жильно-прожилковых и прожилково-вкрапленных зон, зон сульфидной вкрапленности обычно с четкой приуроченностью к литостратиграфическим и «согласным» структурным	Жилы, жильные и жильно-прожилковые системы в зонах смятия и рассланцевания; межпластовые, седловидные и другие «согласные» жилы и их ярусные системы; лестничные и красичные жилы в дай-

Продолжение табл. 44

	Признаки	Характеристика золото-кварцевой формации: древних щитов	Характеристика золото-кварцевой формации: фанерозойских складчатых поясов
		элементам; протяженность 100—10 000, мощность 0,1—10, до 20—30	ках; протяженность 10—10 000, мощность жил 0,1—10, систем и зон 100—5000
	Размеры месторождений и средние содержания, г/т	Крупные и очень крупные (7—12), средние (12—15), мелкие (15—20 и более)	Крупные, единичные очень крупные (10—15), средние и мелкие (15—20 и более)
	Примеры месторождений и количество добытого золота, т	Поркьюпайн (более 1500), Керкленд-Лейк (700), Керр-Эдиссон (270) в Канаде, Калгурли (более 1100), Норсмен (100) в Австралии, Колар (более 800) в Индии, Кем-Мотор (150) в Южной Родезии	Бендиго (около 695), Балларат (160) в Австралии, Мазер-Лод (около 240), Грасс-Валли-Невада-Сити (около 325), Джуно (327) в США
Региональные рудоконтролирующие	Геотектоническая позиция	Так называемые «зеленокаменные троги» древних (AR) щитов	Складчатые области фанерозоя
	Структуры		
	Тип структур	Синклинорные структуры	
		трогового типа (палеорифты) на гранито-гнейсовом основании	эв- и миогеосинклинального типа на различного состава фундаменте
	Разрывные	Региональные (в том числе и ограничивающие троги) разломы, фиксирующиеся зонами смятия, рассланцевания, регионального плутонического метаморфизма, дайковыми поясами, ориентированные вдоль простирания складчатых структур; узлы их пересечения с «поперечными» разломами	
	Рудовмещающие формации	Снизу вверх по разрезу зеленокаменного комплекса: «метаспилито-кератофировая», граувакковая (молассоидная); характерны железистые кварциты	Вулканогенно-терригенная и терригенная (флишевая, флишоидная, сероцветная, «черносланцевая») группы формаций
	Степень метаморфизма	Преимущественно в зеленосланцевой фации	
	Рудоносный магматизм	Инверсионные (раннеорогенные) полнодифференцированные габбро-гранитовые серии (существенно гранитоидные, с преобладанием гранодиоритов) с натровым типом щелочности и нормальным или пониженным общим уровнем щелочности. Характерны комплексы даек разнообразного состава, нередко отчетливо антидромные	

Продолжение табл. 44

Признаки	Характеристика золото-кварцевой формации	
	древних щитов	фанерозойских складчатых поясов
Латеральная зональность	Не характерна	W (Au) — Mo (Au) — →Au, (As, Pb, Zn, Sb)→Au—Sb
Россыпная золотоносность; примерное соотношение золота, добытого из россыпей и коренных месторождений	Россыпи не характерны; ~1 : 25	Россыпи широко распространены, характерны крупные и очень крупные; от 6 : 1 до 1 : 2 — в различных провинциях, в среднем ~5 : 6
Главные критерии регионального прогнозирования	1. Зеленокаменные структурно-формационные комплексы древних щитов. 2. Гранитоидный магматизм благоприятного петрохимического типа. 3. Проявление золотого оруденения: а) колчеданного типа в зеленокаменном комплексе; б) в виде золотоносных конгломератов и «стратиформных» залежей в платформенном комплексе	1. Инверсионный гранитоидный магматизм натрового типа щелочности. 2. Зеленосланцевый региональный плутонический метаморфизм. 3. Интенсивная россыпная золотоносность
Примеры провинций, областей	Киватин, Западно-Австралийская, Дварварская, Южно-Африканская	Калифорнийская, Аляскинская, Восточно-Австралийская

вещественных признаков, а также весьма важными геолого-экономическими показателями. К числу последних, суммированных С. Д. Шером [4, 5], относятся: 1) провинциальные соотношения коренной и россыпной золотоносности, 2) вертикальный размах оруденения и 3) масштабы (в среднем) крупных объектов. Последнее хорошо иллюстрируют рассчитанные С. Д. Шером [5, с. 194—205] «коэффициенты концентрации» — количество добытого золота в процентах из месторождений, каждое из которых дало свыше 100 т, по отношению ко всему количеству золота, добытого из коренных месторождений. Средние коэффициенты по двум наиболее выдающимся золотоносным провинциям каждого из типов — древних щитов (Киватин и Западно-Австралийская) и складчатых областей фанерозоя (мезозоиды Северной Америки и герциниды Восточной Австралии) — соответственно равны примерно 70 и 50%.

Из остальных отличий подчеркнем следующие. Если типоморфный состав месторождений фанерозоя определяется в целом «чисто» золото-кварцевой (так называемой «убого- или малосульфидной») ассоциацией, то для месторождений древних щитов при характерном наличии теллуридов присуще повышенное в общем количество сульфидов (иногда до нескольких десятков

процентов), особенно в зонах сульфидной вкрапленности. Это обстоятельство дает повод для их отнесения (исходя из вещественного состава) к золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной «формациям». Последние, по существу, часто отвечают типам руд, сочетающимся и связанным взаимопереходами в пределах единых месторождений и рудных тел, или в отдельных случаях — типам месторождений. «Валовый» состав древней золото-кварцевой формации по типам месторождений, согласно данным С. Д. Шера [5, с. 194], представлен золото-кварцевым (40%), золото-сульфидно-кварцевым (40%) и золото-сульфидным (20%) типами.

Доля месторождений древних щитов в общей добыче оценивается в 12—15%. Подавляющее большинство этих месторождений отработаны, а ныне действующие эксплуатируются на больших глубинах и с предельно минимальными содержаниями. Несмотря на открытие в последние 10—15 лет нескольких новых месторождений в Канаде и Австралии, общая продукция их неуклонно снижается.

В разновозрастных (от байкальских до мезозойских) складчатых областях фанерозоя золото-кварцевое оруденение проявлено в однотипной тектоно-магматической обстановке. В своем размещении оно тяготеет к синклинорным (обращенным и необращенным) структурам в тесной связи * с инверсионным или раннеорогенным гранитоидным магматизмом, знаменующим начало послегеосинклинального гранитоидного мегаритма. Ассоциированный с оруденением магматизм представлен гомодромными габбро-гранитовыми интрузивными сериями с преобладанием в гранитоидной группе гранодиоритов (и плагиогранитов) и широким проявлением до- и послегранитовых даек. Такие интрузивные серии золотоносных регионов, фигурирующие как габбро-диорит-гранодиоритовая, диорит-плагиогранитовая, диорит-гранит-гранодиоритовая и другие формации, обладают характернейшим отличительным петрохимическим признаком — существенно натриевым типом щелочности. При этом закономерное проявление данной ассоциации — формационного типа оруденения и петрохимического типа магматизма — не зависит от стиля предшествующего геосинклинального (эв или мио) развития. Натровый тип щелочности присущ и гранитоидному магматизму, ассоциирующему с золотым оруденением древних щитов.

Во многих складчатых областях натровый гранитоидный магматизм во времени сменяется существенно калиевым (лейкократовым), с которым связана оловянная и другая редкометальная минерализация.

Как установлено в последнее время, золото-кварцевое оруденение в складчатых системах фанерозоя, включая и позднейшие из них, локализуется в зонах зеленосланцевого метаморфизма различной степени интенсивности, сопряженного с инверсионным гранитоидным магматизмом. Можно полагать, что такая связь метаморфизма, магматизма и оруденения имеет универсальный характер.

Продукция золото-кварцевых месторождений фанерозоя оценивается примерно до 10% общей; в современном же балансе мировой золотодобычи они играют сугубо подчиненную роль, а запасы крупнейших зарубежных провинций этого типа считаются практически исчерпанными.

---

* Здесь и далее имеется в виду не конкретный характер связи (генетическая, парагенетическая и др.), а статистически устанавливающиеся пространственно-временные ассоциации формационного типа оруденения с определенным типом магматизма (магматическими формациями), т. е. единство времени (в ходе тектоно-магматического развития) и места (в пределах единых региональных структур) их проявления.

Золото-сурьмяная формация. Данная формация, специально рассматривающаяся в разделе «Сурьма и ртуть», является комплексной и составляет с золото-кварцевой единый эволюционно-латеральный ряд. Для нее в общем характерны все те региональные закономерности размещения, рудоконтролирующие факторы и критерии прогнозирования, которые приведены для золото-кварцевой формации в табл. 44. Специфичным для нее прогнозным признаком является «дисперсия» пробности золота в шлиховых ореолах с обособлением высокопробных из них. В балансе добычи отдельных золоторудных провинций месторождения этого типа имеют подчиненное значение.

Золото-сульфидная формация (табл. 45). Эта формация обнимает широкий спектр разнообразных типов золоторудных месторождений, в составе которых значительная роль принадлежит сульфидам и для которых характерны различные сульфосоли и теллуриды. Как на региональном уровне (провинции, зоны), так и в масштабе рудных узлов и полей они составляют четкие эволюционно-латеральные ряды. Крайними членами последних нередко являются золотосодержащие или комплексные (с золотом) месторождения, с одной стороны, вольфрама, молибдена, меди, мышьяка (в том числе и скарновые), а с другой — полиметаллов или сурьмы, обычно не имеющие заметного промышленного значения.

Намечается два типа тектоно-магматических обстановок их нахождения. Во-первых, складчатые области, где оруденение данного типа локализуется в структурах ранней консолидации в связи с инверсионным, раннеорогенным гранитоидным магматизмом. С последним в смежных синклинорных структурах ассоциировано золото-кварцевое оруденение. Таким образом, в пределах складчатых областей золото-сульфидный и золото-кварцевый формационные типы составляют синхронный латеральный ряд. И, во-вторых, области тектоно-магматической активизации, в которых золото-сульфидное оруденение проявляется в связи с внегеосинклинальным магматизмом, но также натрового типа щелочности. При этом на примере Востока СССР отчетливо намечается тенденция повышения общего уровня щелочности золотоносных магматических комплексов по мере нарастания «жесткости» структур: синклинорные зоны складчатых областей → блоки ранней консолидации в них → активизированные области завершенной складчатости фанерозоя → активизированные окраины платформ (при этом в последних повышается роль калия в сумме щелочей). Параллельно с этим трансформируется и фациальный облик золотоносных магматических комплексов: от умеренно глубинных гипабиссальных интрузивных в складчатых областях до вулканогенно-интрузивных с широким развитием субвулканических фаций в областях активизации.

В целом значение этой формации можно определить как локальное а вклад ее в общую продукцию оценивается первыми процентами.

Золото-серебряная формация (табл. 46). Данный формационный тип месторождений присущ областям развития субаэрального вулканизма в различных геотектонических обстановках. До недавних пор золото-серебряные месторождения считались «типоморфными» только для мезозой-кайнозойского вулканизма молодых подвижных поясов, однако сейчас они выявлены и в связи со средне-позднепалеозойским вулканизмом в герцинидах Казахстана и Средней Азии, а также в Магаданской области; позднегерцинские (пермо-триасовые) золото-серебряные месторождения известны в Восточной Австралии.

Таблица 45

Диагностические признаки, факторы размещения и критерии прогнозирования золото-сульфидной формации

Признаки			Характеристика
Диагностические	Вещественные	Элементы	Au, W, Mo, Cu, As, Pb, Zn, Ag, Sb, Bi
		Типоморфные минеральные ассоциации:	
		рудные	Золото, шеелит, молибденит, халькопирит, халькозин, пирит, марказит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, галенит, антимонит, висмутин, аргентит, сульфоарсениты, сульфоантимониты, сульфовисмутиты Cu, Ag, Pb, теллуриды Au, Ag, Pb, магнетит, гематит
		нерудные	Кварц, турмалин, хлорит, кальцит, сидерит, анкерит, доломит, родохрозит, флюорит, барит, гипс, цеолиты
		Характеристика золота: проба; размеры; форма нахождения; распределение	650—950; от дисперсного до макроскопического, крупного; свободное — в кварце и рудных минералах, связанное — в теллуридах; неравномерное до относительно равномерного
		Типы гидротермальных изменений (предрудных и околорудных)	Березитизация, лиственитизация, скарнирование, аргиллизация; окварцевание, турмалинизация, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация, сульфидизация
	Структурные	Вертикальная зональность; вертикальный размах оруденения, м	Иногда отчетливая — прямая и обратная (стадийности); чаще затушована наложением разновременных стадий минерализации; в общем виде: Au, Pb, Zn, Ag, → Au, Ag, (Cu, As, Pb, Sb, Bi) (W, Mo, Cu, As) ← сульфиды сульфиды, сульфосоли, теллуриды 500—600, отдельные 800—1000
		Морфология и параметры рудных тел, м	Жилы и жильные системы (10—10 000, мощность 0,1—10); трубо- и конусообразные тела минерализованных брекчий (взрыва) и прожилково-вкрапленных руд (100 ÷ 1000) × (100 ÷ 1000); залежи в литологически благоприятных горизонтах, пластообразные вдоль плоскостей контактов, экранов и т. п. размерами (100 ÷ 1000) × (10 ÷ 1000), мощностью 1—100 и более сложной формы в сочетании с разрывными нарушениями, контактовыми поверхностями интрузивных тел
Примеры месторождений (рудных полей)			Айдахо-Спрингс, Централ-Сити, Ледвилл, Батл-Маунтин в США
	Геотектоническая позиция		Складчатые области фанерозойских подвижных поясов (а); области тектоно-магматической активизации систем завершенной складчатости, окраин платформ и щитов (б)

Продолжение табл. 45

Признаки		Характеристика
Региональные рудоконтролирующие	Структуры	Зоны и блоки ранней консолидации (центральные и краевые поднятия, антиклинории), границы их сочленения с синклинориями; продольные региональные разломы — «структурные швы» (а); дифференцированные сводовые и сводово-глыбовые поднятия; системы крупных разломов, нередко древнего заложения — продольных линеаментов и поперечных (межблоковых) швов (б)
	Рудовмещающие формации	Терригенно-вулканогенная, терригенная, терригенно-карбонатная группы формаций, разнообразные интрузивные породы, гранито-гнейсово-сланцевые комплексы блоков фундамента
	Рудоносный магматизм	Дифференцированные габбро-гранитовые серии натрового типа щелочности с нормальным и повышенным общим уровнем щелочности, широко проявлены комплексы послегранитовых даек. Интрузивный магматизм инверсионного этапа развития (а); интрузивный и вулканогенно-интрузивный внегеосинклинальный магматизм в линейных и центральноплощадных ареалах (б)
	Латеральная зональность (в общем виде)	W, (Au) — Mo, (Au) — Cu, (Au) — As, (Au) — → Au, Pb, Zn, Ag, (Cu, As,) → Au, Ag, Pb, (Cu, As, Sb, Bi, Te) → Pb, Zn, (Au); → Sb, (Au)
Россыпная золотоносность		Характерны мелкие и средние россыпи
Главные критерии регионального прогнозирования		1. Интрузивный и вулканогенно-интрузивный гранитоидный магматизм благоприятного петрохимического типа. 2. Пояса и узлы развития малых интрузий и даек (а) экструзивных и субвулканических тел (б) рудоносных комплексов. 3. Благоприятный эрозионный срез, фиксируемый отсутствием крупных батолитоподобных интрузий, наличием надинтрузивных роговиковых ореолов, субвулканических, экструзивных фаций рудоносных магматических комплексов. 4. Развитие золотосодержащих и комплексных (с золотом) месторождений вольфрама, молибдена, мышьяка, меди, полиметаллов. 5. Россыпная золотоносность
Примеры провинций, областей		Колорадо, Большого Бассейна

Таблица 46

Диагностические признаки, факторы размещения и критерии прогнозирования золото-серебряной формации

Признаки			Характеристика
Диагностические	Вещественные	Элементы	Au, Ag, (Cu, Pb, Zn, Te, Se, Mn, Hg)
		Типоморфные минеральные ассоциации:	
		рудные	Самородные золото и серебро, электрум, кюстелит, аргентит, пирит, марказит, галенит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит (фрейбергит), сульфосоли (преимущественно сульфоантимониты) Ag, кераргирит, дискразит, теллуриды Au, Ag, Pb, селениды Au и Ag, родонит, киноварь
		нерудные	Кварц, халцедон, адуляр, серицит, калиевые гидрослюды, кальцит, арагонит, родохрозит, сидерит, доломит, анкерит, флюорит
		Характеристика золота: проба; размеры; форма нахождения; распределение; средние содержания; отношение Au : Ag	Характерна менее 700, иногда до 800—900; преобладает дисперсное и микроскопическое; свободное — в кварце, сульфосолях и сульфидах, связанное — в кюстелите, электруме, теллуридах и селенидах; крайне неравномерное, с резко обогащенными участками — «бонанцами»; 10—20 до 35—70 г/т; от 10 до 0,01 и менее
		Типы гидротермальных изменений (дорудных и околорудных)	Пропилитизация, окварцевание, аргиллизация, альбитизация, адуляризация, алунитизация, серицитизация. Вертикальная метасоматическая «околотрещинная» зональность (в общем виде снизу): пропилиты → кварциты → аргиллизиты (альбит, эпидот, хлорит → адуляр, серицит → алунит)
	Структурные	Вертикальная зональность: вертикальный размах оруденения, м	Cu, (Pb, Zn, Au, Ag) → Au, Ag, Fe, (Sb, Se) → Sb, Hg, (Au) (Pb, Zn, Au) халцедон, кварц, адуляр, сульфиды адуляр, сульфосоли, теллуриды (селениды) опал, каолиты, цеолиты Нередко телескопирование, 200—400, крупные до 600, единичные 800—1000
		Морфология и параметры рудных тел, м	Жилы (100—5000, мощность 1—2 до 15) и жильные системы (1000—20 000, мощность — до первых сотен); изометричные (в плане) системы жил — радиальные и более сложной ориентировки; штокверковые и прожилково-вкрапленные зоны (100 ÷ ÷ 10 000)×(100—10 000); трубообразные тела минерализованных брекчий взрыва и обрушения (10 ÷ 1000)×(10 ÷ 1000); метасоматические залежи неправильной формы. Вертикальная структурно-морфологическая зональность (снизу): стволовые жилы → «ветвящиеся» жилы и прожилки → штокверковые и прожилково-вкрапленные зоны

Продолжение табл. 46

Признаки			Характеристика
Региональные рудоконтролирующие		Примеры месторождений (рудных полей) и количество золота, добытого из наиболее крупных, т	Крипл-Крик (около 595), Теллурид-Силвертон (около 200), Комшток (около 265) в США, Кономан в Японии, Акупан на Филиппинах
		Геотектоническая позиция	«Орогенные» вулканические пояса (окраинно- и межматериковые); вулканические пояса островных дуг; вулканические и «криптовулканические» зоны (внутриконтинентальные) областей тектоно-магматической активизации; контролируются трансрегиональными линеаментами и трансформными зонами
		Тип структур	Интенсивно дифференцированные сводовые и сводово-глыбовые поднятия, осложненные грабенами, горстами, компенсационными прогибами, с «выводом» блоков цоколя и проявлением разномасштабных вулкано-тектонических структур
		Структурное положение	Продольные периферические и внутренние магмовыводящие разломы, узлы их пересечения с поперечными разломами (прилегающие структуры и внутренние блоки основания с локализованными полями вулканитов, окраины депрессионных структур-прогибов, кальдер с развитием локальных палеовулканических аппаратов центрального типа)
		Магматизм	
		Рудоносные формации	Полно или контрастно дифференцированные вулканические серии группы «порфировых» формаций — от андезит-базальтов (базальтов) до дацитов и липаритов, иногда с отчетливой гомодромностью вулканического ритма, иногда с очевидно синхронным проявлением контрастных по составу формаций
		Фациальные особенности	Лавы, пирокласты, игнимбриты, внутри- и послепокровные трещинные интрузии, экструзивные, субвулканические тела и штоки, дайки, тела эруптивных и эксплозивных брекчий и т. п., образующие сложнопостроенные (линейные и кольцевые) палеовулканоструктуры — локализаторы оруденения; характерно, особенно в обрамлении вулканических поясов, проявление синхронного и петрохимически родственного вулканитам гранитоидного магматизма (вулкано-плутонических ассоциаций)
		Метаморфизм	Региональная дорудная пропилитизация с проявлением вертикальной зональности (снизу): эпидот → эпидот + хлорит → хлорит → септехлорит
		Россыпная золотоносность	Обычно мало характерна, в случае наличия — россыпи небольших размеров
		Главные критерии регионального прогнозирования	1. Полифациальные комплексы субаэральных вулканитов с развитием субвулканических фаций. 2. Региональная пропилитизация. 3. Благоприятный эрозионный срез, фиксируемый реликтами или отсутствием платопокровов, эпидот-хлоритовой и хлоритовой фациями пропилитов. 4. Площадные калиевые аномалии. 5. Проявление золотого оруденения в структурном ярусе основания
		Примеры провинций, зон	Колорадо, Калифорнийская, Ниппонская, Трансильванская

Промышленное значение их достаточно велико. Так, в период расцвета эксплуатации бонанцевых месторождений в США (1860—1920 гг.) только пять наиболее крупных из них обеспечили примерно 20% золоторудной базы. В настоящее время почти все более или менее значительные месторождения этого типа в мире отработаны, и их удельный вес в ежегодном балансе не превышает 2—2,5%.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НОВОГО ПРОМЫШЛЕННОГО ТИПА

В последнее время в золотодобывающей промышленности США большое значение приобрели своеобразные месторождения золота, именуемые в американской литературе месторождениями вкрапленного типа (disseminated deposits). Они представлены пласто- и жилообразными телами и залежами окварцованных и минерализованных пород с тонковкрапленным золотом в существенно карбонатных углеродсодержащих толщах. Аналогичные мелкие месторождения были известны и рентабельно отрабатывались в 1930—1950-х гг. Но только в 60-х годах с открытием в Неваде месторождений Карлин и Кортец с запасами соответственно 110 и 30 т при содержаниях 9—10 г/т (по данным на 1968 г.) они привлекли к себе пристальное внимание как представители нового промышленно важного типа. С 1969 г. они в сумме дают ежегодно более 22% золота США. Именно с этим типом связываются надежды на возрождение золоторудной базы страны, в связи с чем Геологической службой интенсивно осуществляется обширная научно-исследовательская программа по геологическому и геохимическому изучению этих месторождений и ведутся их поиски.

Ввиду известных аналогий геологического строения и металлогении складчатых поясов мезозоид Северо-Американских Кордильер и советского сектора Тихоокеанского пояса представляет безусловный интерес суммировать признаки этих месторождений, определить геологическую позицию их нахождения и критерии прогноза. Результаты проведенного с этой целью анализа на примере области Большого Бассейна, по данным [6, 8, 9, 10 и др.], представлены в табл. 47.

Как видно из таблицы, эти месторождения обладают рядом специфических черт, объединяющих их и подчеркивающих их своеобразие: 1) минералого-геохимическая ассоциация при нахождении мышьяка преимущественно в виде реальгара и аурипигмента; 2) тонкодисперсная форма нахождения золота в рудах и его парагенезис с кварцем, глинисто-гидрослюдистыми минералами и «битумами»; 3) отсутствие типичных кварцевожильных выполнений; даже в жилообразных телах, локализованных в трещинных структурах, «жильная» масса представляет собой агрегат субмикроскопического кварца, глинисто-гидрослюдистых минералов и аморфного углерода, являясь результатом метасоматического замещения обломков пород и продуктов их тектонической переработки; для кварцевых выполнений в рудных телах характерна мелкопрожилковая форма; 4) вне зависимости от структурно-морфологических типов рудных тел — трещинные или пластообразные (рис. 44) — все они локализуются в горизонтах определенного литологического состава.

В своем пространственном размещении эти месторождения тяготеют к сочленению структур эв- и миогеосинклинальных зон («пояс Антлер») складчатой области мезозоид Кордильер Калифорнии и Невады, где локали-

Таблица 47

Диагностические признаки, факторы размещения и критерии прогнозирования месторождений невадийского типа

	Признаки	Характеристика
Диагностические структурные и вещественные	Элементы	Au, (As, Sb, Hg, W)
	Типоморфные минеральные ассоциации: рудные	Золото, пирит, реальгар, аурипигмент, антимонит, арсенопирит, галенит, сфалерит, пирротин, марказит, сульфоарсениты (?), киноварь, шеелит, магнетит
	нерудные	Кварц, доломит, кальцит, иллит, монтмориллонит, каолинит, барит, флюорит, углеродистое вещество
	Характеристика золота; проба; размеры; форма нахождения; распределение	Данные о пробности отсутствуют; тонкодисперсное и субмикроскопическое (преобладает 0,1—10 мкм); свободное — с кварцем, глинисто-гидрослюдистыми минералами, в сульфидах и магнетите, адсорбированное активированным углеродом, в золото-органических соединениях (?); неравномерное
	Типы гидротермальных изменений	Окварцевание (джаспероидизация), аргиллизация, кальцитизация
	Вертикальная зональность; вертикальный размах оруденения, м	Не установлена; на эксплуатировавшихся месторождениях до 300
	Морфология и параметры рудных тел, м	Согласные пластообразные залежи, лентои жилообразные тела в полостях брекчирования и смятия межпластовых и надвиговых нарушений, при комбинации последних со сбросами — более сложной формы — все в литологически благоприятных горизонтах. Протяженность по простиранию 1000—5000, по падению 100—1000; мощность 1—100
	Размеры месторождений и средние содержания, г/т	Мелкие (около 15), единичные средние и крупные (около 10)
	Примеры месторождений, подсчитанные запасы (*З*) или количество добытого (*Д*) золота,	Карлин ($З > 110$), Кортец ($З > 30$), Гетчелл ($Д \approx 15$), Голд-Акрес ($Д \approx 10$), Бутстрап, Манхаттан в США
Локальные рудоконтролирующие	Литологические	Карбонатно-терригенные интервалы разреза дифференцированного состава и строения (нередко изменчивые по мощности и латерали)-слоистые известняки и алевролиты, аргиллиты, илистые, алевритистые, песчанистые, известковистые и другие их разности, пиритсодержащие, «битуминозные» (содержание органогенного углерода от долей до первых процентов)

Продолжение табл. 47

	Признаки	Характеристика
Локальные рудоконтролирующие	Структурные	Складчатые структуры различной степени напряженности — от моно- до изоклинальных; разрывные нарушения — согласные с напластованием и секущие, крутопадающие
	Магматические	В пределах рудных полей небольшие массивы, тела и штоки гранитоидов, дайки и силлы порфиров и порфиритов — дорудные, реже гипабиссальные и субвулканические тела, силлы и дайки, реликты покровов вулканитов (пострудные)
	Гидротермально-метасоматические	Развитие джаспероидизации, аргиллизации, пиритизации, безрудных или слабо золотоносных баритовых и кальцитовых жил
	Геохимические	Первичные аномалии Au, Ag, As, Sb, Hg, W
Региональные рудоконтролирующие	Геотектоническая позиция, глубинное строение	Миогеосинклинальные зоны полициклических складчатых областей (поясов) в обрамлении блоков ранней консолидации (платформ, щитов, массивов); сокращенная мощность коры, с промежуточным «корово-мантийным» (со скоростями продольных волн 7,3—7,6 км/сек) слоем в ее основании
	Особенности региональных рудоносных структур различных этапов развития подвижных поясов: демисионных	Склоны миогеосинклинальных прогибов, зоны их переходов к эвгеосинклинальным, с развитием частных инверсий, сопровождавшихся крупными пологими надвигами, и незначительным локальным проявлением магматизма
	инверсионных	Геоантиклинальные поднятия с «продольными» складчато-надвиговыми дислокациями и гипабиссальным интрузивным магматизмом
	орогенных и посторогенных	Дифференцированные сводово-глыбовые и сводовые поднятия, полихронный гранитоидный магматизм, полифациальный субаэральный вулканизм, рифтообразование
	Рудоносные формации: осадочные	Карбонатные (известняково-доломитовые) и терригенно-карбонатные (глинисто-известняковые); фации мелководных бассейнов с повышенной битуминозностью, сероносностью и т. п.
	магматические	Дифференцированные габбро-гранитовые интрузивные серии и дайковые комплексы инверсионного и раннеорогенного этапа развития

Продолжение табл. 47

Признаки	Характеристика
Региональные латерально-эволюционные соотношения типов золотого оруденения и их ассоциации	1) Эвгеосинклинальная зона: Au, W, Mo, As, Sb; золото-кварцевая формация 2) Миогеосинклинальная зона: Au, W, Mo, Cu, Pb, Zn, Sb; невадийский тип и золото-сульфидная формация 3) Активизированные блоки ранней консолидации: Au — Ag, Cu, Mo, Pb, Zn, U, Hg; золото-серебряная формация
Россыпная золотоносность	Непосредственно в связи с месторождениями данного типа не характерна, но в районах их нахождения имеются россыпи, образованные за счет других типов золотого оруденения
Главные критерии регионального прогнозирования	1. Наличие рудоносных или потенциально рудоносных формаций в демисионном структурно-формационном комплексе. 2. Ареалы инверсионного и раннеорогенного гранитоидного магматизма. 3. Региональное проявление джаспероидизации. 4. Благоприятный эрозионный срез, «выводящий» рудоносные формации из-под бронирующих их надвиговых покровов. 5. Полихронное и полиформационное золотое оруденение, золотосодержащие месторождения других металлов

зуются в палеозойском существенно карбонатном комплексе. В региональном металлогеническом плане они принадлежат промежуточной зоне Центральной Невады — между зоной Сьерры-Невады с развитием оруденения золото-кварцевой формации и областью тектоно-магматической активизации Колорадо с пестрым металлогеническим спектром, в том числе и широко проявленной золото-серебряной формацией. Оруденение последней также «перекрывает» и промежуточную зону, но в ее пределах рудные поля рассматриваемого и золото-серебряного типов пространственно разобщены.

Геохронометрические данные по ассоциированным с оруденением «вкрапленного» типа интрузивным породам в рудных полях и их ближайших окрестностях и минералам руд ограничены интервалом 90—120 млн. лет, исключая третичную пострудную (?) дайку месторождения Кортец [9], что соответствует времени становления заключительных фаз батолита Сьерры-Невады и формирования золото-кварцевого оруденения. Не трудно видеть, что по положению в региональных структурах, времени проявления в развитии складчатой области и типу ассоциированного с ним магматизма рассматриваемое оруденение является эквивалентом золото-сульфидной формации (см. табл. 45). Месторождения последней широко развиты и в промежу-

точной зоне. Однако пространственно-временные соотношения этих типов оруденения здесь не установлены.

В связи со сказанным автором не используется термин «золото-углеродистая» формация, предложенный применительно к рассматриваемым месторождениям в 1972 г. В. И. Найбородиным, В. М. Мерзляковым и А. А. Сидоровым, кстати, одними из первых указавшими на возможность их нахождения на Северо-Востоке СССР. Кроме того, можно привести следующее: несмотря на количественно однородную «углеродистость» всего

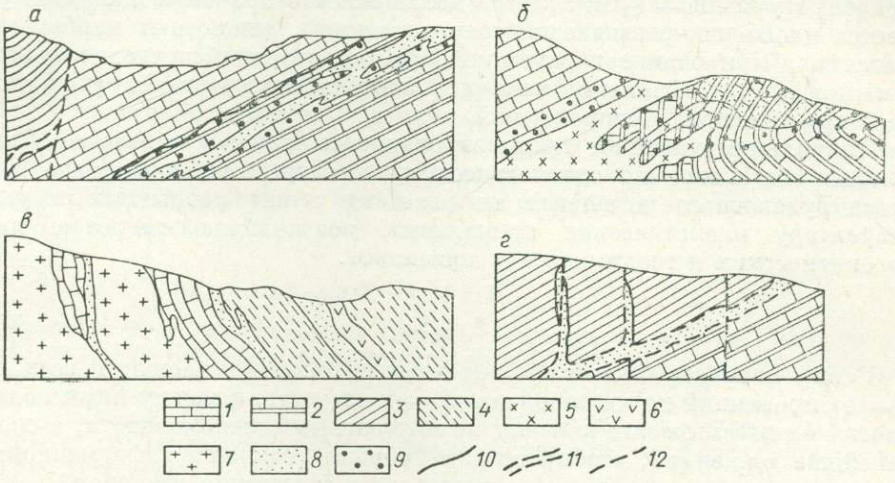


Рис. 44. Структурно-морфологические особенности месторождений невадийского типа (по Д. М. Хаусену, П. Ф. Керру, П. Джоралемону, Дж. Д. Уоллсу и другим).

Схематический геологический разрез месторождения: *а* — Карлин, *б* — Кортец, *в* — Гетчелл, *г*— Голд-Акрес.
1 — известняки и доломиты; *2* — слоистые известняки и алевролиты (S_1); *3* — углисто-глинистые и кремнистые сланцы с кварцитами (O); *4* — углистые аргиллиты и алевролиты (ϵ_1); *5* — биотит-кварц-санидиновые порфиры (P—N); *6* — андезитовые порфириты (K_{1-2}); *7* — гранодиориты (K_{1-2}); *8* — рудные тела; *9* — измененные породы; *10* — тектонически подновленные несогласия; *11* — надвиги; *12* — сбросы.

разреза, оруденение локализуется только в интервалах определенного строения и состава; не на всех месторождениях существует тесная ассоциация золота и корреляция его содержания с углеродистым веществом, несмотря на присутствие последнего; и, наконец, ассоциация золота и углеродистого вещества вообще характерна для золоторудных месторождений, начиная с докембрийских золотоносных конгломератов. Таким образом, наличие углеродистого вещества в данном случае не является единственным и решающим фактором в формировании этого типа оруденения, так же как и только ему присущим. Поэтому упомянутые месторождения рассматриваются пока вне формационной принадлежности как представители нового промышленного—невадийского типа.

В основу формационного анализа и разработки прогнозноценочных критериев данной группы месторождений, как и остальных рассмотренных ранее, положены принципы, разработанные во ВСЕГЕИ. Последовательность операций отражена в табл. 47 и заключается в: 1) индивидуализации объектов по структурно-вещественным признакам с учетом их промышленных параметров; 2) установлении рудоконтролирующих факторов и закономер-

ностей размещения — от локальных к региональным; 3) отборе типоморфных для данного типа региональных рудоносных площадей факторов с целью их использования в качестве прогнознооценочных критериев и 4) прогнозной оценке территории — от общего к частному.

Порядок применения региональных критериев определяется их значимостью. Для данного типа первостепенную роль играют литологический и магматический критерии. При этом первый из них выступает и в литолого-стратиграфическом аспекте. Так, в Неваде намечаются два стратиграфических рудоносных уровня — ϵ_1 и S_1. При дальнейшей отбраковке площадей учитывается площадное развитие джаспероидизации в рудоносных карбонатных комплексах. При оценке перспективности территории безусловно положительным фактором является наличие золотого оруденения других типов и золотосодержащих месторождений.

В локальном масштабе прогнозирование сводится к выделению благоприятных обстановок по литологическому составу и строению интервалов разреза рудоносного комплекса, по развитию в них разрывных структур и характеру магматических проявлений, по наличию гидротермально-метасоматических и геохимических признаков.

* * *

В силу индивидуальности конкретных рудоносных площадей всех рангов — от провинций до месторождений — и отсутствия между ними полных аналогий выше изложены, конечно, не абсолютные закономерности, а скорее главнейшие тенденции, «собирательные образы» различных формационных типов золотого оруденения и их типовых геологических обстановок.

Характернейшей особенностью региональных золотоносных площадей является «сквозное» развитие оруденения во времени и пространстве с образованием вертикальных (эволюционных) и латеральных (синхронных) рядов, а также их сочетаний. Эти ряды расширятся, если включить в них золотосодержащие формационные типы, характерные для золотоносных провинций. Все это имеет непосредственное значение при прогнозной оценке территорий на предмет обнаружения «недостающих» членов таких рядов.

При оценке территорий на золото-кварцевый и золото-сульфидный формационные типы на первый план выступают магматические (включая и петрохимический аспект) критерии. При этом для золото-кварцевого оруденения наряду с ними такое же значение имеет метаморфический фактор. Для определенных групп месторождений золото-сульфидной формации, как и для рассмотренного выше невадийского типа, также первостепенное значение приобретают литологические (литолого-стратиграфические) критерии. И решающее значение последним принадлежит при прогнозировании формации докембрийских золотоносных конгломератов.

Последовательность прогнозирования определяется значимостью критериев и их иерархической соподчиненностью. При этом необходим учет и отрицательных критериев, наиболее общие из которых относятся к факторам сохранности оруденения (степень эрозионного среза, развитие пострудных магматизма и тектоники и т. п.).

При разработке научного прогнозирования по пути углубления и детализации критериев применительно к конкретным территориям и их оценки с точки зрения этих критериев особое внимание должно быть уделено: а) переоценке уже известных золотоносных регионов на основе сравнительного

металлогенического анализа с учетом латерально-эволюционных соотношений золоторудных (и золотосодержащих) формационных типов на предмет обнаружения новых (для этих регионов) типов золотого оруденения; б) возможности нахождения перспективных, но пока еще слабо представленных в СССР «стратиформных» месторождений золота (ленский, невадийский типы); в) принципиальной оценке золотоносности дорифейских структур древних щитов и платформ.

В заключение отметим, что в связи с прогрессом в области обогащения руд в скором будущем в ряд промышленных могут быть введены новые формационные типы золоторудных месторождений. Так, например, в США ведутся интенсивные поиски технологии извлечения золота из мезозой-кайнозойских конгломератов с большими запасами, но бедными и убогими содержаниями металла. Уже сейчас доказана принципиальная возможность бактериального выщелачивания золота и может стоять вопрос о перспективах промышленного бактериологического метода его извлечения. Наконец, установлена возможность получения золота, серебра, меди и цинка из минерализованных илов и горячих рассолов Красного моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кренделев Ф. П.* Металлоносные конгломераты мира. М., «Наука», 1974. 238 с.
2. *Салоп Л. И.* Некоторые геологические аспекты проблемы золото-урановых конгломератов докембрия. — «Тр. ВСЕГЕИ», 1972, т. 178, с. 150—174.
3. *Хаусен Д. М., Керр П. Ф.* Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. М., 1973, с. 590—624.
4. *Шер С. Д.* Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М., «Недра», 1972. 295 с.
5. *Шер С. Д.* Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М., «Недра», 1974. 256 с.
6. *Joralemon P.* The occurence of gold at the Getchell Mine, Nevada. — Econ. Geol., 1951, vol. 46, № 3, p. 267—310.
7. *Reimer T. O.* The age of the Witwatersrand system and other gold-uranium placers implications of the origin of the mineralisation. — N. Jahrb. Miner. Montshefte, 1975 H. 2, S. 79—98.
8. *Roberts R. J., Radtke A. S., Coats R. R.* Gold-bearing deposits in North-Central Nevada and Southwestern Idacho (with a section on periods of plutonism in North-Central. Nevada — Silberman M. L. and Mc Kee E. H.). — Econ. Geol., 1971, vol. 66, № 1, p. 14—33.
9. *Silberman M. L., Berger B. R., Koski R. A.* K-Ar age relations of granodiorite emplacement and tungsten and gold mineralization near the Getchell mine, Humboldt county, Nevada. — Econ. Geol., 1974, vol. 69, № 5, p. 646—656.
10. *Wells J. D., Stoiser L. R., Elliot J. E.* Geology and geochemistry of the Cortez gold deposit, Nevada. — Econ. Geol., 1969, vol. 64, № 5, p. 526—537.

МЕТАЛЛЫ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ

Металлы платиновой группы благодаря уникальным физико-химическим свойствам пользуются все большим спросом в различных отраслях народного хозяйства. За последнее десятилетие мировое потребление платиновых металлов ежегодно возрастает на 20—40%. По расчетам американских специалистов возможная потребность платиновых металлов на 2000 г. оценивается в пределах 231—388 т, тогда как в 1970 г. она составила примерно 80—100 т. Следует подчеркнуть, что мировые запасы платиновых металлов за последние 3—5 лет увеличились почти вдвое и составили на на-

Таблица 48

Классификация и характеристика главнейших формационных типов месторождений платиновых металлов

Признак	Формацион						
	I. Платино-палладиевые месторождения в породах верлит-габбровой формации		II. Платино-палладиевые месторождения в породах перидотит-пироксенит-норитовой формации	III. Платиновые и палладиевые месторождения в породах дунит-пироксенит-габбровой формации			IV. Платиновые месторождения в породах ассоциации гипербазитов и щелочных габброидов (инаглинский тип)
	Норильский	Печенгский	Мончегорский	Бушвелдский	Нижнетагильский	Качканарский	Волковский
Состав руд: Рудные минералы: главные:	Твердые растворы и интерметаллические соединения Pd и Pt с Sn, Pb, Bi, Sb, Te, As, а также сульфиды, теллуриды арсениды Pd и Pt	Ферроплатина, сперрилит	Ферроплатина, ниглиит, висмутиды и теллуриды Pd	Ферроплатина, поликсен, куперит	Поликсен	Самородные сплавы Pt и Pd с Cu, Hg и Fe, а также сульфиды, арсениды, антимониды, теллуриды Pt и Pd, поликсен	Не изучались	Поликсен
второстепенные	Ферроплатина и сперрилит, минералы палладия — теллуриды, висмутиды и др.	—	Самородный Os	Сперрилит, брэггит, лаурит, висмуто-теллуриды Pt и Pd	Иридистая платина, платинистый иридий, купроплатина, никелистая платина, самородные Os и Ir, лаурит	Поликсен, палладистая ферроплатина, платинистый иридий, самородный Os, куперит, лаурит, брэггит		Платинистый иридий, самородный Ir, иридистая платина, купроплатина, ферроплатина, куперит, лаурит, спелрилит
Компоненты руд главные:	Pd, Pt при Pd : Pt = 3 : 1, иногда до 4—5, Rh, Ru	Pd, Pt при Pd : Pt = = 1 : 1 ÷ 2 : 1, Rh, Ru	Pd, и Pt при Pd : Pt = 1 : 1, редко до 4 : 1	Pt, Pd при Pd : Pt = 1 : 3 ÷ 1 : 2, Ru, Rh	Pt, Os, Ir	Pt, Ir, Os		Pt, Os, Ir
второстепенные	Os, Ir	Os, Ir	Os, Ir	Os, Ir	Ru, Rh, Pd	Pd, Ru, Rh		Ru, Rh, Pd
Форма нахождения платиновых металлов	Половина Pt и Pd образуют самостоятельные минералы, очень редки минералы, содержащие Rh и Ir; Os, Ru присутствуют только в качестве изоморфной примеси	Основная часть (около 98%) металлов группы платины содержится в виде изоморфной примеси	Часть Pd и Pt образуют самостоятельные минералы; очень редок самородный Os; Ir, Rh, Ru присутствуют только в рассеянной форме	Pt, в меньшей степени совместно Pt и Pd и еще реже Pd образуют самостоятельные минералы, очень редко встречаются минералы Ru, Os, Ir	Преобладающая часть Pt, в меньшей мере Ir и Os и в единичных случаях Ru образуют самостоятельные минералы; Pd и Rh встречаются только в виде изоморфных примесей	Большая часть Pt, Ir, Os, Ru образуют собственные минералы, резко преобладающая часть Pd и весь Rh присутствуют в виде изоморфной примеси		Половина Pt, Ir и Os концентрируются в самостоятельных минералах, Ru очень редко образует самостоятельные минералы, Pd и Rh присутствуют в качестве изоморфной примеси
Главные минералы-носители платиновых металлов	Халькопирит (Pt, Pd), пирротин (Rh, Ru, Os, Ir)	Пентландит (Pd), пирротин (Pt, Rh)	Пентландит (Pd), халькопирит (Pt)	Пирротин (Pt), пентландит (Pt, Pd), халькопирит (Pd)	Хромшпинелиды	Клинопироксен (Pt), титаномагнетит (Pd, Rh, Ru, Os)	Халькопирит и борнит	Хромшпинелиды, оливин
Сопутствующие элементы, определяющие промышленную ценность месторождений	Cu, Ni при Cu : Ni = 2: 1, Co, Ag, Au, Se, Te, As, S	Cu, Ni при Cu : Ni = 1 : 2, Co, Ag, Au, Se, Te, As, S	Cu, Ni при Cu : Ni = 1 : 2, Co, Au; Ag, Te, Bi, As, S	Ni, Cu, Cr, Au, Ag	Cr, Au	Ti, Fe, V, Au, Ag	Cu, Ti, Fe, P, V, Au	Cr, Au, Ag
Локализация оруденения	В сульфидных медно-никелевых			Вблизи и между тонкими прослоями хромитов в ассоциации с вкрапленностью сульфидов Cu и Ni в верхней части критической зоны	В хромитовых сегрегациях центральных частей массивов	В краевых частях залежей титаномагнетитовых руд в средней зоне массивов	Во вкрапленных медно-сульфидных рудах в верхней зоне массивов	В хромитовых сегрегациях центральных частей массивов
	син- и эпигенетических рудах приподошвенных частей, массивов и в зоне их нижних экзоконтактов	преимущественно эпигенетических рудах вдоль нижних эндо- и экзоконтактов массивов	син- и эпигенетических рудах придонной и осевой частях массивов					
Зональность	Увеличение содержания платиновых металлов в связи с возрастанием роли меди вниз по разрезу массивов, а также:			Не изучалась	Увеличение содержания платиновой минерализации с глубиной	Не изучалась		Увеличение содержания платиновой минерализации с глубиной
	в залежах сплошных руд — по направлению к их флангам, а в зоне экзоконтактов — по мере удаления от массивов	в богатых рудных телах — по падению и на флангах	в жильных рудах — по направлению к подошве массивов					
Породы, непосредственно вмещающие оруденение	Плагиооливиниты, верлиты и габбро-верлиты, а также подстилающие вулканогенно-осадочные породы	Верлиты и подстилающие осадочные породы	Гарцбургиты, лерцолиты, бронзититы, нориты, габбро-нориты	Полевошпатовые бронзититы	Дуниты	Клинопироксениты	Габбро	Дуниты

Продолжение табл. 48

Признак	Формацион		
	I. Платино-палладиевые месторождения в породах верлит-габбровой формации		II. Платино-палладия в породах перидо ритовой фор
	Норильский	Печенгский	Мончегорский
Особенности рудоносных массивов: состав	Плагиооливиниты, верлиты, габбро-верлиты, оливиновые габбро, габбро, габбро-пегматиты	Верлиты, пироксениты, габбро	Гарцбургиты, лерцолиты, бронзититы, нориты, габбро-нориты
строение	Расслоенные	Дифференцированные	Рассло
Морфология рудных тел	Пластообразная, линзовидная, неправильной формы тела, жилы	Пластообразные залежи	Пластовые залежи, жилы
Россыпная платиноносность	Россыпи не имеют широкого развития	Россыпей нет	Россыпи не характерны
Примеры месторождений	Месторождения Норильской группы (северо-запад Сибирской платформы)	Печенгские месторождения (Кольский полуостров)	Месторождения Мончегорского плутона (Кольский полуостров), Садбери (Канада), Стиллуотер (Монтана, США)

Примечание: Таблица составлена с использованием данных Н. К. Высоцкого [2], А. Г. Бе и др. [7], И. В. Ляхницкой, Е. В. Тугановой (1977 г.).

чало 1975 г. 13 200 т. Весь прирост обеспечила ЮАР, укрепившая свое лидирующее положение в этой группе минерального сырья. Ее запасы оценены в 12 400 т. Подтверждены весьма крупные масштабы платиновометальной минерализации, обнаруженной в 1973 г. в США (штат Монтана). Общие ресурсы этой страны на начало 1975 г. составили 6000—6500 т. В значительных объемах проводятся геологоразведочные работы в Канаде и Колумбии.

Для обеспечения планируемого потребления металлов группы платины в нашей стране необходимо расширять их сырьевую базу за счет как действующих предприятий, так и выявления новых месторождений. Выполнение этой задачи неотъемлемо связано с разработкой научных основ прогнозирования, опирающихся на анализ всей суммы геологических сведений, полученных в ходе изучения платиноносности территории СССР и зарубежных стран.

ГЛАВНЕЙШИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для целей прогнозирования предлагается классификация месторождений платиновых металлов на основе формационного анализа. От существующих генетических классификаций она отличается тем, что месторождения сгруппированы по приуроченности их к определенным магматическим формациям с учетом особенностей состава оруденения и его промышленной значимости.

ный тип месторождений, подтип

диевые месторождетит-пироксенит-номации	III. Платиновые и палладиевые месторождения в породах дунит-пироксенит-габбровой формации			IV. Платиновые месторождения в породах ассоциации гипербазитов и щелочных габброидов (инаглинский тип)
Бушвелдский	Нижнетагильский	Качканарский	Волковский	
Гарцбургиты, дуниты, бронзититы, нориты, габбро, габбро-диориты, диориты	Дуниты, верлиты, клинопироксениты	Клинопироксениты, оливиниты, габбро	Пироксениты, габбро, диориты	Дуниты, ерлиты, клинопироксениты
енные	Зональные, дифференцированные		Расслоенные	Зональные, дифференцированные
Пласты	Гнезда, линзы, шлиры, трубообразные тела	Полосы, сильно вытянутые линзы и шлиры	Сильно вытянутые линзы	Гнезда, линзы, шлиры, ветвящиеся тела
Россыпи не имеют широкого развития	Россыпи широко	распространены	Россыпей нет	Россыпи характерны
Бушвелд, Великая Дайка (Южная Африка)	Нижне-Тагильское, Исовское, и Кытлымо-Косьвинское (Урал)	Гусевогорское (Урал), район Йорк (Сьерра-Леоне)	Волковское (Урал), Солт-Чак (Юго-Восточная Аляска)	Инаглинское, Кондерское (Алдан), Юбдо, (Эфиопия)

техтина [1], О. Е. Юшко-Захаровой [3, 14], К. А. Каузинс [4], Л. В. Разина [9], Ю. А. Волченко

Основные промышленные концентрации платиновых металлов тесно пространственно и генетически связаны с формациями ультраосновных и основных пород, для которых характерно наличие расслоенных или зональных (дифференцированных) массивов. Такими магматическими формациями являются верлит-габбровая, перидотит-пироксенит-норитовая и дунит-пироксенит-габбровая. В соответствии с этим и предлагается выделить три формационных типа платиновометальных месторождений (табл. 48). Во всех случаях промышленные концентрации платиноидов ассоциируются со скоплениями хромитовых, титаномагнетитовых, сульфидных медно-никелевых и других руд. Поэтому в классификации используются не только названия ведущих платиновых металлов, но и традиционные названия типов сульфидного медно-никелевого, титаномагнетитового и другого оруденения (норильский, качканарский и т. д.).

По вещественному составу и геотектоническому положению платиновометальные рудные формации разбиваются на две группы: 1) ассоциирующиеся с сульфидными медно-никелевыми рудами на платформах и щитах; 2) ассоциирующиеся с окисными хромитовыми и титаномагнетитовыми рудами в складчатых областях и на активизированных участках щитов. В первой группе объединены месторождения, содержащие промышленные концентрации как платины, так и палладия, во второй — только платины или только палладия.

По другим признакам и прежде всего по взаимосвязи с вмещающими породами формационные типы платиновометальных руд подразделяются на

отдельные подтипы, которые связаны между собой постепенными переходами. Так минерализация платиновых металлов нижнетагильского, качканарского и волковского подтипов сопряжена с одной и той же дунит-пироксенит-габбровой формацией, но в зависимости от состава рудовмещающих пород она четко различается по ведущим рудным компонентам и их химическим соединениям. Различна и промышленная значимость месторождений этих подтипов. Наиболее высокие концентрации платиновых металлов присущи месторождениям нижнетагильского подтипа, месторождения качканарского и волковского подтипов характеризуются значительно более низкими содержаниями.

Особо выделен инаглинский формационный тип платиновометального оруденения, связанный с концентрически зональными ультраосновными телами Алданского щита. Вместе с тем необходимо отметить намечающуюся тождественность петрографо-металлогенических характеристик упомянутых массивов с типичными представителями платиноносного пояса Урала. Ранее (1958—1965 гг.) на сходство платиноносных дунитов Урала и Алдана указывали И. С. Рожков, Л. В. Разин, А. Ф. Ефимов и другие.

Относительно подразделения месторождений, ассоциирующихся с сульфидными медно-никелевыми рудами, следует отметить, что для целей прогнозирования платиновометального оруденения печенгские и норильские месторождения целесообразно рассматривать в одном формационном типе на основании большого сходства их геолого-петрографических характеристик и особенностей состава оруденения [5]. Подтверждением тому служат и данные О. Е. Юшко-Захаровой, согласно которым статистические оценки корреляционных связей между платиновыми металлами в различных типах руд Талнахского и Печенгского месторождений сходны, а по содержанию палладия в поздних генерациях пирротина и халькопирита печенгские руды приближаются к норильским [14].

В настоящее время во всем мире первостепенное значение имеют платино-палладиевые месторождения в породах верлит-габбровой и перидотит-пироксенит-норитовой магматических формаций, т. е. месторождения формационного типов I и II. Именно на них в основном и нацелены поисково-разведочные работы. Промышленные месторождения формационного типа I известны только в нашей стране. Месторождения типа II пользуются более широким развитием. При этом первостепенное значение среди них занимают концентрации платиновых металлов бушвелдского подтипа. Типичным представителем их являются уникальные по запасам и составу руд месторождения горизонта Меренского в Бушвелдском лополите (ЮАР). В них заключено 94% суммарных мировых запасов (без СССР) при содержании платиновых металлов в руде до 15 г/т. Месторождения другого (мончегорского) подтипа известны в Канаде, США, СССР, Австралии, Японии. По вкладу в мировую продукцию платиновых металлов они занимают второе место, их запасы на 1975 г. составляют около 645 т.

Роль месторождений в породах дунит-пироксенит-габбровой формации (тип III) в мировых запасах и добыче мала, однако среди них собственно платиновые и платино-палладиевые месторождения (нижнетагильский и качканарский подтипы) представляют значительный интерес как источники платиноносных россыпей, разрабатываемых уже около 150—200 лет (Колумбия, СССР). Колумбия занимает третье место среди крупнейших поставщиков металлов платиновой группы (без СССР), где из россыпей в речных отложениях на западных склонах Кордильер добыто в 1974 г. 810 кг платины.

Промышленные концентрации платиноидов инаглинского типа известны в настоящее время только в Западной Эфиопии (бирбириты района Юбдо), где добывается 8—10 кг платины в год.

Характеристика главнейших формационных типов платиновометальных месторождений, отражающая их диагностические признаки (особенности минерального состава, локализацию оруденения, морфологию рудных тел и роль связанной с ними россыпной платиноносности) дана в табл. 48. Признаки, характеризующие закономерности размещения и факторы контроля, определяющие критерии прогнозирования этих месторождений, а также платиноносных россыпей, приведены ниже в соответствующих разделах.

Среди других второстепенных и малоизученных рудных формаций наиболее высокие концентрации платиновых металлов установлены в месторождениях золоторудных и золотосодержащих формаций. Кроме того, платиновометальная минерализация отмечается в ряде месторождений (Cu, Cu—Mo, Pb—Zn, Sb—Hg, Fe и др.).

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ

Основой для разработки критериев прогнозной оценки явился анализ условий возникновения и размещения месторождений платиновых металлов. Последовательность изложения их ведется от самых общих, региональных, применяемых для выделения сначала платиновометальных провинций, а затем структурно-минерагенических зон, ко все более частным, локальным, для выявления перспективных рудных полей и узлов. Предлагаемые критерии рассматриваются для каждого формационного типа отдельно. Основное внимание уделено формационным типам III и IV, включающим в себя собственно платиновые месторождения, в связи с тем, что преобладающая часть критериев прогноза для платино-палладиевых месторождений являются общими с сульфидными медно-никелевыми месторождениями, подробно охарактеризованными в разделе «Никель».

Платиновые и палладиевые месторождения в породах дунит-пироксенит-габбровой формации

Классическим примером дунит-пироксенит-габбровой формации является платиноносный пояс Урала, протягивающийся более чем на 600 км. В значительно меньшей степени проявления этой формации развиты в хребте Султан-Уиздаг, на Дальнем Востоке (Шантарские острова) и, по-видимому, в Олюторской зоне Камчатской области. За рубежом наиболее типичным представителем этой формации является пояс ультраосновных и основных пород, протягивающийся вдоль прибрежной части Юго-Восточной Аляски и Британской Колумбии [6]; вероятно, к этой же формации относятся массивы гипербазитов Колумбии (бассейн р. Чоко) и юга Испании (Серрания-Ронда).

Все перечисленные пояса размещены в складчатых областях фемического типа, возраст которых охватывает весь фанерозой. Однако концентрации платиновых металлов в настоящее время установлены лишь в герцинидах Урала и в мезозоидах Юго-Восточной Аляски.

В пределах складчатых областей пояса дунит-пироксенит-габбровой формации приурочены к границам сочленения эв- и миогеосинклинальных зон и размещаются исключительно среди эвгеосинклинальных образований.

Таким образом, самые общие региональные критерии прогнозирования этих платиновометальных месторождений представляются следующими:

1) наличие складчатых областей фемического типа палеозойского и мезозойского возраста с широким развитием массивов дунит-пироксенит-габбровой формации;

2) размещение гипербазит-базитовых поясов внутри эвгеосинклинальных зон вблизи границы их с миогеосинклинальными зонами.

Ниже излагаются локальные критерии прогнозирования месторождений платиновых металлов для каждого из выделенных подтипов рассматриваемого формационного типа.

Нижнетагильский подтип. Из всего многообразия массивов дунит-пироксенит-габбровой формации промышленное собственно платиновое оруденение устанавливается только в связи с теми, в которых отмечаются крупные тела дунитов. Так, почти все месторождения Урала, включая экзогенные, приурочены к трем массивам: Нижнетагильскому, Вересовоборскому и Светлоборскому (рис. 45), в которых сосредоточена подавляющая часть дунитов платиноносного пояса. Кроме того, эти массивы среди платиноносных являются наиболее сильно эродированными [1, 2, 13]. Для них характерен самый глубокий врез речных долин и логов. Большинство коренных месторождений платины в Нижнетагильском массиве размещено в его центральной части, на участках, имеющих наименьшие высотные отметки. Платиновая минерализация в виде рассеянной вкрапленности заключена в дунитах и их хромитовых обособлениях. Причем резко преобладают месторождения, представляющие собой платиноносные хромитовые шлиры, ветвящиеся прожилки и гнезда. Хромитовые тела по отношению к дунитам эпигенетичны, в свою очередь минералы платиновых металлов цементируют зерна хромшпинелидов.

Размещение платиноносных хромитовых обособлений определяется зонами долгоживущих разломов и сопряженных с ними нарушений. Вдоль этих зон дуниты нередко перекристаллизованы. В наиболее изученном Нижнетагильском массиве установлено, что преобладающая часть платиносодержащих хромитовых скоплений размещается среди крупно- или гигантозернистых (пегматоидных) дунитов. Если дуниты приурочены к зонам долгоживущих разломов, то хромитовые обособления в пределах этих зон вытягиваются в виде полос, ориентированных под различными углами к общему направлению зон. Наиболее крупные платиноносные рудные тела, имеющие трубообразную форму, располагаются на пересечении крутопадающих трещин.

На основании охарактеризованных выше закономерностей размещения платиновых месторождений нижнетагильского подтипа предлагаются следующие критерии их прогнозирования:

1) наличие крупных обособлений дунитов в массивах дунит-пироксенит-габбровой формации;

2) присутствие в дунитах скоплений хромшпинелидов, приуроченных к зонам разломов и оперяющих их нарушений или к пересечению разнонаправленных трещин;

3) увеличение содержания платиновой минерализации с возрастанием эрозионного среза массивов.

Качканарский подтип. В дунит-пироксенит-габбровой формации помимо дунитов платиноносными являются также пироксениты. Промышленная платиновометальная минерализация этого подтипа приурочена только к тем

массивам, в которых пироксениты являются доминирующей разновидностью гипербазитов. Однако содержание платиновых металлов в пироксенитах значительно более низкое, чем в дунитах, как меньше и число связанных

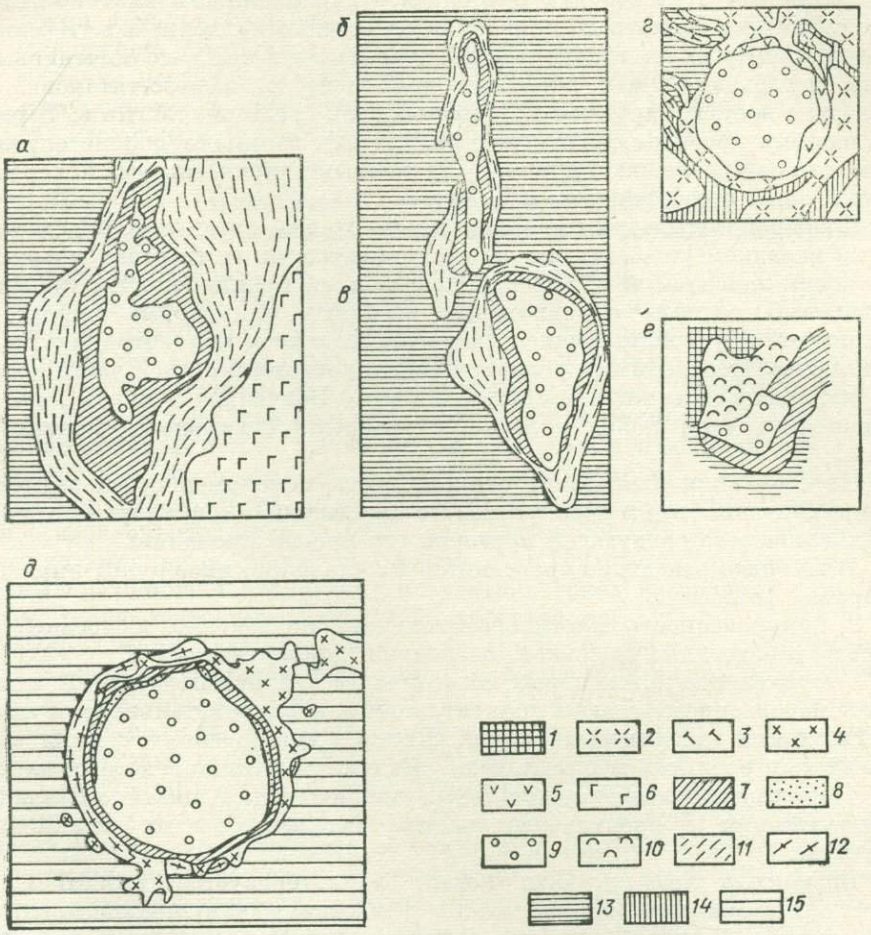


Рис. 45. Схемы геологического строения наиболее перспективных платиноносных массивов дунит-пироксенит-габбровой формации (*а—в*) и ассоциации гипербазитов и щелочных габброидов (*г—е*) (по Н. К. Высоцкому [2], И. А. Малахову, 1970 г., М. А. Богомолову, 1962 г., А. А. Ельянову, 1961 г., С. С. Августитису, 1965 г. с дополнениями М. П. Орловой).

Массивы: *а* — Нижнетагильский, *б* — Вересовоборский, *в* — Светлоборский, *г* — Инаглинский, *д* — Кондерский, *е* — массив района Юбдо.
1 — базальты (К); *2* — сиенит-порфиры; *3* — порфириты; *4* — диориты и сиениты; *5* — щелочные габброиды и сиениты; *6* — габбро; *7* — пироксениты; *8* — перидотиты; *9* — дуниты; *10* — бирбириты; *11* — роговики, амфиболиты апогаббровые и апопорфиритовые; *12* — роговики, полингенные породы типа монцонитов и габбро-диоритов; *13* — метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы (O—S); *14* — доломиты (Є); *15* — гнейсы, амфиболиты (AR—PR).

с ними россыпей. Только в связи с одним пироксенитовым телом на Урале были известны богатые россыпи платины.

Состав платиновометальной минерализации массивов неоднороден. В оливиновых пироксенитах и ассоциирующих с ними верлитах и дунитах

отмечается рассеянная вкрапленность минералов платины с некоторой примесью палладия. В высокожелезистых разновидностях пород — диаллагитах, оливиновых магнетитовых и магнетитовых пироксенитах, а также в титаномагнетитовых рудах преобладает вкрапленность платино-палладиевых сульфидов, вплоть до появления собственно палладиевых. Именно эта минерализация имеет главное значение в связи с тем, что платиновые металлы извлекаются как попутный компонент из железо-титановых руд. Последние концентрируются главным образом среди диаллагитов. В разрезе расслоенных массивов рудоносные диаллагиты занимают вполне определенное место: они размещаются между оливиновыми пироксенитами и верлитами нижней зоны и габброидами кровли.

Платиновометальная минерализация в железо-титановых рудах распределена неравномерно. Максимальные концентрации ее тяготеют к фронтальным зонам залежей, т. е. к зонам повышенной проницаемости, где широко проявлены процессы оливинизации исходных оливиновых пироксенитов и верлитов, обусловливающие перераспределение и концентрацию платины и палладия. Необходимым условием возникновения большей части сульфидной палладиевой минерализации, по Ю. А. Волченко и др. [7], является наличие интрузий габбро-норитов, с которыми связывается привнос палладия.

На основании охарактеризованных выше закономерностей размещения и формирования платиновометального оруденения качканарского подтипа устанавливаются следующие критерии его прогнозирования:

1) широкое развитие пироксенитов в составе массивов дунит-пироксенит-габбровой формации;

2) приуроченность платиновометального оруденения к средней части разреза расслоенных массивов, сложенной диаллагитами;

3) проявление интенсивных метасоматических преобразований, приводящих к перераспределению и концентрации платиновометального оруденения в оливиновых магнетитовых пироксенитах и сопряженных с ними высокожелезистых верлитах и оливинитах, а также в титаномагнетитовых рудах;

4) приуроченность максимальных концентраций платино-палладиевой минерализации к фронтальным частям залежей богатых железо-титановых руд.

Волковский подтип. Этот подтип характеризуется развитием существенно палладиевой минерализации в массивах клинопироксенит-габбрового состава в связи с их медносульфидным оруденением. В отличие от ранее рассмотренных концентрации платиновых металлов изучены крайне слабо, форма нахождения их не установлена. На медном руднике Салт-Чак (Юго-Восточная Аляска) совместно с палладием добывалась платина, отношение которой к палладию составляло 1 : 50. Вероятно, платиносодержащие минералы ассоциируют с титаномагнетитовыми рудами, известными в этих же массивах. Кроме того, во всех месторождениях отмечается устойчивая связь палладиевой минерализации с золотом.

Отмеченное оруденение подчинено внутренней структуре рудоносных массивов. Так, на Волковском месторождении оно приурочено к верхней части крыла «антиклинальной складки», образованной полосчатым габбро [11]. В большинстве своем медносульфидное оруденение локализуется совместно с титаномагнетитовым, однако наряду с этим медные руды часто обособляются в самостоятельные залежи и располагаются выше в разрезе расслоенных массивов среди пироксеновых лабрадоровых габбро вблизи

контакта с диоритами. Установлено также, что наибольшие концентрации оруденения отмечаются в такситовых и меланократовых габбро (С. А. Кашин, 1948 г.).

Изложенные закономерности размещения палладиевоносной медной минерализации в месторождениях волковского подтипа позволяют сформулировать следующие критерии их прогнозирования:

1) наличие массивов существенно габбрового состава;

2) приуроченность оруденения к верхним частям разреза расслоенных массивов, сложенным пироксеновыми лабрадоровыми габбро.

Платиновые месторождения в породах ассоциации гипербазитов и щелочных габброидов

Ассоциация гипербазитов и щелочных габброидов проявлена в краевой части древних щитов. Она представлена трубообразными центроклинальными телами гипербазитов, в которых ядра платиноносных дунитов окружены концентрическими зонами, сложенными верлитами и клинопироксенитами, а также более поздними телами щелочных габбро, развитыми по периферии и вблизи массивов гипербазитов. Типичным представителем этой ассоциации в нашей стране являются гетерогенные полиформационные массивы кондерского комплекса на Алдане [8], а за рубежом — массивы Западной Эфиопии (район Юбдо) на восточной окраине Африканского щита. Возраст массивов определяется условно как докембрийский или мезозойский. Положение отдельных массивов определяется участками сочленения зон глубинных разломов и оперяющих их тектонических нарушений, проявившихся в стадию тектоно-магматической активизации.

Месторождения платины содержат только те массивы, в которых резко преобладающая центральная часть (ядро) сложена дунитами (Инаглинский, Кондерский, массивы в районе Юбдо) (рис. 48). Платиновая минерализация приурочена к сегрегациям хромитов, образующим в дунитах гнезда, линзы и жилы. Единичные редкие выделения платины известны и в массе дунитов. Однако содержания платины в хромитовых сегрегациях всегда значительно выше. При этом количество их, размеры и платиноносность увеличиваются с возрастанием эрозионного среза массивов. В алданских массивах повышенное содержание платиноносных сегрегаций отмечается с глубины примерно 1 км. Максимальные концентрации минералов платины приурочены к жилам и линзам, сложенным густовкрапленными и сплошными хромититами [9]. По данным И. С. Рожкова [10], в этих массивах предполагается следующая зональность: в апикальных частях дунитовых тел концентрируется платина, богатая осмистым иридием, по мере увеличения глубины содержание платины увеличивается, а в наиболее глубоких зонах массива в составе платиновых минералов существенную роль приобретает железо. Эта зональность установлена при детальном изучении россыпей всех платиноносных районов, включая Урал, и при исследовании состава содержащейся в них платины.

В соответствии с отмеченными закономерностями размещения платиновой минерализации могут быть предложены следующие критерии прогнозирования:

1) приуроченность к краевым частям древних щитов;

2) наличие зон глубинных разломов и оперяющих их тектонических нарушений, благоприятных для развития ассоциации гипербазитов и щелочных габброидов;

3) резкое преобладание дунитов в составе гипербазитовых массивов;
4) наличие в дунитах хромитовых обособлений, платиноносность которых увеличивается с глубиной эрозионного среза.

Изложенное показывает, что критерии прогнозирования платиновых месторождений в дунитах рассмотренной гетерогенной (полиформационной) ассоциации гипербазитов и щелочных габброидов Алдана и в дунитах дунит-пироксенит-габбровой формации Урала весьма сходны.

Формация платиноносных россыпей

До 20-х годов текущего столетия россыпные месторождения платины имели важнейшее экономическое значение. В настоящее время их роль в запасах и добыче резко снизилась. Разработка россыпей за рубежом производится в Колумбии, США, Японии и Австралии [15]. Колумбия среди крупнейших продуцентов платины капиталистических и развивающихся стран занимает третье место. Ее запасы составляют 155 т, запасы остальных стран значительно ниже. Наиболее крупными и самыми распространенными в мире являются кайнозойские аллювиальные россыпи платины. Исключение составляют россыпные месторождения Западной Эфиопии, представляющие собой платиноносный окремненный латеритный элювий (бирбириты).

В нашей стране добыча платины преимущественно производилась из плиоцен-четвертичных аллювиальных россыпей Урала [10]. В перспективе на будущее главное значение принадлежит древним и более сложным по строению погребенным россыпям. При прогнозной оценке территории на данный тип россыпей должны учитываться следующие благоприятные признаки.

1. Наиболее продуктивная эпоха россыпеобразования. Для Урала исключительно благоприятные условия для этого существовали в мезозое и олигоцене, когда имела широкое площадное развитие химическая кора выветривания и происходило ее последующее размывание.

2. Наличие и размещение россыпеобразующей формации. Первостепенное значение в этом плане принадлежит собственно платиновым месторождениям в породах дунит-пироксенит-габбровой формации, т. е. III формационному типу. Именно этот формационный тип явился источником платиновых россыпей Урала, Колумбии, Юго-Восточной Аляски и Британской Колумбии (США).

3. Наличие благоприятных структур. К ним относятся области относительного погружения, среди которых на Урале особенно характерны мезозойские эрозионно-структурные депрессии (продольные депрессии, плоскодонные неглубокие котловины и др.). Большую роль в сохранности дочетвертичных россыпей сыграли карсты и долины древних рек.

4. Характер новейших тектонических движений, определивший положение местных и общих базисов эрозии и денудации.

5. Благоприятные литолого-стратиграфические условия. В самом общем виде мезозойские и олигоценовые осадки на Урале представлены каолиновыми глинами, кварцевыми песками и галечниками. Наиболее промышленно ценные горизонты сложены базальными галечниками, которые чаще всего залегают на закарстованных известняках или глинистой коре выветривания.

Для успешного выявления погребенных россыпей необходимо широко использовать морфоструктурный и неотектонический анализы, палеогеографические реконструкции и геофизические методы исследований.

Платино-палладиевые месторождения в породах верлит-габбровой и перидотит-пироксенит-норитовой формаций

Платиновометальное оруденение месторождений этих формационных типов сконцентрировано в сульфидных медно-никелевых рудах. Поскольку региональные и локальные критерии прогнозирования для таких месторождений детально рассмотрены в разделе «Никель», ниже будут охарактеризованы только дополнительные локальные критерии, относящиеся сугубо к платиновометальному оруденению. В них учтены общие закономерности распределения платиновых металлов в сульфидных медно-никелевых рудах, которые установила О. Е. Юшко-Захарова: 1) палладий всегда преобладает над платиной, так же как и более легкие металлы группы платины (Ru, Rh) преобладают над тяжелыми (Os, Ir); 2) степень концентрации платиновых металлов в общем пропорциональна обогащенности руд медью; 3) относительно более высокие содержания платины характерны для пирротиновых, а палладия для халькопиритовых руд.

Ниже излагаются критерии прогнозирования платино-палладиевых месторождений для каждого из выделенных подтипов рассматриваемых формационных типов.

Норильский подтип. Месторождения этого подтипа характеризуются самым высоким содержанием в рудах платиновых металлов. Они устанавливаются во всех промышленных типах сульфидных медно-никелевых руд, слагающих рудные тела (сингенетические и эпигенетические) в нижних частях массивов, представленных плагиоклазовыми оливинитами и пикритовыми габбро, и в зоне экзоконтакта, причем распределены в них крайне неравномерно. Однако в размещении концентраций различных металлов группы платины отмечается определенная закономерность. Повышенные содержания платины и особенно палладия отмечаются в сплошных существенно медных рудах: талнахитовых, кубанитовых и халькопиритовых, слагающих фланги залежей и висячие бока рудных жил. В пирротин-пентландитовых рудах, локализующихся преимущественно в центральной части залежей, самостоятельные минералы платины встречаются редко, зато здесь отмечаются наиболее повышенные концентрации рутения, родия и отчасти осмия и иридия. В рудах внеинтрузивных залежей, где наблюдается тенденция возрастания медистости руд по мере удаления от экзоконтакта, также характерны повышенные концентрации платиновых минералов. Причем только в этих рудах отмечается самая низкотемпературная обогащенная висмутом и теллуром собственно палладиевая минерализация [14].

Печенгский подтип. Содержание платиновых металлов в Печенгской группе месторождений во много раз ниже, чем в Норильской. Платиновометальное оруденение отмечается преимущественно в халькопирит-пентландит-пирротиновых рудах залежей, размещенных вдоль нижних контактов массивов (эпигенетические руды). Основная часть платиновых металлов содержится в виде изоморфной примеси как в рудных, так и нерудных минералах. В пирротине и серпентине обнаружены только два самостоятельных минерала платины — самородная платина и сперрилит. Наряду с отмеченным в печенгских рудах наблюдается относительно повышенное по сравнению с другими месторождениями содержание родия. Минералом концентратором его является пирротин.

Таким образом, наиболее перспективными на обнаружение промышленных концентраций платиновых металлов являются месторождения норильского подтипа. На основании изложенного предлагается следующий дополнительный критерий их прогнозирования: приуроченность повышенных концентраций платино-палладиевой минерализации к богатым медью флангам рудных залежей в пределах массивов и к наиболее отдаленным от массива частям рудных тел в зоне экзоконтакта.

Мончегорский подтип. Здесь сульфидное медно-никелевое оруденение приурочено к нижним частям массивов, сложенных пачкой слоистых пород гарцбургит-пироксенитового состава. Вкрапленные сингенетические руды преимущественно пентландит-халькопирит-пирротинового состава слагают так называемые «донные залежи» и характеризуются особенно низким содержанием минералов платиновых металлов. Преобладают среди них собственно платиновые минералы (самородная платина, нигглиит). Повышенные концентрации платиновых металлов связаны с эпигенетическими сульфидными рудами, залежи которых вблизи нижних контактов массивов приурочены к зонам смятия и дробления, а в центральных частях — к системе крутопадающих рудных жил. Среди последних эти руды размещаются преимущественно среди перидотитов, по мере приближения к подошве массива в них увеличивается содержание меди. Платино-палладиевая минерализация отмечается в составе наиболее поздней существенно медносульфидной ассоциации совместно с теллуровыми и висмутовыми минералами. Распространена эта ассоциация незначительно, главным образом в приподошвенной части массивов. Среди минералов группы платины преобладают минералы палладия.

В соответствии с изложенным можно утверждать, что при локальном прогнозировании наибольшее внимание заслуживают эпигенетические богатые медью сульфидные руды в приподошвенной части массивов.

Бушвелдский подтип. Отличительной особенностью этого подтипа является концентрация платиноидов с подчиненными сульфидами меди и никеля в определенном горизонте. В Бушвелдском лополите, обладающим гигантскими размерами и четкой расслоенностью слагающих его ультраосновных и основных пород, такой горизонт (риф) носит имя Г. Меренского.

Риф Меренского расположен в нижней части Бушвелдского лополита и разделяет две его зоны: Критическую, сложенную норитами, переслаивающимися с пироксенитами, перидотитами, анортозитами и хромититами, и Главную, существенно габбро-норитовую. Общая мощность рифа Меренского около 150 м. Главным носителем платинометального оруденения является грубозернистый полевошпатовый бронзитит (слой Риф), содержащий тонкие пласты хромита. Мощность слоя колеблется от 0,5 до 5,5 м при протяженности свыше 300 км. Повышенные концентрации платиновых металлов приурочены к нижнему и верхнему контактам слоя Риф вблизи и между тонкими пластами хромита. С платиноидами тесно ассоциируют сульфиды никеля и меди. Максимальное содержание платиноидов обычно встречается в базальной хромитовой полосе, а максимальное содержание сульфидов непосредственно выше ее.

По запасам платиноидов риф Меренского не имеет себе равных. Отдаленно по масштабам оруденения к этому месторождению приближается платиноносный пироксенитовый слой Великой Дайки Южной Родезии, который еще не стал объектом промышленной эксплуатации [12].

В нашей стране нет полных аналогов лополитам Бушвелда и Великой Дайки Родезии. Тем не менее при изучении древних крупных расслоенных массивов перидотит-пироксенит-норитовой формации с полным набором пород необходимо учитывать следующий локальный критерий прогнозирования платино-палладиевой минерализации бушвелдского подтипа: наличие слоя полевошпатовых бронзититов с прослоями хромититов и сингенетической вкрапленностью медно-никелевых сульфидов, в кровле критической зоны.

Кроме пластовых платиноносных тел в Бушвелдском лополите известны месторождения платины, связанные с зональными трубообразными пегматитоидными телами. В разрезе лополита они располагаются ниже рифа Меренского и занимают секущее положение по отношению к расслоенности пород критической зоны. Промышленная платиновая минерализация приурочена к гортонолитовым дунитам, которые слагают ядра (стержни) трубообразных тел в виде монолитной породы или многочисленных скоплений в форме линз, шлиров и гнезд среди обычных дунитов. Гортонолитовые дуниты прослежены на глубину до 270 м при поперечном сечении их выходов от 12 до 24 м. Кроме того, платиновая минерализация известна в пегматоидных телах в связи с ксенолитами хромитов, содержащимися как среди обычных, так и гортонолитовых дунитов. По составу оруденения месторождения в рассмотренных трубках занимают промежуточное положение между уральскими и медно-никелевыми [14]. Максимальные содержания платиновых металлов отмечалось в связи с ксенолитами хромитов (10 г/т и более).

В соответствии с изложенным благоприятным признаком на обнаружение рассмотренного типа платинового оруденения в расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых массивах является наличие в пределах критической зоны трубообразных пегматоидных тел дунитов, содержащих высокожелезистые (гортонолитовые) дуниты и обособления хромитов.

* * *

При прогнозной оценке территорий для всех типов месторождений металлов группы платины определяющим является формационный (магматический) критерий и соподчиненный ему критерий более низкого порядка — петрографический, указывающий на связь оруденения с конкретным составом рудоносных пород. Наряду с этим, если при оценке территорий на платино-палладиевую минерализацию в сульфидных медно-никелевых месторождениях первостепенное значение имеет геохронологический критерий, то для формационных типов в связи с хромитовым и титаномагнетитовым оруденением — другой, структурно-тектонический критерий.

Анализ геологического строения СССР с применением комплекса предлагаемых критериев показывает, что вероятность обнаружения крупных месторождений в породах формации расслоенных интрузий, с которыми за рубежом связаны почти все запасы платиновых металлов, в нашей стране весьма ограниченна. Вместе с тем следует выяснить перспективы такого формационного типа, как платино-палладиевые месторождения в породах верлит-габбровой формации, который нигде в мире не представлен сколько-нибудь существенными концентрациями. При разработках научного прогнозирования основное внимание должно быть уделено углублению и детализации критериев прогнозной оценки второго формационного типа.

В связи с тем, что в балансе мировых запасов сохраняется важное значение формации платиноносных россыпей, необходимо совершенствовать

критерии их прогнозирования, в том числе для оценки перспектив погребенных и метаморфизованных россыпей.

Учитывая большое россыпеобразующее значение формационных типов, включающих в себя собственно платиновые эндогенные месторождения, следует усилить разработку критериев их прогнозирования, в первую очередь на основании тщательного анализа региональных закономерностей размещения рудоносных формаций. Кроме того, значение собственно платиновых месторождений может возрасти, так как доказана возможность использования рудовмещающих дунитов в производстве дефицитных магнезиальных огнеупоров.

В перспективе на будущее большой интерес представляет железорудная формация в связи с первыми находками повышенных концентраций платины и палладия в железистых кварцитах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бетехтин А. Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М., Изд-во АН СССР, 1935. 148 с.
2. *Высоцкий Н. К.* Платина и районы ее добычи. Л., Изд-во АН СССР, 1933. 240 с.
3. *Геохимия*, минералогия и методы определения элементов группы платины. М., «Недра», 1970. 200 с. Авт.: О. Е. Юшко-Захарова, В. В. Иванов, И. С. Разина, Л. А. Черняев.
4. *Каузинс К. А.* Риф Меренского в изверженном комплексе Бушвельд. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М., 1973, с. 172—183.
5. *Москалева В. Н., Шаталов Е. Т.* Типы петрографических провинций СССР. М., «Недра», 1974. 167 с.
6. *Нобл Дж. А., Тейлор Х. П.* Сопоставление ультраосновных комплексов Юго-Восточной Аляски и других частей Северной Америки и всего мира в целом. В кн.: Труды XXI Международного геологического конгресса. Вып. 2. М., 1963, с. 63—79.
7. *Новый* тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 224, № 1, с. 182—185. Авт.: Ю. А. Волченко, В. М. Нечеухин, А. И. Радыгин, Г. А. Сандлер.
8. *Орлова М. П., Краснов В. И.* Классификация и особенности размещения щелочных формаций на территории СССР. — «Сов. геология», 1977, № 1, с. 70—80.
9. *Разин В. Л.* Платиновометальные месторождения. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., 1974, с. 96—116.
10. *Рожков И. С.* Геология золотых и платиновых россыпей Северного и Среднего Урала и закономерности ее развития. М., Госгеолтехиздат, 1954. 272 с.
11. *Тимохов К. Д.* Медносульфидное и титаномагнетитовое оруденение платиноносного пояса габбро-перидотитовой формации Урала. — «Сов. геология», 1964, № 6, с. 73—80.
12. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970. 552 с.
13. *Штейнберг Д. С.* Платиноносный пояс Урала. — В кн.: Геология СССР. Т. 22, ч. 1. М., 1969, с. 568—611.
14. *Юшко-Захарова О. Е.* Платиноносность рудных месторождений. М., «Недра», 1975. 246 с.
15. *Mertie J. B.* Economic geology of the platinum matals. Washington, Gov. off., 1969. 120 p.

Часть вторая

КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ НА НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Глава IV

ИНДУСТРИАЛЬНОЕ СЫРЬЁ

Алмаз — 390. Мусковит — 403. Флогопит — 412. Вермикулит — 426. Горный хрусталь — 443. Хризотил- и антофиллит-асбест — 460. Тальк и тальковый камень — 480. Агат — 492. Флюорит — 501. Нефрит — 519.

В предлагаемом разделе рассмотрены критерии прогноза месторождений десяти видов неметаллических полезных ископаемых, относящихся к группе индустриального сырья. Такое объединение диктуется в первую очередь сходным характером их использования в промышленности. Шесть из приведенных видов полезных ископаемых — алмаз, мусковит, флогопит, горный хрусталь, нефрит, агат, потребляются промышленностью в основном в виде природных образований без нарушений их первичной целостности; асбест, тальк, частично флюорит — в виде минеральных агрегатов, подвергающихся механической обработке, и только один — вермикулит проходит предварительную обработку в виде обжига.

Большинство из рассматриваемых полезных ископаемых используются во многих отраслях промышленности, например флюорит — в металлургической, химической, оптической. В зависимости от этого и требования к качеству сырья и его свойствам достаточно разнообразны. Стоимость и масштабы добычи рассматриваемых видов сырья с учетом областей использования колеблются в крайне широких пределах. Именно поэтому анализ состояния минерально-сырьевой базы СССР может быть осуществлен дифференцированно только применительно к каждому виду сырья.

Такими относительно недорогими полезными ископаемыми, как асбест, вермикулит, наша страна обеспечена на многие годы, но концентрация месторождений практически в одном-двух районах при распределении потребляющей промышленности по всей территории СССР вызывает нерациональные дальние перевозки. Это обусловливает необходимость улучшения географии размещения месторождений — поиски их в регионах, прилегающих к потребителю.

Иное положение с флогопитом, суммарные запасы которого достаточно велики, однако 67,5% их приходится на одно Ковдорское месторождение, обладающее исходно низким качеством сырья. В связи с этим стоит задача расширения сырьевой базы флогопита за счет других формационных типов с высоким качеством слюды.

На такие виды сырья, как мусковит, горный хрусталь, нефрит, агат, добываемые в меньшем объеме и при относительно высокой стоимости, расширение сырьевой базы необходимо в целом по стране.

Вся группа рассматриваемых месторождений неметаллических полезных ископаемых относится к эндогенным образованиям. Исключение составляет только вермикулит, первичные концентрации слюд для образования которого

возникают при эндогенных процессах, а процесс гидратации их связан с формированием кор выветривания. Однако такие полезные ископаемые, как алмаз, пьезооптический кварц, агат, тальк, образуют вторичные концентрации в корах выветривания и осадочных породах. Исходя из этого, для алмаза и горного хрусталя рассмотрены также критерии прогнозной оценки на «экзогенные» концентрации в россыпях.

Несмотря на такое разнообразие представленных видов сырья, условия их формирования и закономерности размещения имеют ряд общих черт. В отличие от большинства рудных месторождений неметаллические полезные ископаемые слагаются широко распространенными в земной коре петрогенными элементами и для своего рождения не требуют существенного перераспределения и создания уникальных концентраций какого-либо из них.

Руды месторождений неметаллических полезных ископаемых (за исключением алмаза) в большинстве случаев состоят из обычных породообразующих минеральных видов, которые входят в состав многих распространенных магматических и метаморфических пород. Главным отличием руд от горных пород является:

1. Размер кристаллов или минеральных зерен, их слагающих. Он не должен быть ниже определенного минимума.

2. Однородность внутреннего строения кристаллов или минеральных агрегатов. Отсутствие дефектов роста и пострудных нарушений целостности кристаллической структуры, отсутствие включений.

3. Для части рассматриваемых полезных ископаемых, представленных минеральными видами переменного состава (флогопит, вермикулит, мусковит, асбест), рудой являются только породы, сложенные минералами с определенным соотношением компонентов. Так, например, для флогопита важно, чтобы коэффициент железистости не превышал 14%. Аналогичным образом высококачественные вермикулитовые руды возникают только за счет малофтористых слюд.

Исходя из приведенной специфики рассматриваемых видов сырья вытекает и ряд общих особенностей условий их возникновения и локализации. Остановимся на некоторых из них.

Значительная часть месторождений образуется в несколько обычно разорванных во времени этапов. В первый этап образуется комплекс пород, играющих роль субстрата, который содержит основной набор химических компонентов, необходимых для образования полезных минералов: интрузии гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации — для хризотил-асбеста, комплекс магнезиально-силикатных метаморфических пород — для флогопита, безрудные кварцевые жилы — для горного хрусталя.

В ряде случаев характерным для минеральных ассоциаций продуктов первого этапа являются более высокие термодинамические параметры формирования, нежели необходимые для формирования руд (магматические ультраосновные породы — для асбеста, ультраосновные магматические или метаморфизованные в условиях гранулитовой фации магнезиальные породы — для флогопита, жилы высокотемпературного кварца — для горного хрусталя и т. д.).

Второй этап, носящий отчетливо регрессивный характер, выражается в воздействии на ранее возникшие породы «субстрата» гидротермальных растворов, генетически связанных с более поздними магматическими породами (гранитами для хризотил-асбеста, аляскитовыми гранитами либо щелоч-

ными породами для флогопита), или проявлениями диафторических метаморфических процессов.

Такой общий ход процесса формирования месторождений эндогенных неметаллических полезных ископаемых обусловливает выделение двух рангов критериев прогнозной оценки, из которых первый рассчитан на выявление геологических обстановок, благоприятных для формирования «субстрата», второй — для возникновения руд. Аналогичная схема применима и для вермикулита; в соответствии с ней на первом этапе выделяются геологические обстановки, благоприятные для формирования первичных концентраций слюд, на втором — области развития кор выветривания, в процессе формирования которых и возникает вермикулит.

Общим для большинства промышленных эндогенных неметаллических полезных ископаемых является условие локализации в пределах геологических блоков, в которых активные тектонические, метаморфические и постмагматические процессы закончились одновременно с формированием руд. В противном случае даже слабая метаморфическая накладка на возникшие руды вызывала изменение качества сырья или приводила к их уничтожению как полезного ископаемого. Хорошим примером этому являются месторождения слюдоносных пегматитов. Локализованные на щитах, они обладают максимальной ценностью сырья, в блоках докембрийского фундамента среди фанерозойских складчатых областей, как правило, метаморфизованы и промышленной ценности не представляют.

Разработка критериев прогнозной оценки для разных видов неметаллического сырья находится в неодинаковой стадии. Это зависит от распространенности месторождений на территории СССР, степени их изученности и характера проводившихся исследований. Так, например, для хризотил-асбеста, надежная сырьевая база которого была создана в годы первых пятилеток, наиболее обстоятельный материал был собран по геологии самих месторождений и в силу этого удалось детально разработать локальные критерии прогноза. Для таких относительно новых для СССР видов сырья, как вермикулит полнее сформулированы региональные критерии прогноза и слабее — локальные. Фрагментарность сведений по зарубежным месторождениям горного хрусталя, агата, мусковита определила ориентацию внимания авторов разделов на формационные типы этих месторождений, известные главным образом на территории СССР.

Приведенные ниже сводки критериев по каждому виду неметаллического сырья выполнены на уровне, отвечающем современному состоянию изученности геологии всех главнейших типов месторождений. Некоторая неравноценность в характеристике критериев определена спецификой направлений, проводимых авторами работ и объемом материалов, имеющихся в их распоряжении.

В заключение следует отметить, что набор полезных ископаемых, рассмотренных в настоящей главе, содержит как традиционные (асбест, мусковит и др.), так и относительно новые (вермикулит) виды сырья, и это симптоматично, поскольку круг используемых промышленностью неметаллических полезных ископаемых непрерывно растет. Резко увеличивается и количество потребляемых неметаллических полезных ископаемых. Темпы роста добычи этих полезных ископаемых по суммарной стоимости продукции превышают аналогичные показатели по металлам.

Стоящие перед советскими геологами задачи дальнейшего расширения минерально-сырьевой базы нерудного сырья, удовлетворения потребностей

промышленности по рациональной географии размещения, разнообразию качества сырья, используемого в разных отраслях народного хозяйства, требуют дальнейшей разработки критериев прогнозной оценки применительно ко всем масштабам геологических исследований, выявления наиболее перспективных формационных типов месторождений и, что особенно важно для рассматриваемой группы месторождений, разработки критериев прогнозирования качества сырья.

АЛМАЗ

Все возрастающая потребность в алмазном сырье для самых разнообразных отраслей промышленности ставит задачу дальнейших поисков новых месторождений. Повышение спроса на природные алмазы объясняется также ограниченными возможностями получения крупных высококачественных синтетических алмазов и ростом валютной значимости драгоценных камней.

Эффективность поисков новых месторождений тесно связана с разработкой и усовершенствованием научных основ прогнозирования. Изложенные в настоящем разделе критерии прогнозирования коренных и россыпных месторождений алмазов разработаны на материалах многолетних детальных исследований авторов, а также многочисленных производственных организаций и научно-исследовательских институтов Сибири и Урала с привлечением данных по зарубежным месторождениям.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все коренные месторождения алмаза относятся только к одному типу — кимберлитовому. Находки алмаза в других породах — гипербазитах, эклогитах и базальтах в настоящее время представляют лишь минералогический интерес.

В россыпных месторождениях алмаз приурочен к разнообразным осадочным формациям, в которые он попал в качестве аллотигенного минерала. Несмотря на многообразие осадочных алмазоносных формаций, им свойственны некоторые сходные черты вещественного состава и условий образования, на основании чего можно выделить четыре основные формации или группы формаций: 1) олигомиктовую континентальную, 2) олигомиктовую прибрежно-морскую, 3) полимиктовую континентальную и 4) полимиктовую прибрежно-морскую.

Коренные месторождения

Все известные коренные месторождения алмаза связаны с кимберлитами. Эти породы представляют собой производные ультраосновной магмы с несколько щелочным уклоном и образуются в специфически платформенных условиях. На территории СССР кимберлиты широко развиты только на Сибирской платформе. Здесь они образуют две формации: 1) формацию кимберлитов и 2) формацию кимберлитов и пикритовых порфиритов. Кроме того, кимберлиты встречаются среди пород формации щелочно-ультраосновных пород, где они имеют очень ограниченное развитие.

Кимберлиты, связанные с кимберлитовой формацией, являются рудоносными. К ним относятся все эндогенные месторождения алмаза на Сибирской платформе. Кимберлиты, находящиеся в составе формации кимберли-

тов и пикритовых порфиритов, а также щелочно-ультраосновных пород — практически нерудоносны.

Подавляющая масса исследователей считает, что кимберлиты являются продуктом кристаллизации глубинной магмы, зарождающейся в верхней мантии Земли. Эти породы образуют преимущественно трубки взрыва (диатремы), реже — дайки. Трубки взрыва выполнены эруптивной брекчией, состоящей из обломков (или включений) и магматической связующей массы. Включения представлены ультраосновными породами и отдельными минералами этих пород, являющимися реликтами мантийного субстрата, кимберлитами ранних фаз внедрения и чуждыми по составу породами фундамента и осадочного чехла платформы.

Кимберлиты почти всегда сильно изменены, что затрудняет установление первичного химизма и минерального состава их магматического цемента.

По содержанию таких окислов, как FeO, Fe_2O_3, Al_2O_3, K_2O и TiO_2, главных элементов-примесей, а также по количеству и качеству включений мантийных ультраосновных пород среди кимберлитов Сибирской платформы можно выделить три петрохимических типа, из которых I и III наиболее резко отличаются друг от друга.

I тип кимберлита—маложелезистый слабощелочной ($Fe_2O_3 + FeO = 7{,}34$, $K_2O = 0{,}36$) характеризуется низким содержанием глинозема и окиси титана (1,36). Из элементов-примесей главную роль играют Ni и Cr; в незначительных количествах присутствуют Y, Sc, V, Zr, Sr, Mn, P [4]. Содержание мантийных ультраосновных включений в кимберлитах I типа наибольшее (в среднем по отдельным кимберлитовым полям 23—41%). Среди них преобладают включения с парагенезисом высокохромистых пиропов, хромшпинелидов и хромдиопсидов, а также маложелезистого оливина. С этими же включениями связан и алмаз [15]. Кимберлиты I типа образуют в основном трубки взрыва, редко — дайки и не сопровождаются пикритовыми порфиритами.

III тип кимберлита — железистый субщелочной ($Fe_2O_3 + FeO = 11{,}0$, $K_2O = 1{,}27$) отличается повышенными содержаниями глинозема (5,01) и окиси титана (3,13), а также низкими содержаниями Ni и Cr и высокими Y, Sc, V, Sr, Mn и P [4]. Среднее содержание мантийных включений в кимберлитах III типа 4—18%. Среди них преобладают включения с парагенезисом малохромистых пиропов, хромшпинелидов, пироксенов и более железистого оливина [17]. Весьма характерно для кимберлитов III типа наличие включений с неравновесными парагенезисами и структурами распада минералов. Неравновесный парагенезис в мантийных включениях проявляется в совместном развитии минералов различных парагенетических уровней — хромистых и маложелезистых более глубинных и малохромистых железистых менее глубинных. Кимберлиты III типа кроме диатрем часто образуют дайкообразные тела и обычно сопровождаются дайками пикритовых порфиритов. Последние имеют близкий к кимберлитам состав, но отличаются массивной текстурой.

II петрохимический тип кимберлитов — маложелезистый субщелочной занимает промежуточное положение между I и III типами.

Первичный минеральный состав магматической связующей массы кимберлитов являлся существенно оливиновым. Фенокристаллы всегда представлены оливином, в меньшей степени — флогопитом, микролитовая основная масса — оливином, пироксеном и флогопитом, превращенными

в агрегат серпентина, хлорита и карбоната с редкими реликтами свежих минералов.

По возрасту среди кимберлитовых пород Сибирской платформы можно выделить три формации: 1) среднепалеозойскую формацию собственно кимберлитов, сложенную кимберлитами I петрохимического типа, 2) раннемезозойскую формацию кимберлитов и пикритовых порфиритов, представленную преимущественно кимберлитами II и III петрохимических типов и пикритовыми порфиритами, образующими дайки, и 3) позднемезозойскую формацию кимберлитов и пикритовых порфиритов, сложенную кимберлитами I, II или III типов и частично пикритовыми порфиритами.

В составе формации щелочно-ультраосновных пород, которые в пределах Сибирской платформы имеют различный возраст, практически всегда присутствуют кимберлиты III петрохимического типа.

К кимберлитам среднепалеозойской кимберлитовой формации приурочены все наиболее алмазоносные тела и промышленные месторождения алмаза, представленные трубками взрыва; дайки алмазоносных кимберлитов крайне редки [9]. Кимберлиты мезозойского возраста, а также кимберлиты, входящие в состав формации щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, в подавляющем большинстве случаев неалмазоносны или очень слабоалмазоносны. Сопровождающие их дайки пикритовых порфиритов всегда неалмазоносны.

Таким образом, на Сибирской платформе рудоносные кимберлиты всегда имеют среднепалеозойский возраст, относятся к собственно кимберлитовой формации и представлены кимберлитами I петрохимического типа.

Алмаз в кимберлитах, даже относящихся к промышленным месторождениям, является ультраакцессорным минералом, его содержание составляет стотысячные доли процента. Месторождения всегда представлены вкрапленными рудами, в которых алмаз находится в виде изолированных хорошо выраженных кристаллов и их обломков. Реже он встречается в виде сростков кристаллов или кристаллически-зернистых агрегатов.

Наиболее вероятным является представление, что алмазы в кимберлитах распределены более или менее равномерно и что они вынесены из глубины и в самом кимберлите не кристаллизуются (М. А. Гневушев, З. В. Бартошинский, А. А. Малеев, Г. В. Зольников и многие другие). Вместе с тем существует мнение, что алмазы образуют в трубках обогащенные струи и столбы, а общее их содержание падает с глубиной (А. И. Боткунов, В. С. Трофимов, В. В. Ковальский). Это рассматривается как свидетельство кристаллизации их в самом кимберлите.

Среди сибирских алмазов выделяется довольно большое количество различных морфологических типов, но все они могут быть сведены к трем основным габитусным формам — октаэдру, додекаэдру и переходной между ними форме. Значительно реже встречаются кристаллы кубической и тетраэдрической формы. Кроме кристаллов с плоскими гранями в небольшом количестве в кимберлитовых телах встречаются кривогранные кристаллы [2].

Россыпные месторождения

Осадочные алмазоносные формации представлены по преимуществу грубообломочными разностями пород — галечниками, гравелитами, конгломератами, приуроченными к базальным горизонтам разновозрастных терригенных толщ.

Олигомиктовые алмазоносные формации образуются в условиях интенсивного химического выветривания алмазсодержащих пород при гумидном или аридном тропическом и субтропическом климате, при переотложении коры выветривания в континентальных и прибрежно-морских обстановках, а также в результате длительной переработки неизмененных химическим выветриванием магматических и осадочных алмазсодержащих пород в прибрежной зоне моря. К олигомиктовым алмазоносным формациям относятся главным образом дочетвертичные образования, начиная с протерозоя.

Полимиктовые алмазоносные формации накапливаются в условиях умеренно теплого гумидного и субарктического климатов и интенсивного многократного перемыва алмазоносного обломочного материала, в процессе которого происходит прогрессирующее обогащение его алмазами.

Наиболее практически важными алмазоносными осадочными формациями являются полимиктовые континентальные алмазоносные формации четвертичного возраста. С ними связано подавляющее большинство россыпных месторождений промышленного значения. Следующими по степени продуктивности являются олигомиктовые алмазоносные континентальные формации дочетвертичного возраста, к которым приурочены единичные месторождения промышленного значения. Степень продуктивности олигомиктовых и полимиктовых прибрежно-морских формаций неясна вследствие их слабой изученности. В целом по степени продуктивности осадочные алмазоносные формации немного уступают эндогенным.

По возрасту среди осадочных алмазоносных формаций Сибирской платформы выделяются олигомиктовые континентальные формации позднепалеозойские, позднетриас-раннеюрские и палеоген-неогеновые, полимиктовые континентальные формации раннеюрские и четвертичные, а также полимиктовые прибрежно-морские формации ранне- и позднеюрские. Россыпи, имеющие практическое значение, связаны с олигомиктовой континентальной формацией позднетриас-раннеюрского возраста и особенно с полимиктовой континентальной формацией четвертичного возраста. В первом случае это россыпи ближнего сноса, связь которых с первоисточником — коренным месторождением — прослеживается непосредственно [13]. Во втором случае — это россыпи дальнего сноса, оторванные от первоисточников, которые в настоящее время неизвестны [10].

В Тимано-Уральской складчатой области известны только россыпи [18]. В подавляющей части это русловые и террасовые аллювиальные россыпи, связанные с континентальной полимиктовой формацией четвертичного возраста [11, 6]. Устанавливается связь аллювиальных четвертичных россыпей с промежуточными коллекторами—кластическими толщами протерозойского, ордовикского, девонского, палеоген-неогенового возраста. Сделанные в последние годы находки минералов—парагенетических спутников алмаза, главным образом пиропа, в алмазоносных россыпях кайнозойского возраста и древних промежуточных коллекторах Северного Урала и Тимана позволяют предположить, что первоисточниками их являются в конечном итоге кимберлиты.

На Русской платформе известны единичные находки алмазов крупнее 0,5 мм в четвертичном аллювии и многочисленные мелкие алмазы (мельче 0,5 мм) в терригенных полимиктовых и олигомиктовых формациях, начиная с девонских и кончая современными прибрежно-морскими и континентальными образованиями [4]. Мелкие алмазы найдены в пределах Украинской ССР, в различных районах Воронежской антеклизы и других местах.

Большинство мелких алмазов приурочено к титаноносным прибрежно-морским россыпям мелового, палеогенового и неогенового возраста [5]. В этих же районах найдены и гранаты пироп-альмандинового ряда.

Кроме того, имеются сведения о находках алмазов на Кольском и Онежском полуостровах, на Ветреном Поясе, в нижнем течении р. Северная Двина и на Кавказе [14]. Часть сведений при проверке не подтвердилась.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При прогнозной оценке территорий на коренные месторождения алмаза могут быть использованы следующие наиболее существенные критерии: структурно-тектонические, петрологические и минералогические. Почти все указанные критерии являются либо региональными, либо одновременно региональными и локальными. Специфически локальных критериев, по существу, почти не имеется [11].

Петрологические и часть минералогических критериев, отражающих специфические особенности алмазоносных кимберлитов, могут быть использованы только в районах, где местонахождения богатых алмазами кимберлитов уже известны. В районах, где они еще не установлены, для их прогнозирования могут быть применены только структурно-тектонические и некоторые минералогические критерии (находки в осадочных толщах самого алмаза и его парагенетических спутников).

Структурно-тектонические критерии. Наиболее общим региональным структурно-тектоническим критерием, определяющим возможность нахождения кимберлитов вообще, является преимущественная приуроченность их к платформам с древним, докембрийским фундаментом. С этими платформами связаны все известные кимберлитовые провинции и месторождения алмаза (Сибирская, Южно-Африканская, Индийская и, по-видимому, Южно-Американская платформы), а также единичные кимберлитовые тела (Русская платформа). На более молодых платформах с палеозойским фундаментом известны лишь единичные проявления кимберлитового магматизма (южная окраина Сибирской платформы и юго-запад Северо-Американской платформы).

В пределах платформ проявления кимберлитового магматизма приурочены к зонам глубинных разломов или к зонам повышенной проницаемости. Особенно благоприятны для проникновения кимберлитовой магмы в земную кору области пересечения зон глубинных разломов и участки разломов, тяготеющие к центральным частям платформы.

Алмазоносность кимберлитов в значительной степени определяется структурной позицией зон глубинных разломов в период образования кимберлитов. Наиболее благоприятными для проявления высокоалмазоносных кимберлитов являются зоны разломов, непосредственно примыкающие к крупным структурам опускания (авлакогенам, синеклизам), а в случае асимметричного строения их бортов, расположенные на слабо приподнятых бортах этих структур. Разломы, приуроченные к приподнятым бортам структур опускания, неблагоприятны для образования алмазоносных кимберлитов [15]. Эта закономерность установлена на примере среднепалеозойских кимберлитов Сибирской платформы [16] (рис. 46).

Локальным структурно-тектоническим критерием для прогнозирования кимберлитов является наличие оперяющих разломов, расположенных обычно под углом к главным глубинным разломам зоны. С этими разломами, как

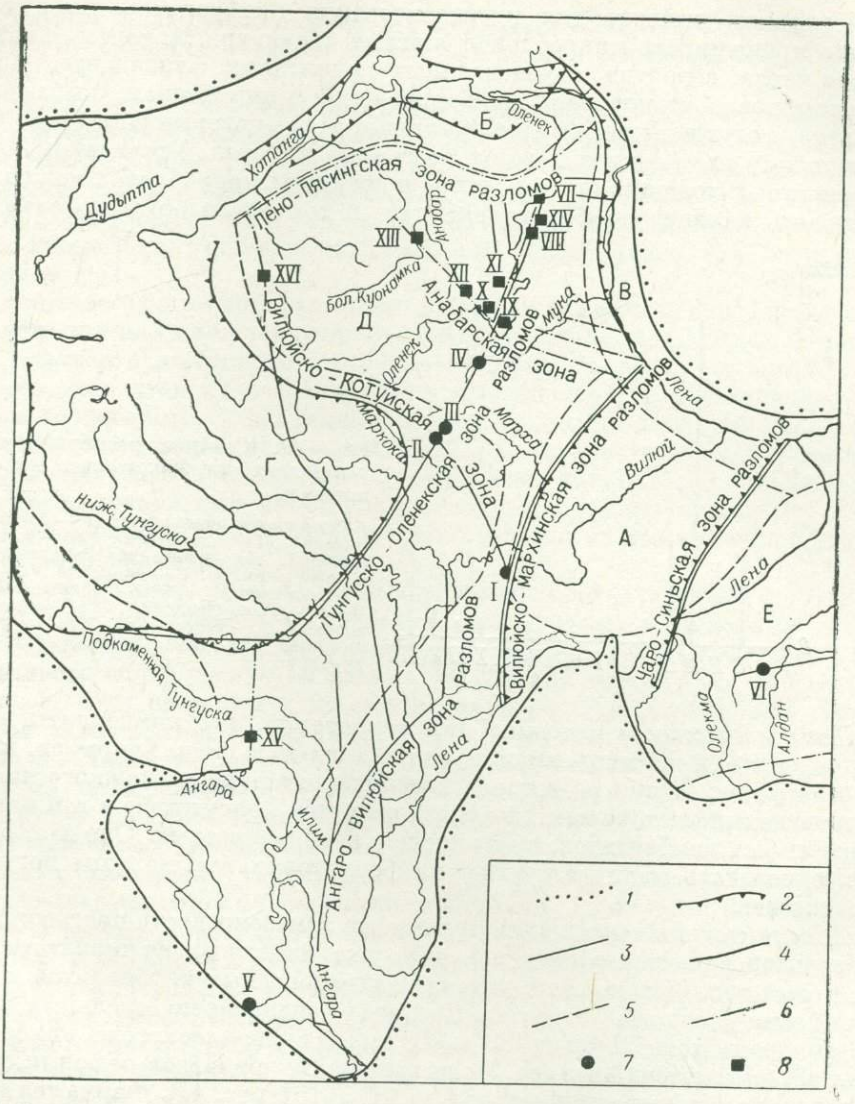


Рис. 46. Схема структурной позиции кимберлитов различного возраста.

Элементы тектоники в среднем палеозое (по Т. Н. Спижарскому, В. Л. Масайтису, М. В. Михайлову, А. П. Атласову, В. А. Вакару, Д. М. Мильштейну, Г. И. Штеху): *1* — граница Сибирской платформы, *2* — главные структуры (*А* — Патомско-Вилюйский авлакоген, *Б* — Хатангский прогиб, *В* — Верхоянский прогиб, *Г* — Эвенкийская синеклиза, *Д* — Анабарская антеклиза, *Е* — Алданская антеклиза), *3* — главнейшие глубинные разломы; элементы тектоники в мезозое (по [6]): *4* — граница Сибирской платформы, *5* — главные структуры (*А* — Вилюйская синеклиза, *Б* — Лено-Хатангский прогиб, *В* — Приверхоянский прогиб, *Г* — Тунгусская синеклиза, *Д* — Анабарская антеклиза, *Е* — Алданская антеклиза), *6* — главнейшие глубинные разломы; комплексы: *7* — среднепалеозойские (*I* — ботуобинский, *II* — алакитский, *III* — далдынский, *IV* — мунский, *V* — окинский, *VI* — чомполинский); *8* — мезозойские (*VII* — куойкский, *VIII* — мерчимденский, *IX* — чомурдахский, *X* — омоносский, *XI* — укукитский, *XII* — лучаканский, *XIII* — куонамкский, *XIV* — приленский, *XV* — чуктуконский, *XVI* — котуйский).

установлено, обычно и связаны конкретные проявления кимберлитового магматизма.

Локальное значение для прогнозирования кимберлитов имеет также наличие приподнятых микроблоков нижних структурных ярусов платформенного чехла, вероятно, обусловленных поднятиями фундамента, образовавшихся после становления кимберлитов. В таких блоках, выраженных в рельефе, могут находиться кимберлитовые тела, которые благодаря более интенсивному размыву дают ореол рассеяния минералов-спутников алмаза в терригенных толщах. В этом случае в поднятых микроблоках можно прогнозировать наличие кимберлитовых тел, в том числе богатых алмазами.

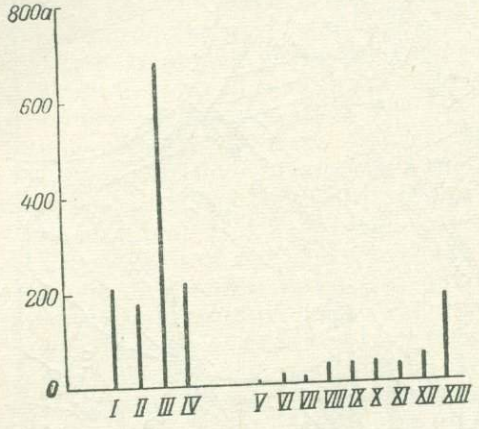


Рис. 47. Средние размеры тел различных кимберлитовых комплексов.

Алмазоносные комплексы: *I* — ботуобинский, *II* — алакитский, *III* — далдынский, *IV* — мунский; неалмазоносный комплекс: *V* — окинский, *VI* — чомполинский, *VII* — куойкский, *VIII* — мерчимденский, *IX* — чомурдахский, *X* — омоносский, *XI* — укукитский, *XII* — лучаканский, *XIII* — куонамкский.

Петрологические критерии. Для территорий, где кимберлиты еще не установлены или известны лишь единичные их тела, как, например, на Русской платформе, одним из петрологических критериев возможного нахождения эндогенных месторождений алмаза является присутствие в том или ином районе любых кимберлитов, в том числе и неалмазоносных. Оно дает основание предполагать наличие других кимберлитовых тел, которые могут быть алмазоносны.

Дополнительным признаком при оценке алмазоносности прогнозируемых кимберлитов является размер и форма уже известных на территории кимберлитовых тел. Установлено, что тела алмазоносных кимберлитов в общем имеют большую площадь сечения. Среднее ее значение по отдельным кимберлитовым полям колеблется от 180 до 680 а. Тела неалмазоносных кимберлитов имеют обычно меньший размер. По различным кимберлитовым полям средняя площадь их сечения колеблется от 1 до 180 а [16] (рис. 47). Форма тел алмазоносных кимберлитов преимущественно овальная или округлая, неалмазоносных — неправильная (иногда извилистая), удлиненная, дайкоподобная.

Весьма важным петрологическим критерием при прогнозировании месторождений алмаза является наличие в том или ином районе кимберлитов I петрохимического типа, относящихся к эксплозивной фации. В кимберлитах интрузивной фации нахождение алмаза менее вероятно.

Весьма существенна принадлежность кимберлитов к рудной формации (для Сибирской платформы — это среднепалеозойские кимберлиты).

Таким образом, для Сибирской платформы наличие в том или ином районе кимберлитовых эруптивных брекчий I петрохимического типа средне-

палеозойского возраста позволяет прогнозировать в этом районе другие аналогичные тела, которые могут быть высоко алмазоносными.

Данные о находках обломков кимберлита в четвертичных или дочетвертичных отложениях свидетельствуют о близости прогнозируемых кимберлитовых тел.

Минералогические критерии. Минералогические критерии до настоящего времени остаются наиболее важными при прогнозировании как кимберлитов вообще, так и месторождений алмаза в частности. Они являются универсальными, так как могут применяться как для платформ, где кимберлиты еще не установлены, так и для платформ, где они известны или широко развиты; кроме того, эти критерии имеют как региональное, так и локальное значение [17].

Наиболее общим минералогическим критерием оценки перспектив алмазоносности той или иной территории являются отдельные находки самого алмаза в четвертичных и дочетвертичных отложениях, развитых в ее пределах, а также характер их распределения. Площади наибольшей концентрации алмаза должны быть выделены как первоочередные для постановки дальнейших работ более локального характера. По возможности должны учитываться все особенности самого алмаза — морфология кристаллов, степень износа, количество расколотых кристаллов и т. д. Эти данные позволяют сделать вывод о единстве или множественности источников их поступления и о примерном их местонахождении.

Более высокая степень алмазоносности прогнозируемой территории, фиксируемая наличием в ее пределах алмазоносных кимберлитов или россыпей четвертичного и дочетвертичного возраста, значительно повышает вероятность обнаружения на данной территории новых алмазоносных кимберлитов. При проявлении на прогнозируемой территории еще большей степени алмазоносности, заключающейся в наличии коренных и россыпных месторождений алмаза, перспективность обнаружения в ее пределах новых коренных месторождений будет весьма высокой.

Другая, не менее важная группа минералогических критериев связана с минералами-спутниками алмаза. Как известно, в кимберлитах присутствуют отдельные минералы, характеризующиеся весьма своеобразным обликом, химическим составом и физическими свойствами. Некоторые из них не встречаются в других породах, что позволяет использовать их для поисков кимберлитов. В связи с тем, что алмаз всегда встречается в кимберлитах совместно с этими минералами, их принято называть минералами-спутниками алмаза. К ним относятся пироп, пикроильменит, хромшпинелид и хромдиопсид. Некоторые из этих минералов имеют несомненную генетическую связь с алмазом, так как установлены в нем в виде включений [17, 19]. При оценке алмазоносности кимберлитов используется количественная и качественная характеристика минералов-спутников.

Наиболее общим критерием перспективности территории на поиски месторождений алмаза является наличие самых распространенных минералов-спутников алмаза — пиропа и пикроильменита в четвертичных или дочетвертичных отложениях. При этом отдельные участки территорий, где наблюдаются повышенная концентрация минералов-спутников и наиболее крупный их размер, являются самыми перспективными. Если известные на данной территории кимберлиты содержат большое количество пиропа, то можно предполагать, что прогнозируемые тела кимберлитов будут иметь высокую алмазоносность. Установлено, что в алмазоносных кимберлитах среднее

абсолютное содержание пиропа для отдельных полей составляет 0,6—2,5, а в неалмазоносных — менее 0,01 кг/м³ [16].

Прямым указанием на возможность нахождения богатых алмазами кимберлитов является качественный состав минералов-спутников алмаза. Высокохромистые маложелезистые минералы характерны только для трубок с высоким содержанием алмаза. Они же констатированы и в виде включений в алмазе. Наличие высокохромистых минералов в четвертичных или дочетвертичных отложениях того или иного района, а также в известных кимберлитовых телах дает основание прогнозировать в этих районах месторождения алмаза [17—19].

На близость коренного источника и на конкретное его местонахождение могут указывать находки неустойчивых в процессе переноса кимберлитовых минералов — оливина, серпентина, пироксена, флогопита, сростков минералов, зернистых агрегатов, трещиноватых зерен, присутствие реакционных кайм на пирope и вторичных продуктов на пикроильмените, а также зерен с неизношенной первичной поверхностью.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Структурные и морфоструктурные критерии. Наиболее благоприятными структурными элементами земной коры для формирования россыпных месторождений алмаза в разнообразных алмазоносных формациях являются древние платформы, где источниками алмазов в россыпях служат кимберлиты.

В пределах платформ россыпные месторождения тяготеют к длительно развивавшимся областям сопряжения положительных и отрицательных мегаморфоструктур — морфоантеклиз, являющихся выраженными в рельефе в форме плато антеклизами, испытывающими устойчивую тенденцию к поднятиям, и морфосинеклиз (или морфопрогибов), представляющих отраженные в рельефе в виде равнин синеклизы и прогибы [7]. Последние испытывают устойчивую тенденцию к опусканию (или отставанию в поднятиях).

Морфоантеклизы являются областями преобладающего сноса, морфосинеклизы (и морфопрогибы) — областями преобладающей аккумуляции. Унаследованность областей сноса и аккумуляции на протяжении длительного времени благоприятна для образования россыпей любых формационных типов.

В связи с тем, что зоны сочленения мегаморфоструктур имеют в ширину до нескольких десятков километров, россыпи могут формироваться как в пределах склона морфоантеклизы (россыпи ближнего сноса), так и на склоне морфосинеклизы (россыпи дальнего сноса) [5].

Устойчивыми россыпи ближнего сноса являются в том случае, если область сочленения осложнена выраженным в рельефе поднятием с небольшой амплитудой движений порядка десятков метров (например, Ботуобинское поднятие, осложняющее область сочленения Анабарской и Вилюйской мегаморфоструктур).

Весьма благоприятны зоны повышенной тектонической трещиноватости, обусловливающие меньшую механическую устойчивость горных пород и заложение в них в связи с этим речных долин и других отрицательных форм рельефа, способствующих образованию россыпей в полимиктовой и олигомиктовой континентальных формациях.

Кроме того, для формирования россыпей ближнего сноса большое значение имеют дифференцированные неотектонические движения микроблоков площадью десятки и первые сотни квадратных километров, проявляющиеся в рельефе и унаследованные от подвижек блоков нижних ярусов осадочного чехла (на Сибирской платформе — нижнепалеозойского структурного яруса). Они, по всей вероятности, обусловлены движениями микроблоков фундамента. В случае, если в поднятых блоках выведены на дневную поверхность алмазоносные кимберлитовые тела, в результате комплексной денудации на склонах поднятых или опущенных блоков образуются россыпи различного генезиса: пролювиальные, делювиальные, аллювиальные, проточных озер и др.

Россыпи дальнего сноса являются устойчивыми при амплитуде дифференцированных движений в области сноса и аккумуляции не свыше 100—200 м. При этом наиболее благоприятные условия для концентрации алмазов складываются на «обратных» склонах поднятий, направленных против течения потоков [8].

Менее благоприятны для формирования россыпных месторождений алмаза, связанных преимущественно с континентальными формациями, складчатые области, которые развивались на жестком докембрийском фундаменте. В этом случае зоны экзогенной алмазоносности тяготеют к структурно предопределенным депрессиям рельефа, имеющим протяженность сотни километров и служившим на протяжении длительного времени областями аккумуляции рыхлого алмазоносного материала, поступавшего через серию промежуточных коллекторов. Эти депрессии могут быть приурочены либо к синклинориям, либо к области сопряжения структурно-формационной зоны мелких складок предгорий и краевых прогибов.

Геоморфологические и палеогеоморфологические критерии. Региональными геоморфологическими (и палеогеоморфологическими) факторами образования россыпей алмазов разных формационных типов (равно как и других полезных ископаемых) в любых геоструктурных областях является присутствие полигенетических разновозрастных поверхностей выравнивания с сохранившимися реликтами кор выветривания (на денудационных поверхностях) и коррелятными отложениями (на аккумулятивных). Важно при этом, чтобы продукты переотложения кор выветривания первичных и вторичных алмазсодержащих пород концентрировались в осадках небольшой мощности, где разубоживание полезного компонента пустым обломочным материалом является минимальным. Такие условия создаются в областях перехода от плато к равнинам на древних платформах и в межгорных депрессиях на складчатых областях.

Локальные условия формирования россыпей определяются наличием отрицательных форм рельефа разного генезиса и таксономического ранга: речных долин, озерных ванн, карстовых депрессий и т. п., где происходит аккумуляция алмазоносного материала. Они охарактеризованы нами только в применении к аллювиальным россыпям, имеющим наибольшее практическое значение и лучше изученным.

Как в региональном, так и в локальном плане благоприятна унаследованность в течение длительного времени направлений речных долин средних порядков, связанная с заложением их по зонам тектонической трещиноватости. Важно при этом, чтобы территория испытывала прерывистые поднятия, запечатлевающиеся в форме лестницы террас на склонах долин, что способствует неоднократному размыву и переотложению обломочного

материала, сопровождающемуся выносом мелких частиц и обогащением полезным компонентом. Однако россыпные месторождения образуются не на всем протяжении речных долин, а только на их определенных отрезках — там, где имеется перегиб продольного профиля русла от крутых к пологим участкам. На этих отрезках долины характеризуются довольно глубоким врезом, сравнительно небольшой шириной и незначительной мощностью аллювия. Смена таких отрезков участками с более крутым (в верховьях и среднем течении) или более пологим (в нижнем течении) продольным профилем, прослеживающаяся в ряде долин, радиально расположенных по отношению к мегаморфоантеклизам, обусловливает зональность строения речных долин и соответственно зональность размещения россыпей [5].

В аллювиальных россыпях, для которых в целом характерно струйчатое распределение алмазов и приуроченность их к приплотиковой части аллювия [2, 7, 5], локальные наиболее обогащенные участки связаны с краевыми частями зон максимальных размывов; ими являются такие микроформы рельефа речного русла, как подвалья, нижние и верхние побочни перекатов, центральные части плесовых лощин и т. д. [12]. Кроме того, обогащенные участки могут быть связаны со склонами положительных микроформ рельефа плотика россыпей, обращенными навстречу течению водотоков.

Литологические критерии. К числу региональных литологических критериев, определяющих возможность локализации россыпей алмазов относится грубообломочный состав осадков. При этом наиболее благоприятны базальные горизонты осадочных толщ, знаменующие начало крупных циклов седиментогенеза [11].

Кроме того, для выявления россыпей алмазов благоприятен, с одной стороны, олигомиктовый или мономиктовый состав обломочного материала с преобладанием пород, устойчивых по отношению к процессам выветривания. Он характерен в основном для дочетвертичных конгломератов и галечников и свидетельствует либо о формировании их за счет переотложения кор выветривания, либо о том, что они подверглись выветриванию после своего образования [11]. С другой стороны, наиболее важные в практическом отношении россыпи концентрируются в толщах полимиктового состава, в которых в большом количестве присутствуют обломки пород, неустойчивых по отношению к химическому выветриванию. В этом случае особенно важно установление прогрессирующего обогащения тяжелой фракцией (и алмазами) все более молодых отложений. Россыпи алмазов полимиктового состава наиболее характерны для четвертичных аллювиальных отложений.

Локальным критерием, указывающим на возможность формирования россыпей, служит присутствие единичных обломков первичных и вторичных алмазсодержащих пород.

Немаловажным регионально и локально действующим фактором образования россыпных месторождений является состав вмещающих пород. Наиболее благоприятны карбонатные породы. При этом, с одной стороны, играет роль их способность к образованию карстовых форм рельефа, с другой — интенсивная трещиноватость.

Палеогеографические и фациальные критерии. Наиболее благоприятны для формирования россыпей алмазов континентальные палеогеографические обстановки. Исходным моментом для образования россыпных месторождений является формирование кор выветривания на первичных или вторичных алмазсодержащих породах в условиях гумидного и аридного жаркого и умеренно теплого климатов при тектонической стабильности территории.

В этих же условиях протекает переотложение кор выветривания с образованием россыпей ближнего сноса, главным образом делювиального и пролювиального генезиса.

Наиболее важные в практическом отношении россыпные месторождения в континентальных формациях, связанные с аллювиальными фациями, формируются в условиях тектонической активности и холодного гумидного или субарктического климата четвертичного периода за счет многократного перемыва и переотложения кор выветривания и невыветрелых алмазсодержащих пород.

Прибрежно-морские палеогеографические обстановки менее благоприятны для формирования россыпных месторождений алмаза. Последние образуются в условиях дифференцированных тектонических движений и наличия большого количества грубообломочных алмазоносных отложений, вынесенных из глубины континента в прибрежную зону «сухими» или транзитными реками [20]. Благоприятно также присутствие в составе пород, слагающих абразионные берега, алмазсодержащих пород.

Образованию россыпей в прибрежно-морских формациях способствуют протяженные прибрежные зоны эпиконтинентальных морей, где в результате деятельности прибоя и береговых течений происходит весьма совершенная гранулометрическая и минералогическая дифференциация обломочного материала. Мало благоприятны для образования россыпей промышленного значения пляжевые зоны мелких островов [5].

Тип коренных источников. Для образования россыпных месторождений алмаза важно, формируются они за счет первичных коренных источников (алмазоносных кимберлитовых тел) или промежуточных коллекторов, а также какова степень алмазоносности как первых, так и вторых. Кроме того, в первом случае имеет значение насыщенность области сноса алмазоносными кимберлитовыми телами, во втором — протяженность, мощность и степень дислоцированности алмазоносных толщ.

Как правило, богатые россыпи в полимиктовой формации четвертичного возраста образуются только за счет богатых коренных источников (при наличии прочих благоприятных условий). Бедные источники даже при многократном перемыве и переотложении, сопровождающемся обогащением алмазами, богатых россыпей не дают. В этом заключается отличие алмазных россыпей от россыпей благородных металлов, где неоднократный перемыв даже бедных источников может дать богатые россыпи [7, 5].

Степень денудационного среза. Для первичных и вторичных алмазсодержащих пород определяет количество алмазов, вынесенных в россыпи. Чем она больше, тем при прочих благоприятных условиях больше шансов на открытие россыпных месторождений любых формационных типов.

Минералогические критерии. Для прогнозирования россыпных месторождений алмаза любых формационных типов на древних платформах в общем случае имеют значение те же минералогические критерии, что и для прогнозирования коренных месторождений, т. е. находки алмаза и присутствие минералов — парагенетических спутников алмаза. Однако, если для прогнозирования и поисков коренных месторождений морфология, физические свойства и химический состав парагенетических спутников служат прямыми критериями близости и алмазоносности источников, то для россыпей прямым критерием является лишь присутствие самого алмаза. Последнее связано с тем, что минералы — парагенетические спутники неизмеримо менее, чем алмаз, устойчивы по отношению к процессам механического

износа и химического выветривания. Поэтому они сопутствуют алмазу в заметных количествах только на первых десятках километров переноса в одновозрастных отложениях и на начальных этапах переотложения — при размыве более древних промежуточных коллекторов. Только в этих случаях они могут являться косвенным указанием на возможность формирования россыпей ближнего сноса.

На расстоянии многих сотен километров от источника, а также в результате длительного переотложения из одних промежуточных коллекторов в другие алмаз лишается парагенетических спутников и приобретает аллювиальные спутники, близкие ему по абразивной и химической стойкости, такие как циркон, хромшпинелид, ильменит и другие. Высокие концентрации последних используются как косвенный признак возможности присутствия россыпей алмазов в складчатых областях.

Возрастной критерий. Высокая твердость алмаза, небольшой удельный вес и инертность по отношению к действию химических реагентов определяют его транспортабельность и длительность существования в процессе многократного переотложения из более древних отложений в молодые. В связи с этим алмазы могут содержаться в формациях разного возраста, начиная со времени, следовавшего непосредственно за эпохой образования алмазоносных кимберлитов.

* * *

Охарактеризованные выше основные критерии прогнозирования коренных и россыпных месторождений алмаза могут быть использованы только в комплексе. При этом последовательность применения критериев выдерживается от общих (региональных) к частным (локальным).

Пользуясь этими критериями, можно оценить вероятность нахождения новых коренных и россыпных месторождений разных формационных типов в различных алмазоносных провинциях и районах СССР. Оценка их может быть произведена с разной детальностью в зависимости от степени изученности, в связи с чем могут быть выделены три категории регионов:

1. Сравнительно хорошо изученные с известными коренными и россыпными месторождениями алмаза.

2. Слабо изученные с установленной алмазоносностью и пирононосностью кластических толщ разного возраста.

3. Неизученные с находками мелких алмазов в разновозрастных титан-циркониевых россыпях и коренных породах разного происхождения.

В районах первой категории имеют значение локальные критерии, из которых ведущими являются минералогические. В районах второй и третьей категорий применяется весь комплекс региональных и локальных критериев коренной и россыпной алмазоносности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев В. В., Дьяков А. Г.* Алмазоносные формации Сибирской платформы и некоторые закономерности распространения алмазных месторождений. — «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР», 1961, вып. 6, с. 5—16.

2. *Алмазные* месторождения Якутии. М., Госгеолиздат, 1959. 526 с. Авт.: А. П. Бобриевич, М. Н. Бондаренко, М. А. Гневушев и др.

3. *Алмазоносность* юго-западной окраины Русской платформы. Под ред. Н. П. Семененко. Киев, «Наукова думка», 1970. 119 с.

4. *Благулькина В. А.* Петрохимические типы кимберлитов Сибири. — «Сов. геология», 1969, № 7, с. 60—70.

5. *Вербицкая Н. П., Плотникова М. И.* Региональные и локальные закономерности размещения экзогенных месторождений алмаза. Материалы к совещанию: «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых». Вып. 10. Л., «Недра», 1971. 78 с.

6. *Геология* Сибирской платформы. Под ред. И. И. Краснова, М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса. Л., «Недра», 1966. 445 с.

7. *Дьяков А. Г.* Закономерности размещения молодых алмазоносных россыпей Сибирской платформы. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Россыпи. М., 1960, с. 192—197.

8. *Жуков В. В., Горина И. Ф., Пинчук Л. Я.* Кайнозойские алмазоносные россыпи Анабаро-Оленекского междуречья. Л., «Недра», 1968. 143 с.

9. *К вопросу* об алмазоносности кимберлитовых пород жильной фации (на примере кимберлитовой жилы А-21 Мало-Ботуобинского района, Якутия). — «Докл. СССР», 1973, т. 209, № 6, с. 1425—1428. Авт.: А. Д. Харькив, В. Н. Щукин, Е. И. Борис и др.

10. *Леонов Б. Н., Прокопчук Б. И., Орлов Ю. Л.* Алмазы Приленской области. М., «Наука», 1966. 279 с.

11. *Прогнозирование* месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Краткие тезисы к семинару «Пути повышения эффективности прогноза минерального сырья при геологосъемочных работах». Л., 1973, с. 132—139.

12. *Разумихин Н. В., Тимашкова З. Н.* Экспериментальные данные о закономерностях распределения некоторых тяжелых минералов на различных морфологических элементах россыпи. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. М., 1960, с. 224—237.

13. *Рожков И. С., Михалев Г. П., Зарецкий Л. М.* Алмазоносные россыпи Мало-Ботуобинского района Западной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1963. 139 с.

14. *Ружицкий В. О.* Алмазы недр Европейской части. — «Природа», 1957, № 12, с. 88—91.

15. *Сарсадских Н. Н.* Структурный фактор размещения кимберлитов на Сибирской платформе и прогнозирование коренной алмазоносности. — В кн.: Прогнозирование и методы поисков месторождений никеля, олова и алмазов в Советской Арктике. Л., 1968, с. 72—76.

16. *Сарсадских Н. Н.* Региональные и локальные закономерности размещения эндогенных месторождений алмаза. Л., «Недра», 1973. 67 с.

17. *Сарсадских Н. Н.* Минералогические критерии алмазоносности кимберлитов. — В кн.: Геология и прогнозирование месторождений алмазов. М., 1974, с. 39—42.

18. *Смирнов Ю. Д.* Источники алмазов уральских россыпей. Геология россыпей. М., «Наука», 1965, с. 279—283.

19. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974. 265 с.

20. *Трофимов В. С.* Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. М., «Недра», 1967. 297 с.

МУСКОВИТ

Листовая слюда — мусковит, используемая в качестве изолятора в изделиях радиоэлектронной и электротехнической промышленности, относится к дефицитным видам минерального сырья. На земном шаре имеется только шесть крупных мусковитоносных провинций. Основным поставщиком мусковита на международном рынке является Индия.

Анализ потребления, произведенный Гипроинеметаллорудом, показал, что в СССР спрос на высококачественную листовую слюду для ответственных изделий будет в дальнейшем непрерывно расти. Повышение потребности промышленности в высококачественном мусковите должно обеспечиваться ростом его добычи и, следовательно, расширением сырьевой базы как в районах действующих горных предприятий, так и за счет выявления новых перспективных площадей. В том и в другом случае оценка перспектив слюдоносности в каждом данном масштабе (от территории СССР в целом

до отдельных пегматитовых полей и пегматитовых тел) должна выполняться на базе системы критериев, соответствующих масштабу прогноза и учитывающих сумму геологических факторов, контролирующих условия возникновения крупнокристаллического мусковита и его сохранности.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛИСТОВОГО МУСКОВИТА

Все промышленные месторождения крупнолистового мусковита принадлежат к геологической формации гранитных пегматитов, которая делится на четыре рудных формации: кварц-полевошпатовых, мусковитовых, редкометальных и хрусталеносных пегматитов. В различных количествах мусковит встречается в пегматитах всех рудных формаций, но промышленные концентрации высококачественной листовой слюды образуются только в пегматитах мусковитовой формации.

Пегматиты, принадлежащие к мусковитовой формации, в свою очередь делятся на несколько формационных типов (табл. 49) по тому же принципу, что и рудные формации: кварц-полевошпатовый (керамическо-мусковитовый), мусковитовый, редкометально-мусковитовый и значительно более редкий хрусталеносно-мусковитовый. Особенностью редкометально-мусковитового (и, по-видимому, хрусталеносно-мусковитового) типа является своего рода генетическая двойственность: эти пегматиты могли возникнуть как в результате единого акта образования (что является типичным для керамическо-мусковитового и мусковитового формационных типов), так и в результате наложения на пегматитовые тела более поздней минерализации, связанной с процессами активизации последующих метаморфических циклов. Естественно, что во втором случае их состав и строение определяются, с одной стороны, составом и строением первичных пегматитов и соответственно их принадлежностью к тому или иному формационному типу, а с другой — типом наложенной минерализации. Обычно на кварц-полевошпатовые или мусковитовые пегматиты накладывается минерализация, соответствующая редкометальным формационным типам (альбит, богатый спессартином гранат, акцессорные тантало-ниобаты и берилл).

Пегматиты, образовавшиеся в результате единого процесса, в таблице названы моноциклическими, а претерпевшие повторные преобразования — полициклическими (повторно минерализованными).

Как видно из табл. 49, мусковит высокого качества встречается только в пегматитах мусковитового формационного типа. Керамическо-мусковитовые пегматиты обычно содержат низкокачественный зеленый мусковит, пригодный для изготовления клееной изоляции. В моноциклических пегматитах редкометально-мусковитового формационного типа, как правило, преобладает слюда низкого качества, не всегда пригодная даже для щипки, но в полициклических редкометально-мусковитовых пегматитах, сформировавшихся в результате наложения редкометальной минерализации на пегматиты мусковитового формационного типа, возможно присутствие какой-то части мусковита среднего качества.

Таким образом, деление пегматита на формационные типы является одновременно классификацией их по качеству промышленного мусковита, а также и по размерам его запасов в рудных телах, поскольку наиболее богатыми промышленным мусковитом являются пегматиты мусковитового

формационного типа. Обычно пегматиты этого типа входят в качестве составляющего элемента в поля мусковитовой формации наряду с пегматитами керамическо- и редкометально-мусковитового типов.

Промышленные месторождения мусковитовых пегматитов приурочены к породам древних (докембрийских) метаморфических комплексов на щитах и в складчатом обрамлении платформ, метаморфизованным в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, — различного рода слюдяным плагиогнейсам и сланцам. Их возникновение и размещение контролируется следующим набором геологических факторов: возрастом (временем образования), структурным положением, уровнем метаморфизма вмещающих толщ, составом вмещающих толщ. Приведем краткую характеристику каждого из контролирующих факторов.

Возраст. По имеющимся в настоящее время данным стратиграфии и определениям радиологического возраста мусковитовые пегматиты встречаются от архея до позднего протерозоя. Наиболее вероятное время образования самих мусковитовых пегматитов по различным провинциям распределяется следующим образом: Карело-Кольская — 1800—2000 млн. лет, средний протерозой; Мамско-Чуйская — поздний протерозой; Бихарская — 670—960 млн. лет, поздний протерозой; Раджастанская — 580—1100 млн. лет, поздний протерозой; Неллурская — 1570—2000 млн. лет, средний протерозой; Бразильская — 1900—1100 млн. лет, средний протерозой. Кроме того, по отдельным пегматитовым полям имеются определения и более древнего возраста пегматитов: по Майсорскому (Индия) свыше 2100 млн. лет. Иначе говоря, все основные месторождения крупнокристаллического мусковита возникли в докембрийское время.

Связь с тектоническими структурами. Пять из шести мусковитовых провинций расположены на щитах: Карело-Кольская — на Балтийском щите, Бихарская, Раджастанская и Неллурская — на Индийском щите, Минас-Жерайсская — на Бразильском. Только одна Мамско-Чуйская провинция относится к складчатому обрамлению Сибирской платформы [2] или миогеосинклинальному поясу Байкалид [4]. Пегматитовые провинции приурочены к крупным складчатым структурам. Так, например, Мамско-Чуйская провинция мусковитовых пегматитов, по мнению большинства исследователей, тяготеет к осложненной антиклинальным поднятием осевой части крупного синклинория [4, 5]. Беломорская пегматитовая провинция пространственно совпадает с региональной синклинальной структурой. Раджастанская провинция в Индии вытянута вдоль осевой части Арваллийского антиклинория [6]. Обычно пегматитовые провинции ограничены зонами глубинных разломов.

Структурный контроль пегматитовых полей, так же как и провинций, не однозначен, однако в большинстве случаев поля связаны с положительными (антиформными) структурами типа гнейсовых (или гранито-гнейсовых) куполов [4], иногда с флексурными перегибами и линейными зонами дизъюнктивных нарушений, накладывающимися на пликативные структуры и в свою очередь контролируемыми анизотропией среды, определяемой составом (механическими свойствами) метаморфической толщи, характером предшествующей деформации и ориентировкой разрывных нарушений по отношению к основным элементам пликативных структур [1].

Метаморфизм вмещающих пород. Роль этого фактора в распределении и формировании слюдоносных пегматитов изучена наиболее детально. В настоящее время совершенно определенно установлено, что пегматиты

Таблица 49

Характеристика формационных типов мусковитовых пегматитов

Формационный тип		Возраст	Контролирующие структуры		Метаморфизм вмещающих пород
			Региональные	Локальные	
Мусковитовые пегматиты		PR	Щиты, складчатое обрамление древних платформ	Положительные складчатые формы, зоны разрывных нарушений	Фация альмандиновых амфиболитов (дистен-силлиманитовая фациальная серия)
Керамическо-мусковитовые пегматиты		AR—PR			
Редкометально-мусковитовые пегматиты	Моноциклические	PR и моложе	Щиты, периферические зоны древних складчатых областей	Сопряженные системы крупных разломов	Фация куммингтонитовых амфиболитов (андалузит-силлиманитовая фациальная серия) с проявлениями диафтореза фации эпидотовых амфиболитов и зеленосланцевой фации
	Полициклические	AR и моложе	Стыки разнородных структур, зоны активизации	Долгоживущие тектонические зоны	

мусковитовой формации залегают в породах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии [2].

Суть связи мусковитовых пегматитов с определенными фациями и фациальными сериями заключается в следующем: 1) в генетической связи мусковитовых пегматитов с процессами метаморфизма, т. е. мусковитовые пегматиты являются производными процессов метаморфизма; 2) в том, что условия становления мусковитовых пегматитов определяются параметрами метаморфизма амфиболитовой фации (по температуре) и дистен-силлиманитовой фациальной серии (по давлению). Они не могут локализоваться в породах более низкой степени метаморфизма, где и давление, и температура были значительно ниже, чем температура консолидации образующего

Особенности состава вмещающих пород	Форма и характер залегания рудных тел	Особенности минерального состава пегматитов	Качество мусковита	Сопутствующая промышленная минерализация
Благоприятны различные слюдяные плагиогнейсы	Секущие, реже согласные тела плитообразной, линзовидной, сложной формы	Плагиоклазы № 10—25, микроклин белого и кремового цвета. Характерные акцессории: карбуран	Высокое и среднее. Возможно получение слюды марки СТА, СТ, СО, СФ, СНЧ, СВЧ и др.	Микроклин как керамическое сырье, кварц
Микроклинсодержащие биотитовые, амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы с эпидотом		Плагиоклазы № 5—30, микроклин розового и мясо-красного цвета. Характерные акцессории: уранинит	Низкое. Возможно получение слюды марки ЩМ	Микроклиновый пегматит, микроклин кусковой
Различные гнейсы, сланцы и амфиболиты	Секущие тела плитообразной, линзообразной формы	Альбит, клевеландит, олигоклаз, микроклин. Характерные акцессории: тантало-ниобаты, берилл	Низкое. Характерные дефекты: ельчатость, клиновидность. Пригодна для изготовления заменителей листовой слюды	Микроклин, возможны руды редких металлов
	Плитообразные, линзообразные сложно деформированные тела	Альбит, олигоклаз, микроклин красноватых и желтых тонов. Характерные акцессории: тантало-ниобаты, берилл	Низкое и среднее. Характерные дефекты: ельчатость, клиновидность, деформация кристаллов. Возможно получение слюды марки СЗ, ЩМ	Возможны руды редких металлов

их расплава и процессов образования мусковита, но не локализуются и в породах более высоких фаций, так как здесь температура среды выше температуры кристаллизации расплава и тем более температуры реакций образований мусковита и, следовательно, здесь эти процессы также идти не могут. Благодаря этому существует нижний и верхний предел температур и давлений, между которыми находятся оптимальные условия для образования мусковитовых пегматитов, отвечающие амфиболитовой фации дистен-силлиманитового типа метаморфизма.

Такова в общих чертах наиболее простая схема взаимосвязи процессов пегматито- и мусковитообразования с метаморфизмом вмещающих толщ. Она довольно четко проявляется на уровне пегматитовых провинций или

отдельных их частей [5], но в связи с устойчивостью в докембрийские эпохи условий метаморфизма на значительных расстояниях по латерали не пригодна в таком виде для решения более локальных задач, в частности вопросов контроля пегматитовых полей и выделения наиболее перспективных участков внутри полей. На этом уровне, по-видимому, ведущая контролирующая роль принадлежит литологии и тектонике.

Однако и региональный метаморфический контроль обнаруживается достаточно однозначно только в условиях монометаморфических комплексов, большинство же мусковитовых провинций находится в пределах полиметаморфических и полифациальных комплексов, причем сформировавшие их метаморфические циклы не только предшествовали пегматитообразованию или были синхронны с ним, но также проявлялись и после возникновения пегматитов. В последнем случае очевидная связь пегматитов с определенной фацией и типом метаморфизма часто затушевывается и с трудом поддается расшифровке. Именно этой причиной объясняются описанные в литературе залегания слюдоносных пегматитов в породах, метаморфизованных в самых разных фациях [7].

Постпегматитовые проявления метаморфизма не только усложняют расшифровку его генетических связей, но, что гораздо более важно, могут резко отрицательно сказаться на качестве мусковита в метаморфизуемых пегматитах. Метаморфические воздействия на мусковит в зависимости от особенностей пострудного метаморфизма проявляются двояко: при наложении повторного метаморфизма прогрессивного типа (верхов амфиболитовой и гранулитовой фаций) и при диафторезе в условиях эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фации.

Прогрессивный метаморфизм вызывает дегидратацию мусковита и замещение его парагенезисами с участием силикатов алюминия — дистена, силлиманита, андалузита, что резко отрицательно сказывается на качестве мусковита как промышленного сырья. Низкотемпературный диафторез сопровождается альбитизацией, новообразованием спессартинового граната и иногда акцессорной редкометальной минерализацией. Эти процессы, хоть и в меньшей степени, но также отрицательно сказываются на качестве сырья.

Таким образом, метаморфические процессы на всех стадиях возникновения и существования месторождений мусковита контролируют условия появления пегматитообразующего материала, его миграцию, локализацию, становление и пострудные преобразования пегматитов и слюды в них.

Состав вмещающих толщ. Одним из основных параметров, определяющих слюдоносность пегматитов, является состав вмещающих толщ и пород, непосредственно вмещающих пегматитовые тела. Благоприятны для образования мусковитовых пегматитов толщи метаморфизованных осадков, отвечающих по составу глинам, переслаивающимся с аркозами, иногда с мергелями и карбонатными породами, относимые к аспидной и флишоидной формациям. Слюдоносные пегматиты обычно сосредотачиваются в той части разреза, где преобладают апоглинистые образования — гранат-биотитовые, биотит-кианит-гранатовые, двуслюдяные и биотитовые, богатые слюдами плагиогнейсы и сланцы.

Метаморфические породы, вмещающие пегматиты, делятся на благоприятные, неблагоприятные, индифферентные для образования мусковита вообще, и высококачественного в частности. Характер воздействия вмещающих

пород на слюдоносность пегматитов определяется их химическим и минеральным составом, а также структурно-текстурными особенностями.

Наиболее благоприятны по химическому составу для образования мусковита метаморфические породы, содержащие менее 4% окиси калия и 14% железа и магния суммарно [1]. В породах с более высоким содержанием калия образуются керамическо-мусковитовые пегматиты с мусковитом низкого качества или вообще без него. Богатые железом и магнием породы содержат пегматиты с низкокачественным мусковитом или без мусковита, но с биотитом, а иногда и с амфиболом. Важным показателем продуктивности вмещающих пород является содержание воды. Как правило, продуктивные породы содержат от 1 до 2% заключенной в минералах конституционной воды.

При близком химическом составе различные метаморфические породы могут обладать различной степенью благоприятности, поскольку их влияние определяется не только абсолютным содержанием химических элементов, но и формой их фиксации: магний и железо в биотите и гранате входят в состав продуктивных пород — гранат-биотитовых гнейсов, а в виде амфибола и пироксена образуют непродуктивные амфиболиты, известково-силикатные породы, амфиболовые гнейсы.

Наконец, в зависимости от текстурных и структурных особенностей одни и те же по составу породы могут играть различную роль. Например, массивные габбро-амфиболиты содержат пегматиты с мусковитом, если подстилаются слюдяными гнейсами. Те же габбро-амфиболиты, будучи раздробленными, обогащают пегматиты биотитом.

Одним из важнейших моментов, определяющих влияние метаморфических пород на слюдоносность пегматитов, является также соотношение в разрезе горизонтов (или пачек) продуктивных и непродуктивных пород. Существуют пределы, разные в различных районах, содержания в разрезе неблагоприятных пород, в случае превышения которых целая свита или горизонт перестают быть продуктивными, при этом роль неблагоприятных для отдельных пегматитовых полей могут играть не только метаморфические породы вулканогенно-осадочного происхождения, но также интрузивные тела кислого и основного ряда, внедрившиеся до образования пегматитов.

Проблема магматического контроля мусковитовых пегматитов достоверно не решена. В некоторых провинциях как будто бы устанавливается генетическая связь пегматитов с гранитами (например, в Мамско-Чуйской провинции, Бихарском пегматитовом поясе Индии), для других же такая связь начисто отрицается. Так, в Беломорской провинции в полосе развития мусковитовых пегматитов и ближайшем их окружении выходы каких-либо гранитов вообще отсутствуют.

Таким образом, возникновение, размещение и сохранность месторождений крупнокристаллического мусковита контролируются тектонической позицией древних складчатых поясов, условиями метаморфизма вмещающих толщ, литологическим составом непосредственно вмещающих и подстилающих горизонтов.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕГМАТИТОВ МУСКОВИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Время образования пегматитов мусковитовой формации. Во всех случаях, когда датировка образования пегматитов является достоверной, она соответствует докембрию, преимущественно протерозою. Поэтому

заслуживающими внимания при прогнозировании месторождений высококачественного мусковита могут быть признаны только площади распространения докембрийских пород.

Региональные структуры. Все месторождения высококачественного мусковита сосредоточены в пределах блоков длительной стабилизации, прежде всего на щитах или в докембрийском обрамлении древних платформ.

Срединные массивы и выступы докембрийского фундамента внутри фанерозойских складчатых областей содержат относительно небольшие месторождения мусковита обычно низкого качества, не имеющие серьезного практического значения.

Метаморфизм. Для возникновения и сохранности высококачественного мусковита имеют значение, с одной стороны, метаморфические процессы до- и синпегматитовые, определяющие возможность образования мусковитовых пегматитов, и с другой — постпегматитовые, от которых зависит сохранность мусковита в пегматитах.

Во всех известных нам случаях, пегматиты мусковитовой формации возникли в породах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации дистен-силлиманитового типа. Последующими метаморфическими процессами они могли быть диафторированы до уровня фации эпидотовых амфиболитов или даже зеленосланцевой фации [7], а иногда и приведены в условия андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Однако эти метаморфические преобразования носили пострудный характер и при анализе степени благоприятности той или иной территории следует четко выделять наиболее высокий уровень первичного метаморфизма: если он не превышал условий зеленосланцевой фации или фации эпидотовых амфиболитов, находка месторождений высококачественного мусковита (пегматитов мусковитовой формации) здесь исключена; если же парагенезисы зеленосланцевой фации возникли при диафторезе более высоко метаморфизованных пород, присутствие пегматитов мусковитовой формации возможно.

Роль пострудного метаморфизма, кроме того, выражается в воздействии его на пегматитовые тела и кристаллы заключенного в них мусковита. Пострудный метаморфизм прогрессивного типа выражается в замещении мусковита силлиманитом совместно с биотитом, андалузитом с биотитом и полевым шпатом, иногда кианитом. Все эти процессы резко отрицательно сказываются в качестве сырья.

Регрессивный метаморфизм (диафторез) проявляется в альбитизации пегматитов, в новообразовании богатого спессартином граната, мелкочешуйчатого мусковита, что в конечном счете также снижает качество мусковита.

Таким образом, проявление пострудного метаморфизма в общем случае должно рассматриваться как отрицательный показатель при прогнозной оценке на высококачественный мусковит и, следовательно, зоны развития процессов пострудного метаморфизма должны выделяться внутри перспективных площадей как менее перспективные, а в случае особо высокой интенсивности процессов исключаться как бесперспективные.

Литологический состав вмещающих толщ. По литологическому разрезу метаморфические толщи слюдоносных провинций отвечают аспидносланцевой и флишоидной формациям. Наиболее благоприятны для образования мусковитовых пегматитов биотитовые, гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, двуслюдяные плагиогнейсы и сланцы с содержанием слюд не менее 15% и умеренно проявленной венитовой плагиомигматизацией или без нее. Предполагается, что в некоторых провинциях эти породы

являются диафторитами по метаморфическим породам гранулитовой фации, т. е. зоны распространения их могут не отвечать стратиграфическим единицам.

В разрезах продуктивных толщ кроме перечисленных выше пород могут присутствовать мраморы, кварциты, амфиболиты, богатые микроклином гнейсы и гранито-гнейсы, а также тела слабо метаморфизованных основных пород. Все эти породы являются неблагоприятными для образования мусковитовых пегматитов, но их влияние начинает сказываться тогда, когда на их долю приходится более 30% мощности разреза продуктивных свит.

Применение последовательно перечисленных критериев позволяет сузить перспективные территории в любом регионе до относительно небольших площадей распространения продуктивных пород. Дальнейшая детализация и уточнение перспектив должны опираться на анализ тектоники этих площадей и выделение наиболее благоприятных структур, контролирующих локализацию пегматитовых полей. Сейчас можно предполагать, что большинство пегматитовых полей в метаморфических комплексах связано с антиформными среднемасштабными образованиями и, следовательно, необходимо в пределах продуктивных площадей выделять такие структуры (брахиантиклинали, ступени на крыльях более крупных складок). Распределение пегматитовых тел в пределах полей, по-видимому, контролируется наложенной на пликативные структуры дорудной разрывной тектоникой.

В отношении влияния на качество мусковита тектонический фактор может оказаться решающим, если пегматитовое поле попадает в зону долгоживущего разлома. В этом случае даже самый высококачественный крупноразмерный мусковит может быть превращен тектоническими подвижками в слюдяную мелочь, пригодную только для помола на слюдяную муку.

Все приведенные критерии по своему характеру предназначены для оценки тех или иных площадей сначала по принципу «да—нет» (возможно — невозможно обнаружение месторождений высококачественного мусковита в зоне действия критерия и за его пределами). Затем критерии используются для сужения площадей, отвечающих признаку «да», до минимума, соответствующего масштабу прогноза.

Использование перечисленных выше критериев позволяет произвести оценку изучаемой территории вплоть до выделения площадей пегматитовых полей (благоприятных антиформных структур, образованных продуктивными породами). Определение перспективности пегматитового поля, особенно в тех случаях, когда недостаточно данных для прогнозирования состава и строения глубоких горизонтов изучаемой структуры, может быть выполнено по обнаруженным пегматитовым телам с использованием данных, приведенных в табл. 49. Благоприятная оценка пегматитового поля будет в том случае, когда характеристика изучаемых пегматитов по всему набору параметров совпадет с характеристикой пегматитов мусковитового формационного типа.

Приближенно-количественная оценка пегматитового поля становится возможной тогда, когда прогнозируемая площадь может быть по аналогии соотнесена по максимальному набору критериев с хорошо изученными площадями промышленных месторождений. В этом случае для площади разведанного месторождения вычисляется коэффициент слюдоносности: количество тонн запасов на единицу площади при заданной глубине подсчета. Затем скорректированный по глубине предполагаемого эрозионного среза (большей или меньшей для прогнозируемой площади) и по объему продук-

тивного горизонта в пределах благоприятной структуры, производится подсчет запасов мусковита для данной площади. Если оценка осуществляется на территории большей, чем пегматитовое поле, подсчет по отдельным полям суммируется, но в него не включаются промежуточные площади, не попадающие в зону действия благоприятных критериев.

Еще раз следует подчеркнуть, что при подсчете должны быть учтены все критерии и в положительном, и в отрицательном значении (система критериев). Примером, когда подсчет запасов произведен только по одному критерию, а именно на площадь распространения пород продуктивной свиты, без учета даже формационной принадлежности пегматитов, может служить прогнозная оценка на мусковит Кольского полуострова [3], весьма далекая, по нашему мнению, от реальных перспектив этого района.

Предлагаемая система критериев применима для прогнозных работ различного масштаба, начиная с оценки всей территории СССР и кончая оценкой перспектив отдельных пегматитовых полей. Для каждого уровня исследований используется соответствующий масштабу работ набор критериев (система критериев).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Закономерности* размещения слюдоносных пегматитов Северо-Западного Беломорья. Л., 1971. 70 с. Авт.: А. С. Никаноров, Ю. Е. Рыцк, В. С. Смирнова и др.
2. *Мусковитовые* пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975. 278 с.
3. *Основные* черты геологии слюдоносных районов Кольского полуострова, закономерности размещения пегматитов и пути развития поисковых и научно-исследовательских работ. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. I. Апатиты, 1970, с. 3—11. Авт.: С. И. Макиевский, К. А. Николаева, И. В. Давиденко и др.
4. *Салоп Л. И.* К стратиграфии и тектонике докембрия Мамско-Чуйского слюдоносного района (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1974, с. 83—144.
5. *Соколов Ю. М.* Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., «Наука», 1970. 190 с.
6. *Сучков П. Н., Бушев А. Г.* Месторождения мусковита зарубежных стран. М., 1970. 35 с.
7. *Шмакин Б. М.* Мусковитовые и редкометально-мусковитовые пегматиты Индии. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 1, с. 63—72.

ФЛОГОПИТ

Флогопит на протяжении многих десятков лет является важным сырьем для электроизоляционной промышленности. Выпуск щипаной слюды-флогопита (№ 10 — 100) после резкого спада в 1970 г. имеет четко выраженную тенденцию подъема. Одновременно с этим в последние годы возрос интерес к мелкочешуйчатому флогопиту (№ 4—25), представляющему собой сырье для производства весьма перспективного вида слюдяной изоляции — слюдопласта.

Выявленные в СССР запасы флогопита в целом вполне достаточны для обеспечения электроизоляционной промышленности этим видом сырья на многие десятки лет. Ковдорское месторождение представляет собой новый формационный тип. Десятилетний опыт эксплуатации этого месторождения показал, что добываемый на нем флогопит в ряде случаев не отвечает

требованиям промышленности к качеству сырья. Выборка же лишь высококачественной (для данного типа месторождений) слюды приводит к резкому снижению выхода полуочищенных подборов (3—4% вместо 20% расчетных).

Резкое возрастание спроса на слюду-флогопит совместно с неудовлетворительным качеством сырья Ковдорского месторождения привели к возобновлению работ на ряде ранее законсервированных рудников Алданской провинции, содержащих более высококачественный флогопит. Добыча сырца-флогопита на Алдане с 1971 до 1974 г. возросла на 44%, а выпуск слюды наиболее дефицитного размера (№ 100) — на 60%. Однако разведанные запасы флогопита в Алданской провинции при планируемом объеме добычи достаточны для обеспечения действующих предприятий лишь на ближайшие 3—10 лет.

На основании сказанного следует считать актуальной оценку территории СССР на флогопит с целью выявления районов, благоприятных для обнаружения месторождений высококачественного сырья, а также расширения перспектив уже известных флогопитоносных провинций, в том числе Алданской, в пределах которой возможно выявление новых слюдоносных площадей.

ГЛАВНЕЙШИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛОГОПИТА

По минеральным парагенезисам флогопитовых руд, формационной принадлежности рудовмещающих интрузивных или метаморфических комплексов, качеству сырья и сопутствующей минерализации месторождения флогопита могут быть отнесены к двум формационным типам [2]: в комплексах докембрийских магнезиально-кальциевых метаморфических пород и в комплексах ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов (рис. 48).

Месторождения флогопита первой формации распространены весьма ограниченно. Из семи известных на земном шаре провинций этого типа три находятся в СССР. По масштабу развития флогопитовой минерализации эти провинции неравноценны. Наиболее крупными являются Алданская, Восточно-Канадская, Мадагаскарская, более мелкими — Северо-Корейская, Прибайкальская, Восточно-Индийская, Памирская. Установлены проявления флогопита в метаморфических комплексах Антарктиды, Цейлона, Австралии и др.

Характерной особенностью месторождений этого формационного типа является их приуроченность к блокам древних архейских или протерозойских пород — щитам, срединным массивам или внутригеосинклинальным поднятиям. Развитие флогопитовой минерализации в них связано с воздействием гранитоидов повышенной щелочности (аляскитовых) поздних этапов формирования древнейших геосинклинальных областей на высокомагнезиальные, алюмосиликатные, силикатные или карбонатные породы — пироксенсодержащие гнейсы, сланцы, амфиболиты, мраморы гранулитовой или высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма [2, 4, 5, 8].

Материнские аляскитовые граниты, представляющие собой самостоятельную магматическую формацию, формировались в условиях развития радиальных блоковых движений в заключительные этапы одного из докембрийских магматических циклов. Они отличаются преобладанием калия над натрием и пересыщенностью глиноземом. Металлогеническая специализация

аляскитовых гранитов определяется связью с ними наряду с флогопитовой железорудной, апатитовой, лазуритовой минерализации.

Флогопитоносные породы, развитые среди метаморфических комплексов, весьма многообразны и пользуются широким распространением. По

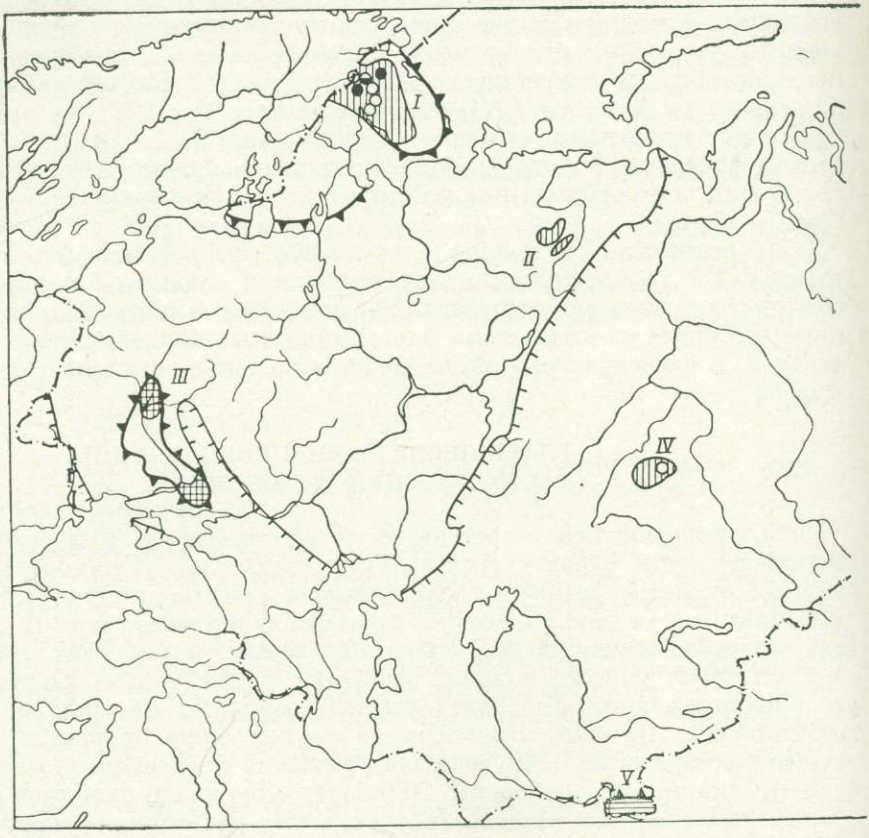


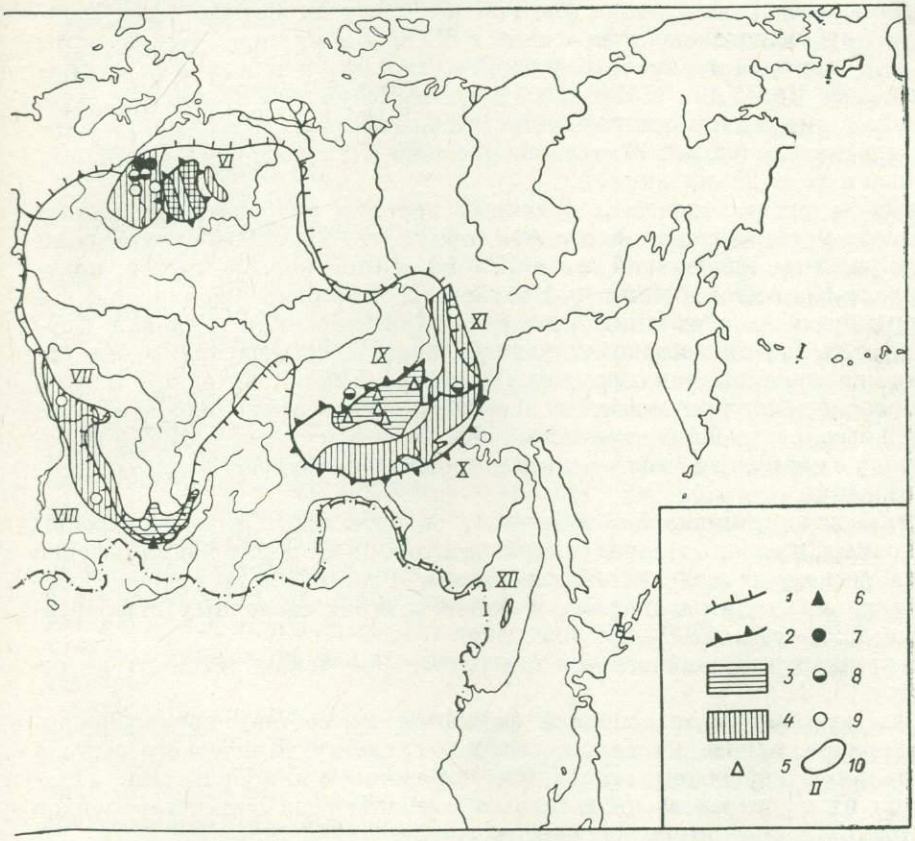
Рис. 48. Схема размещения флогопитоносных провинций и месторождений траосновной карбонатитовой формации на территории СССР.

Границы: *1* — платформ, *2* — щитов; *3* — провинции в комплексах докембрийских ультраосновной формации; *5* — месторождения железистого флогопита ($f_{общ} > 10\%$) ($f_{общ} < 10\%$) и сопутствующих апатита и лазурита; *7* — комплексные месторождения сторождения маложелезистого флогопита ($f_{общ} < 15\%$), железных руд, апатита и др.; *9*—провинции: *I* — Карело-Кольская, *II* — Тиманская, *III* — Украинская, *IV* — Кок саянская, *IX* — Алданская, *X* — Восточно-Алданская, *XI* — Сетте-Дабанская, *XII* —

способу образования и морфологии они могут быть разделены на два типа: метасоматические тела и жилы выполнения [2, 5]. Те и другие образования имеют четко выраженную зональность [5].

Метасоматические тела в пределах слюдоносных полей встречаются среди разнообразных пород и в зависимости от их состава подразделяются на ряд разновидностей, отличающихся по зональности, минеральным парагенезисам, химизму слагающих минералов, а в конечном счете и их промышленной значимости.

Жилы выполнения занимают секущее положение по отношению к согласным залежам метасоматических пород [2]. Их состав в малой степени зависит от состава окружающей среды, а размещение определяется физико-механическими свойствами вмещающих пород.



в комплексах докембрийских метаморфических пород и массивах щелочно-уль-

метаморфических пород; *4* — провинции с комплексной минерализацией в массивах щелочно- и сопутствующих железных руд; *6* — месторождения маложелезистого флогопита железистого флогопита ($f_{общ} > 15\%$), железных руд, апатита и др.; *8* — комплексные мекомплексные месторождения флогопита, железных руд, апатита и др.; *10* — флогопитоносные четавская, *V* — Памирская, *VI* — Северо-Сибирская, *VII* — Енисейская, *VIII* — Восточно-Сихотэ-Алинская.

В целом для процесса флогопитообразования в комплексах древних метаморфических пород характерна закономерная и постепенная смена метасоматических явлений отложением вещества в открытых полостях с одновременной заменой ранних минеральных парагенезисов более поздними и ослаблением влияния вмещающих пород на состав образующихся тел.

Месторождения в комплексах древних метаморфических пород разрабатываются уже на протяжении многих десятков лет, но они не утратили

своего значения и в настоящее время. Их недостатком является относительно высокая себестоимость сырья, определяемая мелкими размерами месторождений (запасы до 200 тыс. т), однако она компенсируется высоким качеством флогопита.

Промышленные концентрации флогопита среди ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов известны лишь в СССР — в массивах Ковдорском, Себльявр и Вуориярви в Карело-Кольской провинции и в массивах Гулинском, Одихинча, Бор-Урях и Кугда в Маймеча-Котуйской провинции, располагающейся на крайнем севере Сибирской платформы. Всего же в настоящее время выявлено около 200 массивов щелочно-ультраосновной формации, сгруппированных в 25 провинций.

Комплексы ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, заключающие в себе месторождения флогопита, приурочены к зонам активизации в пределах участков длительной стабилизации земной коры — щитов, платформ (Карело-Кольская, Маймеча-Котуйская, Восточно-Африканская и другие провинции) и срединных массивов (Кокчетавская). Условия формирования этих зон способствовали поступлению и совмещению вдоль одних и тех же каналов как продуктов дифференциации исходной магмы, так и сопровождающих их флюидов и растворов, что приводило к образованию сложных, часто концентрически зональных массивов, в строении которых наряду с интрузивными породами широко представлены метасоматические образования.

Длительность стабилизации областей, заключающих в себе массивы ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, до их образования нередко составляла несколько геологических периодов. Разрыв же во времени формирования ранних ультраосновных и более поздних щелочных дифференциатов иногда достигал 200—250 млн. лет.

Возраст интрузий значительно колеблется (от докембрийского до современного) [3, 12].

Породы щелочно-ультраосновной формации по составу породообразующих минералов, однотипности акцессориев, сходству химического состава пород и наличию переходных типов имеют родство с кимберлитами. Устанавливается их пространственная связь с формацией щелочных габброидов и базальтоидов калиевого и натриевого рядов.

Интрузии ультраосновного, щелочного комплекса образуют многофазные массивы, сложенные породами последовательно образующихся серий: а) ультраосновной (оливиниты, дуниты, перидотиты, пироксениты, якупирангиты); б) щелочногабброидной (мельтейгиты, ийолиты, уртиты, шонкиниты, малиньиты); в) щелочноземельной, существенно кальциевой (мелилитовые, монтичеллитовые, форстерит-магнетит-апатитовые породы и различного состава карбонатиты); г) щелочносиенитовой (нефелиновые и щелочные сиениты). Дайковая фация представлена ийолит-пегматитами, малиньитами, нефелиновыми и канкринитовыми сиенитами, альбититами, лампрофирами, эффузивная — щелочными базальтоидами, пикритовыми порфиритами, трахибазальтами и туфами.

Для большинства массивов характерна четко выраженная горизонтальная и вертикальная зональность. Горизонтальная зональность может быть прямой (ультраосновные, более древние в центре, щелочные, более молодые, на периферии), как, например, в Ковдорском массиве, и обратной (щелочные в центре, ультраосновные на периферии) — в массивах Одихинча, Гулинском. Вертикальная зональность во всех массивах одинакова: ультраоснов-

ные породы тяготеют к нижним, щелочные — к верхним горизонтам интрузивных тел.

В целом породы щелочно-ультраосновной формации характеризуются резкой недонасыщенностью кремнеземом, высоким содержанием магния и щелочей с преобладанием натрия на ранних интрузивных стадиях формирования массивов и резко возрастающей ролью калия во все стадии постмагматического процесса, обогащенностью кальцием, железом, титаном, высоким содержанием летучих компонентов (F, Cl, H_2O, SO_3, CO_2 и др.) и повышенными содержаниями элементов-примесей (Nb, Ta, Zr, Hf, TR, P, Ba), являющихся сквозными почти во всех членах интрузивных и постинтрузивных серий [3].

С комплексами ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов наряду с флогопитовой связан целый ряд эндогенных рудных формаций [11]: 1) перовскит-титаномагнетитовая, 2) апатит-нефелиновая, 3) вермикулитовая, 4) апатит-пирохлоровая, 5) форстерит-апатит-магнетитовая, 6) полиминеральная карбонатитовая, включающая в себя четыре субформации — гатчеттолит-пирохлоровую, паризит-бастнезит-монацитовую, флюоритовую, халькопирит-борнитовую, торит-монацитовую. Зональности строения массивов соответствует и зональность в распределении оруденения. Флогопитовая формация представляет собой один из наиболее ранних членов в общем ряду постмагматического процесса рудообразования. Формирование слюдоносных тел обусловлено воздействием постийолитовых щелочных растворов на высокомагнезиальные силикатные породы [2, 3, 7, 10].

Образование флогопита происходило среди разнообразных пород, что оказывало существенное влияние на состав минеральных парагенезисов слюдоносных тел, размер и количество кристаллов слюды. Ведущими парагенезисами промышленных слюдоносных тел, имеющих обычно линзообразную форму, являются форстерит-диопсид-флогопит, диопсид-мелилит-флогопит.

Месторождения флогопита в комплексах ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов обладают уникальными запасами (до десятков миллионов тонн), однако содержат флогопит с большим числом первичных и вторичных дефектов (винтовые дислокации, газово-жидкие включения, включения окружающих минералов, разнообразные трещины и т. д.) и с высокой железистостью ($f_{общ} \geqslant 12\%$).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛОГОПИТА

Флогопитовая формация в связи с комплексами докембрийских магнезиально-кальциевых метаморфических пород

Провинции данного типа пространственно связаны с древнейшими структурными формами земной коры, представляющими собой выходы архейских или протерозойских складчатых образований, прошедших стадию консолидации, — щитами, срединными массивами и внутригеосинклинальными поднятиями. Анализ особенностей геологического строения флогопитоносных провинций свидетельствует об их приуроченности к областям сводовых поднятий [2].

Геолого-структурная позиция флогопитоносных провинций в значительной мере определяет особенности геологического строения месторождений, масштаб и характер слюдяной минерализации. Для провинций, залегающих в пределах щитов (Алданская, Восточно-Канадская, Мадагаскарская и др.), свойственно интенсивное проявление метаморфизма, что выражается в развитии здесь пород гранулитовой фации (пироксеновых, амфибол-пироксеновых гнейсов и сланцев), а также ультраметаморфизма и гранитизации, следствием которых является широкое распространение гранито-гнейсов и мигматитов. Основной промышленный тип оруденения представлен пластовыми телами флогопит-диопсидовых пород.

Провинции занимают значительные площади (2000 км^2 и более), а заключенные в них запасы флогопита могут достигать первых единиц миллионов тонн.

Флогопит имеет высокую (для данного формационного типа) железистость ($f_{общ}=10\div12\%$) и относительно большое число первичных и вторичных дефектов. Сопутствующая минерализация представлена железными рудами и апатитом.

Провинции срединных массивов (Памирская) и внутригеосинклинальных поднятий (Прибайкальская) отличаются более слабым проявлением метаморфизма. Породы гранулитовой фации имеют резко подчиненное распространение по сравнению с породами амфиболитовой фации. Возможно проявление метаморфической зональности. Чарнокиты отсутствуют. Гранитоиды носят интрузивный характер. Обычно развитие магматизма нормального ряда с повышенной щелочностью в конечные фазы, вплоть до развития монцонитов, сиенитов и т. д. Вмещающие породы отличаются значительным разнообразием. В тектоническом отношении такие области характеризуются высокой активностью: здесь наряду со сложными формами складчатой тектоники интенсивно развиты разрывные нарушения, возникшие в условиях жесткой среды. Провинции обладают небольшими запасами флогопита (до сотни тысяч тонн) при весьма высоком качестве сырья ($f_{общ}=4\div10\%$). С флогопитовыми месторождениями пространственно, а возможно, и генетически связаны уникальные промышленные месторождения лазурита и проявления апатитовых руд.

Развитие промышленной флогопитовой минерализации в древних консолидированных складчатых областях согласно радиологическим данным ограничено вполне определенным интервалом времени 2500—1000 млн. лет [2, 9]. Основные же месторождения флогопита были сформированы в среднем протерозое и имеют абсолютный возраст 2000—1800 млн. лет. Несколько более молодой возраст характерен для Слюдянского района Прибайкальской провинции, в пределах которого развитие флогопитовой минерализации происходило в позднем протерозое. Вполне вероятно, что флогопитообразование осуществлялось здесь в результате активизации древнего внутригеосинклинального поднятия в период поздней стадии развития прилегающей к нему Байкальской геосинклинальной области. Близкий возраст имеет флогопитовая минерализация Восточно-Канадской провинции.

Одной из главнейших закономерностей размещения месторождений флогопита является их связь с определенными свитами, обычно занимающими средние части разрезов тех или иных метаморфических серий. В Алданской провинции, например, продуктивной на флогопит является федоровская свита иенгрской серии, в Прибайкальской — култукская свита хамардабанской серии и т. д. Для продуктивных свит характерно присутствие пиро-

ксеновых, амфибол-пироксеновых, двупироксеновых, амфиболовых гнейсов, сланцев, а также мраморов и кальцифиров.

Анализ геологического строения ряда флогопитоносных провинций свидетельствует, что для них наиболее обычен следующий тип стратиграфического разреза: продуктивный на флогопит горизонт, представленный магнезиальными гнейсами и сланцами с маломощными прослоями карбонатных пород, подстилается и перекрывается толщами высокоглиноземистых гнейсов и сланцев (Алданская и Восточно-Канадская провинции). В Слюдянском районе Прибайкальской провинции продуктивный горизонт, имеющий более пестрый состав (наряду с магнезиальными алюмосиликатными породами широко развиты высокоглиноземистые), подстилается и перекрывается мощными карбонатными отложениями. В Памирской провинции около 90% общего объема продуктивного горизонта составляют биотитовые гнейсы и лишь 10% мраморы и кальцифиры тонкими прослоями пироксенсодержащих гнейсов.

Породы, слагающие продуктивные свиты, как правило, отвечают по составу двум фациям метаморфизма: гранулитовой и амфиболитовой с преобладанием последней. Однако такие провинции как Северо-Корейская и Памирская характеризуются преимущественным развитием пород амфиболитовой фации.

Согласно данным Н. Л. Добрецова [1], метаморфизм продуктивных толщ в тех или иных флогопитоносных провинциях осуществлялся в широком диапазоне температур и давлений. Характерно, что наиболее низкие значения эти величины имеют в Прибайкальской провинции.

Положение слюдоносных зон в пределах продуктивных свит строго определяется полями гранитоидов, сформированных в процессе метасоматической гранитизации, анатексиса и палингенеза, наиболее полно проявленных в пределах сводовых поднятий. Формирование гранитоидов во флогопитоносных провинциях характеризуется многоэтапностью, при этом каждый этап включает в себя закономерный ряд гранитообразования [9]: 1) прединверсионные глиноземистые чарнокиты; 2) инверсионно-складчатые умеренно кислые гнейсо-граниты; 3) позднеинверсионные субщелочные аляскитовые граниты и гранит-пегматиты. В большинстве флогопитоносных провинций широким распространением пользуются все перечисленные разновидности гранитоидов.

Развитие флогопитовой минерализации обусловлено воздействием щелочных растворов на магнезиальные алюмосиликатные или карбонатные породы [2, 4, 5, 8]. В том или ином масштабе оно осуществлялось в процессе формирования гранитоидов каждого из выделенных этапов при максимальном расцвете в определенные интервалы времени и связано с их наиболее поздними фазами — образованием секущих жильных тел. В Алданской провинции насчитывается четыре тектоно-магматических цикла [9]. Основная же масса слюды была образована во второй цикл, в период максимального развития аляскитовых гранитов.

Минеральные парагенезисы, возникающие в процессе постмагматической деятельности, отвечают по своему составу амфиболитовой фации метаморфизма. В связи с этим наличие участков развития пород амфиболитовой фации среди пород гранулитовой весьма благоприятно для нахождения флогопитоносных зон.

Присутствующие на месторождениях различные типы слюдоносных тел различаются по масштабу и по качеству флогопита. Наибольшими

запасами флогопита обладают метасоматические тела, залегающие среди пироксеновых гнейсов, сланцев, амфиболитов. Слюдоносные тела такого типа наиболее перспективны на участках развития изоклинальной складчатости [8]. Они являются главным объектом разработки в Алданской слюдоносной провинции. Железистость флогопита в них составляет 10—12%.

Метасоматические тела, образовавшиеся за счет гранитоидов, известны во всех флогопитоносных провинциях мира. Содержание флогопита и его запасы в них значительно ниже, чем в предыдущей разновидности ($f_{общ}$ = = 8 ÷ 10%). Добыча флогопита производится попутно с разработкой других, более ценных в промышленном отношении слюдоносных тел.

Метасоматические залежи, сформировавшиеся за счет карбонатных пород или на контакте их с гранитоидами, хотя и содержат флогопит высокого качества ($f_{общ}$ = 0,5 ÷ 4%), обычно не обладают промышленными запасами.

Размещение жил выполнения контролируется системами поперечных трещин лестничного типа, чаще всего приуроченных к пачкам диопсид-амфиболовых гнейсов либо рассекающих породы гранитоидного состава. Жилы содержат высококачественный (с малым числом посторонних включений) маложелезистый флогопит ($f_{общ}$ = 4 ÷ 8%) в значительном количестве. Однако их небольшие размеры определяют невысокие запасы месторождений.

Рассмотренные типы и разновидности слюдоносных тел встречаются совместно, но в разных соотношениях. Для провинций, характеризующихся интенсивным проявлением ультраметаморфизма и гранитизации (на щитах), типично развитие мощных зон метасоматических пород. Там, где эти процессы выражены слабо (срединные массивы, внутригеосинклинальные поднятия), слюдоносные тела представлены в основном жилами выполнения или маломощными метасоматическими телами, развитыми в зонах локального прогрева, вдоль контакта гранитоидных интрузий.

Итак, анализ региональных закономерностей размещения месторождений флогопита в комплексах докембрийских магнезиально-кальциевых метаморфических пород позволяет сформулировать следующие критерии их прогнозной оценки.

1. Флогопитовая минерализация распространена в пределах блоков метаморфических пород, имеющих архейский или протерозойский возраст, — на щитах, во внутригеосинклинальных поднятиях или срединных массивах. Ее образование связано с завершающими стадиями формирования древнейших геосинклинальных областей и осуществлялось на протяжении всего протерозоя при максимуме развития в среднепротерозойское время.

2. Промышленная флогопитовая минерализация развивается в пределах продуктивных горизонтов, сложенных магнезиально-кальциевыми метаморфическими породами, обычно занимающими средние части разрезов наиболее древних для данного региона метаморфических комплексов.

3. Значительные перспективы для нахождения месторождений флогопита имеют краевые зоны ареалов гранитизации, в пределах которых сохраняются отдельные участки продуктивных пород, не затронутых либо слабо измененных этим процессом. Слюдяная минерализация развивается в местах пересечения пироксенсодержащих гнейсов, сланцев, в меньшей мере карбонатных пород гранитоидами аляскитового состава, образующими тела штокверкового типа. Весьма благоприятно наложение метаморфизма амфиболитовой фации на породы гранулитовой фации.

4. Наибольшую промышленную ценность представляют согласные зоны метасоматических пород, развитых на участках проявления изоклинальной складчатости среди существенно пироксеновых гнейсов, сланцев, амфиболитов. Они отличаются присутствием крупных (запасы — сотни тыс. т) промышленных залежей флогопита с железистостью 10—13%.

Флогопитовая формация в связи с комплексами ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов

Основным фактором, определяющим размещение слюдоносных провинций этого типа, является структурный. Он же в значительной мере предопределяет размещение и металлогеническую специализацию отдельных массивов [3, 6, 12]. Различаются следующие типы структур, вмещающих массивы щелочно-ультраосновной формации.

1. Длительно существующие глубинные разломы, рассекающие щиты или проходящие в краевых частях платформ. Нередко они представляют собой сквозьструктурные разломы рифтового типа (зона Великих Африканских разломов, Норвежско-Кольская тектоническая зона), имеющие большую протяженность и носящие глобальный характер. Вдоль этих разломов, как правило, проявляются вулкано-интрузивные постройки со смешанным типом петрографических серий (калиевого и натриевого рядов). Массивы такого типа известны в Восточно-, Западно-Африканской и Бразильской провинциях.

Типичные комплексы платформ и щитов представлены полифациальными дифференцированными массивами конфокального типа, характеризующимися большим разнообразием петрографических серий пород, соответствующих различным фазам внедрения и стадиям их постмагматического изменения. Металлогеническая специализация провинций этой группы отличается присутствием комплексного оруденения: железо-титанового, редкометального, редкоземельного, апатитового, флогопитового, баритового и т. д.

2. Глубинные разломы, отделяющие щиты и платформы от их складчатого обрамления (юго-западная окраина Сибирской платформы в зоне сочленения с байкалидами Саян, восточная окраина Алданского щита). Массивы в этом случае локализуются в пределах выступов фундамента. Они имеют существенно щелочной состав и отличаются широким развитием карбонатитов с присущей им редкометальной, флюоритовой, апатитовой, редкоземельной минерализацией (Восточносаянская, Сетте-Дабанская провинции щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов). Флогопит в них не образует промышленных концентраций.

3. Глубинные разломы срединных массивов и областей завершенной складчатости. Связанные с ними щелочно-ультраосновные массивы представлены в виде удлиненных вдоль разломов тел трещинного типа. Для них характерен редуцированный набор магматических дифференциатов. Преимущественное развитие имеют пироксениты, в небольшом количестве присутствуют карбонатиты. Интрузии характеризуются железо-титановой минерализацией и значительными концентрациями высокожелезистого ($f_{общ} > 20\%$) обычно мелкокристаллического флогопита и апатита (Кокчетавская, Сихотэ-Алинская провинции).

Глубинные разломы, контролирующие размещение пород щелочно-ультраосновной формации могут возникать в результате реакции жесткой среды

Таблица 50

Критерии прогнозной оценки территорий на флогопит

Формационный тип месторождений	Характеристика месторождений			
	Запасы, тыс. т	Содержание слюды-сырца, кг/м³	Выход полуочищенных подоборов, %	Качество флогопита
Месторождения в связи с комплексами докембрийских магнезиально-кальциевых метаморфических пород	20—500	40—60	15—30	Высокое, среднее. Первичные дефекты слабо развиты (включения минералов), вторичные в основном представлены трещиноватостью. $f_{общ} = 0{,}5 \div 14\%$
Месторождения в связи с комплексами ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов	500—8000	360	5—20	Среднее, низкое. Содержат большое количество первичных (газово-жидкие включения, винтовые дислокации и др.), вторичных (участки рекристаллизации, трещины, гидратация) дефектов. $f_{общ} = 12 \div 25\%$

стабилизированных областей на орогенические движения в сопредельных складчатых поясах. Разломы нередко разграничивают участки земной коры с различным геотектоническим режимом (платформенным, начиная с позднего протерозоя в восточной части Кольского полуострова, и геосинклинальным, в отдельных прогибах в западной Фенноскандии в готский, рифейский и кайнозойский периоды).

Положение разломов фиксируется современными грабенами, флексурообразными перегибами, поясами, цепочками даек ультрабазитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, щелочных базальтоидов, а также зонами метасоматитов (фенитов, карбонатных пород и др.).

Структурами второго порядка, определяющими локализацию щелочно-ультраосновных массивов, являются поперечные или оперяющие по отношению к сквозьструктурным разломам и глубинным расколам региональные трещины или зоны дизъюнктивных дислокаций.

Проявление массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов характеризуется большим возрастным диапазоном — практически от времени замыкания и консолидации архейских геосинклиналей и превращения

Критерии прогнозной оценки флогопитоносных		
провинций	зон	полей, узлов
Выходы докембрийского фундамента, характеризующиеся присутствием высокомагнезиальных метаморфических пород, содержащих тела аляскитовых гранитов — щиты, срединные массивы, внутригеосинклинальные поднятия	Краевые зоны ареалов гранитизации, характеризующиеся широким развитием участков чередования пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма: диопсидовых, амфибол-диопсидовых, амфиболовых, биотитовых гнейсов, сланцев, мраморов и кальцифиров	Участки изоклинальной складчатости в пределах зон распространения аляскитовых гранитов штокверкового типа. Присутствие в контакте гранитоидов с диопсидсодержащими породами и доломитовыми мраморами метасоматических пород скаполит-диопсид-флогопитового и форстерит-диопсид-флогопитового состава
Области длительной стабилизации: краевые зоны древних платформ (при условии тектонического сочленения со складчатыми областями), щиты, срединные массивы, внутригеосинклинальные поднятия, рассеченные долгоживущими, глубинными разломами	Участки пересечения и сочленения глубинных сквозьструктурных и оперяющих разломов, фиксируемых современными грабенами, флексурообразными перегибами, поясами и цепочками даек ультрабазитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, а также зонами метасоматитов (фенитов, альбититов и др.)	Относительно крупные (более 10 км^2) полнодифференцированные массивы, в пределах которых устанавливается развитие форстерит-диопсидовых пород: а) в зонах контакта измененных оливинитов, перидотитов, пироксенитов со щелочными породами; б) в пределах неполнокольцевых и линейных зон в ультрабазитах; в) в зонах контакта ультраосновных пород и карбонатитов

их в платформы (гуронские или гренвильские доверхнепротерозойские комплексы в Восточно-Канадской провинции, предрифейские комплексы Алданской провинции) вплоть до кайнозойских и современных (в рифтовых зонах Восточно-Африканской провинции).

Образование промышленных флогопитоносных тел во времени связано с проявлением наиболее ранних фаз интрузивных комплексов того или иного тектоно-магматического цикла. Общая эволюция комплексов щелочно-ультраосновной формации от архея до кайнозоя проявляется в том, что наиболее обогащены флогопитом более древние магматические комплексы (от архейских до пермских). Вполне вероятно, что это связано с тем, что древние массивы, как правило, отличаются более полным набором петрографических серий пород (от ультраосновных до щелочных), в то время как для более молодых характерно присутствие лишь конечных членов ряда.

Размещение промышленной флогопитовой минерализации в пределах массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов определяется составом интрузивных комплексов и характером трещиноватости. Промышленно флогопитоносными являются, как правило, наиболее крупные (де-

сятки и сотни квадратных километров) полнодифференцированные массивы, в строении которых наряду с высокомагнезиальными членами ультрабазитовой серии (оливинитами, дунитами, перидотитами) широко представлены конечные дифференциаты щелочногабброидной (мельтейгит-ийолитовой) серии и интенсивно проявлены процессы постмагматической деятельности (массивы Ковдорский, Вуориярви, Бор-Урях и др.).

Состав пород, вмещающих комплексы ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, не оказывает существенного влияния на состав интрузий и связанной с ними слюдяной минерализации. В то же время петрохимический состав интрузий и закономерности их внутреннего строения имеют решающее значение для размещения и промышленной ценности возникающих флогопитоносных тел [2, 6, 7].

Флогопит в том или ином количестве встречается практически во всех разновидностях пород щелочно-ультраосновных комплексов. Однако наиболее крупные концентрации (запасы — единицы миллионов тонн) относительно высококачественной (для данного формационного типа) слюды ($f_{общ} = 12 \div 14\%$) связаны с подковообразными зонами трещиноватости в контакте высокомагнезиальных силикатных пород (оливинитов, дунитов, перидотитов) со щелочными породами — ийолит-мельтейгитами (Главная залежь Ковдорского массива, массивы Одихинча, Кугда).

Особенно перспективны участки, характеризующиеся чередованием пироксенизированных или мелилитизированных оливинитов со щелочными породами. Очевидно, помимо повышенной проницаемости эти участки имеют благоприятное сочетание пород, содержащих такие малоподвижные компоненты, как магний и алюминий, необходимые для образования флогопита.

Значительные запасы (сотни тысяч тонн) более высокожелезистой ($f_{общ} = 16 \div 20\%$) и менее крупнокристаллической слюды устанавливаются среди мелилитолитов, гулитов, пироксенитов, особенно в зоне контакта последних с ийолит-мельтейгитами (массивы Себльявр, Вуориярви). В этом случае слюдоносные тела помимо дугообразных тектонических зон, согласных с внутренней структурой массивов, нередко контролируются секущими субпараллельными трещинами, согласными с первичной системой отдельности массивов.

Некоторый интерес могут представлять также апатит-флогопитовые или карбонатно-флогопитовые породы (глиммериты), связанные с зонами контакта карбонатитов и пироксенитов. Они содержат довольно высокожелезистый ($f_{общ} = 16 \div 20\%$) мелкокристаллический флогопит. Запасы составляют десятки тысяч тонн (массив Салланлатви в Карелии, Лулекоп в Трансваале).

Маломощные оторочки высококачественного флогопита известны в контакте ийолит-пегматитов с гипербазитами и мелилитовыми породами (массивы Одихинча, Гулинский).

Согласно приведенным данным, критерии прогнозной оценки месторождений флогопита в породах щелочно-ультраосновной формации следующие.

1. Положение слюдоносных провинций определяется наличием длительно существующих глубинных разломов на щитах, в краевых зонах платформ, во внутригеосинклинальных поднятиях и срединных массивах. Отдельные массивы могут располагаться в узлах пересечения и сочленения глубинных разломов с оперяющими трещинами.

2. Наиболее перспективны для концентрации относительно маложелезистого флогопита полнодифференцированные массивы, содержащие мощные

зоны пироксенизированных или мелилитизированных оливинитов. Массивы, характеризующиеся присутствием наряду с ийолит-мельтейгитами пироксенитов и мелилитолитов, благоприятны для нахождения более железистых слюд. Массивы, сложенные породами какой-либо одной петрографической серии, не перспективны в отношении нахождения промышленных концентраций флогопита.

3. В пределах массивов для нахождения флогопитовых слюдитов перспективны зоны контакта гипербазитов с телами ийолит-мельтейгитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, карбонатитов, а также участки повышенной трещиноватости в этих породах.

Последовательность применения критериев прогнозной оценки для месторождений выделенных формационных типов при проведении разномасштабных поисковых и съемочных работ отражена в табл. 50.

* * *

Анализ геологического строения территории СССР, произведенный с использованием рассмотренных критериев, позволяет осуществить оценку перспективности отдельных флогопитоносных провинций, структурно-минирагенических зон и месторождений, а также наметить новые районы, благоприятные для нахождения промышленной флогопитовой минерализации.

В настоящее время на территории СССР по-прежнему наибольшие перспективы имеют Алданская и Карело-Кольская провинции. Месторождения Карело-Кольской провинции содержат сырье низкого качества. Дальнейшие поиски и разведка известных массивов в данном районе целесообразны лишь в связи с возможностью комплексного извлечения из них целого ряда других полезных компонентов. В этом отношении определенные перспективы имеет зона Кандалакшского грабена.

Маймеча-Котуйская провинция по масштабу развития флогопитовой минерализации и качеству слюды близка к Карело-Кольской. Ее освоение затруднено в связи с неблагоприятным географо-экономическим положением.

Возрастающая потребность электроизоляционной промышленности в высококачественном флогопите приводит к необходимости увеличения его добычи и требует резкого прироста запасов. Расширение перспектив Алданской флогопитоносной провинции возможно путем разведки уже известных флогопитоносных зон и проведения поисковосъемочных работ на новых участках (выходы пород верхнеалданской, нижнесуннагинской, кюриканской свит в восточной и западной частях Алданского щита).

Слюдянский район Прибайкалья обладает небольшими запасами флогопита, заключенного среди довольно мелких жильных тел. Однако чрезвычайно высокое качество слюды требует обратить на этот район особое внимание. Перспективы Прибайкальской провинции могут быть расширены в результате проведения поисковых работ в пределах прилегающих площадей.

В качестве новых территорий, перспективных для нахождения месторождений высококачественной слюды (связанных с комплексами докембрийских магнезиально-кальциевых метаморфических пород), следует назвать территорию Анабарского щита (верхнеанабарская свита) и восточную часть Станового хребта (худурканская, сутамская, суннагинская свиты). Некоторые перспективы имеет также территория Сангиленского массива (чартысская свита).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В.* Принципы выделения и классификации регионально-метаморфических формаций. — «Геология и геофизика», 1969, № 3, с. 3—16.
2. *Дядькина И. Я., Орлова М. П.* Месторождения флогопита (закономерности размещения и условия образования). Л., «Недра», 1976. 216 с.
3. *Каледонский* комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (геология, петрология, минералогия, геохимия). М., «Недра», 1965. 772 с. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др.
4. *Коржинский Д. С.* Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. — В кн.: Слюды СССР. М.—Л., 1937, с. 93—114.
5. *Лицарев М. А.* Генезис флогопитовых месторождений Алдана. М., Изд-во АН СССР, 1961. 166 с.
6. *Ланда Э. А.* О генезисе флогопитовых месторождений в массивах щелочных, ультраосновных пород. — «Тр. ВСЕГЕИ», 1963, т. 121, с. 113—121.
7. *Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф.* Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. М., «Недра», 1966. 195 с.
8. *Роненсон Б. М., Ройзенман Ф. М.* Типы тектонических структур Алданских флогопитовых месторождений. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1970, № 1, с. 56—71.
9. *Рудник В. А., Соботович Э. В.* О возрасте полиметаморфических комплексов иенгрской серии Алданского щита. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 4, с. 834—837.
10. *Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И.* Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., «Недра», 1969. 287 с.
11. *Фролов А. А.* Формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов — перспективный источник комплексного минерального сырья. — «Минеральное сырье», 1968, вып. 15, с. 13—22.
12. *Шейнманн Ю. М.* О связи щелочных магматических формаций с крупнейшими структурами материков. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с. 434—446.

ВЕРМИКУЛИТ

Вермикулит * — минерал, образующийся при выветривании магнезиально-железистых слюд. Известный в нашей стране с 1913 г., он начал изучаться и осваиваться по существу только 40 лет спустя, с момента открытия на Кольском полуострове Ковдорского месторождения.

Последовавший затем 20-летний период характеризовался интенсивными геологоразведочными работами, изучением геологии выявленных месторождений вермикулита, экспериментами по применению его в различных сферах народного хозяйства. Итогом этого периода явилось открытие 25 месторождений (в том числе и крупного Ковдорского) с суммарными запасами вермикулита около 100 млн. т, создавшими достаточно прочную сырьевую базу для развития вермикулитовой промышленности. Определились основные области использования вермикулита — строительство, изоляция технологического оборудования, черная металлургия. В перспективе наметилось более широкое внедрение вермикулита и во многие другие отрасли народного хозяйства, где он может найти эффективное применение благодаря своим тепло- звукоизоляционным, огнезащитным, адсорбционным, каталитическим и декоративным свойствам, а также легкости, упругости, химической инертности и другим особенностям. В настоящее время известно до 160 различных видов изделий, изготовленных с привлечением вермикулита. Специальными рас-

* Термин, применяемый на практике не только к собственно вермикулитам, но и к смешаннослойным вермикулит-биотитовым (флогопитовым) разновидностям — гидробиотитам (гидрофлогопитам), обладающим, как и вермикулиты, способностью вспучиваться при нагревании.

четами показана высокая экономическая эффективность как при использовании вермикулита внутри страны, так и особенно экспорта его в развитые капиталистические страны.

С учетом первого опыта по применению вермикулита в ряде отраслей народного хозяйства общая потребность страны в этом сырье на 1975—1990 гг. оценивается Гипронинеметаллорудом по далеко не полным данным в 305—620 тыс. т в год (табл. 51).

Таблица 51

Общая потребность СССР в вермикулитовом концентрате на 1975—1990 гг., тыс. т (по данным Гипронинеметаллоруда, 1972 г.)

Основные потребители концентрата	1975	1980	1985	1990
Холодильная промышленность	18	18,0	20 *	22 *
Сталелитейная промышленность	60	70 *	80 *	100 *
Деревообрабатывающая промышленность	5	10	15	20
Строительная промышленность	192	252	320	388
Итого	275	350	435	530
Экспорт	30	50	70	90
Общая потребность	305	400	505	620
Темпы роста потребности, % (относительно потребности 1971 г., которая составила с учетом экспорта 32 тыс. т в год)	950	1250	1580	1920

* Предположительные данные.

В настоящее время вермикулит добывается только из богатых руд Ковдорского и Потанинского месторождений, причем масштабы этой добычи недостаточны для удовлетворения даже самых первоочередных нужд народного хозяйства. В связи с этим предполагается на каждом из этих месторождений постепенно повышать добычу, доведя выпуск концентрата до 200—220 тыс. т в год и в дополнение к ним ввести в эксплуатацию новые объекты.

Как видно из сопоставления данных табл. 51 и 52, с вводом в действие одного из новых объектов производство вермикулита в стране, начиная

Таблица 52

Производство вермикулитового концентрата по СССР на 1975—1990 гг., тыс. т (по данным Гипронинеметаллоруда, 1972 г.)

Предприятие (обогатительная фабрика)	1975	1980	1985	1990
Ковдорское	70	180	200	220
Потанинское	—	200	200	200
Каратасское	—	—	120	200
Итого	70	380	520	620

с 1985 г., полностью обеспечит запросы внутреннего рынка, а также планируемого экспорта. Это выдвинет СССР в число крупнейших производителей вермикулита, какими сейчас являются США и ЮАР (табл. 53).

Таблица 53

Мировое производство вермикулитового концентрата за 1968—1974 гг., тыс. т

Страны	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974
США	278	291	285	303	290	350	380
ЮАР	116	136	134	132	146	156	175
Прочие капиталистические страны	—	—	5	5	—	4	15
СССР	—	—	14,5	—	—	37	75
Всего			38,5			547	645

Тем не менее, учитывая возможности широкого использования вермикулита в народном хозяйстве всех развитых и развивающихся районов, следует считать актуальной задачу поисков новых месторождений, которые по своим промышленным параметрам были бы рентабельны для эксплуатации в ближайшие годы. Для этих целей особенно важное значение приобретает выработка критериев прогнозирования и использование их при оценке территорий. Поскольку сущность этих критериев определяется в зависимости от особенностей образования и закономерностей размещения месторождений вермикулита различных формационных типов, ниже дается краткая характеристика тех и других.

ГЛАВНЕЙШИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРМИКУЛИТА

Принципы формационной классификации месторождений вермикулита и подробное рассмотрение всех известных типов приведены в специальной работе автора [3]. Здесь эти данные суммированы в табл. 54, в дополнение к которой дается очень краткая характеристика типов, наиболее интересных в промышленном отношении.

На рис. 49 показана схема размещения на территории СССР месторождений различных формационных типов и перспективных на вермикулит площадей.

Месторождения типа 1 связаны с линейно-площадными корами выветривания в пределах комплексов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. Формирование исходных для вермикулита концентраций слюд обусловлено щелочным метасоматозом пород ультраосновного, в меньшей мере щелочного состава, определяющего и состав возникающих слюд. Так, за счет оливинитов и дунитов образуются нормальные по железистости флогопиты ($f_{общ} \geqslant 15\%$), за счет пироксенитов — железистые их разновидности ($f_{общ} = 15 \div 35\%$) и частично биотиты ($f_{общ} = 35 \div 53\%$), за счет щелочных пород — биотиты. В коре выветривания все слюды подвергаются гидратации, степень которой зависит не столько от длительности и интенсивности процессов выветривания, сколько от содержания в слюдах Fe^{2+} и F [1]. В частности, было установлено, что совершенной гидратации с возникновением типичных вермикулитов подвергаются только маложелезистые и малофтори-

стые флогопиты, содержащие не более 5—10% FeO и 1% F. В соответствии с этим слюды месторождений рассматриваемого типа, отвечающие этому условию, преобразуются в основном в вермикулиты и высокогидратированные (30—50%) гидрофлогопиты и определяют существенно вермикулит-гидрофлогопитовый состав продуктивной толщи пород. Ниже по разрезу эта толща сменяется флогопитовой, которая в контурах распространения кондиционных флогопитов ($f_{общ} \geqslant 15\%$, размер кристаллов по {001} не менее 2 см) представляет собой флогопитовое месторождение.

Комплексная промышленная слюдяная минерализация характерна для ряда месторождений этого формационного типа. Ярким представителем его является Ковдорское, в котором сосредоточены руды вермикулита, флогопита, а также апатита, железа и другой ценной сопутствующей минерализации. Указанные особенности делают этот тип месторождений вермикулита наиболее перспективным.

Месторождения типа 3 приурочены также к линейно-площадным корам выветривания, развитым в ослюденных гипербазитах дунит-гарцбургитовой формации. Ослюденение этих пород связано с калиевым метасоматозом, проявляющимся при формировании расположенных в тех же структурно-формационных зонах поздне- или посторогенных гранитоидных или щелочных интрузий или при процессах гранитизации. Исходные для вермикулита слюды представлены обычно маложелезистыми и нормальными флогопитами ($f_{общ} = 10 \div 16\%$, реже до 35%), иногда с повышенной фтористостью (до 3,6% F). В коре выветривания малофтористые флогопиты (не более 1% F) преобразуются в типичные вермикулиты и высокогидратированные гидрофлогопиты, аналогичные таковым в рудах ковдорского типа. Высокофтористые слюды практически не изменяются совсем или гидратируются очень слабо (до 5—10%). По сравнению с вермикулитовыми месторождениями типа 1 рассматриваемые месторождения характеризуются более высоким содержанием в рудах вермикулита и гидрофлогопита, но меньшими запасами (см. табл. 54).

Типы 7—9 объединяют группу немногочисленных в настоящее время и слабее других изученных месторождений, связанных с меланократовыми породами древних метаморфических комплексов. Несмотря на невысокое качество сырья, обусловленное слабой гидратированностью высокожелезистых слюд (особенно в типах 9 и 7), эти месторождения привлекают к себе внимание благодаря широкому распространению на территории СССР слюдосодержащих пород этих типов и обычно высокому содержанию в них гидробиотита.

Месторождения типов 7 и 8 связаны с линейными и площадными корами выветривания гранитизированных (тип 7) и сиенитизированных (тип 8) гнейсово-амфиболитовых толщ. Региональным характером проявления этих процессов (в том числе и слюдообразования) и последующего выветривания обусловлены обычно крупные масштабы связанных с этими породами вермикулитовых месторождений, что, несмотря на сравнительно невысокое качество их сырья, делает их перспективными.

Известные месторождения типа 7 ассоциируют с гнейсово-мигматитовыми комплексами, сформировавшимися при гранитизации гнейсово-амфиболитовых толщ и развитыми на щитах, в срединных массивах и сходных с ними выступах древнего фундамента. Наряду с перечисленными структурами перспективными для обнаружения крупных месторождений этого типа представляются также зоны антиклинорных поднятий внутри складчатых

Таблица 54

Характеристика формационных типов месторождений вермику

Признак	Груп								
	А. Вермикулит-гидрофлогопитовая и гидробиотитовая в щелочно-ультраосновных и щелочно-основных комплексах пост- и позднеконсолидационной активизации складчатых областей		Б. Вермикулит-гидрофлогопитовая и гидробиотитовая в гипербазитах и базитах складчатых областей в ассоциации с поздне- или посторогенными гранитоидами (или щелочными породами)		В. Вермикулит-гидрофлогопитовая в метаморфических комплексах магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных пород, ассоциирующих с посторогенными гранитоидами	Г. Гидробиотитовая в гнейсово-амфиболитовых и гнейсово-сланцевых комплексах			
	Формацион								
	1. Вермикулит-гидрофлогопитовый в комплексах щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов	2. Гидробиотитовый в комплексах щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов	3. Вермикулит-гидрофлогопитовый в дунит-гарцбургитовых комплексах	4. Гидробиотитовый в дунит-пироксенит-габбровых комплексах	5. Вермикулит-гидрофлогопитовый в магнезиальных скарнах	6. Гидрофлогопитовый в комплексах магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных пород	7. Гидробиотитовый в гранитизированных гнейсово-амфиболитовых комплексах	8. Гидробиотитовый в сиенитизированных гнейсово-амфиболитовых комплексах	9. Гидробиотитовый в меланократовых биотитовых гнейсах и сланцах
Структурно-геологическая позиция месторождений	Глубинные разломы сквозные, сверхглубинные		внутригеосинклинальные		Синклинальные зоны в складчатых областях	Щиты и внутригеосинклинальные поднятия в древних складчатых областях	Щиты, срединные массивы и зоны поднятий в складчатых областях Антиклинальные структуры и пограничные с ними участки	Зоны интенсивных сжатий и дислокаций в антиклинальных структурах	Синклинальные структуры
	Зоны длительной тектонической стабилизации — щиты, платформы, срединные массивы и стабилизированные части складчатых областей	Стабилизированные зоны складчатых областей	Эвгеосинклинальные части складчатых областей (антиклинальные структуры и пограничные районы)						
Минеральный состав и локализация слюдяной минерализации	Флогопит, диопсид, амфибол, апатит. Кольцевые и линейные зоны на контактах ультраосновных и щелочных пород и рассеянная вкрапленность в тех и других породах	Флогопит, биотит, амфибол, альбит. Рассеянная вкрапленность и гнезда в щелочных габброидах	Флогопит, актинолит, хлорит, тальк. Жилы и околопегматитовые оторочки в серпентинитах; вкрапленность и гнезда в пироксенитах	Флогопит, биотит, плагиоклаз, амфибол. Вкрапленность, гнезда и линзы в зонах вторичного расслацевания	Флогопит, диопсид, шпинель	Флогопит, диопсид, амфибол, апатит, кальцит. Жилы и метасоматические тела в алюмосиликатных (особенно магнезиальных) породах	Биотит, амфибол, плагиоклаз, кварц	Биотит, пироксен, щелочной полевой шпат, нефелин, сфен, кальцит	Биотит, гранат, ставролит, олигоклаз, кварц
Особенности химизма слюд, влияющие на степень их гидратации:									
$f_{общ}$, %	10—35, иногда до 53	Не менее 35	10—35	30—45	6—15	3—20	20—70	50—60	40—80
содержание FeO, %	—	—	—	13—15	—	—	10—20	Не более 10, иногда до 15	12—27
содержание F, %	0—1, иногда до 1,8	0,3	0—0,2, иногда до 3,6	0—0,7	0—0,2	0,3—7	0,3—0,5	0—0,7	0—1,2
Минеральный состав и локализация рудных тел в профиле коры выветривания	Вермикулит-гидрофлогопитовые зоны с сунгулитом, сапонитом, монтмориллонитом	Гидрофлогопитовая (гидробиотитовая) зона с монтмориллонитом	Вермикулит-гидрофлогопитовые зоны с каолинитом, монтмориллонитом, нонтронитом	Гидробиотитовая зона с каолинитом, нонтронитом, монтмориллонитом	Вермикулит-гидрофлогопитовые зоны	Гидрофлогопитовая зона	с каолинитом, вермикулитом	Гидробиотитовая зона с каолинитом, вермикулитом, монтмориллонитом	с каолинитом, вермикулитом
Объемная насыпная масса вермикулита *, кг/м³	70—200, до 400	75—200, до 460	60—200, до 450	90—200, до 450	70—1000 (без обогащения)	60—400	200—600 (без обогащения)	90—380	110—840
Среднее содержание вермикулита в руде, %; размеры месторождений	7—15, до 40; крупные и средние	8—13; средние	15—20, до 65; мелкие, средние и крупные	20—25; средние и крупные	10—15; средние	3—10, до 18; мелкие и средние	Более 25; крупные и средние	25—30; крупные	25—40; крупные и средние
Примеры месторождений	Ковдорское и др. (Кольский полуостров), Инагли (Алдан), Кокшаровское (Приморье), Барчинское и др. (Северный Казахстан), Либби (США), Луливон (ЮАР)	Кулантау и др. (Южный Казахстан)	Булдымское (Средний Урал), Каратасское (Северные Мугоджары), Андреевское (Западное Приазовье), Караганское (Восточный Саян), Дей-Бук, Инори и др. (США), Чатра и др. (Индия Юнг-Рива (Австралия)	Субутакское (Южный Урал), Каменные Могилы (Западное Приазовье), месторождения Центрального Техаса (США)	Разманов-ское (Восточный Саян)	Слюдянка (Прибайкалье), Стенливиль (Канада), Ситарампур (Индия), Пхосу и др. (Северная Корея)	Тебинское (Кузнецкий Алатау), Лесозаводское и др. (Приморье), Маанинка (Финляндия), Кинайки (Восточная Африка), Кванчхон и др. (Северная Корея)	Потанинское (Средний Урал)	Родионовское (Западное Приазовье), Татьяновское (Приморье), Прохатице и др. (Чехословакия)

* В соответствии с существующим ГОСТ 10698—71 к кондиционным относятся вермикулиты и гид

рофлогопиты с объемной насыпной массой не более 200 кг/м³.

областей, пока совсем неизученные в этом отношении, где имеют распространение аналогичные комплексы пород. В одних случаях преобразование их связано также с гранитизацией, которая здесь не была столь интенсивной, как на щитах, и меланократовые разновидности пород сохранились на больших

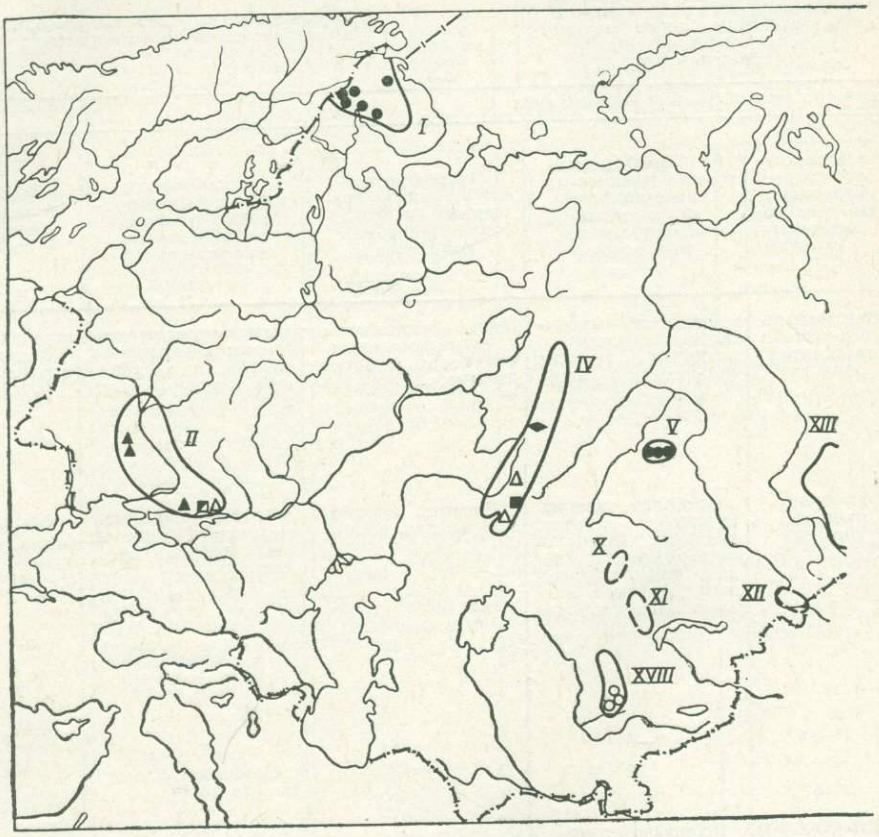


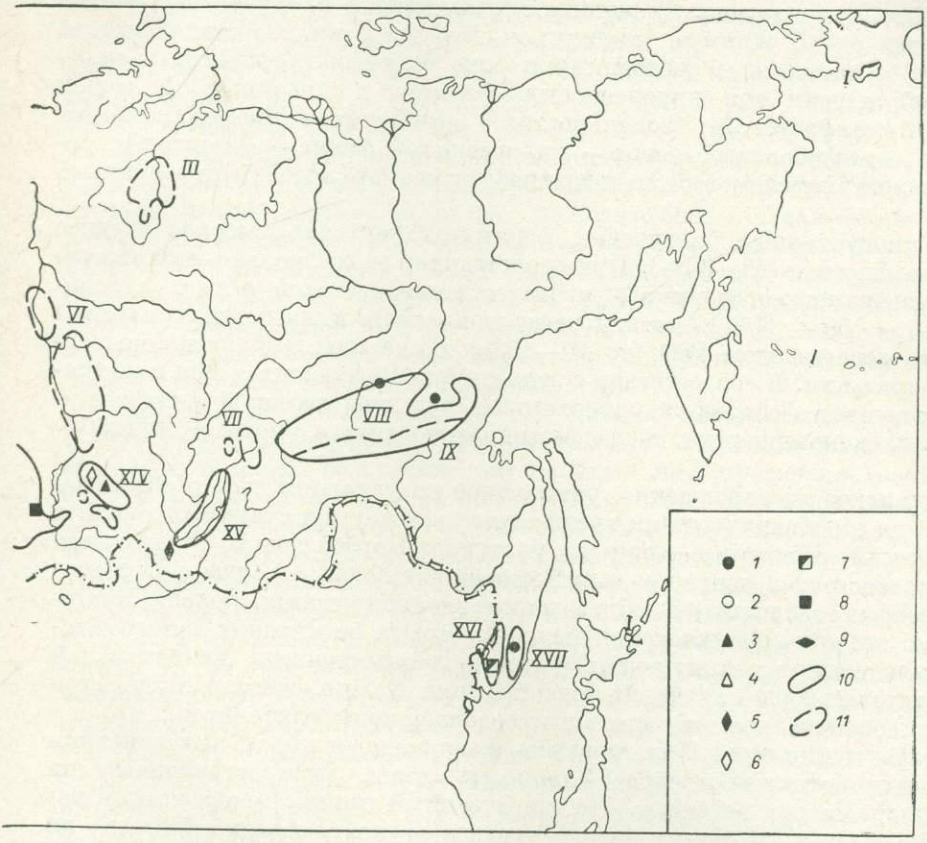
Рис. 49. Схема размещения вермикулитовых месторождений на территории

Вермикулитовые месторождения: *1* — в комплексах щелочно-ультраосновных пород *3* — в дунит-гарцбургитовых комплексах в ассоциации с гранитами нормального и суще мального и субщелочного ряда, *5* — в метаморфических комплексах магнезиальных кар ных скарнах в ассоциации с аляскитовыми гранитами, *7* — в меланократовых биотитовых сах, *9* — в сиенитизированных гнейсово-амфиболитовых комплексах; *10* — площади, пер площади, перспективные для выявления месторождений определенных формационных Вермикулитоносная провинция: *I* — Карело-Кольская, *II* — Украинская, *III* — Майме канская, *VIII* — Алданская, *XIII* — Алтае-Саянская, *XIV* — Восточносаянская, *XV* — ская, *XII* — Зайсанская, *XVI* — Ханкайская, *XVII* — Центрально-Сихотэ-Алинская,

площадях, прослеживающихся на десятки километров по простиранию пород при ширине сотни метров и первые километры. В других случаях ослюденение пород развивается в зонах приконтактового щелочного метасоматоза, сопровождающего становление гранитоидных и щелочных интрузий, и является более ограниченным по площади.

В составе гнейсово-мигматитовых комплексов «гранитизационного» происхождения меланократовые биотитовые мигматиты и гранито-гнейсы содержат от 25 до 70% биотита, гидратированного в коре выветривания. Продуктивной на вермикулит является часть толщи, соответствующая средней

гидробиотитовой зоне профиля коры выветривания. Руды этой зоны являются наименее изученным в отношении качества типом гидробиотитовых руд. Судя по содержанию Fe^{2+} в исходных слюдах (10—20% FeO), они довольно разнообразны по качеству, и среди них может оказаться значительным



СССР.

карбонатитов, *2* — в комплексах щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов, лочного ряда, *4* — в дунит-пироксенит-габбровых комплексах в ассоциации с гранитами норбонатных и алюмосиликатных пород в ассоциации с аляскитовыми гранитами, *6* — в магнезиальгнейсово-сланцевых комплексах, *8* — в гранитизированных гнейсово-амфиболитовых комплекспективные для выявления новых месторождений известных и других формационных типов; *11* — типов.

ча-Котуйская, *IV* — Уральская, *V* — Кокчетавская, *VI* — Енисейская, *VII* — Кодаро-Удо-Прибайкальская; вермикулитоносная зона: *IX* — Становая, *X* — Улутауская, *XI* — Чу-Илий-*XVIII* — Таласская.

процент низкосортных руд. Тем не менее предварительная оценка их с учетом большого площадного распространения на территории СССР слюдоносных пород позволяет считать этот тип месторождений перспективным.

Тип 8 представлен в настоящее время одним Потанинским месторождением с гидробиотитовыми рудами, возникшими за счет биотитовых метасоматитов сиенитизированной гнейсово-амфиболитовой толщи. Биотитовые метасоматиты по условиям своего образования и геологического положения являются в известной мере аналогами меланократовых биотитовых гранитогнейсов и мигматитов в месторождениях типа 7, но связаны, вероятно, с еще

более глубоким щелочным метасоматозом, локализованным в узкой тектонической зоне интенсивных сжатий и дислокаций в антиклинорной структуре внутри складчатой области. Большая протяженность стратифицированной гнейсово-амфиболитовой толщи и расположение ее в зоне специфически проявленного глубокого ультраметаморфизма обусловили крупные масштабы месторождения этого типа. В данном случае полоса продуктивных пород имеет длину около 20 км и ширину от 50 м до 2 км. Составляющие ее биотитовые метасоматиты соответствуют зоне биотитовых фенитов и смежным с ней частям зон пироксеновых фенитов и миаскитов в общем плане метаморфической зональности: амфиболит → биотит-амфиболовый гнейс → амфиболовый фенит → пироксеновый фенит → биотитовый фенит → миаскит (нефелиновый сиенито-гнейс и реоморфический нефелиновый сиенит).

Для продуктивных биотитовых фенитов характерно высокое среднее содержание биотита (25—30%). При свойственной магнезиально-железистым слюдам ультраметаморфического происхождения высокой общей железистости ($f_{общ} = 50 \div 60\%$) биотиты рассматриваемого типа характеризуются небольшим содержанием FeO (до 10—15%) и сравнительно легко подвергаются гидратации. В соответствии с этим среди образующихся при выветривании биотитовых фенитов гидробиотитовых руд значительную часть составляют руды кондиционные, с высокогидратированным биотитом (на 30—50%).

Потанинское месторождение, уникальное по условиям своего образования, пока не имеет аналогов ни среди отечественных, ни среди зарубежных месторождений. Известные примеры ультраметаморфического образования сиенитов относятся в основном к существенно гнейсовым толщам, сиенитизация которых завершается образованием лейкократовых пород. Благоприятными же для возникновения меланократовых биотитовых метасоматитов и выявления ассоциирующих с ними промышленных концентраций гидробиотитовых руд в районах сиенитизации можно считать лишь комплексы с первоначально высоким в них содержанием амфиболитов.

Месторождения типа 9 приурочены к площадным корам выветривания обогащенных биотитом гнейсово-сланцевых толщ, распространенных на щитах и в срединных массивах. Это единственный тип месторождений, в котором образование исходных для вермикулита концентраций биотита не требует дополнительного привноса элементов извне, а происходит в процессе изохимического регионального метаморфизма первичноосадочных образований. Для формирования и соответственно локализации вермикулитовых месторождений в данном случае благоприятны только те части гнейсово-сланцевых комплексов, где слабо проявились процессы гранитизации и мигматизации, и слюды не подверглись разубоживанию. Содержание биотита в продуктивной толще составляет в среднем 25—40%. Особенностью его состава является сравнительно высокое содержание FeO (12—27%), отрицательно сказывающееся на степени его гидратации в коре выветривания, обычно не превышающей 10—20%. Вследствие этого гидробиотитовые руды в месторождениях данного типа характеризуются в основной массе низким качеством. Однако большие запасы таких руд и возможность эффективного использования в ряде отраслей народного хозяйства с применением только грубого обогащения или даже без него позволяют рассматривать такие месторождения в качестве перспективного источника дешевого вермикулитового сырья.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРМИКУЛИТА И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ

Как следует из приведенной выше характеристики различных формационных типов месторождений вермикулита, все они приурочены к сиаллитным корам выветривания, сформировавшимся на меланократовых слюдосодержащих породах за счет крупных скоплений магнезиально-железистых слюд с невысоким содержанием F (до 1%) и Fe^{2+} (не более 15%). Продуктивными на вермикулит зонами в профиле выветривания являются во всех случаях гидрофлогопитовые или гидробиотитовые, а для значительной части месторождений (возникших за счет маложелезистых и малофтористых слюд) и перекрывающие их собственно вермикулитовые, для которых характерен парагенезис вермикулита с гидросиликатами магния, алюминия и железа, преобладающими над вермикулитом в верхних частях разреза. В связи с этим наиболее перспективными на вермикулит являются коры выветривания средней степени сохранности, характеризующиеся сравнительно небольшой мощностью самых верхних глинистых зон.

Отмеченные закономерности размещения месторождений вермикулита в разрезе кор выветривания свойственны всем без исключения месторождениям. Знание их, безусловно, необходимо при прогнозировании, однако, будучи слишком общими, они не могут быть определяющими при дифференцированных поисках месторождений различных формационных типов. В соответствии с этим и опирающиеся на эти закономерности «экзогенные» критерии будут одинаковыми для всех типов. Перечень критериев и последовательность их применения, определяемая иерархической соподчиненностью в зависимости от этапов оценочных и поисково-разведочных работ, приведены в табл. 55. Из этой таблицы видно также, как по мере детализации прогнозирования общие для всех типов месторождений критерии сменяются более специфичными для отдельных из них. При этом основную детализацию претерпевают «эндогенные» критерии, что является следствием той определяющей роли, которую играют эндогенные процессы в формировании и размещении месторождений вермикулита, начиная с момента образования материнских пород и кончая преобразованием слюд в вермикулит. Рассмотрим это по каждому из характеризуемых типов.

Месторождения в комплексах щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (тип 1). Формация щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, принадлежащая к магматическим образованиям постконсолидационной активизации складчатых областей, проявляется обычно в краевых частях платформ, на щитах, в срединных массивах и стабилизированных зонах складчатых областей в связи с вертикальными движениями крупных блоков земной коры по глубинным разломам. Положение отдельных массивов формации определяется участками сочленения зон этих разломов и оперяющих их тектонических нарушений второго порядка.

Из всего многообразия массивов (около 200) промышленную вермикулитовую минерализацию, как и флогопитовую, содержат только те, которые характеризуются достаточно полным набором пород. Наиболее высококачественный вермикулит отмечается в массивах, где ультраосновные породы представлены оливинитами (Ковдорский) или дунитами (Инаглинский). Ассоциация пироксенитов и щелочных габброидов с ийолит-мельтейгитами или сиенитами служит указанием на присутствие относительно железистых

Таблица 55

Критерии прогнозной оценки вермикулитовых месторождений главнейших формационных типов

Этап и объекты прогнозирования	«Эндогенные» критерии	«Экзогенные» критерии
Надрегиональное прогнозирование с целью выделения регионов (провинций) с широким распространением рудоносных формаций	Достаточно эродированные структуры длительной тектонической стабилизации (платформы, главным образом щиты, срединные массивы и зоны ранней консолидации в складчатых областях), благоприятные для проявления щелочно-ультраосновного магматизма — для формационных типов группы А. Фемический и салическо-фемический типы крупных достаточно сильно эродированных геологических структур (складчатых областей, щитов), благоприятных для широкого развития меланократовых пород — для формационных типов групп Б и Г	Широкое развитие открытых сиаллитных кор выветривания
Региональное прогнозирование вермикулитоносных структурно-минерагенических зон	Группа А — проявление щелочно-ультраосновного магматизма в зонах сквозьструктурных глубинных разломов. Группа Б — наличие поясов гипербазитовых массивов в зонах глубинных разломов, разделяющих структурно-формационные зоны в эвгеосинклинальных частях складчатых областей. Группа Г — широкое развитие метаморфических и метасоматических меланократовых пород в положительных структурных зонах складчатых областей — поднятиях, антиклинориях	Развитие достаточно мощных кор выветривания, линейных и площадных
Местное прогнозирование месторождений вермикулитового сырья	Тип 1 — наличие щелочно-ультраосновных массивов с достаточно полным набором пород и с предпочтительным распространением среди них оливинитов или дунитов. Тип 3 — близкая пространственная ассоциация с гипербазитовыми массивами сложного состава более поздних гранитоидов или щелочных пород и полей гранитизации. Тип 7 — широкое развитие меланократовых апоамфиболитовых продуктов гранитизации калиевой стадии в структурах антиклинального типа (антиклинориях, куполах). Тип 8 — развитие продуктов интенсивного щелочного метасоматоза меланократовых пород (фенитов, миаскитов) в зонах сжатия и дислокаций в ядрах и на крыльях антиклинальных структур. Тип 9 — значительное распространение апопелитовых меланократовых гнейсов и сланцев в синклинальных структурах в пределах поднятий и антиклинориев	Сохранение в площадных и линейных корах выветривания вермикулитоносных зон — собственно вермикулитовой и гидрофлогопитовой (гидробиотитовой)

Продолжение табл. 55

Этап и объекты прогнозирования	«Эндогенные» критерии	«Экзогенные» критерии
Локальное прогнозирование промышленно кондиционных рудных тел	Тип 1 — присутствие слюдитовых зон вдоль кольцевых и радиальных тектонических нарушений, особенно на контактах ультраосновных и щелочных пород Тип 3 — развитие в гипербазитах зон повышенной концентрации малофтористого флогопита близ участков распространения жильных гранитоидов и щелочных пород, вдоль зон вторичного рассланцевания и секущих расколов. Тип 7 — присутствие в метаморфической толще прослоев ослюденелых амфиболитов, обогащенных биотитом с содержанием в нем FeO не более 10—15%. Тип 8 — распространение в зонах биотитовых фенитов и миаскитов пластообразных и линзовидных зон, резко обогащенных биотитом, содержащим не более 10—15% FeO. Тип 9 — сохранение в метаморфической толще неразубоженных (слабо гранитизированных) пластов и прослоев гнейсов и сланцев, обогащенных биотитом с содержанием FeO не более 10—15%	Наличие в составе продуктивных зон участков повышенной мощности (обычно линейных) с кондиционным содержанием вермикулита и гидрофлогопита (гидробиотита)

слюд, которые в коре выветривания преобразуются в гидрофлогопит более низкого по сравнению с типичным вермикулитом качества.

Все массивы с месторождениями флогопита и вермикулита являются в основном палеозойскими и раннемезозойскими, в меньшей мере — позднедокембрийскими. Размещение в них крупных скоплений слюд определяется зонами контактов пород — ультраосновных и щелочных, в меньшей мере щелочных и карбонатитов или тех и других с фенитами. В интрузиях центрального типа это зоны кольцевых, радиальных или оперяющих их тектонических нарушений (месторождения Ковдорское и др. в Карело-Кольской провинции, Инаглинское, Лулекоп), в линейных телах — равномерно рассеянная вкрапленность, гнезда, линзы (месторождение Барчинское и другие в Кокчетавской провинции, Кокшаровское, Либби).

В массивах с маложелезистыми ($f_{общ} \leqslant 15\%$) и сравнительно крупнопластинчатыми слюдами (не менее 2 см в поперечнике) промышленная слюдяная минерализация имеет комплексный вермикулит-флогопитовый характер. При этом контуры вермикулитовых рудных тел всегда шире, чем флогопитовых, так как в коре выветривания промышленную ценность приобретает весь флогопит, а не только кондиционный (крупнокристаллический). Поскольку флогопиты в этом типе месторождений имеют благоприятный для гидратации химический состав (содержат обычно не более 5% FeO и 1% F), образующиеся по ним вермикулиты и гидрофлогопиты являются промышленно ценными по всей мощности продуктивных зон коры выветривания.

Охарактеризованные закономерности формирования и размещения вермикулитовых месторождений рассматриваемого типа позволяет использовать при их прогнозировании в качестве критериев следующие основные признаки, перечисленные в последовательности их применения.

1. Структуры длительной тектонической стабилизации (платформы, главным образом щиты, срединные массивы, зоны ранней стабилизации складчатых областей), благоприятные для развития комплексов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов.

2. Наличие зон сквозьструктурных глубинных разломов.

3. Проявление щелочно-ультраосновного магматизма.

4. Наличие массивов с достаточно полным набором пород, с преобладанием среди пород ультраосновного состава оливинитов или дунитов.

5. Развитие зон ослюденения вдоль кольцевых и линейных тектонических нарушений на контактах различных пород, особенно ультраосновных и щелочных.

Месторождения в гипербазитах дунит-гарцбургитовой формации, ассоциирующих с поздне- или посторогенными гранитоидами нормального или субщелочного ряда, реже щелочными интрузиями (тип 3). Дунит-гарцбургитовая формация является наиболее характерной интрузивной формацией ранних стадий развития складчатых областей уральского и саянского типов. Представляющие ее пояса интрузий (среднего или небольшого размера) приурочены к глубинным разломам, разделяющим структурно-формационные зоны в эвгеосинклинальных частях складчатых областей. Все известные в породах этой формации месторождения вермикулита связаны с гипербазитами докембрийской и палеозойской эпох, в течение которых в пределах складчатых областей фемического и салическо-фемического типов практически на всех континентах возникли крупные скопления магнезиально-железистых слюд.

Необходимым условием, определяющим возможности образования таких концентраций в гипербазитах, является развитие в них щелочного, существенно калиевого метасоматоза, обычно проявляющегося в областях гранитизации или формирования интрузий нормальных и субщелочных гранитов и щелочных пород. При этом наиболее перспективны с точки зрения интенсивности и масштабов ослюденения зоны долгоживущих разломов, к которым часто приурочены как ранние интрузии ультраосновного состава, так и поздние тела субщелочных гранитов и щелочных пород. Однако свойственная значительной части возникающих при этом слюд повышенная фтористость (до 2,0—2,6% F) препятствует повсеместному развитию в них полной вермикулитизации, что снижает качество вермикулитовых руд, сокращает площадь вермикулитовой минерализации (Булдымское месторождение) или вообще исключает ее возникновение (слюды Изумрудных Копей в восточном экзоконтакте Адуйского массива гранитов).

Месторождения высококачественного вермикулитового сырья развиты в районах гранитизации (мелкие, типа Сысертского и Бугетысайского в СССР, Хафафит в Египте) и в экзоконтактовых ореолах массивов нормальных плагиомикроклиновых гранитов (средние и крупные), приуроченных обычно к антиклинорным зонам в пределах поднятий. В этих случаях совмещение ранних и поздних интрузивных образований возможно как в одних и тех же зонах разломов (Каратасское месторождение), так и (главным образом) при размещении первых вдоль нарушений, оперяющих глубинные разломы и проникающих в области поднятий. Эта возможность повышается в районах полициклического геосинклинального развития и интенсивной гранитизации пород предшествующих циклов. Невысокая фтористость флогопита формирующихся при этом слюдяных концентраций способствует его совершенной вермикулитизации и обусловливает высокое качество вермикулитовых руд.

Размещение вермикулитовых руд в месторождениях определяется, прежде всего, приуроченностью флогопитовых тел к линейным тектоническим нарушениям. Наиболее мощные тела связаны с зонами вторичного рассланцевания гипербазитов и с расколами, секущими первичную сланцеватость. В противоположность маломощным рудным телам, развитым в районах проявления ультраметаморфизма и контролируемым зонами первичного рассланцевания, крупные тела распространены в экзоконтактовых ореолах нормальных и субщелочных гранитов и щелочных пород.

В аподунитовых и апогарцбургитовых метасоматитах, характеризующихся зональным строением, слюдиты приурочены к непосредственному контакту с пегматитами, аплитами, плагиоклазитами или кварцевыми жилами, а при отсутствии подобных жил составляют центральные части сложно построенных тел. Особенностью вермикулитовых месторождений, связанных с такими метасоматитами, является узко контактово-реакционный характер рудных зон, существенно ограничивающий их масштабы и общее промышленное значение (Булдымское месторождение). Более ценны в этом отношении руды, образующиеся в сложных по составу гипербазитовых массивах на контакте силикатных и алюмосиликатных разновидностей магнезиальных пород. Они характеризуются достаточно высоким качеством и более широким распространением по площади (Каратасское месторождение).

В месторождениях, сформировавшихся за счет малофтористых слюд, вермикулитовая минерализация развита в тех же контурах, что и флогопитовая. В месторождениях с высокофтористыми слюдами эти контуры редуцированы в зависимости от характера распределения мало- и высокофтористых слюд.

В соответствии с установленными закономерностями размещения главными эндогенными критериями прогнозирования вермикулитовых месторождений данного типа представляются следующие.

1. Фемический и салическо-фемический типы и достаточно глубокая эродированность складчатых областей (домезозойских), характеризующихся широким развитием ранних гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации и поздне- или посторогенных гранитоидов нормального ряда (или щелочных пород).

2. Приуроченность гипербазитовых поясов к глубинным разломам, разделяющим структурно-формационные зоны в эвгеосинклинальных частях складчатых областей.

3. Близкая пространственная ассоциация с гипербазитами массивов более поздних гранитоидов или щелочных пород и полей гранитизации, наблюдающаяся либо непосредственно в зонах глубинных разломов, либо в оперяющих их нарушениях, проникающих в антиклинорные зоны поднятий.

4. Сложный состав гипербазитовых массивов, сочетающих магнезиальные силикатные и алюмосиликатные породы.

5. Развитие жильных гранитоидов или щелочных пород в контактах различных гипербазитов, в зонах их вторичного рассланцевания и расколов, секущих первичную сланцеватость. Наличие сложной зональности в апогипербазитовых метасоматитах.

Невысокая (не более 1%) фтористость флогопитов слюдяных концентраций.

Месторождения в гранитизированных гнейсово-амфиболитовых комплексах (тип 7). Все месторождения этого типа связаны с породами докем-

брийского возраста, имеющими развитие на щитах, в срединных массивах и в сходных с ними выступах древнего фундамента (в глыбах). Многочисленные, но совсем неизученные проявления этого типа известны в связи с докембрий-раннепалеозойскими гнейсово-амфиболитовыми комплексами в складчатых областях фемического и салическо-фемического типов развития. В пределах названных структур слюдоносные породы локализуются в районах проявления ультраметаморфизма, магматизма орогенной стадии и этапов активизации кристаллического фундамента. Из них наиболее перспективны первые, поскольку их формирование сопряжено с проявляющимися обычно на больших площадях процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Возникающие в результате этих процессов зональные метаморфические комплексы (гнейсово-мигматитовые) располагаются в основном в брахиформных антиклиналях, осложняющих области поднятий. При этом слюдоносные породы занимают вполне определенное положение, соответствующее зоне проявления калиевой стадии ультраметаморфизма. По периферии от них располагаются зоны более низких фаций метаморфизма, вплоть до разных ступеней зеленосланцевой. Такая отчетливая метаморфическая зональность свойственна главным образом палеозойским структурам (Уральский складчатый пояс) [2, 4].

Слюдоносные породы, формирующиеся при процессах контактового метаморфизма и метасоматоза и локализующиеся в ореолах интрузивных гранитоидов, характеризуются меньшими масштабами развития.

В составе слюдоносных пород размещение рудных тел определяется межслоевыми тектоническими нарушениями и узлами пересечения их с более поздними нарушениями, где осуществлялось наиболее интенсивное преобразование амфиболитов и последующее выветривание образовавшихся по ним слюдоносных пород.

На всех месторождениях вермикулитовое оруденение приурочено к гидробиотитовой зоне профиля коры выветривания. Распределение в ней кондиционных по качеству руд зависит от локализации слюдоносных тел, биотит которых содержит не более 10—15% FeO.

На основании охарактеризованных выше закономерностей размещения месторождений вермикулита данного формационного типа благоприятными эндогенными признаками для обнаружения новых аналогичных месторождений будут следующие.

1. Фемический и салическо-фемический типы крупной геологической структуры (обусловливающий широкое развитие амфиболитов в составе метаморфических комплексов) и достаточно сильная ее эродированность (обеспечивающая выведение пород на дневную поверхность).

2. Положительный характер структур (поднятие, антиклинорий, купол) с развитием в их пределах значительного количества амфиболитов, подвергшихся гранитизации и мигматизации.

3. Проявление калиевого метасоматоза, устанавливаемого по наличию биотитовых гранито-гнейсов и мигматитов.

4. Наличие среди меланократовых биотитовых гранито-гнейсов и мигматитов биотитов с содержанием в них FeO не более 10—15%.

Месторождения в сиенитизированных гнейсово-амфиболитовых комплексах (тип 8). Особенности образования и локализации единственного месторождения этого формационного типа определяются связью его с весьма специфическим по своему происхождению ильмено-вишневогорским комплексом щелочных и нефелиновых сиенитов. В последние годы достаточно

обоснована палингенно-метасоматическая природа этого комплекса, сформировавшегося в сильно сжатой антиклинорной структуре в позднеорогенный период развития складчатой области [5].

Послужившие исходными для щелочных пород комплекса гнейсово-амфиболитовые толщи испытали в этой части структуры (центральная часть Восточно-Уральского поднятия, к востоку от Уфимского выступа) интенсивное боковое сжатие и последующий ультраметаморфизм с сильным развитием щелочного метасоматоза (сиенитизации). Конечным продуктом этого процесса явились лейкократовые фениты и реоморфические сиениты и миаскиты и расположенные по периферии от них меланократовые, в том числе биотитовые фениты, в которых и локализуется вермикулитовое месторождение.

Вследствие единичности этого примера можно лишь предположительно судить как о закономерностях размещения месторождений подобного типа, так и о вытекающих из них критериях, которые в данном случае можно сформулировать следующим образом.

1. Фемический и салическо-фемический типы крупной геологической структуры (складчатая область, возможно, щит) и достаточно сильная ее эродированность, благоприятствующая широкому развитию и выведению на поверхность существенно амфиболитовых метаморфических комплексов.

2. Положительный характер структур (поднятие, антиклинорий, купол), в которых возможно наличие зон сжатий и дислокаций и интенсивного щелочного метасоматоза.

3. Проявление существенно калиевого щелочного метасоматоза, устанавливаемое по распространению среди продуктов сиенитизации амфиболитов меланократовых биотитовых фенитов и миаскитов.

4. Меланократовые биотитовые фениты и миаскиты с содержанием в биотите FeO не более 10—15%.

Месторождения в меланократовых биотитовых гнейсах и сланцах (тип 9). Месторождения этого формационного типа связаны с докембрийскими комплексами меланократовых биотитовых гнейсов и сланцев, сформировавшихся при региональном метаморфизме высокоглиноземистых первичноосадочных отложений. Эти комплексы имеют распространение на щитах, в срединных массивах и в складчатых областях фемического и салическо-фемического типов. Во всех этих структурах они встречаются в зонах поднятий, в пределах которых приурочены к антиклинориям, а в них — к межкупольным синклиналям. На щитах такие комплексы развиты также в синклинориях. Для слагающих их пород характерен метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой, реже гранулитовой фации и обычно слабое проявление гранитизации и мигматизации, обеспечивающее сохранность первоначально высокого содержания в них биотита.

В соответствии с отмеченными закономерностями формирования и размещения исходных для вермикулитовых месторождений рассматриваемого типа слюдоносных пород критериями их прогноза являются следующие.

1. Аналогичный месторождениям большинства остальных формационных типов существенно фемический тип крупной геологической структуры, характеризующейся широким развитием меланократовых, в данном случае параметаморфических пород (гнейсов и сланцев), и достаточно сильная ее эродированность.

2. Синклинальный характер структур в пределах поднятий, благоприятный для локализации меланократовых биотитовых гнейсов и сланцев

и отсутствие интенсивного проявления в них процессов ультраметаморфизма.

3. Участки распространения меланократовых биотитовых гнейсов и ланцев с содержанием в биотите FeO не более 10—15%.

* * *

Поскольку вермикулит является новым для нашей страны сырьем, представляется целесообразным с использованием выявленных критериев прогноза произвести оценку перспектив территории СССР на этот вид сырья. Проанализированный с этих позиций геологический материал позволяет не только выделить ряд вермикулитоносных провинций, но и произвести дополнительное подразделение последних по их потенциальным возможностям, а также наметить в их пределах наиболее благоприятные зоны для поисков.

Выделенные провинции представляют собой крупные геологические структуры — щиты, срединные массивы, складчатые области фемического и сиалическо-фемического типов, характеризующиеся развитием сиаллитных кор выветривания на меланократовых слюдосодержащих породах. Наиболее перспективными из этих прогнозных площадей являются Карело-Кольская и Уральская провинции, а также Кокчетавская зона Казахстана, Приазовская и Побужская части Украинской провинции. В каждой из них наряду с доразведкой известных возможно выявление новых крупных месторождений различных формационных типов.

Главные перспективы Карело-Кольской провинции связаны с доразведкой Ковдорского месторождения и выявлением новых месторождений того же типа. Первоочередными для поисков являются массивы Африкандский, Вуориярвинский и Салланлатвинский, наличие в которых благоприятных для слюдообразования ассоциаций пород сочетается с присутствием линейных кор выветривания. Вместе с тем эта провинция обладает благоприятными признаками, позволяющими прогнозировать выявление месторождений новых для нее формационных типов — 3, 7 и др. Первые могут быть связаны с известными здесь древними гипербазитами, а другие приурочены к широко развитым в пределах щита метаморфическим толщам, среди которых встречаются как первично богатые биотитом сланцы и гнейсы, так и обогащенные слюдой продукты гранитизации амфиболитов.

Наиболее разнообразными среди выделенных провинций представляются возможности обнаружения месторождений различных формационных типов на Урале. Наиболее реальные перспективы связаны здесь с доразведкой Потанинского месторождения и расширением поисков проявлений подобного же типа на южную часть Сысертско-Ильменогорского антиклинория.

Для выявления крупных запасов относительно низкокачественных вермикулитовых руд типов 8 и 9 перспективны многие из известных на Урале гнейсово-мигматитовых комплексов. Они приурочены главным образом к антиклинориям в пределах Восточно-Уральского поднятия и прослеживаются почти на 1000 км от Среднего Урала до Мугоджар.

В отношении месторождений вермикулита более высокого качества перспективны гипербазитовые массивы, образующие на восточном склоне Урала ряд приуроченных к глубинным разломам субмеридиональных поясов с развитыми вдоль них мощными линейными корами выветривания. Из этих массивов наибольшего внимания заслуживают те, которые, с одной

стороны, сочетают в своем составе высокомагнезиальные силикатные (дуниты, гарцбургиты) и магнезиальные алюмосиликатные (пироксениты, габбро) породы, а с другой — находятся в пространственной ассоциации с более молодыми гранитоидами, что подтверждается примерами известных Субутакского и Каратасского месторождений.

Предположительные суммарные запасы вермикулитового сырья на Урале оцениваются в сотни миллионов тонн. Несколько скромнее, но также весьма значительны потенциальные возможности отнесенных к первой группе зон в пределах Украинской и Казахстанской провинций.

Менее перспективны, особенно в отношении крупных концентраций высокосортного сырья, большая часть Украинской, Алтае-Саянская, Сихотэ-Алинская провинции, Таласская, Улутауская, Чу-Илийская и Ханкайская зоны. Однако высокие потенциальные потребности в вермикулите высокоразвитых промышленных районов Украины, Сибири, Дальнего Востока требуют создания вблизи от них собственной сырьевой базы вермикулитовой промышленности. Это вызывает необходимость более детальной оценки и опоискования территории перечисленных выше провинций и зон.

Наконец, провинции третьей группы, куда относятся, в частности, Алданская, Восточно-Саянская, Прибайкальская, Енисейская и некоторые другие, характеризуются менее благоприятными по сравнению с первыми двумя геологическими, либо промышленно-экономическими предпосылками и могут рассматриваться как резервные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дьяконов Ю. С., Львова И. А.* О превращении триоктаэдрических слюд в вермикулит. «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 2, с. 432—434.

2. *Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., «Недра», 1974. 200 с.

3. *Львова И. А.* Месторождения вермикулита СССР. Л., «Недра», 1974. 231 с.

4. *Минкин Л. М.* Карта метаморфизма Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, 1969, с. 151—164.

5. *Роненсон Б. М.* Об условиях формирования миаскитов Вишневых гор. — В кн.: Труды Второго Уральского петрографического совещания. Т. 4. Свердловск, 1971, с. 400—408.

ГОРНЫЙ ХРУСТАЛЬ

Горный хрусталь принадлежит к числу наиболее дефицитных неметаллических полезных ископаемых. Он находит свое применение в самых различных областях промышленности: электронной, оптической, химической и др. Несмотря на достигнутые успехи в области промышленного получения кристаллов искусственного кварца, спрос на естественный горный хрусталь продолжает оставаться достаточно высоким. Поэтому повышение эффективности поисков этого сырья, естественно, является одной из актуальных задач, решение которой осуществимо на базе совершенствования основ научного прогнозирования, и в первую очередь критериев прогнозирования хрусталеносной минерализации промышленных формационных типов.

Проблема геологического прогнозирования областей вероятного развития промышленных типов хрусталеносной минерализации состоит из целого ряда задач, среди которых наиболее важными являются: формационная

и промышленная классификации известных хрусталесодержащих минеральных образований и разработка надежных и точных методов их качественной и количественной прогнозной оценки.

Система критериев прогнозирования промышленных типов хрусталеносной минерализации для различных масштабов прогнозных построений, стратегия и приемы их использования являются основой для создания общей методики прогнозирования. В соответствии с этим в настоящей работе рассмотрены вопросы формационного и промышленного подразделения известных хрусталеносных минеральных образований и изложена методика подбора и использования критериев при прогнозных исследованиях мелкого и среднего масштабов.

ТИПЫ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ И ХРУСТАЛЕСОДЕРЖАЩИХ ФОРМАЦИЙ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

В настоящее время не существует единой общепринятой классификации хрусталеносных и хрусталесодержащих формаций. Предлагаемая классификация по существу является несколько расширенным и исправленным вариантом предложенной ранее одним из авторов [15]. При разработке этой классификации был использован преимущественно материал по отечественным месторождениям. Учесть зарубежные месторождения не представлялось возможным, так как сведения о геологических закономерностях их проявления и размещения в имеющихся опубликованных работах изложены фрагментарно и не могут быть использованы в качестве исходного материала для создания такой классификации.

Классификация (табл. 56) отражает почти все многообразие известных хрусталесодержащих образований, которые представляли или представляют до сих пор интерес с точки зрения возможности их промышленного использования. Всего выделяется четыре группы формаций, объединяющих восемь формационных типов. Промышленные и непромышленные типы формаций именуются соответственно хрусталеносными и хрусталесодержащими. Три формации — две хрусталеносных пегматитов и одна хрусталеносных кварцевых жил выделены как промышленные. Наибольший промышленный интерес представляет формация хрусталеносных кварцевых жил. В ряде случаев месторождения этой формации сопровождаются месторождениями погребенных ложковых россыпей, что значительно увеличивает их промышленную ценность.

Формация хрусталеносных кварцевых жил. Элементарной составляющей формации является существенно мономинеральное кварцевое тело преимущественно жильного типа, содержащее полость (полости) с кристаллами горного хрусталя. В качестве второстепенных жильных минералов наиболее характерны полевые шпаты (плагиоклаз, альбит, реже микроклин) и карбонаты (кальцит, доломит, реже анкерит); акцессорная минерализация разнообразна по составу и определяется локальными особенностями формирования жильных тел; рудная минерализация в сколько-нибудь заметных количествах отсутствует.

К наиболее характерным свойствам кварцевожильной хрусталеносной минерализации, как формационной категории, относятся следующие.

1. Полиэтапный характер развития; во всех проявлениях кварцевожильной хрусталеносной минерализации этой формации отчетливо

Таблица 56

Основные хрусталеносные и хрусталесодержащие формации

Промышленный тип формаций	Группа формаций			
	Внутригранитных пегматитов	Внегранитных пегматитов	Известковых скарнов	Кварцевых жил
Хрусталеносные (промышленные)	Хрусталеносных пегматитов в гранитах рапакиви (волынский тип) Хрусталеносных пегматитов в магматических комплексах гранит-лейкогранитовой и аляскитовой формаций (центральноказахстанский тип)			Хрусталеносных кварцевых жил
Хрусталесодержащие (непромышленные)	Хрусталесодержащих пегматитов в лейкократовых гранитах, участвующих в строении тектонометаморфогенных структур типа гранито-гнейсовых куполов (кочкарский тип)	Хрусталесодержащих пегматитов в мигматитово-гнейсовых комплексах протерозой-кембрийских (мамский тип) и фанерозойских (мурзинский тип) складчатых областей	Хрусталесодержащих известковых скарнов и скарноидов в экзоконтактовых зонах интрузий диорит-сиенитовых магматических комплексов гранит-граносиенитовой формации в областях мезозойской активизации древних щитов (восточноалданский тип) Хрусталесодержащих известковых эндоскарнов в гранитоидных интрузиях гранит-гранодиоритовой формации в фанерозойских складчатых областях (тянь-шаньский тип)	Хрусталесодержащих кварцевожильно-грейзеновых образований, пространственно ассоциирующих с магматическими комплексами гранит-лейкогранитовой и аляскитовой формаций (ойгаинский тип)

проявлены два или три этапа — два (реже один) кварцевожильных и один (заключительный) собственно хрусталеобразующий [9]. По этому признаку она резко отлична от хрусталеносной минерализации других групп формаций, которая, как правило, является моноэтапной.

2. Экстенсивный характер развития кварцевожильной хрусталеносной минерализации, проявляющийся в ее региональном площадном распространении и в значительном вертикальном диапазоне ее развития, достигающем 1500—2000 м [3, 20]; собственно промышленный диапазон минерализации обычно составляет около 300—500 м и располагается приблизительно в средней части вертикального диапазона ее развития.

3. Доминирующее положение кварцевожильной хрусталеносной минерализации среди всех типов гидротермальной минерализации различного возраста пространственно ассоциирующей с ней в областях ее развития ($K_{хр}$* = 0,5 ÷ 0,9).

4. Стабильное положение объектов формации в структурном комплексе. Кварцевожильная минерализация независимо от ее возраста тяготеет к основанию протогеосинклинального структурного комплекса в архей-протерозойских (древних щитах) и к нижней части геосинклинального структурного комплекса в фанерозойских складчатых областях.

В качестве типовых структурно-минерагенических единиц с кварцевожильным формационным типом хрусталеносной минерализации могут быть выделены: Алданская хрусталеносная провинция, Центрально- и Восточно-Уральский, Центральнопамирский, Улутау-Арганатинский и Верхоянский хрусталеносные пояса.

Алданская провинция является примером региона с широким развитием кварцевожильной минерализации формации хрусталеносных кварцевых жил в архей-протерозойских складчатых областях (щитах). В ее пределах указанная минерализация широко и интенсивно развита только в Центрально-алданском сводово-купольном поднятии, где располагается в пределах крупных купольных структур второго порядка, относимых Л. И. Салопом [18] к тектоно-метаморфогенным структурам гнейсовых складчатых овалов.

Гнейсовые складчатые овалы представляют собой структуры, в строении которых принимают участие группировки сложных линейных замкнутых в соответствии с внешней формой складчатых овалов, антиклинальных и синклинальных складок, находящихся в сочетании с более изометричными по форме гнейсовыми и гранито-гнейсовыми куполами. Овалы сложены глубоко измененными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций породами архейского протогеосинклинального комплекса. Последние представлены пара- и ортогнейсами, мигматитами и различными кристаллическими сланцами. В основании обнаженной части комплекса относительно широко распространены полевошпатизированные кварциты с прослоями гнейсов. Эти породы образуют мощные горизонты, которые прослеживаются в виде полос в крыльях и ядрах указанных выше сложных антиклинальных складок. Для этих структур также типично широкое распространение протерозойских анатектических аляскитовых гранитов, размещенных главным образом в ядрах гранито-гнейсовых куполов.

---

* $K_{хр}$ — коэффициент хрусталеносности, %. Обозначает количество всех известных проявлений и месторождений горного хрусталя, отнесенных к общему количеству известных в той же тектонической структуре (структурно-формационной зоне) проявлений и месторождений гидротермального генезиса.

Наиболее существенные хрусталеносные зоны тяготеют к центральным частям гнейсовых овалов, образованных антиклинальными и купольными складчатыми структурами. Распределение хрусталеносных жил внутри зон неравномерное. Наибольшая концентрация жил наблюдается только в тех частях зон, которые располагаются среди толщ кварцитов. В гораздо меньших количествах они встречаются в тех их частях, которые располагаются среди разнообразных гранитизированных пород [4, 11]. Хрусталеносные жилы, как правило, локализуются в местах перегибов и блокировки складок высоких порядков [4].

Близкая пространственная связь хрусталеносных кварцевых жил с аляскитовыми гранитами, а также установленный разными исследователями калий-аргоновым и свинцово-ториевым методами абсолютный возраст указанных гранитов и минерального выполнения хрусталеносных полостей (серицита), позволяют говорить о структурно-парагенетической связи и близком возрасте данных образований и считать хрусталеносную минерализацию Алданской провинции протерозойской.

Центрально- и Восточно-Уральский, Центральнопамирский и Улутау-Арганатинский хрусталеносные пояса располагаются в пределах фанерозойских складчатых областей. Развитие кварцевожильной хрусталеносной минерализации ограничено площадью крупных позитивных структур типа геоантиклинальных поднятий, которые и выделяются как хрусталеносные пояса. По характеру развития эти структуры в целом можно отнести к типу необращенных (по В. Е. Хаину) поднятий. Эти структуры обычно ограничены от соседних негативных структур того же ранга зонами долгоживущих глубинных разломов с приуроченными к ним телами гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. В зависимости от положения поднятий в структуре складчатой области разломы ограничивают их или с двух сторон (Восточно-Уральское поднятие), или только с одной стороны (Улутау-Арганатинское поднятие).

В строении поднятий всегда участвуют два структурных комплекса: структурный комплекс фундамента и геосинклинальный структурный комплекс. Для поднятий характерно широкое развитие метаморфических процессов, сопровождающихся образованием полифациальных метаморфических комплексов (амфиболитовая, реже гранулитовая, фации метаморфизма), и проявление площадного регионального метаморфизма зеленосланцевой фации. Полифациальные метаморфические комплексы (гнейсово-мигматитовые комплексы по Г. А. Кейльману) участвуют в строении тектоно-метаморфогенных структур типа гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов (Центрально- и Восточно-Уральское, Улутау-Арганатинское поднятия) и структур, занимающих промежуточное положение между ними и термическими антиклиналями (Ванч-Язгулемское поднятие Центрального Памира).

Гранитоидный магматизм проявлен в виде «длинных» гомодромных гранитоидных серий (габбро → диориты → гранодиориты → граниты). Последние члены этого ряда, как правило, входят в состав тектоно-метаморфогенных структур, где располагаются в их ядерных частях.

Для всех поднятий устанавливается редуцированное проявление рудной гидротермальной минерализации (см. табл. 58), которая за редкими исключениями никогда не образует здесь сколько-нибудь значительных месторождений.

Кварцевожильная хрусталеносная минерализация располагается главным образом в нижних частях геосинклинального структурного комплекса,

соответствующего верхнедокембрий-кембрийскому в Ляпинско-Исовском районе, ордовик-девонскому в Восточно-Уральском, верхнепротерозой-девонскому в Улутау-Арганатинском и верхнепротерозойскому (?) в Центральнопамирском поднятиях. В пределах указанных геоантиклинальных поднятий ареалы промышленной кварцевожильной хрусталеносной минерализации пространственно совпадают с ареалами антиклинальных структур первого порядка, которые выделяются как основные хрусталеносные районы.

В строении антиклинальных структур первого порядка всегда принимают участие тектоно-метаморфогенные структуры. К апикальным частям этих структур приурочены зоны развития кремнещелочных метасоматитов, которые обычно располагаются в основании вертикального диапазона развития кварц-хрусталеносной минерализации.

Характер размещения хрусталеносной минерализации в этих структурах отличается значительным разнообразием, обусловленным местными особенностями их тектонического развития и строения. Тем не менее и здесь сохраняется основная тенденция в размещении хрусталеносных объектов — приуроченность к позитивным структурам более высоких порядков. В пределах этих локальных складчатых структур размещение кварц-хрусталеносной минерализации контролируется тектоническими нарушениями, чаще всего взбросо-сдвигами и сбросами. Характер развития и размещения этих нарушений существенным образом влияет на структуру хрусталеносных зон, полей и участков [9]. В зависимости от особенностей развития тектоники среди последних, согласно исследованиям Я. Н. Соколова и Т. И. Тагирова [19], выделяются складчатый, складчато-блоковый, блоковый, переходный типы и линейный, поясово-перистый, антиклинальных складок блоков, куполов-блоков, блоковый и разлинзованный структурные подтипы.

В структуре антиклиналей второго порядка интервал наибольшей концентрации хрусталеносных жил обычно приурочен к акробатолитовой зоне гранитных интрузий, располагающихся в ядрах тектоно-метаморфогенных структур.

В некоторых хрусталеносных поясах (Восточно-Уральское поднятие) в период пенепленизации широкое развитие получили процессы коробразования, протекавшие с одновременным формированием пологого депрессионного рельефа овражково-ложкового и распадкового типов. Эти процессы сопровождались образованием хрусталеносных делювиально-аллювиальных погребенных россыпей. В типичных горных районах (Памир, Урал) процесс разрушения хрусталеносных жил ведет лишь к образованию элювиально-делювиальных россыпей, не имеющих существенного промышленного значения.

Верхоянский хрусталеносный пояс является примером крупной хрусталеносной площади, размещенной в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы салического типа. Пояс охватывает приосевую часть одноименного обращенного поднятия, возникшего на месте глубокого палеозой-мезозойского прогиба терригенного типа. Для пояса характерно развитие мощного геосинклинального комплекса, представленного песчано-сланцевыми толщами пород карбона и перми, претерпевшими главным образом изменения в стадию метагенеза. Устанавливается практически полное отсутствие в его пределах проявлений гранитоидного магматизма и относительно широкое развитие силлов и даек диабазов триасового и юрского возраста.

В пределах пояса выделяются хрусталеносные районы, охватывающие антиклинальные структуры первого порядка (Орулганский, Хараулахский

и Западно-Верхоянский антиклинории). Хрусталеносные кварцевые жилы локализуются главным образом в линейных антиклинальных структурах второго порядка. Для них характерно относительно слабое развитие разрывных нарушений, в силу чего эти структуры классифицируются как «складчатые» или переходные к «складчато-блоковым» структурным типам. Основная масса хрусталеносных кварцевых жил размещается здесь в антиклинальных структурах более высоких порядков.

По данным В. С. Аплонова [2], подавляющее большинство хрусталеносных кварцевых жил приурочено к верхней части существенно сланцевой толщи среднего-верхнего карбона. В пермских отложениях встречаются единичные кварцевые жилы, обычно не содержащие хрусталеносных полостей. Большинство хрусталеносных кварцевых жил залегает в полевошпато-кварцевых песчаниках и диабазах. В глинистых сланцах отмечаются единичные кварцевые жилы [2]. Наиболее благоприятными для размещения хрусталеносных жил являются мощные пласты песчаника или тела диабазов, которые располагаются внутри или вблизи нижней границы мощной сланцевой толщи среднего-верхнего карбона. Проявление хрусталеносной минерализации в Верхоянском поясе условно может датироваться нижним мелом [12].

Близкими структурными аналогами Верхоянского пояса в пределах СССР являются Большекавказский пояс, а также Донбасский и Илинь-Тасский хрусталеносные районы. Для них является характерным близкое пространственное и временно́е совмещение хрусталеносной кварцевожильной минерализации с «кварцевожильной малосульфидной халькопирит-галенит-арсенопиритовой» минерализацией. Все они, как и Верхоянский пояс, в отличие от ранее описанной группы хрусталеносных площадей характеризуются пониженной степенью хрусталеносности.

Формации хрусталеносных внутригранитных пегматитов. Элементарной составляющей обеих выделенных формаций является пегматитовое тело с полостью, содержащей кристаллы горного хрусталя. Для такого тела характерны следующие наиболее существенные признаки и свойства: а) состав — полиминеральный; б) морфология пегматитовых тел — чаще всего простая, близкая к изометричной; основные породообразующие минералы: полевые шпаты (преимущественно микроклин) и кварц; акцессорная минерализация разнообразна по минеральному составу, определяемому местными условиями формирования пегматитовых тел; в) этапность — одноэтапные образования; г) строение — как правило, отчетливо зональные тела; выделяются зоны (от периферии к центру) аплитовая, пегматитовая (графическая), пегматоидная, блоковая, кварцевого ядра и собственно хрусталеносная полость; обычно наблюдается эксцентрически зональное расположение этих зон. Пегматитовые тела отличаются непостоянством внутреннего строения и соответственно степенью продуктивности. Как правило, не более 5% пегматитовых тел в пределах пегматитовых полей могут быть отнесены к категории промышленно хрусталеносных.

Из наиболее существенных особенностей пегматитовых и вмещающих их магматических формаций нужно отметить следующие.

1. Хрусталеносные пегматиты, по существу, являются фациальными членами соответствующих «материнских» пегматитоносных гранитоидных формаций;

2. «Материнскими» для хрусталеносных пегматитов являются ксеногенные гранитоиды, формирующиеся в позднe- и постконсолидационный период развития складчатых областей;

3. «Материнские» гранитоиды образуют аллохтонные массивы;

4. «Материнские» гранитоиды по составу отвечают гранитам типа рапакиви (волынский тип) и нормальным калиевым гранитам и аляскитам (центральноказахстанский тип);

5. Граниты рапакиви относятся к магматической серии (габбро-нориты → лабрадориты → рапакиви → рапакивиобразные граниты, аплиты), все члены которой обычно пространственно совмещены в пределах одного интрузивного массива;

6. Нормальные калиевые граниты и аляскиты являются членами антидромной магматической серии (граниты → аляскиты → субщелочные граниты), все члены которой пространственно тяготеют друг к другу или совмещены в пределах одного интрузива.

В качестве типовых хрусталеносных провинций, определяемых развитием хрусталеносных внутригранитных пегматитов в пределах СССР могут быть выделены Украинская и Прибалхашская.

Украинская провинция охватывает северо-восточную часть Украинского щита. Известные в ее пределах поля и зоны хрусталеносных пегматитов приурочены к характерным для этой части щита гранитам формации рапакиви. Последние входят в сложный по составу и строению коростеньский комплекс протерозойского возраста, который относится к типичным образованиям консолидированных участков древних складчатых областей [17]. Состав интрузивного комплекса определяется относительно более ранними (PR_1) габбро-норитами и габбро-лабродоритами и более поздними (PR_2) рапакивиобразными биотит-амфиболовыми гранитами, мелкозернистыми гранитами с неясной порфировидной структурой и гибридными породами. Для интрузий характерны элементы кольцевого строения, определяемые преимущественным распространением во внутренних их частях основных пород и во внешних — гранитов, составляющих основную массу интрузивного тела.

Хрусталеносные пегматиты (так называемые пегматиты камерного типа) размещаются почти исключительно в мелкоовоидных гранитах и гранитах с порфировидной структурой. Они группируются в зоны, которые прослеживаются в гранитах вблизи и под экранами основных пород. Наибольшие скопления пегматитовых тел в этих зонах фиксируются в куполовидных выступах гранитов.

Прибалхашская провинция охватывает Джунгаро-Балхашскую герцинскую складчатую систему и сопредельные структурно-формационные зоны каледонских структур Северо-Тянь-Шань-Казахстанской складчатой системы.

Поля хрусталеносных пегматитов приурочены главным образом к широко распространенным здесь гипабиссальным интрузивам гранит-лейкогранитовой и аляскитовой формаций, сформировавшимся в консолидационные и постконсолидационные стадии каледонского и герцинского тектономагматических циклов. Возраст этих интрузий соответственно определяется D_2, C_{2-3} и P_1. Большинство этих интрузий тяготеет к зонам протяженных разломов, группируясь в относительно четко выраженные зоны.

Максимальная пегматитоносность характерна для сложнопостроенных многофазных интрузивов, обладающих элементами кольцевого строения. Как правило, эти массивы образованы магматическими комплексами обеих указанных гранитоидных формаций и имеют незначительную глубину эрозионного среза. Наибольшая концентрация продуктивных пегматитовых тел

наблюдается в апикальных пологокупольных частях интрузивов, под экраном вмещающих пород.

В отличие от Украинской Прибалхашская провинция характеризуется меньшими размерами хрусталеносных интрузивов и полей.

КРИТЕРИИ, ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Цель собственно прогноза применительно к проблеме поисков полезных ископаемых — выявление на исследуемой территории областей (районов и т. д.), благоприятных или неблагоприятных для проявления минерализации промышленных формационных типов. Количественную оценку вероятных масштабов (интенсивности) минерализации в пределах выделенных в процессе прогноза благоприятных площадей можно рассматривать как их перспективную оценку.

В настоящей работе основное внимание уделено рассмотрению качественного аспекта проблемы прогноза главных хрусталеносных формаций: хрусталеносных кварцевых жил и хрусталеносных пегматитов (см. табл. 56).

Формация хрусталеносных кварцевых жил. Анализ основных закономерностей проявления и размещения объектов этой формации показывает, что для нее устанавливается постоянная и устойчивая связь с позитивными антиклинорными структурами. В пределах геосинклинально-складчатых областей такими структурами являются: а) сводово-купольные поднятия в архей-протерозойских складчатых областях; б) структуры типа геоантиклинальных поднятий в фанерозойских складчатых областях.

Эта связь может быть охарактеризована следующими пространственно-временными параметрами: а) ареалы развития минерализации включены (вписываются) в границы сводово-купольных и геоантиклинальных поднятий и практически никогда их не секут; б) время формирования минерализации (всех этапов, а не только хрусталеобразующего) в целом синхронно времени формирования структур сводово-купольных и геоантиклинальных поднятий.

Подобный характер пространственно-временны́х взаимоотношений хрусталеносной минерализации с позитивными антиклинорными структурами прослеживается и на более высоких структурных уровнях. Так, в пределах указанных поднятий он отчетливо устанавливается вплоть до антиклинорных структур второго порядка, т. е. можно наметить следующий ряд структур, для которы́х устанавливается тождественный характер пространственно-временны́х взаимоотношений с хрусталеносной минерализацией формации хрусталеносных кварцевых жил: сводово-купольные (геоантиклинальные) поднятия → антиклинорные структуры первого порядка (мегаантиклинории) → антиклинорные структуры второго порядка (антиклинории). На более высоких уровнях эта связь становится менее отчетливой, хотя в целом эта тенденция сохраняется.

Подобный согласно-синхронный характер пространственно-временны́х взаимоотношений хрусталеносной кварцевожильной минерализации с указанными тектоническими структурами интерпретируется как свидетельство их тесной парагенетической связи. Эта особенность проявления хрусталеносной минерализации формации хрусталеносных кварцевых жил еще раз подтверждает справедливость выводов Ю. А. Билибина о том, что в пределах

15*

геосинклинально-складчатых сооружений «формирование структуры как таковой, внедрение интрузивных пород и образование рудных месторождений представляют собой лишь различные стороны единого процесса геологического развития структурной зоны» [5].

Таким образом, эта закономерность, выражающая парагенетическое единство тектонической структуры и заключенной в ней минерализации, рассматривается как фундаментальная и является основополагающей при разработке основных принципов прогноза хрусталеносной минерализации формации хрусталеносных кварцевых жил. Принцип парагенетического единства предполагает существование взаимооднозначного соответствия между типом тектонической структуры и вероятностью проявления в ее пределах хрусталеносной кварцевожильной минерализации. Иначе говоря, тип тектонической структуры рассматривается как главный критерий прогноза областей, благоприятных для проявления хрусталеносной кварцевожильной минерализации.

Учитывая специфику рассматриваемого типа минерализации, целесообразно в подобных вышеразобранному случаях именовать такой обобщенный критерий как объект прогноза. В рассматриваемом случае ими являются в зависимости от масштаба прогноза тектонические структуры ряда сводово-купольные (геоантиклинальные) поднятия → антиклинорные структуры первого порядка → антиклинорные структуры второго порядка. Прогнозируемая хрусталеносная кварцевожильная минерализация соответственно определяется как предмет прогноза. Эти два понятия, таким образом, соотносятся между собой как «дано» и «требуется определить» в традиционной формулировке задач подобного рода.

В табл. 57 приведено соотношение формационных, тектонических, минерагенических и прогнозных категорий, которыми мы оперируем в процессе прогнозных построений различного масштаба.

Таблица 57

Сопоставление объектов и масштабов прогнозирования для формации хрусталеносных кварцевых жил

Исследуемая территория и ее минерагеническая номенклатура	Объект прогноза	Уровень (масштаб) прогнозирования
Геосинклинально-складчатая система — провинция хрусталеносная	Сводово-купольное поднятие в архей-протерозойских складчатых областях (щитах) и геоантиклинальное поднятие в фанерозойских складчатых областях	Провинциальный
Сводово-купольное поднятие—область хрусталеносная и геоантиклинальное поднятие — пояс хрусталеносный	Антиклинорные и купольные структуры первого порядка (мегаантиклинории)	Региональный
Антиклинорные и купольные структуры первого порядка — район хрусталеносный	Антиклинорные и купольные структуры второго порядка (антиклинории)	Районный

Таким образом, в основе прогноза хрусталеносной кварцевожильной минерализации лежит принцип сравнительного анализа тектонических структур. Логической основой этого метода является традиционный метод геологопрогнозных построений — метод аналогий. В соответствии с основными принципами этого метода главным инструментом прогнозных построений являются модели объектов прогноза, создаваемые для каждого уровня (масштаба) прогнозных построений.

Эти модели отражают самые общие и наиболее существенные особенности тектонических структур, позволяющие уверенно идентифицировать объекты различного ранга и степени значимости. С целью оптимизации условий отбора, иерархизации и систематизации свойств и признаков, используемых при создании таких моделей, оказалось целесообразным применить принципы системного подхода. В соответствии с ними объект прогноза рассматривается нами как целостная система, состоящая из ряда элементов. В их число входит предмет прогноза (в рассматриваемом случае хрусталеносная кварцевожильная минерализация формации хрусталеносных кварцевых жил), а также метаморфическая, магматическая, осадочно-вулканогенная и другие формации, имеющие, как и предмет прогноза, согласно-синхронный характер пространственно-временны́х отношений с объектом прогноза. Эта фундаментальная пространственно-временна́я особенность проявления хрусталеносной кварцевожильной минерализации при создании модели объекта и придания ей системного вида, таким образом, используется как основное системообразующее свойство, т. е. любая характеристика, вводимая в объект прогноза в качестве его элемента, должна безусловно удовлетворять требованию указанной пространственно-временно́й закономерности.

В соответствии с таким подходом, объект прогноза описывается двумя группами характеристик. К первой относятся собственные свойства системы (объекта прогноза). В рассматриваемом случае — это свойства и признаки собственно тектонической структуры. Ко второй — свойства и признаки, характеризующие основные элементы системы — метаморфической, магматической, осадочно-вулканогенной и др. формаций. В настоящей работе приведены в качестве примера только эталонные модели объектов прогноза провинциального уровня прогнозирования (табл. 58).

В этой таблице приведены эталонные модели объектов прогноза, отвечающие максимально и умеренно благоприятным условиям проявления хрусталеносной кварцевожильной минерализации. Модель объекта прогноза, отвечающего неблагоприятным условиям, естественно, не приводится, так как совершенно очевидно, что она по всем основным параметрам отличается от двух первых. Принцип подразделения объектов прогноза на максимально и умеренно благоприятные изложен в статье одного из авторов [15] и здесь не приводится.

Процесс собственно прогнозных построений заключается в сравнении эталонных моделей объектов прогноза (см. табл. 58) и анализируемых прототипов. В соответствии с принципом системного подхода отнесение анализируемого прототипа к тому или иному типу эталонных моделей объектов прогноза возможно только при их полном совпадении.

Опыт подобных работ показал, что на провинциальном уровне прогнозирования оказывается возможным ограничиться созданием только двух эталонных моделей объектов прогноза, достаточных для прогнозного анализа геосинклинально-складчатых систем любого типа и возраста.

Таблица 58

Эталонные модели объектов прогноза для провинциальных (мелкомасштабных) прогнозных построений формаций хрусталеносных кварцевых жил

Основные признаки объекта прогноза	Характеристика объектов прогноза по степени благоприятности геологической ситуации для проявления кварц-хрусталеносной минерализации в промышленных масштабах		
	Максимально благоприятные		Умеренно благоприятные
	Сводово-купольные поднятия	Геоантиклинальные поднятия	Геоантиклинальные поднятия
Тектоническая структура: тип	Сводово-купольная	Антиклинорная	
	Слоисто-складчатая пликативно-конкордантная с хорошей сохранностью первичных особенностей строения (отсутствие блоковых деформаций с большой амплитудой и противоположным знаком перемещения).		
характер границ	Условная граница — ареал купольной структуры	Дизъюнктивная, образованная зонами долгоживущих глубинных разломов, к которым обычно приурочены пояса интрузий гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации	Условная граница — ареал антиклинорной структуры
строение	Один структурный этаж, представленный нижней частью ранне-среднеархейского протогеосинклинального структурного комплекса	Два структурных этажа: докембрийский структурный комплекс фундамента и геосинклинальный структурный комплекс, находящиеся в конкордантном соотношении друг с другом	Один структурный этаж, представленный верхней частью геосинклинального структурного комплекса
Вещественный состав	Среди пород, слагающих нижнюю часть протогеосинклинального структурного комплекса, доминируют кварциты и алюмосиликатные существенно глиноземистые породы	Нижняя часть геосинклинального структурного комплекса сложена осадочными, существенно терригенными и вулканогенными толщами преимущественно основного состава; среди терригенных пород существенную роль играют породы кварцевого и кремнистого состава	Преобладают терригенные существенно сланцевые толщи, содержащие прослои песчаников
Метаморфизм	Полифациальные (зональные) метаморфические комплексы, образованные последовательным развитием пород		Региональный площадной метаморфизм, не поднимающийся выше пумпеллиит-пренитовой фации (метагенез)
	гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, участвующие в строении тектоно-метаморфогенных структур типа гнейсовых складчатых овалов и подчиненных им гранито-гнейсовых куполов	амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма, участвующие в строении тектоно-метаморфогенных структур типа гнейсовых складчатых овалов и гранито-гнейсовых куполов	
Магматизм	Полно развитые гомодромные гранитоидные серии типа: (габбро) → диорит → гранодиорит → (плагиогранит) → гранит → лейкогранит → (аляскит); $K_м^* = \leqslant 0{,}25$		Гранитоидный магматизм, как правило, отсутствует; обычно широко проявлен дайковый комплекс основных пород
Металлогения	$\boxed{\text{Хр}}$, $K_{хр} = 0{,}95$	$\boxed{\text{Хр}}\left[\boxed{\text{Au}}\,(\text{Mo, W, А}_{амф})\right]\{(\text{TR})\}$**, $K_{хр} = \geqslant 0{,}5$	$\boxed{\text{Хр}}\,[\text{Pb, Cu, As})]$, $K_{хр} \geqslant 0{,}5$

* $K_м$ — коэффициент магматичности, %. Обозначает площадь обнаженных частей гранитоидных массивов, отнесенных к общей площади сводово-купольного и геоантиклинального поднятий.

** Формула металлогенической специализации сводово-купольных и геоантиклинальных поднятий. В формулу включены полезные ископаемые, локализованные в протогеосинклинальном (для сводово-купольных поднятий) и геосинклинальном (для геоантиклинальных поднятий) структурных комплексах. За пределами скобок указано прогнозируемое полезное ископаемое — горный хрусталь. В квадратных скобках заключены полезные ископаемые гидротермального генезиса, в фигурных — связанные с пегматитами. В круглых скобках указаны полезные ископаемые; размер квадрата указывает на их относительную значимость. Рудные полезные ископаемые обозначены символом соответствующего химического элемента; Хр — горный хрусталь, $А_{амф}$ — амфиболовый асбест.

На региональном, а тем более районном уровне прогнозирования в силу значительной индивидуализации форм проявления хрусталеносной кварцево-жильной минерализации такое ограничение количества моделей практически недостижимо. Поэтому для региональных и районных прогнозных построений необходимо создание идентичных пар эталонных моделей объекта прогноза для каждого анализируемого сводово-купольного и геоантиклинального поднятия. Ниже приводится только общая характеристика тех свойств и признаков (как самого объекта прогноза, так и входящих в его состав элементов), которые используются при создании эталонных моделей регионального уровня прогнозирования применительно к сводово-купольным и геоантиклинальным поднятиям, отвечающих максимально и умеренно благоприятным условиям для проявления кварц-хрусталеносной минерализации.

При характеристике собственных свойств объектов прогноза регионального уровня прогнозирования (тектонические структуры первого порядка), максимально благоприятных для проявления хрусталеносной кварцево-жильной минерализации, используются те же категории признаков, что и при описании объектов прогноза провинциального уровня прогнозирования (см. табл. 58) — тип структуры, характер ее границ, строение, сохранность первичных особенностей строения, вещественный состав и т. д.

Существенным дополнением при описании особенностей этих тектонических структур является характеристика местных (локальных) разрывных нарушений, форма и закономерности проявления которых оказывают существенное значение на закономерности размещения и интенсивность проявления хрусталеносной минерализации.

Более детально, чем для объектов провинциального уровня, характеризуются основные структурно-вещественные особенности проявления метаморфической, магматической и других формаций. Так для метаморфической формации оказывается существенным характеристика типа тектоно-метаморфогенных структур, более детальная характеристика типа фаций и фациальных серий метаморфизма, проявленного в этих структурах, степень их эродированности и т. д.

Особое внимание уделяется морфоструктурной характеристике тектоно-метаморфогенных структур и вещественного состава пород, слагающих их инфраструктуру, так как эти параметры достаточно отчетливо коррелируются с интенсивностью проявления хрусталеносной кварцевожильной минерализации. Так устанавливается, что максимально продуктивный тип кварц-хрусталеносной минерализации обнаруживает связь с такими антиклинорными структурами, в ядрах которых располагаются гранито-гнейсовые купола. Для структур подобного типа степень продуктивности несколько выше в геоантиклинальном поднятии, чем в сводово-купольном. Более низкой продуктивностью обладает минерализация, приуроченная к антиклинорным структурам, в ядрах которых располагаются гнейсовые купола и тектоно-метаморфогенные структуры промежуточного типа.

Максимально продуктивная минерализация характерна для тех случаев, когда в составе инфраструктуры преобладают кварцсодержащие породы — кварциты, кварцевые песчаники, разнообразные кремнистые породы и т. д. В тех случаях, когда в составе инфраструктуры преобладают породы повышенной основности — амфиболиты, габбро, габбро-амфиболиты, амфибол-биотитовые и амфиболитовые гнейсы, серпентиниты, основные эффузивы, мраморы и т. д., кварц-хрусталеносная минерализация проявлена редуцированно (непромышленные проявления) или вообще отсутствует. В этих

случаях в них широкое развитие получают другие минеральные типы преимущественно нерудной минерализации: мусковитовой, вермикулитовой, тальковой, амфибол-асбестовой и флогопитовой в геоантиклинальных поднятиях и флогопитовой, апатитовой и магнетитовой в сводово-купольных.

В отличие от объектов провинциального уровня прогнозирования дается развернутая характеристика кремнещелочного метасоматизма, проявляющегося в постмагматическую стадию формирования автохтонных гранитоидных комплексов, участвующих в строении тектоно-метаморфогенных структур. Процессы постмагматического кремнещелочного метасоматизма сопровождаются образованием кварц-микроклиновых, кварц-плагиоклаз-микроклиновых и кварц-альбитовых метасоматитов [1, 6—8, 10, 13, 14]. При этом обнаруживается тесная пространственно-временна́я связь их с хрусталеносной кварцевожильной минерализацией, что позволяет рассматривать эту связь как парагенетическую [16].

Характер пространственного взаимоотношения зон развития кремнещелочного метасоматизма и кварц-хрусталеносной минерализации может служить надежным критерием качественной оценки степени продуктивности последней. Можно выделить три типа соотношений вертикальных интервалов развития зон кремнещелочного метасоматизма и продуктивной кварц-хрусталеносной минерализации: полное и частичное их совмещение и их пространственная разобщенность, отвечающие максимальной, средней и умеренной ее продуктивности.

Модели объектов прогноза регионального уровня прогнозирования, отвечающие умеренно благоприятным для развития хрусталеносной кварцевожильной минерализации тектоническим структурам, характеризуются аналогичным набором признаков. В число их входят как признаки, характеризующие собственные свойства объекта прогноза (тектонической структуры), так и его элементов.

Из последних особое внимание уделяется характеристике литологических и физико-механических свойств пород, слагающих эти структуры. Это связано с тем, что в тектонических структурах подобного типа именно эти свойства слагающих их пород оказывают решающее влияние на закономерности размещения и характер (интенсивность) проявления хрусталеносной кварцевожильной минерализации. Устанавливается, что хрусталеносная минерализация в таких тектонических структурах локализуется преимущественно в ядерных частях антиклинорных структур высоких порядков, в строении которых участвуют прослои наиболее грубозернистых и относительно более жестких пород, заключенных среди довольно однородных по составу сланцевых толщ.

Метаморфические преобразования этих пород обычно проявлены относительно равномерно в пределах всей тектонической структуры и не превышают уровня пумпеллиит-пренитовой фации. Гранитоидный магматизм в таких структурах, по существу, отсутствует. Широким развитием пользуется дайковый комплекс основных пород, среди которых преобладают диабазы.

Формации хрусталеносных пегматитов. Главная особенность хрусталеносных пегматитов, принадлежащих этим формациям, заключается в том, что они, по существу, являются петрогенной составной частью «материнских» гранитоидов и представляют собой их структурно-петрографическую (фациальную) разновидность. Следовательно, в данном случае имеется совмещение так называемых «рудной» и «рудоносной» формаций в одном и том же

геологическом объекте — потенциально пегматитоносном гранитоидном магматическом комплексе (или комплексах) определенной магматической формации: гранитов рапакиви для хрусталеносных пегматитов волынского типа и гранит-лейкогранитовой и аляскитовой формаций для хрусталеносных пегматитов центральноказахстанского типа.

Следуя выбранному принципу определения масштабов прогноза, авторы рассматривают ареалы развития таких магматических формаций как объекты прогноза регионального уровня прогнозирования. Следовательно, как и в случае хрусталеносной кварцевожильной минерализации, обобщенная характеристика этого объекта прогноза является главным критерием прогноза хрусталеносной минерализации формации хрусталеносных пегматитов.

В основу качественной оценки потенциальной промышленно хрусталеносной пегматитоносности этих формаций положен в основном магматический критерий. Для формации гранитов рапакиви установлено, что она максимально пегматитоносна в тех случаях, когда она формируется в составе магматической серии коростеньского типа, характеризующейся последовательным проявлением магматических комплексов габбро-норитов с перидотитами и лабрадоритами, рапакиви и рапакивиобразных гранитов и различных нормальных гранитоидов и аплитов. Обычно все члены серии объединены в одном массиве. Во всех остальных случаях, проявленная в них пегматитовая минерализация не имеет промышленного значения, т. е. не является промышленно хрусталеносной. Можно выделить три типа проявления формации этих гранитов: самостоятельные крупные массивы рапакиви, массивы рапакиви в ассоциации с интрузиями щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов и массивы рапакиви в составе магматических серий коростеньского типа.

Для формации хрусталеносных пегматитов центральноказахстанского типа намечаются следующие наиболее характерные особенности ее проявления, позволяющие достаточно уверенно осуществить их прогнозную оценку на региональном и, отчасти, районном уровне прогнозирования.

Установлено, что максимальная пегматитоносность отмечается только в том случае, если магматические комплексы гранит-лейкогранитовой и аляскитовой формаций являются одновозрастными (имеется в виду их формирование в течение одной и той же стадии тектоно-магматического цикла) и пространственно совмещенными (места пересечения ареалов их развития). Такие участки являются наиболее перспективными для проявления максимально продуктивной (для данного формационного типа) пегматитовой минерализации. В тех случаях, когда развиты магматические комплексы только одной из указанных формаций, процессы пегматитообразования протекают редуцированно, а образующиеся при этом пегматитовые тела не содержат промышленной хрусталеносной минерализации.

Наиболее благоприятные условия для формирования максимально крупных скоплений продуктивных пегматитов возникают тогда, когда потенциально пегматитоносные массивы образованы магматическими комплексами обеих формаций. При этом наиболее благоприятными для образования пегматитов являются аляскитовые разности гранитоидов.

* * *

Современное состояние изученности основных закономерностей проявления и размещения хрусталеносной минерализации основных промышленных формационных типов (см. табл. 56) позволяет разработать достаточно

надежные методы для провинциального и регионального уровня прогноза. Как показал опыт таких работ, в проблеме прогноза хрусталеносной минерализации в настоящее время главным является не столько расширение круга известных критериев, используемых при прогнозных построениях, сколько совершенствование методических приемов их использования.

В настоящем разделе рассмотрен один из возможных способов решения задачи прогнозирования хрусталеносной минерализации формаций хрусталеносных кварцевых жил и хрусталеносных пегматитов. В основу рассматриваемой методики положен принцип выделения на всех уровнях прогнозных построений объектов прогноза. Эталонные модели таких объектов прогноза являются основным инструментом собственно прогнозных операций. Выбор объектов прогноза и создание их эталонных моделей опирается на принципы системной методологии. Эталонные модели объектов прогноза строятся на основании основных закономерностей проявления и размещения хрусталеносной минерализации в известных и хорошо изученных хрусталеносных районах.

С позиций системного подхода объекты прогноза рассматриваются как целостные системы, характеризуемые определенными параметрами, достаточными для решения конкретной прогнозной задачи определенного уровня (масштаба) прогнозирования. Эталонные модели таких объектов прогноза являются своего рода обобщенным критерием прогноза.

На качественном этапе прогнозирования (собственно прогноз) выделяются, как правило, три категории объектов прогноза (и, соответственно, их эталонных моделей), отвечающих максимально и умеренно благоприятным и неблагоприятным для проявления промышленных типов хрусталеносных формаций.

Предлагаемая методика прогнозных построений, естественно, не может рассматриваться как окончательная. Скорее ее можно расценивать как общую принципиальную схему, несомненно, требующую своего дальнейшего совершенствования. В первую очередь это касается методов среднемасштабного прогнозирования — уточнения содержания и набора районных критериев, используемых для создания районных моделей объектов прогноза, совершенствования логической структуры прогнозных операций и т. д.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аврашов А. С.* Петрология гранитоидов северо-восточной части Ванчского хребта (Памир). — Автореф. канд. дис. Л., 1973. 24 с.
2. *Аплонов В. С.* Особенности образования кварцевых хрусталеносных жил северной части Верхоянской хрусталеносной провинции. — «Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1976, т. 254, с. 85—102.
3. *Багрова З. А., Скобель А. С.* Структурно-тектонический уровень формирования и вертикальный размах кварцево-жильной минерализации Приполярного Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Северного Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1973, с. 116—117.
4. *Бергер В. И.* Структурные условия размещения хрусталеносных кварцевых жил южной части Алданского щита. — «Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та синтеза минерал. сырья», 1962, т. 7, с. 61—76.
5. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
6. *Голдин Б. А., Фишман М. В.* Интрузивные комплексы центральной части Лянгинского антиклинория. Л., «Наука», 1967. 212 с.
7. *Грабежов А. И., Покровский П. Т., Раппопорт М. С.* О металлогенических зонах района Шиловско-Коневской группы гранитоидных массивов. — В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1970. Свердловск, 1971, с. 119—121.

8. *Дюфур М. С., Попова В. А.* Региональное проявление альпийского метаморфизма на Восточном Памире. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, с. 47—54.
9. *Карякин А. Е., Смирнова В. А.* Структуры хрусталеносных полей. М., «Недра», 1967. 240 с.
10. *Кириллов С. П.* Некоторые особенности щелочного метасоматизма юго-западной части Язгулемского хребта. — В кн.: Материалы по геологии Памира. Вып. 1. Душанбе, 1967, с. 267—273.
11. *Коплус А. В., Пузанов Л. С.* Региональные закономерности размещения и геологические условия формирования хрусталеносных жил Алданского щита. — Изв. Забайк. филиала Геогр. о-ва СССР», 1969, т. 5, вып. 1, с. 26—33.
12. *Мельников В. Д.* Место хрусталеносной минерализации в Верхояно-Колымской складчатой системе в мезозойском тектоно-магматическом цикле. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск, 1969, с. 28—31.
13. *Морозенко Н. К.* Генезис хрусталеносных жил Памира. — «Сов. геология», 1956, № 9, с. 87—101.
14. *Нейкур Т. Л.* О генетической связи хрусталеносных кварцевых жил с зонально проявленным многоэтапным метасоматозом (Южный Урал). — «Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР», 1974, вып. 108, с. 68—97.
15. *Осинский А. В.* Основные принципы обзорного прогнозирования месторождений горного хрусталя. «Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1976, т. 258, с. 74—84.
16. *Осинский А. В.* Метасоматизм и хрусталеобразование. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Ленинград, 1976, с. 134—140.
17. *Половинкина Ю. Ир.* История геологического развития Украинского кристаллического массива. — В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., 1960, с. 46—56.
18. *Салоп Л. И.* Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол.», 1971, т. 41 (4), с. 5—30.
19. *Соколов Я. Н., Тагиров Т. Н.* Структурные типы хрусталеносных зон. Душанбе, 1976. 67 с.
20. *Тагиров Т. Н., Лоскутов В. В., Астапов А. С.* Глубина формирования кварцевых хрусталеносных жил на Памире и проблема их прогнозирования. — «Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук», 1974, № 3, с. 91—101.

ХРИЗОТИЛ- И АНТОФИЛЛИТ-АСБЕСТ

Критерии прогнозной оценки территорий на хризотил- и антофиллит-асбест разработаны авторами на базе изучения закономерностей размещения и условий образования асбестовых месторождений. При этом был учтен большой опыт, накопленный геологической службой СССР в ходе поисковых и разведочных работ. Использованы результаты исследований многих геологов-асбестовиков — В. В. Аршинова, П. М. Татаринова, Б. Я. Меренкова, В. Н. Лодочникова, Н. Д. Соболева, В. П. Петрова, В. П. Еремеева, К. К. Золоева, Л. А. Соколовой, В. Н. Кузнецовой, Н. С. Круцко, И. И. Волчека, Н. Н. Ведерникова, А. Я. Хмары, Г. И. Бурда, К. Г. Башты и других геологов.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРИЗОТИЛ- И АНТОФИЛЛИТ-АСБЕСТА

По приуроченности асбестовой минерализации к образованиям различных магматических и осадочных формаций с учетом особенностей руд может быть выделен ряд формационных типов месторождений хризотил- и антофиллит-асбеста. Они неравнозначны по масштабам оруденения, по качеству руд и волокна (табл. 59). Два из них (типы 1 и 3) имеют промышленное значение и служат основными объектами прогнозирования и поисков. Еще один

формационный тип (тип 2) не имеет сейчас промышленного значения в силу присутствия в рудах вредной примеси немалита. Однако относимые к нему месторождения иногда обладают крупными размерами и в случае разработки технологии обогащения руд могут перейти в разряд промышленных. Наконец, в формационный тип 4 входят мелкие месторождения, но их руды содержат маложелезистый асбест, который используется в некоторых отраслях промышленности и не может быть заменен другими видами асбеста.

Рассматриваемые месторождения асбеста составляют две группы формационных типов. В первую входят месторождения в существенно оливиновых ультраосновных магматических породах, во вторую — месторождения в магнезиальных карбонатных породах осадочных толщ. Важнейшее значение для народного хозяйства имеет формационный тип месторождений поперечноволокнистого хризотил-асбеста в породах дунит-гарцбургитовой формации, входящий в первую группу. Он объединяет месторождения баженовского, брединского и лабинского подтипов [2, 7]. Месторождения баженовского подтипа приурочены к частично серпентинизированным гипербазитовым массивам и характеризуются значительными размерами асбестовых залежей, окаймляющих перидотитовые ядра. Руды представлены простыми и сложными отороченными жилами, крупной и мелкой сетками жил, сложными (без оторочек) жилами в серпентинитах и мелкопрожилом, слагающими в пределах залежей зоны, располагающиеся в порядке перечисления между безрудными перидотитами и серпентинитами. Все эксплуатирующиеся месторождения в СССР и месторождения, дающие подавляющую часть добычи за рубежом, относятся к баженовскому подтипу. На месторождения этого подтипа и ориентированы прогнозирование и поиски. Месторождения брединского и лабинского подтипов из-за небольшого размера и обычно низкого содержания текстильных сортов волокна в рудах, как правило, относятся к непромышленным.

К формационному типу 2 той же группы отнесены месторождения продольноволокнистого хризотил-асбеста в породах дунит-гарцбургитовой и пироксенит-перидотитовой формаций — карачаевский подтип [2, 5, 7]. Руды этих месторождений сложены преимущественно косо- и продольноволокнистыми жилами. Качество волокна обычно хуже, чем в месторождениях первого формационного типа. Руды иногда содержат значительную примесь немалита, резко ухудшающего качество изделий. Технология отделения немалита от асбеста пока еще не разработана. Поэтому, хотя отдельные месторождения и достигают значительных размеров, промышленная значимость их пока неясна.

Формационный тип 3, входящий в первую группу, объединяет месторождения антофиллит-асбеста в метаморфизованных породах дунит-гарцбургитовой формации. Антофиллит-асбест развивается в высокомагнезиальных гипербазитах, отвечающих по исходному составу гарцбургитам и дунитам. Они легче подвергаются метасоматическим превращениям в условиях привноса кремнезема и двуокиси углерода по сравнению с породами, богатыми клинопироксеном. Такие породы входят преимущественно в состав дунит-гарцбургитовой формации. Некоторые исследователи относят часть антофиллитоносных гипербазитов (Приазовье, Приднепровье) к «габбропироксенитовой» формации [8]. Основанием для этого служит повышенная железистость пород, которая на самом деле в случае высокой степени изменения не отражает особенности химизма исходных пород. Есть основания полагать, что большинство антофиллитоносных гипербазитов представляет

Таблица 59

Классификация и характеристика формационных типов месторож

Признак	Группа формационных типов месторождений асбеста,	
	1. Месторождения поперечноволокнистого хризотил-асбеста в поро	
	Морфогенетический	
	Баженовский	Лабинский
Размеры месторождений	От мелких до крупных	Мелкие
Типы руд	Простые и сложные оторочен-ные жилы, крупная и мелкая сетка	Преимущественно сложные одиночные жилы
Степень и типы дорудной серпентинизации	Частичная серпентинизация, лизардитизация, хризотилиза-ция, антигоритизация	В основном полная лизарди-тизация
Примеры месторождений	Баженовское, Джетыгарин-ское, Тетфорд	Лабинское, Псянчинское, Нью-Амиантус

Продолжение табл. 59

Признак	Группа формационных типов месторождений асбеста, связанных		
	3. Месторождения антофиллит-асбеста в метаморфизованных		
	Морфогенетический		
	Сысертский	Талдыкский	Мурзинский
Размеры месторо-ждений	От мелких до круп-ных	Мелкие	Мелкие
Типы руд	Асбестоносные тальк-карбонат-анто-филлитовые и тальк-антофиллитовые по-роды	Тальк-антофил-литовые породы, от-носительно слабо ас-бестоносные	Жилы антофиллита, слабо асбестизирован-ные
Степень и типы до-рудной серпентиниза-ции	Частичная или пол-ная лизардитизация	Полная лизардитизация	
Примеры месторо-ждений	Терсутское, Бугеты-сайское	Улыталдыкское	Мурзинское

дений хризотил- и антофиллит-асбеста

связанных с породами гипербазитовых формаций

дах дунит-гарцбургитовой формации	2. Месторождения продольноволокнистого хризотил-асбеста в породах дунит-гарцбургитовой и пироксенит-перидотитовой формаций
подтип	
Брединский	Карачаевский
Мелкие	От мелких до крупных
Преимущественно мелкая сетка, серии тонких параллельных жилок асбеста	Косо- и продольноволокнистые жилы асбеста, образующие сетку с уплощенной формой ячеек
В основном полная лизардитизация, в меньшей степени хризотилизация и антигоритизация	Серпентинизация полная: лизардитизация, хризотилизация, антигоритизация
Брединское, Успенское, Абзаковское	Ешкеульмесское, Карачаевское, Бунайское

с породами гипербазитовых формаций	Формационный тип месторождений асбеста, связанных с породами осадочных формаций
породах дунит-гарцбургитовой формации	4. Месторождения хризотил-асбеста в доломитах карбонатных формаций
подтип	

Приазовский	Беломорский	Аспагашский	Аризонский
Мелкие	Мелкие	Мелкие, до средних	Мелкие, до крупных
Мелкопучковатые и мелкозвездчатые руды, слабо асбестизированные	Бронзит-антофиллитовые породы, слабо асбестизированные	Простые и сложные жилы в апокарбонатных серпентинитах среди доломитов	Преимущественно сложные субпараллельные жилы в апокарбонатных серпентинитах среди доломитов
Частичная или полная лизардитизация	?	Лизардитизация по трещинам, слабопроявленная хризотилизация	
Осипенковское	Керетское	Аспагашское, месторождения Киргизии	Аризонское

собой интенсивно переработанные метаморфно-метасоматическими преобразованиями аналоги дунит-гарцбургитовой формации.

В зависимости от характера изменения асбестоносных пород, степени их асбестизации и ведущих типов руд выделяются пять подтипов месторождений антофиллит-асбеста: сысертский, талдыкский, беломорский, приазовский, мурзинский. Промышленное значение имеет лишь сысертский подтип. Он включает в себя месторождения в гипербазитах, залегающих среди древних толщ, претерпевших региональный метаморфизм амфиболитовой фации, интенсивно гранитизированных и мигматизированных. Руды представлены тальк-антофиллитовыми и тальк-карбонат-антофиллитовыми интенсивно асбестизированными породами пучковатой, пучковато-звездчатой и звездчатой структур.

Вторую группу представляет формационный тип месторождений хризотил-асбеста в доломитах карбонатных формаций. Месторождения приурочены к участкам развития магнезиальных карбонатных пород (доломитов и доломитизированных известняков), прорванных интрузиями кислого или основного состава. Руды представлены одиночными жилами или сериями параллельных жил иногда значительной протяженности. Месторождения обычно невелики, однако руды их содержат маложелезистый асбест. Благодаря низкой электропроводности такой асбест незаменим в некоторых отраслях промышленности. В связи с этим требования к масштабам месторождений маложелезистого апокарбонатного хризотил-асбеста намного ниже, чем к месторождениям хризотил-асбеста в гипербазитах.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ

Для каждого формационного типа формулировка критериев предваряется рассмотрением региональных и локальных закономерностей размещения месторождений. Критерии прогноза разрабатываются применительно к этапам прогнозирования, отвечающим прогнозной оценке территорий различных рангов: асбестоносных регионов и провинций, структурно-минерагенических зон, отдельных гипербазитовых массивов, рудных полей в пределах массива. В зависимости от ранга оцениваемой территории перед прогнозированием ставятся различные задачи, и поэтому несколько меняется набор критериев (табл. 60).

При оценке территории СССР в целом с помощью наиболее общих региональных критериев выделяются провинции, перспективные для выявления асбестоносных структурно-минерагенических зон. Основными критериями при этом служат размещение асбестоносных геологических формаций и характер тектоно-магматического развития, благоприятный для асбестообразования.

При оценке асбестоносных структурно-минерагенических зон выделяются перспективные гипербазитовые массивы, а в их пределах — рудные поля. Ведущую роль при этом играют особенности исходного состава пород асбестоносных формаций, характер разрывной тектоники, интенсивность и масштабы проявления дорудных процессов изменения пород, приводящих к формированию асбестовых залежей, а также пострудных процессов, влияющих на изменение качества и сохранность асбеста.

Месторождения поперечноволокнистого хризотил-асбеста в породах дунит-гарцбургитовой формации (формационный тип 1, баженовский подтип). Поскольку в этот тип включены месторождения, связанные лишь с одной

Таблица 60

Критерии прогнозирования месторождений хризотил-асбеста (для баженовского подтипа формационного типа 1, для карачаевского подгипа формационного типа 2 и для аспагашского и аризонского подтипов формационного типа 4)

Критерии	Формационный тип месторождений	Сущность региональных критериев, указывающих на перспективность регионов, провинций, гипербазитовых поясов	Сущность локальных критериев, указывающих на перспективность гипербазитовых массивов, месторождений, залежей
Геохронологические или стратиграфические	1	Широкий возрастной диапазон гипербазитов, но преимущественно перспективны раннепротерозойские, ранне- и среднепалеозойские формации	Хризотил-асбестовое оруденение связано с наложенными процессами изменения гипербазитов, обычно оторванными от времени становления гипербазитовых массивов
	2	То же, что и для типа 1	То же, что и для типа 1; нередко оруденение связано с процессами, наложенными на оруденение формационного типа 1
	4	Карбонатные толщи в отложениях протерозоя, кембрия, ордовика, силура и карбона	Хризотил-асбестовое оруденение всегда более позднее (иногда значительно), чем образование вмещающих доломитов
Геотектонические	1	Эвгеосинклинальные зоны фемических и салическо-фемических складчатых областей с завершенным циклом развития, в которых проявлены гранитоидные формации	Гипербазитовые массивы преимущественно автохтонного залегания (массивы участвовали в складчатости и могут иметь сорванные тектонические контакты)
	2	Миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны фемических и салическо-фемических складчатых областей	Массивы, залегающие в зонах развития интенсивных дислокаций орогенной и посторогенной стадий
	4	Миогеосинклинали и интрагеосинклинальные зоны эвгеосинклиналей	Зоны умеренной интенсивности складчатости карбонатных толщ с развитием орогенных гранитоидных формаций
Формационные	1	Дунит-гарцбургитовая, редко перидотит-пироксенит-норитовая формации	Массивы с различным соотношением дунитов и гарцбургитов при обязательном преобладании последних
	2	Дунит-гарцбургитовая и пироксенит-перидотитовая формации	Массивы с различным соотношением дунитов, перидотитов и клинопироксенитов
	4	Доломитсодержащие осадочные формации	Существенно доломитовые горизонты
Петрохимические	1	Преобладание гарцбургитов и аналогических им по общему составу полосчатых дунит-гарцбургитовых комплексов, по химическому составу приближающихся к хризотил-асбесту	В пределах массивов — участки развития гарцбургитов и полосчатых дунит-гарцбургитовых комплексов; в дунитах промышленное оруденение не развивается или развивается слабо

Продолжение табл. 60

Критерии	Формационный тип месторождений	Сущность региональных критериев, указывающих на перспективность регионов, провинций, гипербазитовых поясов	Сущность локальных критериев, указывающих на перспективность гипербазитовых массивов, месторождений, залежей
		(средние значения MgO/SiO_2 = = 1,5, M/F* = 10, содержание ортопироксена 10—20%)	
	2	То же, что и для типа 1, а также дуниты	Участки развития перидотитов и дунитов
	4	Широкое развитие в карбонатных толщах доломитов и доломитизированных известняков	Доломиты и доломитизированные известняки без обломочного и глинистого материала
Структурные	1	Прибортовые зоны интрагеосинклиналей вблизи региональных межформационных разломов, особенно пересекающихся	Локальные разломы в гипербазитах, одиночные крупные или чаще парные, сочленяющиеся по горизонтали, и вертикальные, ограничивающие относительно небольшие перидотитовые ядра
	2	Региональные зоны смятия и рассланцевания в областях ранней консолидации	Зоны смятия и рассланцевания в гипербазитах
	4	Краевые части миогеосинклиналей и интрагеоантиклинальных зон эвгеосинклиналей вблизи разломов, контролирующих размещение гранитоидов	Контакты с секущими интрузивными телами, локальные зоны разломов
Метаморфические	1	Незавершенная серпентинизация гипербазитов с проявлением лизардитизации, ранней антигоритизации, хризотилизации; метаморфизм вмещающих гипербазиты пород не выше зеленосланцевой фации	Приуроченность залежей асбеста к контактам частично и нацело серпентинизированных пород, многостадийность серпентинизации с проявлением хризотилизации в массивных породах, родингитизация жильных пород
	2	Завершенная серпентинизация перидотитов и дунитов с интенсивным проявлением хризотилизации	Приуроченность залежей асбеста к смятым хризотил-лизардитовым и хризотил-антигорит-лизардитовым серпентинитам
	4	Метаморфизм осадочных пород не выше зеленосланцевой фации, проявление офикальцитизации и серпентинизации	Локальное проявление лизардитизации по трещинам, в меньшей степени — проявление хризотилизации
Магматические	1	Интрузии диорит-плагиогранитных и гранитных формаций, более молодых, чем гипербазиты, в зонах долгоживущих региональных разломов	Малые интрузии гранитоидов гипабиссального типа и жильная свита гранитоидов в пределах тектонически нарушенных участков гипербазитовых массивов и вблизи них
	2	Отсутствие четкой связи с более молодыми, чем гипербазиты, гранитоидами	То же, что и для типа 1
	4	Гранитоидный магматизм в районах развития карбонатных формаций	Наличие рвущих доломиты гранитоидов, даек и силлов гранит-порфиров, спессартитов, долеритов

* $M/F = \frac{MgO}{FeO + 2Fe_2O_3 + MnO}$.

магматической формацией, закономерности их размещения обусловлены в первую очередь особенностями распределения во времени и пространстве образований дунит-гарцбургитовой формации. Кроме того, они определяются геологическими условиями проявления тех типов метаморфизма ультраосновных пород, которые, с одной стороны, способствуют интенсивному развитию хризотил-асбеста, а с другой — благоприятствуют его сохранению.

Тела гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации встречаются только в пределах складчатых областей, в составе офиолитовых ассоциаций эвгеосинклиналей. Складчатые области сильно разнятся по насыщенности гипербазитами и по размерам их тел. На территории СССР может быть выделено 12 гипербазитовых провинций [6], приуроченных к складчатым областям различного возраста и разного типа развития. Провинции, наиболее насыщенные гипербазитами (Уральская, Алтае-Саянская, Казахстанская, Корякско-Камчатская, Карело-Кольская), связаны со складчатыми областями фемического и салическо-фемического типов. В складчатых областях фемическо-салического и салического типов гипербазиты отсутствуют или развиты слабо и в значительной степени переработаны под влиянием мощного гранитоидного магматизма орогенной стадии и этапов активизации. Естественно, что в гипербазитовых провинциях с широким развитием пород дунит-гарцбургитовой формации уже статистически возрастает вероятность образования месторождений хризотил-асбеста. И действительно, большинство месторождений расположено именно в таких гипербазитовых провинциях.

Самые общие региональные геотектонические критерии оценки асбестоносности территории СССР сводятся к тому, что к более перспективным площадям следует отнести эвгеосинклинальные зоны складчатых областей фемического и салическо-фемического типов или, иными словами, гипербазитовые провинции этих складчатых областей.

Месторождения хризотил-асбеста весьма неравномерно распределены между гипербазитовыми провинциями. Только в трех из двенадцати гипербазитовых провинций СССР известны промышленные месторождения. Около 80% балансовых и 60% прогнозных запасов хризотил-асбеста в гипербазитах приходится на Уральскую гипербазитовую провинцию. Здесь находится крупнейшее Баженовское месторождение, крупные Джетыгаринское и Киембайское и ряд средних и мелких (Красноуральское, Алапаевское, Режевское, Лесное, Луковское, Брединское и др.). В Алтае-Саянской гипербазитовой провинции расположены Актовракское, Саянское, Ильчирское месторождения и ряд мелких и недоизученных месторождений. Казахстанская гипербазитовая провинция по интенсивности развития хризотил-асбестовой минерализации уступает названным выше. Однако в ее пределах известно большое количество проявлений и недостаточно изученных месторождений (Белогорское, Хантауское, Тарланатское, Чакпактасское и др.). Для Байкало-Витимской гипербазитовой провинции в целом хризотил-асбестовая минерализация мало характерна, но здесь находится уникальное по качеству руд Молодежное месторождение.

Остальные гипербазитовые провинции, по существу, не следует причислять к асбестоносным. В некоторых из них (Корякско-Камчатской, Сахалинской, Украинской) проявления хризотил-асбеста в гипербазитах вообще редки. В других (Кавказской, Средне-Азиатской, Карело-Кольской) они могут встречаться сравнительно часто (по крайней мере в некоторых

структурно-минерагенических зонах), но при этом отмечается значительная рассредоточенность хризотил-асбестовой минерализации и отсутствие или крайняя редкость, по имеющимся данным, более или менее крупных асбестовых месторождений.

Такая неравнозначность гипербазитовых провинций в отношении их асбестоносности не случайна. Складчатые области, в которых размещены эти провинции, разнятся не только насыщенностью гипербазитами, но и возрастом и условиями тектоно-магматического развития, сказывавшимися на особенностях преобразования гипербазитов. А последние в свою очередь определяли интенсивность развития хризотил-асбеста и его сохранность. Установлено, что в палеозойских складчатых областях сосредоточено 94% мировых запасов апогипербазитового хризотил-асбеста. На долю альпийских и докембрийских складчатых областей приходится лишь незначительная часть запасов асбеста.

Таким образом, геохронологические региональные критерии, тесно связанные с геотектоническими, имеют немаловажное значение при оценке асбестоносных провинций.

Бедность асбестом альпийских складчатых областей может быть объяснена незавершенностью их тектоно-магматического развития. Такие области не прошли орогенную стадию развития с интенсивно проявленным гранитоидным магматизмом. Породы раннегеосинклинальных толщ, вмещающие гипербазитовые тела, не вовлекались в сколько-нибудь значительное погружение и затронуты лишь слабым зеленокаменным перерождением. В докембрийских складчатых областях, особенно в пределах щитов древних платформ, гипербазиты в большинстве случаев подверглись воздействию регионального метаморфизма и гранитизации, в условиях которых хризотил-асбест неустойчив.

Размещение гипербазитовых тел в пределах провинций контролируется глубинными разломами, что предопределяет существование протяженных цепочек массивов ультраосновных пород, которые принято называть гипербазитовыми поясами. Эти пояса располагаются преимущественно вдоль границ интрагеоантиклинальных и интрагеосинклинальных зон или по границам срединных массивов. Становление гипербазитовых поясов закономерно связано с начальным периодом развития геосинклиналей — с завершением их максимального прогибания.

Гипербазитовые пояса в пределах провинции могут занимать различное структурное положение. Они могут различаться также возрастом и составом вмещающих гипербазиты толщ, характером магматизма, развитием регионального метаморфизма и его возрастными соотношениями с гипербазитами. В зависимости от всего этого гипербазитовые пояса отличаются друг от друга по характеру и интенсивности процессов дорудного (по отношению к хризотил-асбесту) и пострудного преобразования ультраосновных пород, а следовательно, различаются и по интенсивности развития хризотил-асбеста и по степени его сохранности. Неодинаковое структурное положение гипербазитовых поясов в пределах каждой провинции и различия в их развитии после становления тел дунит-гарцбургитовой формации предопределяют, таким образом, возможность выделения асбестоносных структурно-минерагенических зон различной степени перспективности.

Под асбестоносной структурно-минерагенической зоной понимается участок структурно-формационной зоны, к которому приурочен гипербазитовый пояс с установленной или предполагаемой асбестоносностью. По объ-

ему такая зона может соответствовать одному или двум сближенным гипербазитовым поясам, сходным по тектоническому положению и геологическому строению, а также части гипербазитового пояса в случае его большой протяженности и неоднородности.

Гипербазитовые пояса Урала, содержащие крупные месторождения хризотил-асбеста, приурочены к прибортовым частям внутригеосинклинальных прогибов. Так, Алапаевско-Теченский пояс с Баженовским и рядом более мелких месторождений располагается в западном крыле Алапаевско-Брединского (Восточно-Уральского) прогиба. К восточному крылу того же прогиба приурочен Полтавско-Киембайский пояс. Джетыгаринско-Аккаргинский пояс находится в западном крыле Притобольского прогиба, а Серовско-Невьянский с Красноуральским месторождением — в восточном крыле Тагильского. Таким образом, все эти асбестоносные гипербазитовые пояса протягиваются вдоль границ между поднятиями и прогибами, располагаясь почти полностью в пределах последних.

Сходное с отмеченным структурное положение занимают и асбестоносные гипербазитовые пояса Сибири. Мамакано-Тулдуньский пояс, в котором находится Молодежное месторождение, приурочен к границе Байкальского геосинклинального прогиба с Муйской архейской глыбой. Вдоль границы Гарганской архейской глыбы располагается Ильчирско-Китойский гипербазитовый пояс. Куртушибинский пояс, в пределах которого находится Саянское месторождение, в современной структуре приурочен к антиклинорию, сложенному нижнекембрийскими толщами. Западно-Тувинский пояс с Актовракским месторождением объединяет гипербазитовые тела в тектонических блоках и клиньях среди ордовикских и силурийских толщ. В палеотектоническом плане зоны развития гипербазитов этих поясов отвечают существовавшим на ранних стадиях развития каледонской геосинклинали внутригеосинклинальным прогибам.

Гипербазитовые пояса или их участки, размещенные в пределах интрагеоантиклиналей (антиклинории Урал-Тау, Восточно-Уральский, Мугоджарский, Хамар-Дабанский и др.), выступов фундамента геосинклиналей и срединных массивов (Канская и Бирюсинская глыбы, Сангиленский, Улутауский, Кокчетавский массивы и др.), значительных месторождений поперечноволокнистого хризотил-асбеста не содержат. Хорошо видно структурное положение зон развития асбестовой минерализации на примере Южно-Тувинского и Джидинского гипербазитовых поясов. Участки последних, размещенные в пределах докембрийских структур (догеосинклинальных по отношению к каледонской геосинклинали), практически не содержат проявлений хризотил-асбеста, которые обычны для участков этих поясов среди раннегеосинклинальных нижнекембрийских толщ.

Крупные залежи поперечноволокнистого хризотил-асбеста, как правило, не встречаются в сильно дислоцированных гипербазитовых поясах (или их участках), представленных фрагментами раннегеосинклинального структурного этажа (тектонические блоки и клинья) среди образований орогенной стадии развития, в областях наложения последующего геосинклинального цикла, а также в интенсивно тектонически переработанных чешуйчатых взбросо-надвиговых зонах. В подобных гипербазитовых поясах (Теректинском, Северо-Саянском, Северо-Кавказском, Дарвазском, восточной части Западно-Тувинского) отмечаются лишь мелкие проявления поперечноволокнистого хризотил-асбеста или преобладает продольноволокнистый хризотил-асбест.

Приведенные факты свидетельствуют о существовании определенного сходства в структурном положении асбестоносных гипербазитовых поясов разных регионов. Структурные региональные критерии заключаются, таким образом, в том, что структурно-минерагенические зоны в пределах перспективных асбестоносных провинций отвечают гипербазитовым поясам (или их участкам), приуроченным к прибортовым частям интрагеосинклинальных зон эвгеосинклиналей, существенно не переработанных более поздними тектоническими движениями и магматизмом.

С этой закономерностью тесно связана другая, дополняющая и поясняющая ее. Речь идет о том, что гипербазитовые тела асбестоносных поясов почти без исключения залегают среди раннегеосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ. Породы этих толщ испытали интенсивное зеленокаменное перерождение, реже региональный метаморфизм низких ступеней зеленосланцевой фации.

Гипербазитовые пояса, приуроченные к интрагеоантиклиналям, блокам фундамента и срединным массивам, практически неасбестоносные, как указывалось выше, размещены среди метаморфических толщ. Это, как правило, догеосинклинальные толщи, регионально метаморфизованные в условиях амфиболитовой или высших ступеней зеленосланцевой фации. Месторождения хризотил-асбеста нехарактерны также для массивов, расположенных в зонах развития метаморфизма высоких давлений (глаукофансланцевая и эклогитовая фации). Асбестообразование и региональный метаморфизм могут не совпадать во времени. Тем не менее степень метаморфизма вмещающих гипербазиты толщ должна и в этом случае учитываться при прогнозировании, так как она явно отражается в особенностях изменения гипербазитов и в их асбестоносности.

Сходство вмещающих асбестоносные массивы толщ разных регионов по составу и степени метаморфизма свидетельствует о том, что хризотил-асбестовое оруденение преимущественно развивается на сравнительно небольших глубинах при значениях температур и давлений, обычно не превышающих значений, свойственных низшим ступеням зеленосланцевой фации. Образование хризотил-асбеста невозможно в большей части интервала условий, отвечающих фациям регионального метаморфизма повышенных температур или давлений (амфиболитовой, глаукофансланцевой, эклогитовой и др.). Формирование месторождений затруднено и после того, как вмещающие гипербазиты породы превратились в гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы. В этом случае, вероятно, отрицательно сказывается обезвоженность вмещающих толщ и ослабление вследствие этого развивающихся в ультраосновных породах гидротермальных процессов. Подобное предположение объясняет отсутствие месторождений хризотил-асбеста в гипербазитах, внедрившихся в предварительно метаморфизованные толщи.

Отмеченные закономерности предопределяют метаморфические критерии прогнозной оценки асбестоносности структурно-минерагенических зон, которые выражаются в том, что для обнаружения промышленных месторождений поперечноволокнистого хризотил-асбеста благоприятны гипербазитовые пояса или их участки, залегающие среди раннегеосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ, испытавших интенсивное зеленокаменное перерождение или региональный метаморфизм низших ступеней зеленосланцевой фации.

Размещение месторождений хризотил-асбеста в пределах гипербазитовых поясов или, иными словами, степень асбестоносности того или иного

гипербазитового массива обусловлено геологическим положением массива, его исходным петрографическим составом, характером дорудных изменений ультраосновных пород, в первую очередь типами и степенью серпентинизации. Детальное изучение влияния состава исходных пород на интенсивность асбестизации показало, что максимально асбестоносными оказываются гарцбургиты с 10—20% пироксена [4, 5]. Сохраняется промышленным, хотя и падает содержание асбеста в породах с 5—10% пироксена. Дуниты же и аподунитовые серпентиниты, как правило, промышленного оруденения не содержат. Исключения отмечаются либо на контакте дунитов с перидотитами, либо в случаях, когда при дорудной серпентинизации происходил вынос магния или привнос кремния, и дуниты приближались по составу к гарцбургитам. Эта закономерность дает основание выделять петрохимические критерии прогноза. Они заключаются в том, что промышленные месторождения баженовского подтипа всегда приурочены к гипербазитовым массивам или их участкам (в случае крупных массивов) существенно гарцбургитового исходного состава.

Особое значение при оценке гипербазитовых массивов имеют особенности серпентинизации слагающих их пород. В этом убеждает тесная закономерная связь интенсивности и масштабов хризотил-асбестового оруденения со степенью серпентинизации массивов и типами развитой в них серпентинизации [1, 2, 5]. По минеральным видам серпентина выделяется несколько типов серпентинизации: лизардитизация, хризотилизация (клинохризотилизация), антигоритизация, ортохризотилизация. В каждом типе в свою очередь по разновидностям или генерациям серпентинов можно выделить до трех, а в целом для всего сложного процесса серпентинизации до девяти стадий.

Замечательной особенностью процесса, выявленной в последние годы, является его одинаковая направленность в разных гипербазитовых массивах. Самый ранний серпентин в гипербазитах — лизардит первой генерации, или петельчатый лизардит. Он встречается во всех массивах, породы которых не замещены полностью при последующих изменениях, и всегда знаменует собой начало серпентинизации. Дальше процесс может развиваться различно. Чаще оливин в ячейках петель, образованных шнурами лизардита первой генерации, замещается изотропным или низкодвупреломляющим лизардитом второй генерации, но нередко на раннюю лизардитизацию накладывается антигоритизация. На месторождениях хризотил-асбеста после лизардита второй генерации в одних случаях развивается породообразующий хризотил и затем хризотил-асбест, а в других асбестообразованию предшествует развитие микрозернистого и игольчатого антигорита, а иногда жильного лизардита третьей генерации. Ортохризотилизация завершает процесс серпентинизации, развиваясь позже асбестообразования.

Хризотил-асбест всегда кристаллизуется после лизардита всех генераций (не считая гипергенного сунгулита, не встреченного на асбестовых месторождениях), хризотила породообразующего, антигорита двух первых генераций. Более поздним, чем хризотил-асбест, серпентином помимо ортохризотила является лишь антигорит третьей генерации — лейстовидный антигорит. Асбест, следовательно, представляет собой одну из наиболее поздних разновидностей серпентина, и на его формирование, безусловно, оказывают влияние предшествующие стадии серпентинизации.

Все крупные (баженовского подтипа) месторождения хризотил-асбеста приурочены к частично серпентинизированным гипербазитовым массивам. В нацело серпентинизированных массивах встречаются лишь мелкие место-

рождения брединского и лабинского подтипов. Это свидетельствует о неблагоприятности для интенсивного асбестообразования наличия лизардитовых, хризотил-лизардитовых, лизардит-антигоритовых и антигоритовых серпентинитов. Такие породы представляют собой неблагоприятную для асбестообразования среду не только в силу своих физических свойств (пластичности, вязкости, относительной водонепроницаемости), но и в силу большей по сравнению с частично серпентинизированными породами химической стойкости к гидротермальным растворам — худшей способностью разлагаться с насыщением растворов кремнием и магнием. Частично серпентинизированные породы легко гидратируются в гидротермальных условиях, насыщая растворы магнием и кремнием, идущими затем на образование хризотил-асбеста. Поэтому в них при наличии прочих благоприятных условий возможно асбестообразование в больших масштабах.

Закономерная связь интенсивного асбестового оруденения с частично серпентинизированными гипербазитовыми массивами позволяет применять при оценке массивов метаморфические критерии, учитывающие степень серпентинизации ультраосновных пород. В соответствии с этими критериями, полностью серпентинизированные массивы получают отрицательную оценку, а массивы, не полностью охваченные серпентинизацией, могут быть отнесены к потенциально перспективным. Дальнейшая оценка подобных массивов предполагает учет типов серпентинизации, что является существенным уточнением метаморфического критерия прогнозной оценки.

Хризотилизация (клинохризотилизация) на асбестовых месторождениях обычно проявлена весьма интенсивно, как на залежах в массивных серпентинитах, так и за их пределами, в зонах смятия и рассланцевания. В отличие от других типов серпентинизации интенсивность хризотилизации тесно связана с интенсивностью асбестообразования. Затухание хризотилизации сопровождается обеднением руд асбестом. Существенно хризотиловые или хризотил-лизардитовые массивные серпентиниты, как правило, служат вмещающими породами для сетчатых типов руд. Зоны развития таких серпентинитов располагаются по границам между перидотитовыми ядрами и лизардитовыми серпентинитами.

Перемятые и сланцеватые лизардит-хризотиловые и хризотил-лизардитовые иногда антигоритизированные серпентиниты в промышленных масштабах оруденения не содержат (если не считать месторождений карачаевского подтипа). Зоны смятия и рассланцевания являются непременной чертой месторождений хризотил-асбеста. Ширина их отражает интенсивность движения вдоль разрывов, но хризотилизация в них не предполагает обязательного асбестообразования как в самих зонах, так и в примыкающих к ним участках массивных серпентинитов.

Антигоритизация не всегда препятствует асбестообразованию. Пример Киембайского, Красноуральского и Ильчирского месторождений, на которых дорудная антигоритизация (игольчатый и микрозернистый антигорит) в пределах залежей широко развита, показывает, что она в общем не влияет на интенсивность асбестообразования, хотя и влияет на типы развивающихся при этом руд.

Изучение типов серпентинизации ультраосновных пород раскрывает причину отсутствия промышленных месторождений хризотил-асбеста не только в полностью серпентинизированных, но и в ряде частично серпентинизированных гипербазитовых массивов. Слабая асбестоносность последних объясняется проявлением в них лишь ранних стадий серпентинизации.

Развитие их не влечет за собой непременного проявления хризотилизации. Поэтому частично серпентинизированные массивы, будучи по первичному петрографическому составу и характеру лизардитизации благоприятными для асбестообразования, оказываются безрудными, если они не были затронуты интенсивной хризотилизацией с образованием массивных существенно хризотиловых серпентинитов.

Таким образом, одной из важнейших закономерностей размещения промышленных месторождений поперечноволокнистого хризотил-асбеста является постоянная их приуроченность к гипербазитовым массивам, подвергшимся интенсивной, но не полной (с сохранением перидотитовых ядер) лизардитизации, а иногда и ранней антигоритизации и последующей более локальной, но интенсивной хризотилизации. Учет этой закономерности составляет один из ведущих критериев оценки асбестоносности гипербазитовых массивов, который можно сформулировать следующим образом. Наиболее перспективны для выявления месторождений хризотил-асбеста баженовского подтипа те гипербазитовые массивы, которые частично охвачены интенсивной лизардитизацией (иногда сопровождаемой дорудной антигоритизацией) и последующей интенсивной хризотилизацией с образованием массивных существенно хризотиловых серпентинитов.

Указанный критерий может быть применен как при локальном, так и при региональном прогнозировании. В ряде случаев на протяжении всего гипербазитового пояса преобладает один из типов серпентинизации ультраосновных пород. В поясах с преобладанием лизардит-хризотилового типа серпентинизации, выраженного широким развитием лизардитизации (а иногда и ранней антигоритизации) и более локальной последующей интенсивной хризотилизации, другие типы метаморфизма ультраосновных пород хотя и проявлены, но играют явно подчиненную роль. В таких гипербазитовых поясах наблюдается интенсивная хризотил-асбестовая минерализация с образованием в основном поперечноволокнистого асбеста, часто достигающая промышленных масштабов (Алапаевско-Теченский, Куртушибинский и др.). В случае преимущественного развития в пределах пояса других типов метаморфизма ультраосновных пород — антигоритового, тальк-карбонатного (Северо-Саянский, Каахемский пояса), оливин-антигоритового (Хадатинско-Войкаро-Сыньинский пояс) — проявления хризотил-асбеста встречаются редко.

Таким образом, может быть сформулирован дополнительный метаморфический региональный критерий оценки асбестоносных структурно-минерагенических зон. На хризотил-асбест перспективны гипербазитовые пояса (или их участки) с преобладающим региональным развитием лизардит-хризотилового или лизардит-антигорит-хризотилового метаморфизма ультраосновных пород.

В пределах гипербазитовых массивов с установленной асбестоносностью может проводиться более крупномасштабное прогнозирование с целью выявления залежей богатых руд. Оно основано на знании локальных закономерностей размещения асбестового оруденения, структур рудных полей, зональности месторождений.

Непременным условием для образования крупных месторождений хризотил-асбеста является определенный характер тектонической нарушенности гипербазитовых массивов. Разрывные нарушения, фиксирующиеся дайками пород кислого и основного состава и зонами перемятых серпентинитов и тальк-карбонатных пород, разбивают крупные массивы на блоки, внутри которых сохраняются перидотитовые ядра. Мелкие массивы

ограничиваются такими же разрывами вдоль контактов. Зоны разрывов служат путями поступления серпентинизирующих, в том числе и асбестообразующих растворов. Само присутствие в гипербазитовых массивах зон разрывов (отмечающихся практически во всех массивах) еще не может служить признаком промышленной асбестоносности, которая является следствием только определенного хода развития процессов серпентинизации ультраосновных пород. Однако расположение зон разрывов определяет размещение зон, различных по степени и типам серпентинизации, и обусловливает тем самым размещение, размер и конфигурацию асбестовых залежей.

Характер проявления дорудных стадий серпентинизации, контролируемых дорудными разрывами, определяет не только локализацию залежей хризотил-асбеста, но и размещение в их пределах различных типов руд. Крупные асбестовые залежи богатых руд располагаются по периферии ядер частично серпентинизированных пород. Зоны развития наиболее ценных асбестовых руд с высокосортным волокном (отороченные жилы, крупная сетка) связаны с зонами интенсивной хризотилизации, развивающимися в участках слабого проявления лизардитизации первой стадии. Отсюда следует главный структурно-метаморфический критерий оценки месторождений хризотил-асбеста при крупномасштабном прогнозировании: для выявления промышленных залежей богатых асбестовых руд перспективны периферические части ядер не полностью серпентинизированных пород с зонами массивных существенно хризотиловых серпентинитов.

При оценке перспектив территорий на поперечноволокнистый хризотил-асбест в породах дунит-гарцбургитовой формации нельзя ограничиваться только критериями, учитывающими условия, благоприятные для формирования промышленных месторождений. Следует иметь в виду, что в ходе геологического развития некоторые процессы приводят к резкому снижению качества асбестовых руд, а иногда и к их частичному уничтожению. В частности, многократные тектонические подвижки, широкое развитие разрывных дислокаций в гипербазитовых массивах, интенсивное рассланцевание приводят к возникновению за счет жил поперечноволокнистого асбеста жил с продольным расположением волокон. Последние обычно содержат асбест пониженной прочности. Образование их нередко сопровождается развитием вредной примеси немалита. Интенсивное проявление пострудных антигоритизации, отальковання, карбонатизации, десерпентинизации приводит к превращению эластичного хризотил-асбеста в ломкий или к его частичному, а порой и полному замещению антигоритом, карбонатом, тальком или оливином. Снижение качества руд может происходить в ходе развития процессов выветривания в верхних горизонтах асбестовых залежей.

Таким образом, при прогнозной оценке асбестоносности территорий необходимо использовать также критерии сохранности месторождений хризотил-асбеста и качества руд. Широкое и интенсивное развитие упомянутых выше процессов является отрицательным признаком.

В целом критерии перспективной оценки рудных узлов и рудных полей для формационного типа месторождений поперечноволокнистого хризотил-асбеста в породах дунит-гарцбургитовой формации сводятся к следующему. К наиболее перспективным относятся гипербазитовые массивы:

а) обладающие существенно гарцбургитовым исходным составом;

б) интенсивно, но не полностью (т. е. с сохранившимися перидотитовыми ядрами) лизардитизированные, а иногда и антигоритизированные в дорудную стадию;

в) с развитием интенсивной хризотилизации, выраженной в образовании по периферии перидотитовых ядер зон массивных существенно хризотиловых серпентинитов;

г) со слабым проявлением (или отсутствием) прочих типов метаморфизма ультраосновных пород (дорудных и пострудных).

Месторождения продольноволокнистого хризотил-асбеста в породах дунит-гарцбургитовой и пироксенит-перидотитовой формаций (формационный тип 2). Самые общие региональные закономерности размещения месторождений формационного типа 2 совпадают с закономерностями размещения месторождений первого формационного типа 1. Поэтому и критерии прогноза месторождений хризотил-асбеста в гипербазитовых провинциях (регионах) для этих двух типов одни и те же. Различия появляются на следующем этапе прогнозирования — на уровне асбестоносных структурно-минерагенических зон. Они связаны, во-первых, с приуроченностью месторождений продольноволокнистого хризотил-асбеста к массивам как дунит-гарцбургитовой, так и пироксенит-перидотитовой магматических формаций. Во-вторых, зоны преимущественного развития месторождений и проявлений формационного типа 2 располагаются в выступах фундамента геосинклиналей и в интенсивно дислоцированных интрагеосинклинальных зонах, нередко переработанных в орогенную стадию в ходе последующего геосинклинального цикла (Улутауская, Горно-Алтайская, Дарвазская, Северо-Кавказская зоны, частично Центрально-Уральская). Иногда такие зоны тяготеют к границе с миогеосинклинальной областью или располагаются в пределах последней.

Среди исходных пород гипербазитовых массивов, содержащих месторождения и проявления продольноволокнистого хризотил-асбеста наряду с перидотитами значительную роль могут играть пироксениты и дуниты. Наиболее распространенные разновидности измененных ультраосновных пород — сланцеватые лизардит-хризотиловые серпентиниты, а также антигоритовые серпентиниты. Иногда в рудовмещающих серпентинитах наблюдается повышенное содержание брусита. Характерна интенсивная деформация асбестоносных массивов. Это обстоятельство в одних случаях может быть следствием одновременности деформаций и образования хризотил-асбеста, а в других — результатом наложения деформаций на ранее образованные залежи поперечноволокнистого хризотил-асбеста.

Критерии прогнозной оценки структурно-минерагенических зон для формационного типа 2 основаны на учете преимущественной перспективности поясов дунит-гарцбургитовой и пироксенит-перидотитовой формаций, размещенных в выступах фундамента и интенсивно дислоцированных интрагеосинклинальных зонах эвгеосинклиналей или в миогеосинклиналях. К перспективным гипербазитовым массивам относятся массивы с различной, в том числе и значительной ролью пироксенитов и дунитов, с широким развитием сланцеватых и бруситсодержащих разностей серпентинитов.

Месторождения хризотил-асбеста в доломитах карбонатных формаций (формационный тип 4). Закономерности размещения месторождений маложелезистого апокарбонатного хризотил-асбеста определяются условиями, благоприятствующими совместному нахождению магнезиальных карбонатных пород и более поздних интрузивных образований. Такие условия наблюдаются преимущественно в складчатых областях. Существенно магнезиальные карбонатные породы наиболее часто входят в состав толщ протерозойского и кембрийского возраста. Месторождения и проявления хризотил-

асбеста наблюдаются в толщах, не подвергшихся воздействию регионального метаморфизма. Они размещены в палеозойских складчатых областях, где карбонатные толщи приурочены к миогеосинклиналям (Урал, Средняя Азия) и к интрагеоантиклинальным зонам эвгеосинклиналей с преимущественным карбонатным разрезом (Алтае-Саянская складчатая область). В пределах областей мезозойской складчатости асбестовая минерализация характеризуемого типа наблюдается на периферии срединных массивов (Ханкайский, Буреинский). Во всех этих случаях асбестоносными являются верхнепротерозойские и кембрийские карбонатные толщи. В байкальских складчатых областях проявления апокарбонатного хризотил-асбеста встречаются редко, возможно вследствие более интенсивного метаморфизма карбонатных пород. Возраст интрузий, вызывающих развитие асбестового оруденения, может быть различным, в том числе и значительно отличающимся от возраста прорываемых и метаморфизуемых толщ. Состав интрузий также непостоянен — от гранитов до пород основного состава.

С учетом всех отмеченных закономерностей могут быть сформулированы основные критерии прогнозной оценки территорий. К перспективным в пределах палеозойских складчатых областей следует отнести зоны развития верхнепротерозойских и кембрийских существенно магнезиальных карбонатных толщ в миогеосинклиналях и в интрагеоантиклинальных зонах эвгеосинклиналей, в пределах областей мезозойской складчатости — аналогичные зоны в периферийных частях срединных массивов. Для поисков асбестовых залежей перспективны горизонты доломитов и доломитизированных известняков, а в их пределах — эндоконтактовые зоны секущих интрузивных тел. Благоприятный признак — широкое развитие серпентинизации и офикальцитизации доломитов.

Месторождения антофиллит-асбеста в метаморфизованных породах дунит-гарцбургитовой формации (формационный тип 3, сысертский подтип). Закономерности размещения месторождений антофиллит-асбеста обусловлены распределением высокомагнезиальных альпинотипных гипербазитов, к которым они приурочены, с одной стороны, и развитием определенного типа метаморфизма ультраосновных пород, приводящего к антофиллитизации и последующей асбестизации пород — с другой. По региональным и локальным критериям прогноза месторождения антифиллит-асбеста во многом отличаются от месторождений хризотил-асбеста (табл. 61).

Все месторождения и проявления антофиллит-асбеста связаны с телами гипербазитов, залегающих среди метаморфических толщ. Возраст гипербазитов при этом не всегда ясен. В некоторых регионах (Сангилен, Прибайкалье, возможно, частично Урал) антофиллитоносные гипербазиты залегают в толщах, слагающих догеосинклинальный структурный этаж (комплекс основания, по Н. Н. Ведерникову [3]) и метаморфизованных до внедрения гипербазитов. В других случаях гипербазиты внедрялись в раннегеосинклинальные отложения, вместе с которыми впоследствии были охвачены процессами регионального метаморфизма.

Промышленные месторождения антофиллит-асбеста тяготеют к зонам развития пород амфиболитовой фации регионального метаморфизма. В гипербазитах среди толщ, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, антофиллитизация бывает развита слабо и, как правило, сравнительно локально — на контактах с гранитами. В тех случаях, когда гипербазиты залегают в неметаморфизованных толщах, признаков антофиллитизации не устанавливается. Такая связь степени антофиллитизации ультраосновных

Таблица 61

Критерии прогнозирования месторождений антофиллит-асбеста (для сысертского подтипа формационного типа 3 в породах дунит-гарцбургитовой формации)

Критерии	Сущность региональных критериев, указывающих на перспективность регионов, провинций, гипербазитовых поясов	Сущность локальных критериев, указывающих на перспективность рудных полей (узлов), гипербазитовых массивов, залежей
Геохронологические или стратиграфические	Вмещающие гипербазиты толщи — преимущественно образования протерозоя, возможно, нижнего палеозоя	Возраст гипербазитов может быть значительно моложе вмещающих пород, а возраст оруденения — еще моложе (до среднего палеозоя)
Геотектонические	Щиты, докембрийские срединные массивы и поднятия древних толщ среди палеозойских складчатых областей	Повышенная нарушенность докембрийского структурного этажа, обеспечивающая внедрение мелких тел гипербазитов
Формационные	Дунит-гарцбургитовая формация, иногда с развитием вторичных оливин-энстатитовых пород	Массивы дунит-гарцбургитовой формации обычно небольших размеров — от десятков до единиц метров в поперечнике, редко крупнее
Петрохимические	Породы высокой магнезиальности: отношение $MgO/SiO_2 = 2 \div 1{,}5$; $M/F = 8 \div 10$; содержание пироксена или бастита от 0 до 20—30%	Первичные соотношения главных петрогенных элементов нарушаются при метаморфизме, что надо учитывать при локальном прогнозировании (повышается обычно содержание нормативных пироксенов)
Структурные	В пределах антиклинальных поднятий древних толщ приуроченность к контактовым зонам с гранито-гнейсовыми куполами	На фоне антиклинальных поднятий антофиллит-асбестоносные гипербазиты локализуются нередко в синклинальных складках третьего — четвертого порядков
Метаморфические	Амфиболитовая фация метаморфизма вмещающих гипербазиты пород; контактовый метаморфизм гипербазитов с превращением их в тальк-карбонат-антофиллитовые породы	Метасоматическая зональность в гипербазитовых телах, выражающаяся в постепенном затухании степени изменения пород в центральных частях тел, с неправильным развитием асбестоносных тальк-антофиллитовых и тальк-карбонат-антофиллитовых пород
Магматические	Палингенно-анатектический гранитоидный магматизм	Наличие гранитов, рвущих гипербазиты, гранитных, пегматитовых и кварцевых жил; мигматизация гнейсов

пород с характером регионального метаморфизма обусловлена развитием антофиллита при определенных температурах и давлениях, свойственных значительным глубинам. В некотором роде антофиллит-асбест и хризотил-асбест являются антагонистами, так как развиваются в различных структурно-формационных зонах. Условия, благоприятные для интенсивного развития хризотил-асбеста, неблагоприятны для антофиллит-асбеста и наоборот.

Выше уже приводились примеры гипербазитовых поясов, отдельные участки которых, приуроченные к выходам фундамента и рамы геосинклинали, отличаются отсутствием или очень слабым проявлением хризотил-асбестовой минерализации. Место ее в некоторых случаях занимает при этом антофиллит-асбестовая минерализация. В частности, это относится к Южно-Тувинскому поясу, гипербазитовые тела которого, размещенные в пределах Сангиленского срединного массива, содержат проявления антофиллит-асбеста. Можно сослаться также на пример Приольхонского гипербазитового пояса. В массивах его юго-восточной части, залегающих среди архейских метаморфических толщ Байкальской глыбы, не встречается хризотил-асбест, но наблюдается антофиллитизация и иногда развитие антофиллит-асбеста.

Приведенные сведения свидетельствуют об определенной структурной приуроченности зон развития антофиллитоносных гипербазитов. Эти зоны закономерно размещены на щитах, а в пределах палеозойских складчатых областей — в срединных массивах и внутригеосинклинальных поднятиях. Месторождения антофиллит-асбеста залегают среди мигматизированных гнейсов и амфиболитов гнейсово-мигматитовых комплексов. Для рудных полей характерно широкое развитие тел и даек гранитоидов и пегматитовых жил. Антофиллитизированные гипербазитовые массивы, как правило, представляют собой мелкие (мощностью метры — десятки метров, длиной десятки — сотни метров) тела, группирующиеся в рои или цепочки.

Наблюдаются следующие главные разновидности измененных ультраосновных пород, развитых на месторождениях антофиллит-асбеста: 1) частично или нацело серпентинизированные (лизардитизированные), не затронутые антофиллитизацией; 2) частично антофиллитизированные; 3) существенно антофиллитовые породы мелкопучковатой и звездчатой структур, слабо асбестизированные; 4) тальк-антофиллитовые и тальк-карбонат-антофиллитовые породы звездчато-пучковатой и пучковатой структур, слабо асбестизированные; 5) то же, интенсивно асбестизированные. На отдельных участках асбестоносных полей преобладающее развитие получают одна или две из разновидностей пород, отражающих различные типы метаморфизма, — результат интенсивности преимущественного проявления одной из стадий процесса.

По преобладанию тех или иных типов руд и по характеру изменений антофиллитоносных гипербазитов могут быть выделены пять подтипов месторождений антофиллит-асбеста. Сысертский подтип объединяет месторождения с крупными телами преимущественно крупнопучковатого антофиллит-асбеста в тальк-антофиллитовых и тальк-карбонат-антофиллитовых породах, залегающие среди интенсивно мигматизированных гнейсов, испытавших региональный метаморфизм амфиболитовой фации. Талдыкский подтип — месторождения с небольшими залежами преимущественно пучковатых руд в тальк-антофиллитовых и тальк-карбонат-антофиллитовых породах средней степени асбестизации, залегающие среди слабо мигматизированных гнейсов с многочисленными жилами гранитов и пегматитов. Беломорский подтип — непромышленные месторождения с мелкими залежами пучковатых

руд во флогопит-карбонат-антофиллитовых и тальк-антофиллитовых слабо асбестизированных породах. Вмещающие толщи претерпели региональный метаморфизм амфиболитовой фации и прорваны редкими жилами пегматитов. Приазовский подтип — непромышленные месторождения с крупными и мелкими залежами преимущественно звездчатых руд в тальк-карбонат-антофиллитовых породах с тремолитом и хлоритом, слабо асбестизированных. Вмещающие толщи, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, прорваны жилами гранитов и пегматитов. Мурзинский подтип — непромышленные месторождения с зонами развития жильных руд в антофиллитизированных породах различной (обычно низкой) степени асбестизации. Вмещающие толщи метаморфизованы в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, секутся многочисленными жилами гранитов и пегматитов.

Критерии прогнозной оценки территорий на антофиллит-асбест довольно четко определяются характерным тектоническим положением антофиллитоносных гипербазитов и развитием в них определенных типов метаморфизма ультраосновных пород. Потенциально перспективны площади развития гипербазитов в складчатых областях ультраметаморфического фемического типа (щиты) и в срединных массивах и крупных внутригеосинклинальных поднятиях палеозойских складчатых областей фемического типа. Границы перспективных площадей определяются зонами гнейсово-мигматитовых комплексов с широким развитием гранитов и пегматитов. Благоприятны для поисков промышленных месторождений антофиллит-асбеста рои и цепочки мелких гипербазитовых тел, залегающих в гнейсовых и гнейсово-амфиболитовых толщах, испытавших региональный метаморфизм амфиболитовой фации. Наиболее перспективны участки, насыщенные жилами гранитов и пегматитов, в которых ультраосновные породы интенсивно антофиллитизированы с преимущественным развитием тальк-антофиллитовых и тальк-карбонат-антофиллитовых пород пучковатой и звездчато-пучковатой структур. Прямым поисковым признаком служит интенсивная асбестизация таких пород.

* * *

Критерии прогнозной оценки территорий на хризотил- и антофиллит-асбест, естественно, нуждаются в уточнении. В большей мере это касается наиболее общих региональных критериев. В то же время локальные критерии уже сейчас позволяют в ряде случаев достаточно уверенно оценивать перспективы рудных узлов и рудных полей. В частности, на стадии геологической съемки масштаба 1 : 50 000 можно проводить оценку перспектив отдельных гипербазитовых массивов на выявление в них месторождений важнейшего формационного типа — месторождений поперечноволокнистого хризотил-асбеста в породах дунит-гарцбургитовой формации. Такая оценка позволяет достаточно определенно отличать заведомо бесперспективные массивы от массивов, на которых необходима постановка более детальных поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемов В. Р.* Условия образования и закономерности размещения месторождений хризотил-асбеста. М., 1975. 42 с.

2. *Артемов В. Р., Колбанцев Р. В.* Месторождения асбеста. — В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 139—145.

3. *Вопросы* перспективной оценки асбестоносности Казахстана. Алма-Ата, 1969. 124 с. Авт.: И. И. Бок, О. Б. Бейсеев, Н. Н. Ведерников и др.

4. *Дыбков В. Ф.* Факторы, контролирующие оруденение в Баженовском асбестоносном районе и вопросы поисков слепых залежей хризотил-асбеста. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 222—227.
5. *Золоев К. К.* Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М., «Недра», 1975. 192 с.
6. *Колбанцев Р. В.* Асбестоносные гипербазитовые провинции СССР. — В кн.: Асбесты СССР. М., 1974, с. 19—32.
7. *Татаринов П. М.* Генетические типы месторождений хризотил-асбеста. — В кн.: Месторождения хризотил-асбеста СССР. М., 1967, с. 16—25.
8. *Хмара А. Я.* Антофиллит-асбест. М., «Недра», 1974. 42 с.

ТАЛЬК И ТАЛЬКОВЫЙ КАМЕНЬ

Месторождения талька и талькового камня — их строение, условия формирования, генетические типы, закономерности размещения, поисковые критерии — достаточно хорошо изучены. Результаты многолетних исследований обобщены в работах И. Ф. Романовича, П. П. Смолина, в книге «Месторождения талька СССР» [2, 6, 7]. Сведения, приведенные в этих работах, и выводы указанных авторов использованы при составлении настоящего раздела.

Тальксодержащие породы широко распространены в природе. Некоторые их разновидности содержат тальк (обычно в ассоциации с карбонатами, хлоритом, тремолитом, серпентином) в количестве, достаточном для его промышленного извлечения (более 35—40%). Нередки также и мономинеральные тальковые породы. В ряде регионов СССР имеются многочисленные месторождения и проявления тальковых руд. Однако месторождения, имеющие промышленное значение, встречаются значительно реже и распределены они на территории СССР весьма неравномерно. Подавляющая часть, более 30 числящихся на балансе месторождений находится в Южной Сибири и на Урале. Около трех четвертей учтенных запасов талькитов приходится на Южную Сибирь, где расположены месторождения маложелезистого талька (Онотское, Светлоключское, Алгуйское, Киргитейское), остальные, содержащие железистые руды, сосредоточены главным образом на Урале (Сысертское, Медведевское, Куйгустинское месторождения, Кирябинская и Козьмодемьяновская группы). Учтенные запасы талькового камня почти поровну распределены между Уралом (Шабровское, Сыростанское и др.) и Украиной (Правдинское). Крупные и средних размеров месторождения талька и талькового камня имеются также на Дальнем Востоке, в Закавказье, Казахстане и Средней Азии. Добыча ведется на Онотском (Иркутская область), Шабровском, Сыростанском (Урал) месторождениях и двух месторождениях Чорчанской группы (Грузия).

Тальк используется во многих отраслях промышленности: кровельной, химической, керамической, лакокрасочной, резиновой, бумажной и др. Из талькового камня вырабатывается тальк-магнезитовый кирпич, молотый тальк-магнезит и флототальк. Разнообразие областей применения обусловливает сложность требований к качеству сырья, лимитирующих в зависимости от путей использования многие физические и химические свойства тальковых руд (в первую очередь железистость, белизну, размалываемость, степень рассланцованности и др.).

В последние годы наблюдается тенденция к возрастанию потребления талька в керамической, кровельной, лакокрасочной, кабельной отраслях

промышленности. В связи с этим ожидается рост потребностей в высококачественном маложелезистом, в том числе тонкоизмельченном, тальке [2, 6]. Это обстоятельство, а также неравномерность географического размещения существующих талькодобывающих предприятий ставят перед геологической службой СССР задачу поисков новых месторождений маложелезистого талька, в основном в европейской части СССР и на Дальнем Востоке, а также крупных месторождений талькового камня вблизи мест потребления. Отсюда следует необходимость совершенствования методов прогнозной оценки территорий.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ТАЛЬКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Существующие классификации тальковых месторождений основаны на генетических либо на промышленно-генетических признаках [2, 4—9]. В них учитываются состав исходных пород и состав тальковых руд, характер процессов формирования месторождений, а иногда и химизм этих процессов. При прогнозной оценке территорий целесообразно группировать месторождения в немногочисленные формационные типы, соответствующие осадочным и магматическим формациям, породы которых подвергались отальковванию, и отвечающие различным геологическим условиям залегания месторождений (т. е. с учетом закономерностей их размещения). Могут быть выделены две группы формационных типов месторождений талька и талькового камня (табл. 62): месторождения в метаморфизованных породах магматических и осадочных формаций. Нет необходимости при этом выделять самостоятельную группу экзогенных месторождений (порошковатые талькиты). Подобные месторождения не являются самостоятельными образованиями, а представляют собой рудные залежи, сформировавшиеся за счет выветривания руд эндогенных месторождений и не бывают пространственно оторваны от них.

В первую из выделенных групп входят два формационных типа (здесь не рассматриваются типы, не дающие промышленных концентраций талька). Первый — это формационный тип месторождений тальк-хлоритового камня в метаморфизованных ультраосновных породах неясной формационной принадлежности. Он объединяет проявления и мелкие месторождения Карелии (Турган-Койван-Аллуста, Калливо-Муренан-Ваара и др.) и Среднего Приднепровья (тальковый горизонт криворожской серии). Тальковые руды развиты за счет докембрийских метагипербазитов, залегающих среди раннегеосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ и испытавших региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Степень дислоцированности тел и степень изменения метагипербазитов не позволяют однозначно установить их формационную принадлежность. В разных случаях талькоиосные метагипербазиты относятся к пикрит-диабазовой, дунит-гарцбургитовой или габбро-пироксенит-дунитовой формациям. Возможно, что отальковвание охватывает в таких месторождениях как горизонты пикритов, входящих в состав осадочно-вулканогенных толщ, так и ассоциирующие с этими толщами мелкие (будинированные) тела альпинотипных гипербазитов.

Руды представлены хлорит-тальковыми и талько-хлоритовыми породами (горшечный камень), большей частью сланцеватыми, реже тальковыми сланцами. Характерны высокая железистость (валовое содержание Fe_2O_3 составляет 10—13%) и высокая глиноземистость (7—10% Al_2O_3), а иногда и высокое содержание кальция. В связи с низким качеством руд и трудностью их обогащения промышленное значение этого формационного типа невелико.

Таблица 62

Критерии прогнозной оценки территорий на тальк и тальковый камень

Главные признаки	Группа формационных типов месторождений: магматических		в измененных магнезиальных породах формаций осадочных		
	Формационный тип месторождений				
	Месторождения в докембрийских метагипербазитах неясной формационной принадлежности	Месторождения в породах дунит-гарцбургитовой формации	Месторождения в породах карбонатно-сланцевых толщ аспидной формации	Месторождения в породах существенно доломитовых, карбонатных формаций: а) связанные с региональным метаморфизмом	Месторождения в породах существенно доломитовых, карбонатных формаций: б) связанные с контактовым воздействием гранитоидов	Месторождения в магнезит содержащих гнейсовых формациях
Ведущие типы руд	Хлорит-тальковые и тальковые сланцы, хлорит-тальковый камень	Тальковый камень, стеатиты, тальковые и карбонат-тальковые сланцы	Хлорит-тальковые, карбонат-хлорит-тальковые сланцы	Стеатиты, тальковые сланцы, тальк-карбонатные породы	Карбонатно-тальковые и тальк-карбонатные породы, асбестины, тальковые сланцы	Энстатит и тремолит-тальковые породы, преимущественно сланцеватые
Особенности химизма руд	Высокожелезистые (10—13% Fe_2O_3), высокоглиноземистые (7—10% Al_2O_3)	Железистые (3—10% Fe_2O_3, в среднем 8)	Высокожелезистые (6—10% Fe_2O_3, в среднем 8), глиноземистые (2,6—8,5% Al_2O_3, в среднем 5), иногда высококальциевые	Маложелезистые (обычно менее 1,5% Fe_2O_3), иногда кальциевые	Маложелезистые (менее 1% Fe_2O_3), кальциевые (2—7% CaO) руды	Маложелезистые руды
Признаки перспективных тальконосных регионов (провинций)	Древние складчатые области (щиты) ультраметаморфического фемического типа	Докембрийские и палеозойские складчатые области фемического и салическо-фемического типов	Палеозойские складчатые области фемического типа	Байкальские, в меньшей степени палеозойские складчатые области фемического и салическо-фемического типов	Каледонские складчатые области салическо-фемического типа и срединные массивы в областях мезозойской складчатости	Срединные массивы складчатых областей различного возраста и типа, щиты (?)
структурно-минерагенических зон	Синклинории, сложенные раннегеосинклинальными вулканогенно-осадочными толщами, испытавшими региональный метаморфизм зеленосланцевой фации	Гипербазитовые пояса эвгеосинклиналей в зонах регионального метаморфизма зеленосланцевой фации с интенсивным гранитоидным магматизмом	Зоны развития карбонатно-сланцевых толщ аспидной формации эвгеосинклиналей, ассоциирующих с гипербазитами и гранитоидами; региональный метаморфизм зеленосланцевой фации	Зоны преимущественно протерозойского карбонатного осадконакопления миогеосинклиналей, региональный метаморфизм от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фации	Зоны развития карбонатных толщ (преимущественно протерозойского и кембрийского возраста) эвгеосинклиналей и срединных массивов, совмещенных с зонами интенсивного гранитоидного магматизма	Зоны развития гнейсовых толщ с доломитовыми мраморами и магнезитами; региональный метаморфизм пироксеновой субфации амфиболитовой фации
рудных узлов и рудных полей	Тела и горизонты хлоритизированных и отальк-ованных ультраосновных пород	Гипербазитовые массивы в зонах повышенной проницаемости вдоль разломов и в контактовых ореолах гранитоидов, широкое развитие антигоритизации ультраосновных пород и хлоритизации основных пород	Зоны разрывных нарушений, прослои и линзы доломитов, контакты гипербазитовых массивов; интенсивная хлоритизация пород	Существенно доломитовые горизонты с телами метасоматических магнезитов, с прослоями алюмосиликатных пород; зоны разрывных нарушений в магнезиально-карбонатных толщах	Горизонты доломитов и доломитизированных известняков, прорванных гранитоидами; интенсивная тремолитизация карбонатных пород	Горизонты и линзы доломитовых мраморов и магнезитов, охваченных форстеритизацией, энстатитизацией, тремолитизацией

Руды некоторых залежей могут быть использованы для получения цельнопиленых огнеупорных и химически стойких изделий.

Формационный тип месторождений железистого талька и талькового камня в породах дунит-гарцбургитовой формации (тип 2) объединяет многочисленные месторождения и проявления разных регионов. К нему относятся уникальные Шабровское и Сыростанское, крупные Правдинское, Медведевское, Сысертское, Джетыгаринское, Курчумское, Дмитриевское и другие месторождения. Рудные залежи представляют собой зоны оталькованных и карбонатизированных ультраосновных пород. Они сложены обычно тальк-карбонатными и карбонат-тальковыми породами и оталькованными серпентинитами, среди которых размещаются более мелкие тела существенно тальковых пород — стеатитов и тальковых сланцев.

В крупных гипербазитовых массивах залежи талькового камня располагаются вдоль контактов с вмещающими породами или в виде зон, сопровождающих разрывные нарушения внутри массивов. Как правило, эти залежи окружаются ореолами антигоритовых серпентинитов. Вмещающие алюмосиликатные породы на контактах с тальковыми залежами иногда тоже подвергаются оталькованию с образованием хлорит-тальковых и тальк-хлоритовых пород.

Руды месторождений характеризуемого формационного типа представлены преимущественно тальковым камнем — карбонат-тальковыми и тальк-карбонатными породами, а также карбонат-тальковыми сланцами. Карбонат обычно представлен брейнеритом, реже доломитом или магнезитом. Подчиненное положение занимают талькиты-стеатиты и тальковые сланцы. Местами встречаются жилы листоватого талька. На ряде месторождений (особенно уральских) широко развиты тальк-хлоритовые и хлорит-тальковые руды. В основной своей массе они, очевидно, образуются за счет вмещающих пород и, таким образом, являются представителями другого формационного типа, совмещенного в этих случаях с характеризуемым. Более редки асбестины (тремолит-тальковые руды). Железистость руд колеблется в широких пределах. Валовое содержание Fe_2O_3 составляет 3—10%, преобладающее значение — 6%. Содержание Al_2O_3 (за исключением тальк-хлоритовых пород) и CaO обычно невелико.

Промышленное значение тальковых месторождений в породах дунит-гарцбургитовой формации определяется в основном возможностью получения цельнопиленых изделий и тальк-магнезитового порошка. При флотации обычно вырабатывается тальк среднего качества, рентабельность его производства низка. В связи с этим интерес для промышленности могут представлять преимущественно крупные месторождения этого формационного типа, находящиеся в благоприятных горно-геологических условиях и расположенные в экономически освоенных районах.

Вторая группа формационных типов тальковых месторождений включает в себя тальковые месторождения, приуроченные к породам осадочных формаций, в различной степени метаморфизованных. В этой группе могут различаться три основных формационных типа. К первому из них отнесены месторождения высокожелезистых тальковых руд в породах карбонатно-сланцевых толщ аспидной формации (тип 3). Это средние по масштабам месторождения Краснополянское и Большая Поляна и ряд мелких месторождений и проявлений Урала. К этому же формационному типу, возможно, следует отнести Хацавитское проявление Северного Кавказа. Исходными для оталькования породами служат магнезиальные мергели, доломиты,

известковистые глинистые сланцы и известковистые песчаники. Характерна приуроченность месторождений к зонам развития тальконосных гипербазитов, а иногда и непосредственная ассоциация с последними. В этом случае месторождения, по существу, являются полиформационными. Возможно, что ассоциация с гипербазитами не случайна. Оталькование или предшествующий ему магниевый метасоматоз могли быть связаны с процессами изменения ультраосновных пород. С другой стороны, присутствие в оталькованных доломитах зерен хромшпинелида (переотложенные продукты разрушения ультраосновных пород?) указывает на возможность накопления магния при осадконакоплении за счет размыва более древних гипербазитов.

Руды месторождений характеризуемого формационного типа представлены тальк-хлоритовыми, кварц-тальк-хлоритовыми и кварц-карбонат-тальк-хлоритовыми сланцами, а ассоциирующие с ними апогипербазитовые руды — тальковыми и тальк-карбонатными сланцами. Характерны повышенные железистость (6—10% Fe_2O_3) и глиноземистость (2,6—8,5% Al_2O_3) руд, а иногда и высокое содержание в них кальция. Вследствие низкого качества руд промышленное значение этих месторождений невелико.

Другой формационный тип месторождений второй группы (тип 4) составляют месторождения маложелезистого талька в породах существенно доломитовых карбонатных формаций. Среди них целесообразно различать два подтипа: месторождения, связанные с региональным метаморфизмом (подтип 4а), и месторождения, связанные с контактовым воздействием гранитоидных интрузий (подтип 4б).

К подтипу 4а относятся Онотское месторождение, месторождения Енисейского кряжа и Предбайкалья, проявления Башкирского антиклинория. Они сформировались, по П. П. Смолину [8], в ходе регионального метаморфизма амфиболитовой, зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фаций. Исходные для образования тальковых руд породы представлены доломитами и доломитизированными известняками, переслаивающимися с алюмосиликатными породами (сланцами, амфиболитами и др.), а иногда содержащими примесь терригенного кварца. Среди руд преобладают стеатиты, тальковые сланцы, карбонат-тальковые и тальк-карбонатные породы. Менее развиты хлорит-тальковые и тальк-хлоритовые сланцы, формировавшиеся преимущественно в результате отальковання алюмосиликатных пород. Характерна низкая железистость руд: содержание Fe_2O_3 обычно колеблется в пределах 0,2-1,5% и повышается лишь в апоалюмосиликатных рудах. Содержание глинозема составляет в апокарбонатных рудах, как правило, менее 1%, но возрастает в апоалюмосиликатных. Содержание кальция варьирует в широких пределах (до 5—8% в тальк-карбонатных рудах).

Подтип 4б объединяет месторождения, образовавшиеся в результате воздействия на доломиты гранитоидных интрузий. Такие месторождения могут формироваться как в толщах, претерпевших региональный метаморфизм, так и в неметаморфизованных толщах. К этому подтипу относятся месторождения хр. Малый Каратау, Светлоключское, Алгуйское, Бейцухинское. Образованию тальковых руд обычно предшествует развитие кварцевых, диопсидовых, тремолитовых и других метасоматитов. Преобладающие типы руд — карбонат-тальковые, тальк-карбонатные, тремолит-тальковые и тальк-тремолитовые. Иногда значительным развитием пользуются также тальковые и тальк-хлоритовые сланцы, реже кварц-тальковые и тальк-диопсидовые породы. Характерна низкая железистость руд: валовое содержание Fe_2O_3 составляет 0,1—0,8%. Содержание глинозема, как правило, не превы-

шает 0,5%. Присутствие в большинстве руд значительного количества доломита обусловливает высокую кальциевость — 2—7% CaO.

Рассмотренный формационный тип тальковых месторождений наиболее важен в промышленном отношении, так как входящие в него месторождения обычно обладают крупными размерами, а руды содержат ценный маложелезистый тальк.

В самостоятельный формационный тип второй группы выделяются месторождения маложелезистого талька в магнезит-содержащих гнейсовых формациях (тип 5). Это месторождения Юго-Западного Памира — Мульводжское, Кухилалское и ряд проявлений. Они образовались в условиях регрессивной стадии пироксеновой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма [8]. В ходе преобразования карбонатных пород возникли форстеритовые, энстатитовые, тремолит-энстатитовые и тремолитовые породы, впоследствии оталькованные. Тела талькитов ассоциируют с залежами маложелезистых энстатитовых и форстеритовых руд, ценным магнезиально-силикатным керамическим сырьем. Тальковые руды представлены энстатит- и тремолит-тальковыми сланцами. Они характеризуются постоянно-низкой железистостью (менее 1% Fe_2O_3), сравнительно низкими содержаниями глинозема и кальция. Промышленное значение месторождений этого формационного типа, несмотря на их сравнительно скромные размеры, можно оценить достаточно высоко, учитывая качество руд и комплексность — ассоциацию с маложелезистыми энстатитовыми и форстеритовыми рудами.

Между выделенными формационными типами, а тем более подтипами не всегда может быть проведена резкая граница. Так, по ведущим типам руд и их химизму очень близки месторождения типов 1 и 3. Месторождения типа 3, как правило, ассоциирующие с месторождениями типа 2 почти всегда входят в состав полиформационных образований. Нельзя в некоторых случаях четко разграничить и подтипы формационного типа 4. Следует отметить, что, по мнению П. П. Смолина [7], даже на тех месторождениях, где ясно фиксируется контактовое воздействие гранитов на карбонатные породы, основная часть руд и сопровождающих их пород сформировалась в ходе регионального метаморфизма до внедрения гранитов. Несмотря на эти оговорки, предлагаемое разделение тальковых месторождений на формационные типы представляется целесообразным, если учесть, что при прогнозировании важны не столько генетические различия, сколько специфика размещения месторождений.

В процессе выветривания тальковых руд происходит выщелачивание карбонатов и диспергирование талька. Образуются элювиальные и элювиально-делювиальные залежи порошковатых щебенчатых талькитов, а при переотложении их — делювиальные залежи порошковатых талькитов часто с примесью глинистого материала. Подобные руды могут формироваться на месторождениях всех формационных типов, но наибольшую ценность представляют маложелезистые порошковатые талькиты. В ряде случаев, образуясь за счет бедных эндогенных руд, именно они определяют промышленную значимость месторождения (Алгуйское, Киргитейское).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения талька и талькового камня приурочены к конкретным магматическим и осадочным формациям, что определяет различия в закономерностях их размещения. В то же время существуют и общие закономерно-

сти, единые для всех тальковых месторождений, независимо от формационной принадлежности. В первую очередь — это приуроченность тальковых месторождений к существенно магнезиальным породам. Основная часть рудообразующего вещества — это вещество подвергающихся оталькованию пород. В значительной степени в талькообразовании участвует и вещество сопутствующих рудам пород (кремнезем). Существенный привнос вещества из удаленных источников происходит лишь при образовании залежей апогипербазитового талькового камня (углекислота). В силу этих особенностей талькообразования промышленные концентрации талька и залежи талькового камня могут быть приурочены лишь к существенно магнезиальным силикатным и карбонатным породам.

Другая общая закономерность сводится к тому, что все тальковые месторождения размещены только в пределах складчатых областей. При этом максимальное их развитие наблюдается в байкальских, каледонских и герцинских складчатых областях. Характерно, что наиболее богатые тальковыми месторождениями складчатые области отвечают фемическому и сиалическо-фемическому типам. В них размещены не только апогипербазитовые месторождения (формационный тип 2), но и апокарбонатные (формационные типы 3 и 4). Более того, иногда наблюдается пространственная сопряженность тальконосных структурно-минерагенических зон с оруденением различных формационных типов, а в других случаях зоны развития апокарбонатных месторождений (формационный тип 4) располагаются вблизи гипербазитовых поясов. Возможно, что это не просто следствие некоторого сходства общих тектонических условий формирования месторождений разных типов. Можно предположить, что в доломитизации карбонатных пород и в их отальковании принимает участие магний, выносимый из ультраосновных пород в ходе их преобразования.

Еще одна общая закономерность заключается в приуроченности большинства месторождений талька и талькового камня (за исключением некоторых апокарбонатных и апогипербазитовых месторождений в контактах с гранитами) к зонам проявления регионального метаморфизма. Чаще всего — это фация зеленых сланцев.

Месторождения формационного типа 1 в докембрийских метагипербазитах встречаются только в пределах щитов. Они размещены в синклинориях, сложенных протерозойскими раннегеосинклинальными вулканогенно-осадочными толщами, испытавшими региональный метаморфизм зеленосланцевой фации.

Месторождения формационного типа 2 в породах дунит-гарцбергитовой формации встречаются почти во всех складчатых областях, где развиты гипербазиты этой формации, но преимущественным распространением пользуются в палеозойских и докембрийских складчатых областях фемического и сиалическо-фемического типов. Они приурочены к гипербазитовым поясам, находящимся в различных по метаморфизму зонах: от пренит-пумпеллиитовой фации до низших ступеней амфиболитовой. Наибольшая интенсивность талькового оруденения свойственна гипербазитовым поясам в зонах развития зеленосланцевой фации регионального метаморфизма с интенсивным гранитоидным магматизмом. Подобные гипербазитовые пояса обычно бывают приурочены к границам выступов догеосинклинального структурного этажа (ядрам антиклинориев, блокам фундамента, срединным массивам) и размещены преимущественно в пределах этих структур. Есть данные о повышенной тальконосности гипербазитов, залегающих в сланцевом

обрамлении гнейсово-мигматитовых комплексов, на границе зон эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [1]. Непременным условием формирования месторождения талька и талькового камня в породах дунит-гарцбургитовой формации, особенно при отсутствии регионального метаморфизма, является интенсивная гидротермальная деятельность, обусловленная зонами высокой проницаемости и гранитоидными интрузиями. Поэтому тальконосные гипербазитовые массивы, как правило, размещаются вдоль зон разломов, в участках широкого развития гранитов. Иногда вместо гранитов наблюдаются интрузии среднего и основного состава.

В пределах гипербазитовых массивов зоны отталькования могут располагаться на контактах с вмещающими породами, на контактах с более молодыми гранитами и вдоль разрывов внутри массивов. В первом случае они иногда ассоциируют с залежами тальк-хлоритовых руд во вмещающих породах (тип 3). При этом среди апогипербазитовых руд преобладают тальковые и карбонат-тальковые сланцы. К контактам с секущими гранитами обычно приурочены залежи стеатитов. С разрывами внутри гипербазитовых массивов связаны преимущественно залежи талькового камня и отальконных серпентинитов. Талькиты наблюдаются в тех случаях, когда зоны разрывов интрудированы дайками или содержат блоки вмещающих пород. Наиболее мощные зоны отталькования отмечаются в лежачих контактах массивов и в участках изгибов контактов.

Широкий диапазон устойчивости талька и тальксодержащих пород обусловливает ассоциацию тальковых месторождений с месторождениями ряда других полезных ископаемых в гипербазитах: антофиллит-, магнезиоарфведсонит- и хризотил-асбеста, вермикулита, корунда. В некоторых случаях месторождения талька могут рассматриваться как комплексные [3, 6].

Месторождения формационного типа 3 не пользуются широким распространением. Они ассоциируют с апогипербазитовыми месторождениями в зонах проявления регионального метаморфизма зеленосланцевой фации и интенсивного гранитоидного магматизма. Размещение их определяется расположением существенно мергелистых и карбонатных горизонтов, а положение тальк-хлоритовых залежей контролируется зонами разрывов, контактами гипербазитовых тел и гранитоидных массивов.

Закономерности размещения месторождений маложелезистого талька в карбонатных породах (тип 4) определяются в первую очередь особенностями распространения магнезиальных карбонатных пород и наличием условий, благоприятствующих преобразованию этих пород. Формирование тальковых месторождений в результате регионального метаморфизма или контактового воздействия и гидротермальной деятельности гранитоидных интрузий обусловливает размещение апокарбонатных тальковых месторождений только в пределах складчатых областей.

Наиболее широкое развитие доломитов и доломитизированных известняков в карбонатных толщах протерозойского, реже кембрийского возраста обусловило преимущественную приуроченность месторождений апокарбонатного талька именно к таким толщам. В этой же связи главные тальконосные провинции располагаются в пределах докембрийских и палеозойских складчатых областей.

Месторождения маложелезистого талька в породах существенно доломитовых карбонатных формаций, связанных с региональным метаморфизмом (подтип 4а), развиты в байкальских складчатых областях фемического и салическо-фемического типов. Аналогичные проявления талька на-

блюдаются и в более молодых складчатых областях (Башкирский антиклинорий). Месторождения размещаются в пределах миогеосинклиналей в зонах преимущественно карбонатного протерозойского осадконакопления. Тальконосные структурно-минерагенические зоны располагаются в определенной пространственной связи с гипербазитовыми поясами, нередко также тальконосными. Региональный метаморфизм может отвечать различным фациям: от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой. Размещение тальковых залежей контролируется разрывными нарушениями и контактами карбонатных пород с алюмосиликатными и силикатными.

Месторождения того же формационного типа, но связанные с контактовым воздействием гранитоидов (подтип 4б), в пределах СССР встречаются преимущественно в каледонских складчатых областях. Они располагаются в интрагеоантиклинальных зонах эвгеосинклиналей с существенно карбонатным разрезом, а также в миогеосинклиналях. Тальковые залежи размещаются в горизонтах доломитов и доломитизированных известняков, тяготея к контактовым ореолам гранитоидных интрузий. Положение рудных тел контролируется конфигурацией контактов гранитоидов, размещением апофиз и дорудных разрывных нарушений.

С тальковыми месторождениями в карбонатных толщах могут ассоциировать месторождения магнезита, фосфоритов, бокситов, проявления маложелезистого хризотил-асбеста, возможно, брусита. Залежам порошковатого талька в коре выветривания иногда сопутствуют залежи маршаллита [2, 6].

Четко определить региональные закономерности размещения месторождений маложелезистого талька в породах магнезитсодержащих гнейсовых формаций (тип 5) трудно, так как подобные месторождения известны в пределах СССР только в одном регионе.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ

Критерии оценки перспективности территорий на тальк и тальковый камень непосредственно следуют из закономерностей размещения месторождений различных формационных типов с учетом данных об условиях образования месторождений. Признаки перспективных тальконосных провинций, перспективных тальконосных структурно-минерагенических зон, а также рудных узлов и рудных полей, в которых могут быть выявлены промышленно ценные залежи тальковых руд, сформулированы в табл. 62. Несколько подробнее, с примерами оценки конкретных территорий следует остановиться на главнейших в промышленном отношении формационных типах. Как уже указывалось, реальное увеличение ресурсов талькового сырья в ближайшем будущем может быть обеспечено в основном за счет выявления и разведки месторождений двух формационных типов: месторождений в породах дунит-гарцбургитовой формации (тип 2) и месторождений в породах существенно доломитовых карбонатных формаций (тип 4).

Значение месторождений типа 2 определяется их широким распространением, нередко крупными размерами. Значительные запасы талькового камня могут удовлетворить нужды огнеупорной промышленности. В меньшей степени экономическое значение этих месторождений связано с залежами железистых стеатитов, потребляемых отраслями, не предъявляющими вы-

сокие требования к белизне и магнезиальности сырья. К перспективным тальконосным провинциям рассматриваемого формационного типа относятся гипербазитовые провинции, приуроченные к палеозойским, реже докембрийским складчатым областям фемического и салическо-фемического типов. В таких провинциях вследствие повышенной концентрации ультраосновных пород возрастает вероятность нахождения гипербазитовых массивов в условиях благоприятных для талькообразования. Эти условия — региональный метаморфизм зеленосланцевой фации и интенсивный гранитоидный магматизм чаще наблюдаются в палеозойских складчатых областях. Наиболее перспективна в пределах СССР Уральская тальконосная провинция, охватывающая Средний и Южный Урал. Перспективны также Алтае-Саянская, Украинская и в несколько меньшей степени Казахстанская и Байкало-Витимская гипербазитовые провинции. Отдельные месторождения, в том числе и крупные, встречаются и могут быть вновь выявлены и в других гипербазитовых провинциях, но вероятность размещения таких месторождений в них значительно ниже по сравнению с указанными провинциями.

В пределах гипербазитовых провинций к наиболее перспективным тальконосным структурно-минерагеническим зонам следует относить гипербазитовые пояса и группы сближенных поясов, расположенные в зонах проявления регионального метаморфизма зеленосланцевой фации. Это — пояса, приуроченные к границам ядер антиклинориев, блоков фундамента, срединных массивов. Особенно благоприятны для выявления тальковых месторождений пояса, располагающиеся по периферии гнейсово-мигматитовых комплексов. В пределах щитов перспективны гипербазитовые пояса, приуроченные к синклинориям, сложенным раннегеосинклинальными вулканогенно-осадочными толщами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации.

Характерный признак перспективных гипербазитовых поясов — региональное развитие антигоритизации и тальк-карбонатного типа метаморфизма ультраосновных пород, а также интенсивная хлоритизация пород основного состава. Наиболее перспективные тальконосные структурно-минерагенические зоны — Миасская, Сысертская, Среднеприднепровская, Восточно-Саянская, Каахемская, Султан-Уиздагская, Чорчанская. К перспективным могут быть отнесены также отдельные гипербазитовые пояса Байкало-Витимской, Зейско-Становой и Карело-Кольской гипербазитовых провинций. В некоторых зонах гипербазитовые пояса не обладают всеми из указанных выше признаков. Они отличаются меньшей степенью метаморфизма вмещающих толщ и отсутствием широкого развития антигоритизации ультраосновных пород. Однако в случае интенсивного гранитоидного магматизма в этих зонах могут встречаться крупные тальковые месторождения в ореолах контактового и гидротермального воздействия гранитных интрузий. Среди перспективных зон такого типа можно назвать Южно-Уральскую, Восточную, Южно-Тувинскую.

В пределах гипербазитовых поясов перспективны для поисков месторождений талька и талькового камня массивы, расположенные в зонах повышенной проницаемости вдоль разломов и в контактах с гранитоидами. Благоприятные признаки — полная антигоритизация, интенсивная карбонатизация и оталькование ультраосновных пород, хлоритизация пород основного состава.

Месторождения талька в породах существенно доломитовых карбонатных формаций имеют особое значение как источник получения дефицитного мало-

железистого талька. Поисковые критерии для этих месторождений детально рассматривались К. М. Наделяевым, П. П. Смолиным, И. Ф. Романовичем, проведшими также оценку отдельных регионов и всей территории СССР [2, 6, 7, 9]. Как отмечено в табл. 62, наиболее перспективными регионами для рассматриваемого формационного типа являются байкальские и каледонские складчатые области салическо-фемического типа. Перспективны также герцинские складчатые области (образования байкальского структурного этажа) фемического типа и срединные массивы в областях мезозойской складчатости.

Для выявления залежей маложелезистого талька (подтип 4а) наиболее благоприятны зоны миогеосинклиналей с интенсивным карбонатным осадконакоплением в протерозое, охваченные региональным метаморфизмом от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фации. Это — Удерейская (Енисейский кряж), Онотско-Савинская, Предбайкальская тальконосные зоны, в которых расположены месторождения. К перспективным относятся также зоны развития существенно доломитовых протерозойских толщ Башкирского антиклинория, Малого Хингана, Карелии, Северного Забайкалья, Патомского нагорья, Джагдино-Тукурингрского поднятия и др. Дополнительным признаком перспективности таких зон, возможно, может служить расположение их вблизи гипербазитовых поясов соседних эвгеосинклиналей.

Для подтипа 4б месторождений того же формационного типа благоприятность структурно-минерагенических зон для выявления промышленных тальковых залежей определяется пространственным совмещением доломитовых толщ и более молодых гранитоидных интрузий. Помимо известных Кузнецко-Алатауской, Мало-Каратауской, Мало-Хинганской и Ханкайской зон перспективны по общегеологическим условиям, но слабо изучены в отношении тальконосности западный склон Полярного Урала, Алмалыкская и Киргизская зоны. Для поисков месторождений обоих подтипов более благоприятны не чисто доломитовые толщи, а горизонты кварцсодержащих доломитов или переслаивание доломитов с кварцитами и алюмосиликатными породами. Поисковым признаком для подтипа 4а может служить также развитие метасоматических магнезитов и наличие разрывных нарушений, а для подтипа 4б — интенсивная тремолитизация карбонатных пород в контактовых ореолах гранитов. Развитие кор выветривания в пределах тальконосных зон указывает на возможность выявления залежей порошковатого талька.

Прогнозная оценка территории СССР в отдельных регионов свидетельствует о том, что возможности выявления крупных тальковых месторождений, в том числе и содержащих высококачественные руды, еще не исчерпаны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., «Недра», 1974. 200 с.
2. *Месторождения* талька СССР. М., «Недра», 1973. 224 с.
3. *Неметаллические* полезные ископаемые гипербазитов. М., «Наука», 1973. 268 с.
4. *Романович И. Ф.* Один из вариантов генетической классификации тальковых месторождений. — «Геология рудн. м-ний», 1964, № 2, с. 112—125.
5. *Романович И. Ф.* Минералого-химическая классификация тальковых руд. — «Сов. геология», 1966, № 8, с. 154—158.
6. *Романович И. Ф.* Тальк. М., «Недра», 1974. 80 с.
7. *Смолин П. П.* Закономерности размещения промышленных месторождений талька на территории СССР и критерии локализации особо ценного безжелезистого

талька. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 6. М., 1962, с. 493—548.
8. *Смолин П. П.* Апоонколитовые талькиты Предбайкалья и схема классификации регионально-метаморфических тальконосных провинций. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 3, с. 684—687.
9. *Тальк* как минерал и полезное ископаемое. Под ред. В. П. Петрова. М., 1961. 142 с.

АГАТ

Агат принадлежит к числу полезных ископаемых, которые использовались человеком в его хозяйственной и культурной деятельности с глубокой древности. Особенно расширилась область его применения с развитием техники. Благодаря ряду свойств — высокой твердости, вязкости, полируемости, кислотостойкости и декоративности, агат нашел широкое применение в современных отраслях промышленности: приборостроительной, машиностроительной, авиационной, химической, ювелирной и др.

Возрождение интереса к цветному камню и неуклонный рост потребления природного технического камня вызвали в последние годы значительное повышение спроса на эти виды минерального сырья, в том числе на ювелирно-поделочный и особенно технический агат.

В настоящее время основным источником агата в стране являются месторождения Закавказья (Шурдинское, Памачское, Саригюхское) и Северного Тимана (Чаичье, Иевское). Однако общий объем добычи сортового камня на этих месторождениях не удовлетворяет в полной мере растущие потребности промышленности. К тому же разведанные здесь запасы агата уже частично выработаны, а ожидаемый их прирост в пределах изученных площадей ограничен.

В связи с этим расширение сырьевой базы агата с учетом уровня его потребления в перспективе становится одной из неотложных задач, стоящих перед геологической службой страны. Важнейшим условием ее успешного решения является постановка прогнозных исследований и в первую очередь разработка критериев прогноза агатовой минерализации и оценка перспектив территории СССР на агат.

Несмотря на многовековую историю агата как полезного ископаемого, его месторождения остаются крайне неравномерно и слабо изученными геологическими объектами. Вероятно, поэтому имеющиеся о них сведения как в отечественной, так и в зарубежной литературе довольно скудны, а вопросы оценки и прогнозирования агатовой минерализации практически не разработаны.

В настоящей статье рассматривается, по существу, первый опыт формационной классификации месторождений агата и предлагается набор критериев прогнозной оценки агатоносности территорий, основанных на анализе относительно небольшого числа примеров более изученных агатоносных провинций * и районов ** СССР, а также фрагментарных характеристик зарубежных месторождений агата [4, 8, 9, 10 и др.].

---

* Агатоносная провинция — регион, сопоставимый с крупной региональной структурой (складчатой системой, платформой), в пределах которой развита потенциально агатоносная вулканогенная формация.

** Агатоносный район — относительно обособленная площадь в пределах одной негативной структуры второго — третьего порядка (прогиб, синклинорий, депрессия) или нескольких сближенных структур более высоких порядков (синклинали), в которых локализуются породы потенциально агатоносной вулканогенной формации.

ГЛАВНЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АГАТА

Предлагаемая нами формационная классификация месторождений агата охватывает лишь те типы природных концентраций этого полезного ископаемого, которые представлены промышленными и потенциально промышленными объектами (за исключением россыпей). Все известные месторождения агата пространственно и генетически связаны с вулканизмом. По важнейшим особенностям условий локализации они могут быть подразделены на две основные группы: а) месторождения в покровах базальтов; б) месторождения в лавах и пирокластолитах среднего состава.

Группа месторождений в покровах базальтов является основным источником ювелирно-поделочного агата. Она представлена главными агатоносными провинциями мира (провинция Риу-Гранди-ду-Сул в Бразилии, Уругвай, Деканское плоскогорье в Индии, Северный Тиман в СССР).

Месторождения в лавах и пирокластолитах среднего состава известны своим техническим агатом высокого качества (Памачское и Шурдинское в Грузии). Вместе с тем к ним относятся также месторождения, в составе полезного компонента которых существенное значение имеет ювелирно-поделочный агат (Саригюхское в Армении, Тоданское в Азербайджане).

Месторождения в покровах базальтов. Эта группа связана с вулканогенными формациями древних платформ и зон активизации консолидированных складчатых систем и срединных массивов. Они представлены тремя формационными типами: бразильским, тиманским и восточно-забайкальским. Главное их различие состоит в том, что эти типы связаны с вулканогенными формациями, сформировавшимися в условиях разного тектонического режима. Но уже на уровне агатоносных районов основные черты выделенных формационных типов обнаруживают весьма близкое сходство (табл. 63).

В качестве примера формационного типа месторождений в покровах базальтов нами рассмотрен более изученный тиманский тип, развитый в пределах Тимана (главным образом Северного). Тиманская агатоносная провинция охватывает северо-западную часть Тиманской антиклинорной структуры — байкальской складчатой системы, претерпевшей тектоно-магматическую активизацию в нижне-франское время. Эта активизация в основном проявилась в виде глыбовых движений, сопровождавшихся излияниями базальтов, отчасти локальными эксплозиями туфов и внедрениями по зонам разломов единичных субвулканических тел долерит-базальтов и долеритов.

Структурами локализации лав и пирокластолитов, а также туфогенно-осадочных и осадочных образований нижнефранской вулканогенной толщи Тимана являлись пологие линейные синклинали северо-западного простирания, местами переходящие в грабенообразные структуры. Авторы «Карты магматических формаций СССР» [2] эту вулканогенную толщу Тимана относят к базальтовой (толеитовой) формации. Ее полный разрез на Северном Тимане представлен четырьмя-пятью (?) покровами базальтов и тесно связанными с ними межпокровными прослоями и пачками туфогенно-осадочных и осадочных пород, реже туфов.

В составе базальтовой формации доминируют лавовые покровы мощностью от 9—10 до 140 м. Среди них по текстурным особенностям отчетливо различаются покровы зонального и блокового строения, нередко связанные постепенными переходами по латерали [3].

В вертикальном разрезе покровов зонального строения намечаются зоны (снизу вверх) массивного базальта, базальта с малочисленными круп-

ными миндалинами гидротермальных минералов и пузыристого, местами шлаковидного базальта (мандельштейна), насыщенного мелкими миндалинами хлорита, реже кальцита, анальцима, халцедона, кварца. Покровы блокового строения состоят из самостоятельных, большей частью зональных базальтовых тел — потоков, сфероидальных и линзовидных блоков, а также шаровых лав, связанных между собой постепенными переходами (через пузыристый, местами шлаковидный базальт, заполняющий промежуточные пространства между этими телами); реже они имеют четкие ограничения, плотно прилегая друг к другу.

В составе базальтовых тел (покровов, потоков и др.) отмечается ряд петрографических разновидностей, среди которых по текстурным признакам выделены массивные, миндалекаменные и шлаковидные базальты, по особенностям микроструктуры и состава — витробазальты, толеитовые и палагонитовые базальты и другие, менее распространенные разновидности.

Основным петрохимическим типом базальтов вулканогенной толщи Тимана являются толеиты и отчасти кварцевые толеиты. Резко подчиненное значение имеют оливиновые толеиты и оливиновые базальты, распространение которых ограничено бассейном среднего течения р. Сулы.

В базальтовых покровах Тимана развито два морфогенетических типа проявлений гидротермальной минерализации — секреционный и гнездово-жильный [3]. Секреционный тип—самый распространенный, наиболее характерный и промышленно значимый в тиманских базальтах. Он представлен крупными моно- и полиминеральными, преимущественно кварц-агатовыми, агатовыми и халцедоновыми секрециями, а также малораспространенными сингететичными с секрециями линзами и прожилками халцедона, реже агата. Встречаются эти минеральные обособления практически повсеместно, но только секреции образуют концентрации, представляющие практический интерес как источники агата высокого качества. С секреционным морфогенетическим типом минерализации базальтов связаны все известные на Тимане месторождения и проявления агата.

К гнездово-жильному типу относятся разновозрастные секущие жилы и гнездообразные тела, в сложении которых участвуют один или несколько низкотемпературных минералов — кальцит, халцедон, цеолиты (морденит, анальцим), реже барит и сульфиды (пирит, иногда халькозин и халькопирит). Они отмечаются во всех известных здесь разновидностях базальтов, но по экстенсивности развития значительно уступают проявлениям секреционного типа. С гнездово-жильным типом минерализации на Северном Тимане связаны мелкие, не имеющие промышленного значения проявления исландского шпата и меди (халькозина).

Агатоносные тела тиманских месторождений и проявлений представляют собой участки центральных миндалекаменных зон базальтовых покровов (потоков, блоков), обогащенных миндалинами агата и халцедона. Общая форма этих участков обычно неправильная, иногда приближающаяся к линзовидной, размеры в плане измеряются сотнями — первыми тысячами квадратных метров, а мощность редко превышает 4—5 м.

Распределение миндалин в пределах агатоносных тел чрезвычайно неравномерное. Их форма преимущественно конусообразная, реже линзовидная, округлая и неправильная, а размеры варьируют от нескольких сантиметров до 0,35—0,40 м по удлинению.

На тиманских месторождениях и проявлениях агата доминируют полиминеральные миндалины, в составе которых главенствуют 2—3

Таблица 63

Основные формационные типы агатовой минерализации и критерии ее прогнозирования

Критерии	Группа месторождений и формационный тип			
	В покровах базальтов			В лавах и пирокластолитах среднего состава
	Бразильский	Тиманский	Восточнозабайкальский	Закавказский
Региональные Геотектонические	Древние платформы	Зоны тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых систем и срединных массивов		Эвгеосинклинальные зоны геосинклинально-складчатых систем фемического типа
Структурные	Амфиклизы	Пологие синклинали	Наложенные впадины, мульды	Отрицательные структуры второго и третьего порядка в составе крупных антиклинорных структур (антиклинориев, геоантиклинальных поднятий)
	Разломы, контролирующие извержения вулканитов (лав, туфов, туфобрекчий) агатоносных формаций			
Формационные	Траповая формация. Состав: серия толеитовых траппов эффузивных, эксплозивных и интрузивных фаций; в резко подчиненном количестве присутствуют туфогенно-осадочные и осадочные образования	Базальтовая (толеитовая) формация. Слабо дифференцирована. Состав: доминируют базальты, в подчиненном количестве отмечаются туффиты, туфопесчаники, конгломераты, песчаники, редко туфы и единичные тела долерит-базальтов	Липарит-базальтовая формация. Состав контрастный: базальтовые и андезит-базальтовые порфириты с повышенной щелочностью; менее распространены липариты и липаритовые порфиры, туфы, эруптивные брекчии	Формация базальтовых и андезитовых порфиритов. Состав: базальтовые, андезит-базальтовые, андезитовые и андезит-дацитовые порфириты нормального известково-щелочного ряда; в подчиненном количестве присутствуют их пирокластолиты (туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты) и в отдельных случаях кремнистые и глинистые образования
Локальные Вулканотектонические	Ареалы развития вулканических центров извержения трещинного и центрального типов и сопровождающих их субвулканических образований			Площади пространственного совмещения вулканитов формации андезитовых и базальтовых порфиритов и более поздних проявлений вулканизма и разрывной тектоники

Продолжение табл. 63

Критерии	Группа месторождений и формационный тип			
	В покровах базальтов			В лавах и пирокластолитах среднего состава
	Бразильский	Тиманский	Восточнозабайкальский	Закавказский
Структуры локализации агатовой минерализации	Внутренние части покровов, тяготеющие к вулканическому жерлу (по латерали)			Системы линейных разрывных нарушений, часто контролирующие тела субвулканитов среднего и кислого составов поздних фаз вулканизма, и зон дробления и брекчирования, секущие образования формации базальтовых и андезитовых порфиритов
Петрологические: Типы агатоносных пород	Базальты			Андезиты и андезитовые туфобрекчии и туфы, андезит-базальты
Петрологические: Типы агатоносных лавовых покровов (потоков)	Покровы (потоки) зонального строения с мощной зоной миндалекаменных базальтов в кровле			Покровы (потоки) разных типов строения
Типы метасоматических изменений агатоносных пород	?	Слабопроявленные автометасоматические изменения во всем объеме агатоносной толщи (хлоритизация, карбонатизация, палагонитизация базальтов)		Интенсивно проявленные хлоритизация, карбонатизация, аргиллизация, цеолитизация пород в зонах локальных разрывных нарушений
Морфогенетический тип минерализации	Секреционный (в сингенетических газовых (?) полостях, редко в контракционных полостях и трещинах)			Гнездовый (в эпигенетических полостях растворения, отчасти в сингенетических газовых (?) полостях *) и жильный (в тектонических трещинах)
Примеры агатоносных объектов	Провинция Риу-Гранди-ду-Сул (Бразилия), Деканское плоскогорье (Индия)	Тиманская агатоносная провинция (Чанчье, Иевское, Белореченское месторождения)	Агатопроявления Приаргунского и Борзинского районов Восточного Забайкалья	Ахалцихская группа месторождений (Шурдинское, Памачское и др.), Калининское, Шахназарское, Саригюхское, Аджикендское и Тоданское месторождения

* Вероятно, с частичным растворением стенок.

минерала — халцедон, агат, кварц, отчасти кальцит и нередко присутствует один или несколько второстепенных, в том числе люссатит (волокнистый кристобалит), дымчатый кварц, аметист, селадонит, барит, опал; в отдельных случаях отмечаются также незначительные выделения гейландита, морденита, гётита, пирита, халькопирита и гематита (?).

Довольно широким распространением пользуются здесь и мономинеральные миндалины, главным образом халцедоновые (или агатовые); местами в заметных количествах наблюдаются кварцевые и кальцитовые миндалины.

Тиманский агат отличается высокими декоративными свойствами: контрастностью и красотой рисунка, сочетанием цветовых оттенков полос, наличием муарового эффекта и пр. По типу рисунка в срезах миндалин здесь встречается множество разновидностей агата: бастионный, глазчатый, моховой и ряд других, не имеющих названий.

Основными дефектами агатов Тимана являются скорлуповатость, трещиноватость (в том числе наведенная при добыче и распиловке) и включения кальцита и кварца.

Месторождения в лавах и пирокластолитах среднего состава. Наиболее широко распространены и детально изучены в Закавказье и потому выделены в закавказский формационный тип. Проявления агатовой минерализации этого типа развиты в Аджаро-Триалетской и Сомхето-Карабахской тектонических зонах Малого Кавказа и пространственно связаны с вулканогенными породами формации базальтовых и андезитовых порфиритов — наиболее поздней в группе эффузивных формаций геосинклинальной стадии развития складчатой системы [2].

Пространственное размещение потенциально агатоносных пород контролируют синклинорные структуры второго—третьего порядка, развитые в пределах упомянутых ранее Аджаро-Триалетской и Сомхето-Карабахской тектонических зон (в частности, Ахалцихская депрессия, Лорийский и Иджеванский синклинории, Агджикендский прогиб).

Агатоносные зоны приурочены к разломам и оперяющим их системам локальных разрывных нарушений — зонам дробления и брекчирования вмещающих пород, а также линейным разрывам, нередко выполненным телами средних и кислых субвулканитов более поздних проявлений вулканизма. Сформировались они (т. е. разломы и локальные нарушения) в процессе складкообразования в инверсионную и консолидационную стадии развития геосинклинально-складчатой системы. Иными словами, закавказские месторождения и проявления агата локализовались в вулканогенных породах геосинклинальной стадии (верхний мел—эоцен), а их пространственное размещение в пределах площадей развития этих пород контролируется более поздними разрывными нарушениями, возникшими в инверсионную и консолидационную стадии (в течение палеогеновой и в особенности неогеновой складчатости). Само же формирование агатовых тел связывается здесь с поствулканическими гидротермальными процессами эоценового и миоцен-плиоценового вулканизма [1, 7].

Проявления агатовой минерализации закавказского формационного типа повсеместно связаны с андезитами, андезит-базальтами, а также агломератовыми туфами и туфобрекчиями андезитового состава. В местах локализации промышленно ценных агатовых тел эти породы, как правило, в той или иной степени тектонически дислоцированы и гидротермально изменены — хлоритизированы, цеолитизированы, аргиллизированы, карбонатизированы [1, 5, 6, 7 и др.].

Структурами локализации агатовых тел являются полости растворения, тектонические трещины, а также газовые (?) полости, подвергавшиеся частичному растворению стенок.

В зависимости от морфологии вмещающих полостей, выделяются гнездовый, прожилковый (узловой) и миндалевидный типы агатовых тел. Кроме того, в агломератовых туфах и туфобрекчиях распространен так называемый трубчатый агат, образовавшийся в полостях, возникших в результате разложения погребенных обломков древесины (Памачское и Тоданское месторождения [5, 7]).

По своему составу эти морфогенетические типы тел подразделяются на моно- и полиминеральные. Мономинеральные встречаются значительно реже и представлены агатовыми и халцедоновыми телами. Наряду с ними в пределах агатоносных зон и участков нередки также мономинеральные кварцевые и кальцитовые гнездовые и жильные образования. В сложении полиминеральных тел участвуют главным образом минералы кремнезема — халцедон, агат, кварц, реже аметист, яшмовидные образования, опал, люссатит. Довольно часто в их составе присутствует кальцит и отмечаются незначительные выделения цеолитов (морденит, гейландит), апофиллита, гётита, гематита и других второстепенных минералов [1, 5, 6, 7 и др].

ОСНОВНЫЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ АГАТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Современное состояние изученности агатовой минерализации промышленных формационных типов позволяет установить следующие критерии ее прогноза:

а) региональные— геотектонические, структурные и формационные;

б) локальные — вулкано-тектонические, геофизические, петрологические и типы метасоматических преобразований (табл. 63).

Региональные критерии основаны на данных исследований самых общих закономерностей локализации известных агатоносных провинций мира (Бразильско-Уругвайской, Деканской, Закавказской, Тиманской), локальные — на материалах конкретных геологических ситуаций тиманских и закавказских месторождений агата. Ниже рассматриваются критерии прогнозной оценки агатовой минерализации тиманского и закавказского типов.

Тиманский тип

Наличие устойчивой пространственной связи известных месторождений и проявлений агата с базальтовой (толеитовой) формацией Тимана позволяет при мелкомасштабном прогнозировании принять в качестве объекта прогноза ареалы распространения пород этой агатоносной формации. Основные критерии прогноза агатоносности таких ареалов следующие.

Геотектонические. Развитие зон тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых систем, проявившейся главным образом в виде блоковых перемещений и излияний лав базальтовой (толеитовой) формации.

Структурные. Наличие пологих синклиналей, часто осложненных долавовыми разломами, контролирующими размещение локальных центров вулканических извержений (преимущественно трещинного типа).

Эти синклинали являются структурами локализации пород базальтовой (толеитовой) формации.

Формационные. Широкое распространение пород базальтовой (толеитовой) формации, характерными чертами которой являются:

— слабопроявленная дифференциация;

— преобладание в ее составе базальтов (толеитов, отчасти кварцевых толеитов);

— присутствие в подчиненных количествах туфогенно-осадочных и осадочных образований (туффитов, туфопесчаников, кварцевых и полимиктовых песчаников, конгломератов и др.), иногда туфов и единичных тел субвулканитов (долерит-базальтов и долеритов).

На уровне среднемасштабных прогнозных исследований для тиманского формационного типа месторождений объектом оценки могут служить ареалы распространения базальтовых тел (покровов, потоков) с отчетливо проявленной вертикальной структурно-текстурной дифференциацией. Как установлено в результате многолетних исследований [4], с такими телами базальтов промышленная агатовая минерализация обнаруживает устойчивую пространственную связь.

Основные признаки и свойства этих ареалов регламентируют следующие критерии.

Вулкано-тектонические. Наличие центров вулканических извержений трещинного и центрального типов, контролируемых долавовыми глубинными разломами и фиксируемых корневыми телами лавовых покровов, к которым тяготеют (по латерали) агатоносные миндалекаменные базальты. В пределах покровов эти базальты залегают во внутренних, главным образом близжерловых его частях.

Геофизические. Ясно выраженная неоднородность геофизических полей, для которых характерны мелкие в основном линейные аэромагнитные аномалии высокой интенсивности. Такие аномалии большей частью создаются корневыми телами базальтовых покровов.

Петрологические. Широкое распространение дифференцированных базальтовых тел (покровов, потоков, блоков) с достаточно ясно выраженными и мощными миндалекаменными зонами в кровле.

Закавказский тип

При мелкомасштабных прогнозных построениях в качестве объекта прогноза для этого формационного типа приняты ареалы распространения формации базальтовых и андезитовых порфиритов, с которой в Закавказье пространственно связаны все известные здесь проявления промышленной агатовой минерализации. Критерии прогнозной оценки таких ареалов следующие.

Геотектонические. Наличие эвгеосинклинальных зон геосинклинально-складчатых систем фемического типа, с развитием которых связано образование формации базальтовых и андезитовых порфиритов.

Структурные. Наличие унаследованных и наложенных негативных структур второго — третьего порядка (прогибов, депрессий, синклинориев) в составе крупных антиклинорных структур (антиклинориев, геоантиклинальных поднятий), сформировавшихся в геосинклинальную стадию развития геосинклинально-складчатых систем. Эти негативные структуры, как правило, осложнены соскладчатыми и послескладчатыми разломами

и сопровождающими их системами локальных разрывных нарушений разных типов и являются структурами локализации пород формации базальтовых и андезитовых порфиритов.

Формационные. Распространение пород потенциально агатоносной формации базальтовых и андезитовых порфиритов, для которой свойственны:

— четко выраженный порфировый характер лав и обилие пирокластолитов в разрезе (в том числе туфов, туфобрекчий, туффитов);

— преобладание в числе слагающих ее эффузивов базальтовых, андезит-базальтовых и андезитовых порфиритов;

— резкое преобладание в отдельных разрезах формации пирокластолитов и переслаивающихся с ними кремнистых и глинистых образований;

— принадлежность лав и их пирокластолитов к нормальному известково-щелочному ряду с повышенным содержанием извести.

Для целей среднемасштабного прогнозирования промышленной агатовой минерализации закавказского формационного типа в качестве объекта прогноза приняты площади пространственного совмещения вулканитов формации андезитовых и базальтовых порфиритов и более поздних субвулканических образований, а также проявлений разрывной тектоники. Как эталонная модель перспективной агатоносной территории эти площади должны удовлетворять следующим критериям.

Вулкано-тектонические. Проявление вулканизма и разрывной тектоники инверсионной и консолидационной стадий в ареалах позднегеосинклинальных вулканитов формации андезитовых и базальтовых порфиритов.

Петрологические. Наличие лав и пирокластолитов потенциально агатоносной формации андезитовых и базальтовых порфиритов (андезитов, андезит-базальтов, андезитовых туфобрекчий и туфов), инъецированных субвулканическими телами дацитов, андезит-дацитов и андезитов более поздних проявлений вулканизма.

Структурные. Развитие систем линейных разрывных нарушений и сопровождающих их зон дробления и брекчирования в толще вулканогенных образований формации андезитовых и базальтовых порфиритов.

Тип метасоматических изменений. Широкое развитие гидротермально-метасоматических преобразований — хлоритизации, аргиллизации, цеолитизации, карбонатизации в зонах и участках тектонически дислоцированных вулканогенных пород формации андезитовых и базальтовых порфиритов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аркадьев Н. А., Шаронов Б. Н.* Об условиях образования и закономерностях размещения месторождений технического агата в Закавказье. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1968, т. 55, вып. 2, с. 139—145.

2. *Карта* магматических формаций СССР, масштаб 1 : 2 500 000. Краткая объяснительная записка. Л., 1971. 88 с.

3. *Меренков Б. Я., Ракитин А. М., Шубников А. В.* Агат. — В кн.: Неметаллические ископаемые СССР. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936, с. 41—59.

4. *Настасиенко Е. В.* Агатовая минерализация базальтов Северного Тимана. — В кн.: Слюда и пьезооптическое сырье. Вып. 5. Л., 1975, с. 122—133.

5. *Рустамов С. Я.* Геологические условия образования агатовых месторождений Сомхито-Агдамской структурно-формационной зоны Малого Кавказа. Автореф. канд. дис. Баку, 1974. 29 с.

6. *Хакимов А. Х.* Некоторые особенности минералогии и генезиса агатовых тел Иджеванского района Армении. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1965, № 7, с. 45—56.

7. *Шаронов Б. Н., Аркадьев Н. А., Настасиенко Е. В.* К геологии месторождений агата. — В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971, с. 211—217.
8. *McIver J. R.* Gems, minerals and rocks in Southern Africa. London, 1966. 268 p.
9. *Obenauer K.* Nach den Edelsteingruben Brasiliens. — Aufschluss, 1964, Bd 15, № 5, S. 123—140.
10. *Sinkankas J.* Gemstones of North America. New York, 1965, p. 303—406. 675 p.

ФЛЮОРИТ

Флюорит находит все более и более широкое применение. Он давно применяется в качестве флюса в металлургии, является сырьем для производства искусственного криолита, из которого получают металлический алюминий, используется для выплавки оптических кристаллов. Фтор и фтористые соединения находят применение во многих отраслях промышленности: фтористый водород широко используется нефтеперерабатывающими заводами для получения высокосортных авиационных топлив, атомноэнергетической промышленностью; фторуглероды и фторопласты, обладающие высокой термической и химической устойчивостью, находят различное применение в химической, электротехнической, авиационной, атомной промышленности, в ракетной технике; фреоны используются в холодильной промышленности и для производства аэрозолей.

В связи с ростом производства стали, алюминия, фтористых соединений наблюдается резкое увеличение потребления флюорита. Если в 1970 г. мировой расход флюоритовой руды составлял 3,5, то в 1975 г. он достиг 6 млн. т.

Увеличение спроса и усовершенствование схем обогащения флюоритовых руд приводят к вовлечению в эксплуатацию месторождений с бедными рудами, где содержание флюорита составляет от 14 до 25%. Кроме того, исследованиями Химико-металлургического института АН КазССР показана возможность использования в качестве флюса бедных карбонат-флюоритовых руд Солнечного месторождения с содержанием флюорита 10—15%. Добываемого в стране флюорита уже сейчас недостаточно для покрытия нужд народного хозяйства, и главным образом металлургии.

Добыча флюорита в СССР производится в трех регионах — Приморье, Забайкалье и Средней Азии, где действующие горно-обогатительные комбинаты недостаточно обеспечены разведанными запасами В европейской части СССР находятся основные потребляющие центры, но отсутствуют пригодные для эксплуатации разведанные месторождения (Амдерма законсервирована, а Покрово-Киреевское месторождение находится в сложных гидрогеологических условиях). Разведка крупных флюоритовых месторождений в Казахстане (Таскайнарского и Солнечного) выдвинула его в число первоочередных для освоения флюоритоносных провинций.

В связи с острой нехваткой флюоритового сырья необходимо расширение минерально-сырьевой базы СССР. Это требует прогнозной оценки известных флюоритоносных регионов и выявления новых перспективных районов. Эффективное решение этих задач может быть осуществлено на основе использования критериев прогнозной оценки территорий на различные формационные типы месторождений флюорита.

ФОРМАЦИИ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Помимо собственно флюоритовых месторождений с богатыми рудами, но небольшими запасами, известно большое число комплексных флюоритсодержащих месторождений. На промышленную концентрацию флюорита в рудных месторождениях или в тесной ассоциации с ними обращали внимание М. П. Материков, открывший в оловорудном районе Приморья месторождение флюорита, Н. П. Заболотная, изучавшая бериллиевые месторождения, Ю. А. Багдасаров и А. А. Фролов при исследовании карбонатитов Восточной Сибири, Г. Г. Грушкин, описывая полиметаллически-флюоритовые и ртутно-сурьмяно-флюоритовые месторождения Средней Азии.

У специалистов в области флюоритовых месторождений нет единого подхода к классификации флюоритовых и флюоритсодержащих месторождений. В настоящее время при рассмотрении закономерностей размещения оруденения и разработке критериев прогнозирования, используются разные классификации: а) промышленная, где учитываются типы руд [9] и морфология рудных тел [7]; б) минералогическая с учетом парагенетических ассоциаций [4, 12]; в) генетическая, где учитывается генетический тип месторождения [8, 13]; г) минерагеническая (элементы ее можно найти в мелкомасштабных минерагенических картах флюоритоносных регионов СССР, работах Е. М. Головина). Все эти типы классификаций, и в особенности минерагеническая, в той или иной мере учитывали специфику связи месторождений с тектоникой и магматизмом.

Систематизация большого фактического материала по флюоритовым и флюоритсодержащим месторождениям и закономерностям их размещения, а также анализ геологической позиции их на основе формационных и металлогенических карт позволили из разрозненных элементов создать минерагеническую классификацию и использовать ее при прогнозных построениях. В качестве диагностических признаков рассматривались: парагенетические ассоциации флюорита, характер гидротермальных изменений, взаимоотношения флюоритовых месторождений с другими месторождениями полезных ископаемых, характер связи флюоритовых и флюоритсодержащих месторождений с геологическими формациями и структурами земной коры. Были выделены следующие формации, название которых дано по вещественному составу, а перечисление производится в порядке промышленной значимости:

1) редкометально-флюоритовая;
2) полиметаллически-флюоритовая (таскайнарский тип);
3) собственно флюоритовая;
4) бериллий-флюоритовая;
5) тантал-ниобий-редкоземельно-флюоритовая;
6) железо-редкоземельно-флюоритовая;
7) полиметаллически-флюоритовая (таборный тип);
8) ртутно-сурьмяно-флюоритовая;
9) ратовкит-флюоритовая.

Характеристика перечисленных формаций приведена в табл. 64, ниже подчеркнем лишь некоторые их особенности.

Редкометально-флюоритовая формация. Наиболее крупные промышленные месторождения этой формации представлены существенно флюоритовым (Приморье) и топаз-флюоритовым (Солнечное) месторождениями в пределах редкометальных рудных полей. Кроме того, промышленные концентрации флюорита установлены в комплексных месторождениях (тантал-

Таблица 64

Характеристика флюоритовых и флюоритсодержащих формаций

Формация флюоритовых месторождений	Минеральные парагенезисы	Метасоматические изменения вмещающих пород	Морфология рудных тел, соотношение с вмещающими породами
Редкометально-флюоритовая	Топаз-флюоритовый с тантало-ниобатами, вольфрамит-молибденит-флюоритовый, касситерит-силикатно-флюоритовый	Скарнирование, грейзенизация, альбитизация	Плитообразные тела, штокверковые и прожилковые зоны, секущие и контактовые
Полиметаллически-флюоритовая (таскайнарский тип)	Кварц-кальцит-флюоритовый, галенит-сфалерит-флюоритовый, барит-флюоритовый с сульфидами и др.	Окварцевание, доломитизация, альбитизация, ортоклазизация, серицитизация, хлоритизация	Жилы, плитообразные и неправильные тела, секущие, контактовые, согласные
Собственно флюоритовая	Кварц-флюоритовый, барит-кальцит-кварц-флюоритовый, флюоритовый, пирит-марказит-флюоритовый	Аргиллизация, окварцевание, карбонатизация, ортоклазизация	Жилы, зоны брекчий, плитообразные и неправильные тела, секущие, контактовые, согласные
Бериллий-флюоритовая	Бертрандит-фенакит-флюоритовый, флюоритовый с бертрандитом и гентгельвином	Скарнирование, альбитизация, микроклинизация, гематитизация	Плитообразные тела, согласные, контактовые
Тантал-ниобий-редкоземельно-флюоритовая	Кальцит-анкерит-флюоритовый с фторкарбонатами редких земель	Карбонатизация	Прожилки и гнезда, секущие, контактовые
Железо-редкоземельно-флюоритовая	Флюоритовый, сидерит-барит-флюоритовый с фторкарбонатами редких земель	Грейзенизация, серицитизация	Трубообразные и неправильные тела, секущие, согласные
Полиметаллически-флюоритовая (таборный тип)	Галенит-сфалерит-флюоритовый с кальцитом и кварцем	Серицитизация	Пластообразные залежи и неправильные тела, согласные
Ртутно-сурьмяно-флюоритовая	Киноварь-антимонит-кварц-флюоритовый, киноварь-кварц-флюоритовый, антимонит-кварц-флюоритовый с карбонатами	Окварцевание, хлоритизация, серицитизация	Пластообразные и неправильные тела, согласные, секущие
Ратовкит-флюоритовая	Ратовкит-флюоритовый	—	Прослои и гнезда, согласные

Продолжение табл. 64

Формация флюоритовых месторождений	Промышленные типы руд	Типоморфные особенности флюорита	Сорт флюорита	Максимальное содержание CaF_2, %	Примеры месторождений
Редкометально-флюоритовая	Флюоритовые и комплексные редкометально-флюоритовые	Среднекристаллический, небольшое содержание стронция и редких земель, преимущественно фиолетовый	Химический, оптический в пегматитах, металлургический	65	Солнечное, Левоингодинское (СССР), Блю-Тир, Хим-Стирк (Австралия)
Полиметаллически-флюоритовая (таскайнарский тип)	Флюоритовые и комплексные свинцово-цинково-флюоритовые	Преимущественно крупнокристаллический, зеленый, фиолетовый	Металлургический, реже химический	65	Таскайнар, Наугарзан, Такоб (СССР), Озор (Испания), Наббург (ФРГ), Дербишир (Англия)
Собственно флюоритовая	Мономинеральные флюоритовые и кварц-флюоритовые	Крупнокристаллический, зеленый, фиолетовый, коричневый. Ничтожное содержание элементов-примесей	Металлургический, редко оптический	85	Усуглинское, Абагайтуйское, Солонечное, Калангуйское (СССР), Бэрхэ (Монголия), Барлэ (Франция)
Бериллий-флюоритовая	Комплексные бериллий-флюоритовые	Среднекристаллический, небольшое содержание стронция и редких земель, преимущественно фиолетовый	Химический	До 80	Агаучиле (Мексика), Томас-Рэндж (США)
Тантал-ниобий-редкоземельно-флюоритовая	Флюоритовые и комплексные редкоземельно-флюоритовые	Мелкокристаллический фиолетовый. Повышенное содержание редких земель и стронция	Химический	22	Большетагнинское (СССР), Амба-Донгар (Индия), Окорузу (Намибия)
Железо-редкоземельно-флюоритовая	Флюоритовые и комплексные редкоземельно-флюоритовые с баритом	Мелкокристаллический, фиолетовый. Повышенное содержание редких земель и стронция	Химический	60	Покрово-Киреевское (СССР), Маунтин-Пасс, Галлинас-Маунтин (США)
Полиметаллически-флюоритовая (таборный тип)	Комплексные полиметаллически-флюоритовые	Плотный, белый	Химический	30	Таборное (СССР)
Ртутно-сурьмяно-флюоритовая	Комплексные ртутно-сурьмяно-флюоритовые	Средне- и мелкокристаллический, фиолетовый	Химический	25	Хайдаркан (СССР), Луи-Потоси (Мексика), Бахо-Вальчента (Аргентина)
Ратовкит-флюоритовая	Флюоритизированные известняки	Скрыто- и мелкокристаллический, бесцветный и фиолетовый	Металлургический	30	Додоновское, Казановское (СССР)

ниобий-топаз-флюоритовых, вольфрамит-молибденит-флюоритовых, касситерит-слюдисто-флюоритовых). Небольшие по запасам, но высокие по качеству флюоритовые руды пегматитовых месторождений охотно используются оптической промышленностью. Вышеперечисленные типы месторождений располагаются обычно в апикальных или надинтрузивных частях массивов гранит-лейкогранитовой формации и формируются в широком диапазоне температур. Уникальные концентрации флюоритовых руд возникают в карбонатных породах. Редкометально-флюоритовые месторождения весьма характерны для областей тектоно-магматической активизации (Забайкалье, Казахстан, Аляска), а также для постинверсионной стадии развития геосинклинально-складчатых областей (Приморье).

Полиметаллически-флюоритовая формация (таскайнарский тип). Флюоритовое оруденение этой формации находится в тесной ассоциации с галенитовым, сфалеритовым и баритовым. В одних случаях образуются комплексные галенит-сфалерит-флюоритовые (Такоб), галенит-сфалерит-барит-флюоритовые (Наугарзан) месторождения, в других — флюоритовые с примесью галенита, сфалерита, барита (Агата-Чибаргата) или без них (Таскайнар). Последние ассоциируют в пределах рудных полей с полиметаллическими месторождениями.

Месторождения полиметаллически-флюоритовой формации характеризуются чаще всего секущими формами залегания рудных тел. Они тесно ассоциируют с магматизмом (аляскитовой формацией — Южный Гиссар, или липарит-базальтовой — Чаткало-Кураминская зона) и сопровождаются среднетемпературным метасоматизмом. В карбонатных толщах встречаются месторождения пластовые, согласные, с залеганием вмещающих пород. Они, как правило, обладают весьма значительными запасами — до 20 млн. т руды. К ним относится месторождение Таскайнар.

В рассматриваемых месторождениях наблюдается вертикальная зональность в распределении полиметаллического (вверху) и флюоритового (внизу) оруденения: Дербишир, Дургам и другие месторождения Англии, Канимансур в Средней Азии. Полиметаллически-флюоритовые месторождения приурочены к зонам тектоно-магматической активизации либо складчатых областей (Чаткало-Кураминская, Южный Казахстан и др.), либо платформ (месторождения штатов Иллинойс—Кентукки, США). Возраст месторождений чаще всего палеозойский (Казахстан, Англия) или мезозойский (триас — Чаткало-Кураминская зона, мел — район Иллинойс-Кентукки).

Собственно флюоритовая формация. Широко проявлена в Забайкалье и представлена многочисленной группой гидротермальных месторождений весьма простого минерального состава. Главным минералом этих месторождений является флюорит, который часто сопровождается кварцем. В заметных количествах, но лишь в некоторых месторождениях встречаются барит, кальцит, пирит, марказит, геарксутит и глинистые минералы (каолинит, галлуазит, накрит и др.). В этой формации выделяются четыре минеральных типа месторождений: кварц-флюоритовый, барит-кальцит-кварц-флюоритовый, собственно флюоритовый и пирит-марказит-флюоритовый. Первые два типа отличаются наличием крупнокристаллического ярко окрашенного флюорита и более высокими температурами образования.

Месторождения данной формации представлены преимущественно жильными крутопадающими телами и оруденелыми зонами брекчий, реже — метасоматическими залежами в карбонатных породах. Наиболее высококачественные руды этих месторождений пригодны для выплавки оптического

флюорита. Флюоритовые месторождения рассматриваемой формации пространственно и геохимически обособлены от других близких по возрасту проявлений эндогенного оруденения (золотых, вольфрамовых, ртутных и др.). Они размещаются в жестких, рано консолидированных структурах.

В Забайкалье месторождения флюоритовой формации имеют раннемеловой возраст и относятся к этапу мезозойской тектоно-магматической активизации. Оруденение тесно ассоциирует с породами контрастной базальт-липаритовой юрско-меловой формации (абагайтуйская свита). Аналогичные месторождения флюоритовой формации широко распространены в Восточной Монголии, образуя крупную Центрально-Азиатскую флюоритоносную провинцию. Подобные флюоритовые месторождения палеозойского возраста известны в Прибалхашье (Мын-Арал и др.), позднепалеозой-мезозойского — во Франции (Барлэ и некоторые другие), третичного — в США (Браунс-Каньон, Понча-Спрингс и др.).

Бериллий-флюоритовая формация. Характеризуется комплексными месторождениями, в которых флюорит ассоциирует с фенакитом, бертрандитом и другими бериллиевыми минералами. Месторождения рассматриваемой формации ассоциируют с массивами субщелочных и щелочных сиенитов и гранитов или покровами и субвулканическими образованиями субщелочных эффузивов. В первом случае месторождения обычно локализуются в карбонатных породах в виде залежей вблизи интрузивов. Комплексному бериллий-флюоритовому (иногда с сульфидами) оруденению предшествует интенсивное скарнирование известняков и альбитизация магматических образований. Во втором случае бериллий — флюоритовое оруденение локализуется в субщелочных пористых эффузивах и имеет вкрапленный метасоматический характер. В случае, когда эти эффузивы подстилаются доломитами, в последних флюоритовые руды встречаются преимущественно в виде трубообразных и жильных тел. Типичные представители бериллий-флюоритовой формации — месторождения Спор-Маунтин, Томас-Рэндж и Агаучиле находятся в области тектоно-магматической активизации срединного массива Колорадо (США), а также известны в областях мезозойской тектоно-магматической активизации в СССР.

Замечено, что бериллий-флюоритовые месторождения (бертрандит-фенакитового типа) в ассоциации со щелочными гранитами и сиенитами располагаются в областях интенсивного развития гранитоидных формаций. Вследствие этого возникает вопрос о связи магматических формаций — гранит-лейкогранитовой и щелочных гранитов и сиенитов, а следовательно, и о связи редкометально-флюоритовой и бериллий-флюоритовой формаций. Возможно, что их следует рассматривать как подформации.

Возраст известных месторождений этой формации раннемезозойский в СССР и миоценовый в США.

Тантал-ниобий-редкоземельно-флюоритовая формация. Флюоритовые, иногда с баритом, месторождения открыты в связи с интрузиями щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, с которыми также ассоциируют и редкометальные месторождения. Флюоритовое оруденение здесь тесно связано с поздними карбонатитами и представлено зонами, сложенными вкрапленными, полосчатыми и массивными рудами [16]. Месторождения располагаются в краевых активизированных частях платформ. Возраст их различный: в Сибири — среднепалеозойский, в Индии (месторождение Амба-Донгар) — палеогеновый.

Железо-редкоземельно-флюоритовая формация [17]. Представлена сидерит-флюоритовыми с фторкарбонатами редких земель месторождениями (Маунтин-Пасс, Галлинас-Маунтин) или существенно флюоритовыми (Покрово-Киреевское), которые ассоциируют с формацией щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов. Иногда такие месторождения имеют большие размеры и весьма сложный минеральный состав. Содержание флюорита в комплексных месторождениях в среднем невелико (11—13, иногда достигает 30—50%), но запасы их очень велики (первые десятки миллионов тонн флюорита). При выветривании таких месторождений происходит природное двух-трехкратное обогащение руд редкими землями, торием, ниобием, а также флюоритом. Месторождения локализуются в активизированных краевых частях древних платформ или в областях завершенной складчатости. Возраст оруденения палеозойский в СССР и палеогеновый в США.

Полиметаллически-флюоритовая формация (таборный тип). Представлена согласными пластовыми месторождениями в карбонатных породах (Таборное), реже в песчаниках с карбонатным цементом (Бахтынское) вне видимой связи с магматическими породами. По минеральному составу они варьируют от существенно флюоритовых до комплексных галенит-сфалерит-флюоритовых с антраксолитом. В Прибайкалье месторождения и проявления приурочены к краевой части Сибирской платформы. Руды Таборного месторождения сильно деформированы, что указывает на их доскладчатое образование. Возраст их докембрийский. Промышленная значимость таких месторождений пока невелика.

Ртутно-сурьмяно-флюоритовая формация. Месторождения этой формации выявлены в Средней Азии (Хайдаркан, Абшир), Бурятской АССР (Келянское), Мексике (Луи-Потоси), Южной Америке (Бахо-Вальчента). Они представлены тремя минеральными типами: киноварь-антимонит-флюоритовым, антимонит-флюоритовым, киноварь-флюоритовым. Содержание флюорита только в некоторых месторождениях достигает промышленных параметров. Рассматриваемые месторождения локализуются обычно в карбонатных породах вблизи контактов их со сланцами и часто образуют согласные с вмещающими породами залежи. Гидротермальные изменения пород выражены отчетливо и заключаются в интенсивном окварцевании. В ряде регионов оруденение ассоциирует с дайками основных-щелочных пород.

Ратовкит-флюоритовая формация. Выявлена в осадочных палеозойских галогенных и карбонатных формациях Русской и Сибирской платформ, в Минусинской и других впадинах. Оруденение этой формации пока не представляет практического интереса, но требует изучения возможности использования флюоритизированных известняков без обогащения в качестве флюса в металлургических процессах. Целесообразность изучения определяется нахождением такой минерализации в экономически освоенных районах европейской части СССР.

Сопоставление флюоритовых месторождений разных формаций по выявленным в них запасам флюорита и флюоритсодержащих формаций по числу месторождений и суммарным запасам флюорита позволило определить главнейшие промышленные формации (рис. 50). Наибольшее промышленное значение в балансе страны в настоящее время имеют редкометально-флюоритовая, полиметаллически-флюоритовая и собственно-флюоритовая формации. Большие запасы флюорита сосредоточены в месторождениях железо-редкоземельно-флюоритовой формации (Карасуг), однако невысокие содержания

флюорита в рудах, их мелкозернистая структура и комплексность (с гематитом, сидеритом, фторкарбонатами редких земель) пока препятствуют вовлечению этих месторождений в эксплуатацию. Промышленная значимость ратовкит-флюоритовой формации остается проблематичной.

Особо следует остановиться на условиях локализации промышленных флюоритовых месторождений. Первые семь формаций характеризуются тем, что наиболее крупные по запасам флюорита месторождения локализуются в карбонатных породах в виде контактовых и согласных залежей. Последние располагаются под экранами, роль которых выполняют сланцы или эффузивы, или же в межформационных брекчиях. Поиски таких месторождений более трудны, чем секущих, так как они обычно не выходят на поверхность. Специальное средне- и крупномасштабное прогнозирование таких

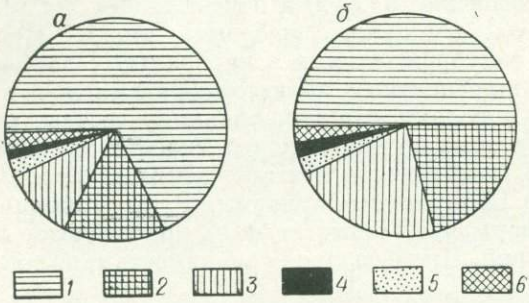


Рис. 50. Соотношение запасов флюоритовой руды (*а*) и флюорита (*б*) в месторождениях редкометально-флюоритовой (*1*), полиметаллически-флюоритовой (*2*), собственно флюоритовой (*3*), бериллий-флюоритовой (*4*), ртутно-сурьмяно-флюоритовой (*5*), танталниобий-редкоземельно-флюоритовой (*6*) формаций.

стратифицированных месторождений приобретает важное значение в силу их большой промышленной значимости. Два последних формационных типа располагаются в карбонатных породах и тесно с ними связаны, образуя стратиформные залежи, но пока не имеют промышленного значения из-за низкого содержания флюорита в рудах.

Из приведенной выше характеристики формаций следует, что некоторые собственно флюоритовые месторождения являются крайними членами комплексных флюоритсодержащих формаций: Солнечное — редкометально-флюоритовой, Таскайнар — полиметаллически-флюоритовой, Покрово-Киреевское — железо-редкоземельно-флюоритовой, Куликолон — ртутно-сурьмяно-флюоритовой и т. д. В связи с этим встает вопрос об определении формационной принадлежности собственно флюоритовых месторождений. Присутствие их в пределах рудных полей и узлов с комплексным эндогенным оруденением еще не является достаточным основанием для отнесения их к флюоритовой или к соответствующей флюоритсодержащей формации, так как возможно проявление полиформационного оруденения. Поэтому мы обратились к сопоставлению флюоритов с целью выявления типоморфных свойств.

Н. Н. Васильковой и др. [2] было показано, что флюориты различных генетических типов месторождений достаточно четко различаются по количеству и содержанию элементов-примесей, по термолюминесцентным и другим свойствам. Мы же пытались использовать эти данные для выявления особенностей флюоритов из месторождений выделенных формаций с целью разработки критериев определения формационной принадлежности.

Прежде всего флюориты собственно флюоритовой, а часто и полиметаллически-флюоритовой формаций характеризуются большим разнообразием окраски (зеленая, фиолетовая, желтая разных оттенков) с наименьшим количеством примесей других элементов, в том числе редкоземельных. Флюориты

из редкометальных, бериллиевых, редкоземельных месторождений окрашены главным образом в темно-фиолетовый цвет и содержат повышенные количества стронция, фосфора, редких земель, иттрия, иногда урана и тория.

Несмотря на перспективность этого направления, для полной характеристики каждой флюоритсодержащей формации имеющихся данных для выявления типоморфных признаков все же недостаточно. Поскольку содержание элементов-примесей во флюорите определяется в какой-то мере и региональными геохимическими особенностями, то они в отдельных случаях могут затушевывать межформационные различия.

Представляется перспективным дальнейшее минералого-геохимическое изучение флюоритов на более высоком аналитическом уровне, с применением многомерных статистических методов, и в значительно больших объемах с целью выявления типоморфных признаков флюорита.

Минерагенический подход к классификации флюоритовых месторождений значительно расширяет возможности прогнозирования, позволяя пользоваться при прогнозировании флюоритового оруденения критериями выделения перспективных площадей, разработанных для соответствующих рудных формаций, ставить вопрос о ревизии ряда рудных районов с флюоритсодержащими месторождениями на промышленное флюоритовое оруденение и считать целесообразным дальнейшую разработку вопроса об условиях флюоритоносности ряда эндогенных рудных формаций.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛЮОРИТА

Региональные критерии прогнозирования эндогенных флюоритовых и флюоритсодержащих формаций суммированы в табл. 65 с учетом данных А. А. Фролова и Ю. А. Багдасарова [16] (тантал-ниобий-редкоземельно-флюоритовая карбонатитовая формация), А. П. Хомякова и Е. И. Семенова [17] (железо-редкоземельно-флюоритовая), Д. В. Рундквиста и др. [14] (редкометально-флюоритовая грейзеновая), А. И. Гинзбурга и Н. П. Заболотной [3] (бериллий-флюоритовая), Г. Г. Грушкина [4], Е. М. Головина и других (полиметаллически-флюоритовая), А. Т. Соловьева [12] (собственно флюоритовая), В. И. Бергера и др [1] (ртутно-сурьмяно-флюоритовая).

Наиболее значимыми критериями являются: геотектонические (определенные типы структурно-формационных зон — складчатые системы, области тектоно-магматической активизации); магматические формационные (связи с магматическими формациями); минерагенические (флюоритсодержащие формации редких металлов — олова, вольфрама, молибдена, бериллия, тантала, ниобия, редких земель, свинца и цинка, ртути и сурьмы); структурные (наличие ослабленных зон). Карбонатные породы с перекрывающими их глинистыми породами и покровы эффузивов рассматривались как критерии возможной локализации промышленного оруденения в пределах площадей флюоритоносных зон.

Региональные критерии позволяют выделять новые площади (флюоритовые пояса и зоны), перспективные на ту или иную флюоритовую формацию по ареалам развития соответствующей магматической формации и районам распространения флюоритсодержащих рудных месторождений. В числе прямых признаков оруденения рассматривается наличие самостоятельных флюоритовых проявлений.

Таблица 65

Критерии прогнозирования флюоритовых и флюоритсодержащих

Формация	Геотектонические	Структурные
Редкометально-флюоритовая грейзеновая	Срединные массивы. Зоны развития постинверсионного магматизма и зоны ТМА в областях завершенной складчатости	Зоны глубинных разломов сводовых поднятий
Полиметаллически-флюоритовая (таскайнарский тип)	Зоны ТМА в областях завершенной складчатости	Системы кольцевых структур в вулканогенных областях. Купольные структуры в областях развития карбонатных пород
Собственно флюоритовая	Зоны ТМА в областях завершенной складчатости	Борта наложенных впадин, региональные разломы
Бериллий-флюоритовая скарновая	Зоны ТМА в областях завершенной складчатости	Зоны глубинных разломов в вулканогенах
Тантал-ниобий-редкоземельно-флюоритовая карбонатитовая	Зоны ТМА в пределах древних щитов, краевых частей платформ	Зоны глубинных разломов. Кольцевые интрузии
Железо-редкоземельно-флюоритовая	Зоны ТМА в пределах платформ, областей завершенной складчатости	Глубинные разломы
Полиметаллически-флюоритовая (таборный тип)	Передовые прогибы	Пологие контакты разнородных сред
Ртутно-сурьмяно-флюоритовая	Борта и пологие склоны миогеосинклинальных и эпиплатформенных прогибов	Межформационные несогласия
Ратовкит-флюоритовая	Передовые прогибы, синеклизы, межгорные впадины	Пласты вмещающих пород

Так, например, области тектономагматической активизации (ТМА) с проявлением щелочно-ультраосновных и щелочных формаций потенциально перспективны на проявление тантал-ниобий-редкоземельно-флюоритового оруденения, области ТМА с интенсивным развитием вулкано-плутонических образований липарит-базальтовой и трахибазальтовой формации — на оруденение флюоритового и полиметаллически-флюоритового типов, области ТМА и постинверсионной стадии развития геосинклинально-складчатых зон с проявлением формаций гранит-лейкогранитовой и щелочных гранитов и сиенитов — на редкометально-флюоритовое и бериллий-флюоритовое оруденение. В итоге выделяются регионы с моно- и полиформационным проявлением флюоритоносности.

В качестве примера можно привести опыт разработки критериев прогнозной оценки флюоритоносности для территории Западного Забайкалья.

формаций

Магматические формационные (типизация формаций по В. Н. Москалевой и другим)	Минерагенические (сопутствующие месторождения и проявления)	Литолого-петрографические (вмещающие породы)
Гранит-лейкогранитовая	Sn, Be, W, Mo, (Pb, Zn)	Интрузивные, карбонатно-терригенные
Липарит-базальтовая	Pb, Zn, (Cu)	Вулканогенно-осадочные, интрузивные, карбонатно-терригенные
Липарит-базальтовая, трахибазальтовая	—	Вулканогенно-осадочные, интрузивные, терригенно-карбонатные
Щелочных гранитов и сиенитов	Be, (Mo), (Pb, Zn)	Карбонатно-терригенные
Щелочно-ультраосновная с карбонатитами	TR, Ta, Nb	Интрузивные (щелочного, ультраосновного состава)
Щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов	Fe, Ba, TR	Вулканогенные, терригенно-карбонатные
Связь с магматизмом неясна	Pb, Zn, (Cu)	Карбонатные
То же	Sb, Hg	Карбонатные и кремнисто-карбонатные
Нет связи с магматизмом	Pb, S	Карбонатно-терригенные и карбонатно-сульфатные

Перспективная оценка флюоритоносных регионов, где предыдущими исследователями уже намечены основные закономерности размещения рудных объектов и выделен ряд перспективных площадей, требует принципиально другого подхода. Отличие заключается в большей детальности прогнозирования и во введении количественных методов уже на ранних этапах выработки критериев. В зависимости от масштабов прогнозирования меняется «удельный вес» этих методов; он возрастает по мере укрупнения масштаба и увеличения объема аналитических данных.

Более подробно критерии прогнозирования рассматриваются на примере Западного Забайкалья. Этот регион имеет особое значение в отношении флюоритового оруденения. Западное Забайкалье — классическая область проявления мезозойской тектоно-магматической активизации [18]. Оно является экономически освоенным регионом и обладает значительными

промышленными перспективами. Полиформационное флюоритовое оруденение связано исключительно с мезозойским этапом активизации и не затушевано поздними геологическими процессами.

Все это в совокупности с хорошей геологической изученностью обусловило выбор региона для отработки методики выявления критериев с применением количественных методов анализа. Задача решалась на основе систематизации широкого круга геолого-геохимических * и петрохимических

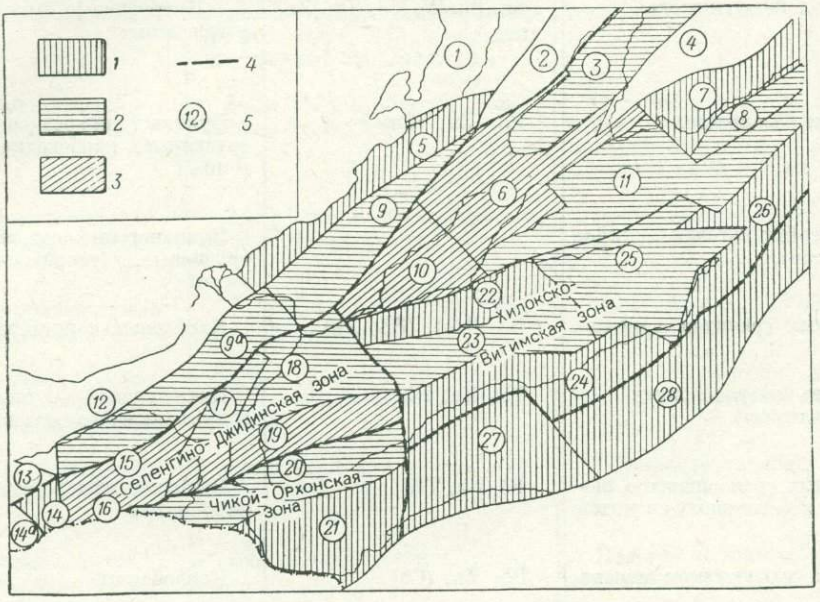


Рис. 51. Распределение коэффициента экстенсивности флюоритового оруденения на территории Западного Забайкалья.

Значения коэффициента экстенсивности: *1* — от 1 до 2,5, *2* — от 2,51 до 5,5, *3* — более 5,5; *4* — границы структурно-формационных зон; *5* — номера тектоно-магматических блоков.

данных с использованием информационно-поисковой системы «Флюорит» и автоматизированной системы обработки геологической информации. В итоге была составлена мелкомасштабная минерагеническая схема Западного Забайкалья, где были показаны главные элементы тектоно-магматической активизации и состав пород домезозойского фундамента. Территория региона была разделена на однородные тектоно-магматические блоки и для каждого из них рассчитаны экстенсивности** проявления: общей рудоносности (рис. 51); каждой рудной формации; пород домезозойского фундамента; мезозойских магматических образований согласно их подразделению на

---

* Для дополнительной характеристики магматического фактора контроля флюоритового оруденения были проведены массовые количественные определения фтора и бериллия в магматических породах.

** Экстенсивность рудоносности, или рудного процесса (рудонасыщенность) измерялась числом рудных объектов на площадь 100 км², экстенсивность разрывных структур — отношением общей длины разломов на единицу площади (100 км²), экстенсивность магматического процесса — отношением площади, занятой породами в блоке к общей его площади в процентах.

комплексы и свиты; разломов, классифицированных по масштабу проявления (краевые швы, региональные и локальные), а также по простиранию (субмеридиональные, северо-восточные, северо-западные, субширотные).

Сопоставление экстенсивности проявления оруденения с экстенсивностью проявления геологических процессов с помощью корреляционного и факторного анализа позволило количественно оценить действие основных

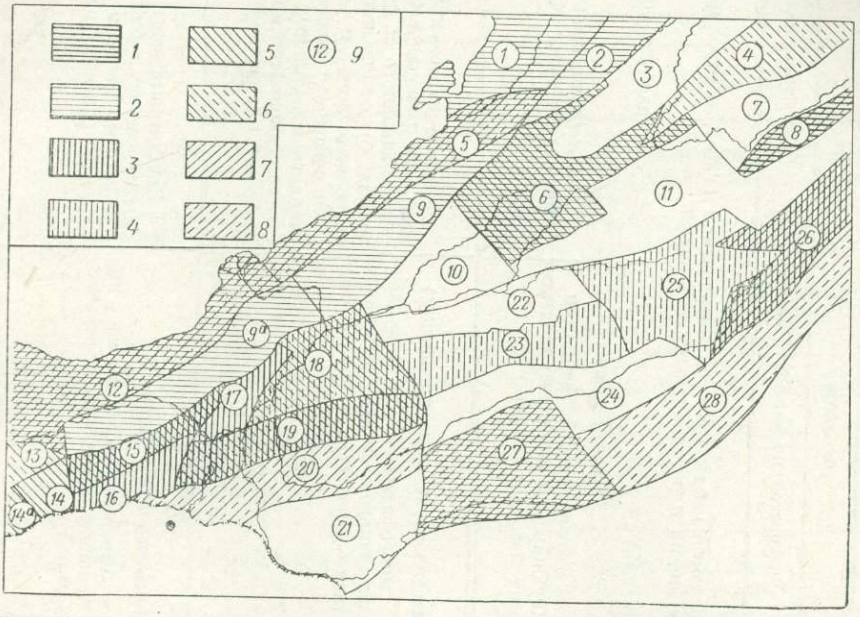


Рис. 52. Металлогеническая специализация Западного Забайкалья по данным метода главных компонент (R-метод факторного анализа).

Значения ICФ: *1* — более 1, *2* — от 0,5 до 1, *3* — менее —1, *4* — от —1 до —0,5; значения IICФ: *5* — более 1, *6* — от 0,5 до 1, *7* — менее —1, *8* — от —1 до —0,5 (состав СФ указан в табл. 67); *9* — номера тектоно-магматических блоков.

рудоконтролирующих факторов (РКФ), их совместное влияние на размещение основных типов флюоритового оруденения, выявить региональную металлогеническую зональность и выделить обоснованные критерии прогнозирования флюоритового оруденения, каждого из формационных типов — редкометально-флюоритового и бериллий-флюоритового. В табл. 66 данные критерии систематизированы в соответствии с масштабом прогнозирования и категорией перспективных площадей.

При прогнозных исследованиях геологам приходится в подавляющем большинстве случаев учитывать эффект воздействия множества геологических факторов и значительно реже использовать в качестве прогнозных критериев какие-либо геологические характеристики. Опробование математических методов на материалах по эндогенному оруденению Восточного Забайкалья [10] показало принципиальную возможность получения количественной характеристики геологической обстановки, благоприятной для рудолокализации.

С целью получения комплексных прогнозных критериев, позволяющих учесть характер воздействия суммы геологических рудоконтролирующих

Таблица 66

Критерии выделения флюоритоносных площадей в пределах Западного Забайкалья

Типы флюоритоносных площадей		Формация		
		Бериллий-флюоритовая	Редкометально-флюоритовая	Собственно-флюоритовая
Металлогенические	Пояса (250 000 км²)	Область развития мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА), контролируемая структурными швами и региональными разломами		
		Первая стадия ТМА		Вторая стадия ТМА
	Зоны (5000—10000 кв²)	Области развития формации щелочных гранитов и сиенитов (куналейский комплекс), трахит-трахилипаритовой формации в прогибах	лейкогранитовой формации (гуджирский комплекс) в жестких массивах (сводах)	базальт-трахибазальтовой формации (алцакская и хилокская свиты) в прогибах; $Na_2O + K_2O > 7\%$
Рудные	Узлы (100—200 км²)	Группы небольших по площади массивов (слабо эродированных)		Участки пересечения: а) структурного шва региональными нарушениями северо-западного и северного простирания; б) региональных разломов северо-восточного и северо-западного (или северного) простирания; в) региональных и локальных разломов в областях неоднократного проявления мезозойского магматизма
		с повышенным содержанием BeO (более 0,001). Поля развития субщелочных эффузивов с повышенной щелочностью (Na > > K), интенсивным проявлением натриево-алюминиевой ассоциации	многофазных с обилием даек различного состава, с повышенным содержанием F (более 0,1%)	
	Поля (1—5 км²)	Апикальные и экзоконтактовые части массивов		Контактовые зоны пород, контрастных по составу и физико-механическим свойствам. Часто в гранитоидах под экраном основных эффузивов
		субщелочных гранитов с проявлением альбитизации и скарнирования	лейкократовых гранитов с интенсивно проявленной грейзенизацией	

Таблица 67

Оценка геологических факторов, контролирующих условия локализации флюоритоносных формаций в Западном Забайкалье (R-метод факторного анализа)

Номер и вес, СФ, %	Факторные нагрузки			
	Положительные		Отрицательные	
	Значение	Признак	Значение	Признак
I 23,4	0,9	Породы фундамента	0,7	Эффузивы первой стадии ТМА
	0,8	Гранитоиды PR_3—PZ_1	0,6	Собственно флюоритовая формация
	0,5	Терригенные породы	0,5	Региональные разломы
	0,5	Карбонатные породы	0,4	Бериллий-флюоритовая формация
			0,4	Эффузивы второй стадии ТМА
			0,4	Куналейский комплекс
II 18,3	0,8	Редкометально-флюоритовая формация	0,7	Перекрывающие породы K_1—KZ
			0,5	Локальные разломы
	0,8	Гуджирский интрузивный комплекс		
	0,5	Карбонатные породы		
	0,4	Структурные швы		
III 12,3	0,7	Эффузивы второй стадии ТМА	0,6	Структурные швы
			0,6	Локальные разломы
			0,4	Собственно флюоритовая формация
			0,4	Гранитоиды PZ_1
IV 8,8	0,7	Бичурский интрузивный комплекс	0,5	Эффузивы второй стадии ТМА
			0,5	Флюоритовая формация

факторов, использовался один из многомерных статистических методов — метод главных компонент (R-метод факторного анализа). Рассматривались характеристики экстенсивности оруденения, магматизма и другие по 28 тектоно-магматическим блокам на территории Западного Забайкалья.

Анализ проводился в двух аспектах: 1) изучались связи геологических признаков — матрицы коэффициентов корреляции; выделялись ассоциации тесно связанных признаков — статистических факторов (СФ) и анализировались матрицы факторных нагрузок — оценок связи каждого отдельного признака со всей ассоциацией; учитывалась степень влияния каждой ассоциации признаков на изменчивость системы признаков в целом — «вес» СФ; выбирались наиболее существенные ассоциации; 2) рассматривался характер распределения ассоциаций признаков (СФ) на площади тектоно-магматических блоков, выделялись области с наиболее интенсивным проявлением ассоциаций признаков, характерных для каждого из формационных типов (табл. 67); по геологическому содержанию ассоциации признаков отвечали

тем геологическим обстановкам, которые были благоприятны (или неблагоприятны) для рудолокализации.

Проведенный анализ позволил ввести количественную оценку обстановки проявления каждой формации и степени ее развития в каждом блоке. Таким образом, были выделены групповые рудоконтролирующие факторы и на их основе сформулированы комплексные критерии, с помощью которых возможно провести прогнозную оценку территории Западного Забайкалья.

Данные количественной характеристики СФ (комплексных прогнозных критериев) были вынесены на схему, где выделились области максимальных, умеренных и минимальных значений СФ (рис. 52). Условия, благоприятные для локализации собственно флюоритовой формации интенсивно проявились в блоках 15, 16, 17, 19, 26 и умеренно благоприятные — в блоках 18, 23, 25. Обстановка, благоприятная для реализации редкометально-флюоритового оруденения сложилась в блоках 6, 14, 15. Блоки 15, 18, 19 характеризуются развитием обстановок, благоприятных в отношении всех трех формаций. На минерагенической схеме они отвечают областям перекрытия формационно-металлогенических зон.

Использование многомерных методов выявления комплексных критериев на основе расчета коэффициентов экстенсивности и групповых РКФ, отображение интенсивности их проявления на площади открывает возможность построения прогнозно-металлогенических карт и схем, опираясь на количественную характеристику комплексного проявления всех компонентов тектоно-магматической активизации: рудообразования, магматизма, тектоники.

* * *

Флюоритовое оруденение характерно для ряда горнорудных районов, где оно чаще всего сопровождает редкометальное (тантало-ниобиевое, вольфрам-молибденовое, оловянное и др.), редкоземельное, ртутно-сурьмяное и полиметаллическое оруденение, образуя комплексные или собственно флюоритовые месторождения; последние часто являются крайними членами рудных формаций. Каждая рудная формация обладает своим комплексом критериев и поэтому прогнозируется раздельно. Совмещение оруденения разных формаций в пределах одного региона свидетельствует о сложной геохимической истории фтора и большой потенциальной фтороносности территории. Признание этого положения приводит к необходимости дальнейшей перспективной оценки флюоритоносных регионов на комплексное флюоритовое оруденение и ревизии рудных регионов с признаками флюоритоносности.

Подавляющее большинство флюоритовых месторождений относится к эндогенным рудным формациям, которые тесно связаны с постинверсионным магматизмом как палеозойских, так и мезозойских складчатых областей и внегеосинклинальным магматизмом областей тектоно-магматической активизации палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Они формируются на разных уровнях глубинности.

1. Наиболее глубинные в связи с интрузивными формациями:

а) щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов — месторождения железо-редкоземельно-флюоритовой формации.

б) гранит-лейкогранитовой — месторождения редкометально-флюоритовой формации.

2. Малых глубин в связи с вулканогенно-интрузивными формациями щелочных гранитов и сиенитов и трахилипаритовой — месторождения бериллий-флюоритовой формации.

3. Близповерхностные в связи с вулканогенными формациями — контрастной базальт-липаритовой, трахибазальтовой — месторождения собственно флюоритовой и полиметаллически-флюоритовой формаций.

Все вышеназванные магматические формации отличаются повышенной щелочностью и, как правило, повышенным содержанием фтора.

Магматический фактор контроля является для эндогенных флюоритовых месторождений ведущим, так как он определяет не только перспективные площади, но и формационный тип оруденения. Он действует на разных уровнях — от региональных до детальных. При выделении флюоритоносных поясов магматическими критериями являются ареалы потенциально флюоритоносных магматических формаций (см. табл. 66), при выделении флюоритоносных зон — интрузивные комплексы или вулканогенные свиты (или конкретные формации), при выделении флюоритоносных узлов — рудоносные массивы или вулканические структуры соответствующей магматической формации, при выделении флюоритоносных полей — части рудоносных массивов или вулканических структур.

Рудоносность массивов и вулканических структур оценивается по комплексу признаков: размеры, форма, слагающие породы и их взаимоотношения, наличие даек и метасоматических образований, степень структурной проработки — трещиноватость. Особую роль при этом играют минералого-геохимические критерии: состав и свойства породообразующих минералов, количество и состав акцессорных минералов, содержание фтора, бора и сопутствующих флюоритовому оруденению элементов.

Исследования в Забайкалье, показали, что в качестве дополнительного, весьма информативного критерия могут выступать оценки петрохимических ассоциаций породообразующих элементов, выявленные с помощью многомерных математических методов [11]. В связи с этим требуется дальнейшая оценка геохимического и петрохимического факторов контроля флюоритового оруденения и выявление геохимических и петрохимических критериев флюоритоносности в типовых флюоритоносных регионах с целью использования их при оценке менее изученных регионов.

Опыт геологоразведочных работ последних лет показал, что для локализации флюоритовых, как и для многих других эндогенных месторождений, большую роль играют структурно-литологические факторы контроля. Благоприятные обстановки для формирования промышленного оруденения создаются в области контакта сред, разнородных по химическому составу и физическим свойствам. Особый интерес представляют субгоризонтальные поверхности контактов карбонатных пород с перекрывающими их терригенными или вулканогенно-осадочными образованиями, поскольку в них возможно нахождение скрытого оруденения, в том числе стратиформных флюоритовых тел крупного размера.

Работы по оценке характера проявления геологических процессов с помощью математических методов позволяют выявлять комплексные РКФ, и по степени их проявления подходить к прогнозной оценке территории на количественной основе.

Дальнейшее укрепление и расширение минерально-сырьевой базы на флюорит связано прежде всего с реализацией геологических прогнозов путем детализации их в среднем и крупном масштабе и с рациональным

проведением поисковых работ. Для таких работ требуется более детальная и по возможности количественная геолого-геохимическая и геофизическая характеристика рассматриваемых площадей, которую можно получить путем системного сбора информации и специальных полевых исследований.

Последующий анализ материала и закономерностей размещения месторождений и проявлений должен проводиться с целью уточнения выявленных в регионе рудоконтролирующих факторов оруденения и критериев прогнозирования. Полезно введение одно- и многомерных математических методов для оценки РКФ (магматического, структурного, литологического и др.) и многомерных методов для выявления комплексных РКФ и сравнительной прогнозной оценки рассматриваемой территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бергер В. И., Мудрогина Н. С., Кузьмин В. Г.* Месторождения сурьмы и ртути. — В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 119—132.
2. *Василькова Н. Н., Картенко Н. Ф., Кукушкина О. А.* Связь свойств флюорита с его составом и условиями образования. М., «Недра», 1972. 158 с.
3. *Гинзбург А. И., Заболотная Н. П.* Краткая характеристика основных формаций бериллиевых месторождений. — В кн.: Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений. М., 1973, с. 8—35.
4. *Грушкин Г. Г.* Некоторые закономерности образования флюоритовых месторождений Чаткальского и Кураминского рудных районов. — «Геология рудн. м-ний», 1961, № 1, с. 92—104.
5. *Грушкин Г. Г.* Некоторые особенности формирования флюоритовых месторождений. — «Геология рудн. м-ний», 1964, № 1, с. 15—32.
6. *Иванова А. А.* Прогнозирование флюоритового оруденения на основе формационной классификации. — «Разведка и охрана недр», 1973, № 7, с. 12—18.
7. *Каплан А. А.* Сравнительная геолого-экономическая характеристика промышленных типов месторождений полезных ископаемых. Плавиковый шпат. М., 1970. 35 с.
8. *Коннов Л. Г.* Генетические типы флюоритовых месторождений Таджикистана и закономерности их размещения. — «Учен. зап. Среднеазиат. науч.-исслед. ин-та геологии и минерал. сырья», 1963, вып. 10, с. 11—20.
9. *Лаврович Н. С.* Плавиковый шпат (флюорит). Оценка месторождений при поисках и разведке. Вып. 16. М., Госгеолтехиздат, 1956. 135 с.
10. *Михайлова Ю. И., Иванова А. А.* Некоторые аспекты применения метода главных компонент при металлогенических исследованиях. — «Геология рудн. м-ний», 1973, № 1, с. 98—102.
11. *Михайлова Ю. И., Иванова А. А.* Применение математических методов при региональном прогнозировании флюоритовых месторождений. — В кн.: Методы количественного прогнозирования. Алма-Ата, 1975, с. 38—41.
12. *Основы* научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. 4. Гидротермальные флюоритовые месторождения. М., 1971. 147 с.
13. *Оценка* месторождений полезных ископаемых. Плавиковый шпат. Под ред. Л. С. Пузанова. М., «Недра», 1973. 240 с.
14. *Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.* Грейзеновые месторождения (онтогения и филогенез). М., «Недра», 1971. 325 с.
15. *Флюорит.* М., «Наука», 1976. 281 с.
16. *Фролов А. А., Багдасаров Ю. А.* Карбонатиты — новый генетический тип месторождений флюорита. — «Разведка и охрана недр», 1968, № 7, с. 6—8.
17. *Хомяков А. П., Семенов Е. И.* Гидротермальные месторождения фторкарбонатов редких земель. М., «Наука», 1971. 135 с.
18. *Щеглов А. Д.* Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., «Недра», 1966. 280 с.

НЕФРИТ

Нефрит — одно из немногих полезных ископаемых, традиционно используемых человеком уже более 10 тыс. лет. Нефрит представляет собой плотную массивную серовато-белую или различных оттенков зеленого цвета мономинеральную породу мелко- или скрытокристаллической спутанноволокнистой структуры, состоящую из тремолита или актинолита. В качестве примесей могут присутствовать хромит, диопсид, серпентин и другие минералы.

Нефрит обладает благоприятным сочетанием механических и декоративных свойств — высокой вязкостью, красивым цветом, полупрозрачностью, обусловливающей «глубину» окраски, хорошей полируемостью, прочностью, делающими его ценным ювелирно-поделочным камнем. Издавна высоко ценились бесцветные или почти бесцветные нефриты из слабоизученных месторождений Центральной Азии; в настоящее время большим спросом пользуются зеленые нефриты, нередко с вкрапленностью черного хромита, характерные для месторождений Сибири. В нашей стране с середины прошлого века разрабатывались сначала валунные, а затем и коренные месторождения нефрита Восточного Саяна. Тем не менее до последнего времени нефрит оставался экзотическим самоцветом.

В 60-х годах после начала специализированных поисковых работ были открыты новые коренные и валунные месторождения, ставшие объектом систематической добычи [6]. Благодаря исследованиям Р. С. Замалетдинова, И. С. Якшина, А. Н. Сутурина, Л. В. Терещенко и других выявлены условия формирования и закономерности размещения месторождений нефрита, разработаны критерии и методика поисков [2, 6, 8]. Это сказалось на результатах: месторождения и проявления нефрита обнаружены кроме Восточного Саяна в Средне-Витимской горной стране, в Юго-Западном Забайкалье (бассейн р. Джиды), в Куртушибинском хребте Западного Саяна, в Восточной Туве, на Полярном Урале [3, 6, 8].

Сейчас перед геологами стоит задача выявления новых месторождений высококачественного нефрита. Необходимо дальнейшее совершенствование критериев прогнозирования и поисков и оценка перспектив территории СССР с целью определения наиболее перспективных площадей.

Промышленное значение имеют как коренные залежи нефрита, так и их деструктивные производные — скопления глыб и валунов в рыхлых отложениях. Эндогенные месторождения нефрита представляют собой серии жилообразных и линзовидных метасоматических тел мощностью от долей метра до нескольких метров и протяженностью до нескольких десятков метров. Эти тела входят в состав зон гидротермально измененных пород, как правило, располагающихся на контактах двух химически разнородных сред. Одна из них представлена высокомагнезиальными или железисто-магнезиальными породами (ультраосновного, реже основного состава, иногда доломитами), служащими эдуктами при образовании нефрита. Другая среда — алюмосиликатные породы, нередко высокоизвестковистые, или карбонатные породы.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФРИТА

Эндогенные месторождения нефрита могут быть сгруппированы в три формационных типа (табл. 68), близкие к выделяемым Р. С. Замалетдиновым, А. Н. Сутуриным и др. [6] геолого-промышленным типам месторождений. Месторождения формационного типа 1, наиболее широко распространенные,

Таблица 68

Характеристика формационных типов эндогенных месторождений нефрита

Признак	Формационный тип		
	1. Месторождения в породах дунит-гарцбургитовой формации	2. Месторождения в породах основного состава вулканогенно-осадочных формаций	3. Месторождения в магнезиально-известковых карбонатных породах осадочных формаций
Геологическое положение нефритоносных метасоматических зон	Контакты даек и штоков габброидов, реже гранитов, секущих гипербазиты; контакты тектонических включений вмещающих пород; контакты гипербазитовых массивов с вмещающими толщами	Тела пород основного состава (пласты, дайки, ксенолиты) в гнейсах, кристаллических сланцах, гранитах	Зоны контактового и гидротермального воздействия гранитов
Характерные метасоматиты, ассоциирующие с нефритами	Родингиты, альбититы, эпидозиты, диопсидовые и тремолитовые породы, антигоритовые серпентениты	Амфиболизированные породы с уралитизированным авгитом, породы с волластонитом, эпидотом, кальцитом	Магнезиальные скарны, тремолитовые породы, серпентиниты, офикальциты
Преобладающая окраска нефрита	Зеленая различных оттенков	Зеленая и серая до черной, реже желтоватые и коричневатые тона, иногда белая	Белая, иногда с зеленоватым оттенком
Железистость нефрита, ат. %	5—13	До 23 (для белых разностей 0,4—4,3)	Менее 3
Примеры месторождений	Месторождения Восточного Саяна, Полярного Урала, бассейна р. Джиды, Калифорнии, Аляски, Новой Зеландии, Новой Каледонии, Лигурии и др.	Месторождения Куньлуня (Китай), штата Вайоминг (США), п-ва Эйр (Австралия)	Проявления Средней Азии, возможно, часть куньлуньских и бразильских месторождений

приурочены к массивам дунит-гарцбургитовой формации. Нефритовые тела этих месторождений ассоциируют с метасоматитами определенного состава, развивающимися за счет преобразования алюмосиликатных пород. Наиболее часто среди подобных метасоматитов наблюдаются родингиты (цоизит-диопсидовые, кварц-диопсид-цоизитовые и др.), диопсидиты, тремолититы, эпидозиты, реже альбититы. Зоны метасоматитов с нефритом развиваются в контактах даек и штоков габброидов, секущих ультраосновные породы (Оспинское, Бортогольское, Куртушибинское и многие другие месторождения), реже — в контактах с телами гранитоидов (жила № 7 Улан-Ходинского месторождения). В других случаях нефритоносные метасоматиты размещаются на контактах гипербазитов с вмещающими вулканогенно-осадочными толщами (месторождение Лич-Лейк в штате Калифорния, США, Хамархудинское).

Наблюдается постоянная приуроченность нефритовых месторождений к зонам дробления и рассланцевания, пересекающим гипербазитовые мас-

сивы или ограничивающим их. Некоторые месторождения (Полярный Урал) приурочены к зонам интенсивно рассланцованных и милонитизированных серпентинитов с включениями будинированных тел алюмосиликатных пород (зоны серпентинитового меланжа).

Зоны метасоматитов с нефритом встречаются только в полностью серпентинизированных участках гипербазитовых массивов и не установлены среди несерпентинизированных или частично серпентинизированных ультраосновных пород. Характерно постоянное развитие вблизи нефритовых залежей антигоритовых серпентинитов.

В большинстве случаев нефритоносные зоны располагаются в периферических частях (нередко непосредственно у контакта) гипербазитовых массивов или вблизи крупных тектонических блоков вмещающих пород внутри массивов. Вполне возможно, что такая позиция этих зон вызвана не только связью их с участками интенсивной циркуляции гидротерм. Обращает на себя внимание постоянное присутствие во вмещающих толщах пород с высоким содержанием кальция: эффузивов и туфов основного состава, граувакк, а нередко и карбонатных пород [4]. Интенсивный кальциевый метасоматоз, приводивший к формированию нефритовых залежей, охватывавший как гипербазиты, так и вмещающие дайковые породы, свидетельствует о возможном обогащении гидротерм кальцием за счет этих высокоизвестковых пород.

Устанавливается определенная закономерность в размещении нефритоносных массивов ультраосновных пород. Значительная часть этих массивов входит в состав гипербазитовых поясов, располагающихся вдоль интенсивно дислоцированных взбросо-надвиговых зон и нередко ассоциирующих с глаукофансланцевыми поясами (гипербазитовые пояса Полярного Урала, Калифорнии, Новой Зеландии, Новой Каледонии, Борусский в Западном Саяне и др.). С гипербазитами поясов этого рода бывают связаны также месторождения жадеитита. Иногда наблюдается и непосредственная ассоциация нефрита с жадеититом [3, 11]. Подобные гипербазитовые пояса характерны для альпийских складчатых областей фемического типа, реже они встречаются в герцинских (Ходатинско-Войкаро-Сыньинский пояс) и каледонских (Борусский пояс) складчатых областях.

Другая, меньшая часть месторождений нефрита характеризуемого формационного типа приурочена к гипербазитовым поясам второго рода, размещенным вдоль тектонических ограничений жестких структур: срединных массивов, глыб, горст-антиклинориев. Давления, развивавшиеся здесь, уступают давлениям в поясах первого рода. Однако и в этом случае гипербазитовые пояса расположены в зонах повышенных боковых давлений, фиксирующихся по интенсивному рассланцеванию, многочисленным разрывным нарушениям, дроблению и трещиноватости. Нефритоносные гипербазитовые пояса такого рода — Ильчирско-Китойский, Джидинский, Парамский, Восточно-Тувинский — развиты в каледонских и байкальских складчатых областях салическо-фемического типа. Возможно, близкое положение занимают месторождения Нижней Силезии и Тюрингии.

Месторождения нефрита формационного типа 2 менее распространены в природе, чем месторождения в гипербазитах, но превосходят их размерами [1, 5, 6, 12, 13]. Это крупнейшие месторождения Куньлуня в Китае (почти полностью отработанные), штата Вайоминг в США и, возможно, месторождения п-ва Эйр в Австралии [10]. Сведения о них весьма скудны, поэтому объединение их в один тип и представления об особенностях размещения

недостаточно обоснованы фактическим материалом и носят предварительный характер.

Нефритовые тела этих месторождений приурочены к метаморфизованным породам основного состава — пластам, жильным телам или ксенолитам уралитизированных авгитовых и роговообманково-авгитовых пород, амфиболитов, «зеленокаменных пород», залегающих среди гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, гранитов. Можно предположить, что нефритоносные породы представляют собой метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования. Судя по наличию в нефритоносных породах кальциевых минералов (эпидота, волластонита, кальцита), определенную роль в нефритообразовании могли играть и карбонатные породы. В то же время ассоциации нефрита с серпентином и тальком могут представлять собой продукты преобразования также и ультраосновных пород.

Нефриты характеризуемых месторождений разнообразны по своей окраске — от белой через зеленые, реже желтоватые тона, до темнозеленой и черной. Железистость нефритов также колеблется в больших пределах — от долей процента до 23%. При этом железистость белых нефритов Куньлуня составляет обычно менее 1,5% (железистость минералов ряда тремолит—актинолит из пород основного состава, как правило, превышает 12%, а из ультраосновных пород не бывает ниже 2%). Все это косвенно указывает на то, что в месторождениях второго формационного типа нефриты образовывались не только при замещении пород основного состава, но также, возможно, и за счет карбонатных и ультраосновных пород. В таком случае характеризуемый тип по существу объединяет полиформационные образования. Месторождения этого типа в пределах СССР не установлены.

Формационный тип 3 выделяется в известной степени условно: промышленных месторождений нефрита в доломитах карбонатных осадочных формаций неизвестно. Небольшие проявления отмечены в Средней Азии — в гидротермально измененных доломитах Кансайского рудного поля [7], в озмеевикованных известняках Гавасая [9]. О возможности нефритообразования в карбонатных породах свидетельствуют упоминавшиеся выше данные по месторождениям Куньлуня. Необходимость обратить внимание на магнезиальные карбонатные толщи как на возможную среду для образования нефрита диктуется также широким развитием тремолитизации доломитов, развивающейся, в частности, в связи с апокарбонатными тальковыми месторождениями.

Среди деструктивных месторождений по условиям образования, насыщенности нефритовыми глыбами и валунами, степени их сортировки по размерам и качеству нефрита может быть выделено несколько типов [6]. Элювиально-делювиальные месторождения локализуются на минимальном удалении от коренных источников. Они отличаются высокой насыщенностью глыбами нефрита, но наименьшей по сравнению с месторождениями других типов отсортированностью по размеру глыб и качеству нефрита. Подобные залежи фиксируются практически в связи со всеми коренными нефритовыми проявлениями. Близки к этому типу гляциальные месторождения, которым свойственны несколько более значительные удаления от источников сноса, разубоженность и степень сортировки.

Аллювиальные месторождения характеризуются значительным удалением от коренных залежей, обычно слабой насыщенностью валунами и гальками нефрита, хорошо отсортированными по качеству (за счет опережающего разрушения сланцеватых, трещиноватых, измененных и богатых посторон-

ними включениями разностей). Эти черты аллювиальных месторождений еще более усиливаются в случае их формирования за счет перемыва гляциальных месторождений. Дальность переноса может достигать 200 км. Промышленные аллювиальные месторождения нефрита известны в Куньлуне, Восточном Саяне, штате Вайоминг (США), бассейне р. Джиды, на Аляске (р. Кобук).

Хорошая отсортированность нефрита свойственна также прибрежно-морским месторождениям (Марин и др. в Калифорнии).

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ

Рассматривая вопрос о критериях прогнозной оценки территорий на нефрит, следует подчеркнуть, что для территории СССР сейчас наиболее актуальны поиски эндогенных месторождений формационного типа 1 и их деструктивных производных. С учетом рассмотренных выше закономерностей размещения этих месторождений к перспективным площадям следует отнести в первую очередь территории складчатых областей фемического и салическо-фемического типов. При этом нефритоносные гипербазитовые пояса первого рода (ассоциирующие с глаукофансланцевыми поясами) могут быть выявлены преимущественно в альпийских складчатых областях (Корякско-Камчатская, Сахалинская, Кавказская), в меньшей степени — в герцинских (Уральская, Джунгаро-Балхашская, Тянь-Шаньская). Нефритоносные пояса второго рода (на границах жестких структур) предпочтительнее ожидать в каледонских и байкальских складчатых областях (Восточно-Саянская, Байкальская, Енисейская, Алтае-Саянская). Перспективность гипербазитовых поясов на нефритоносность возрастает в случае широкого развития гранитных и габброидных интрузий, прорывающих гипербазитовые массивы и вмещающие их толщи.

В пределах гипербазитовых поясов наиболее благоприятны для поисков нефрита массивы, залегающие в толщах с прослоями высокоизвестковистых эффузивов и пирокластов основного состава, граувакк и, особенно, карбонатных (доломитовых) пород. В качестве перспективных следует рассматривать гипербазитовые массивы с интенсивно развитой антигоритизацией, содержащие многочисленные дайки и штоки габброидов и гранитоидов, либо тектонические блоки вмещающих пород, рассекаемые зонами дробления, рассланцевания и милонитизации. Особый интерес представляют краевые части массивов. Непосредственным указанием на возможное обнаружение нефрита могут служить интенсивная родингитизация пород основного состава (особенно с развитием кварц-диопсид-цоизитовых родингитов), альбитизация гранитов, широкая тремолитизация серпентинитов, развитие диопсидовых и тремолитовых метасоматитов. Наложение процессов карбонатизации и хлоритизации, а также сильное рассланцевание приводят к ухудшению декоративных качеств нефрита.

Сформулировать сколько-нибудь определенные критерии выделения площадей, перспективных для поисков месторождений формационного типа 2, затруднительно в связи с уже указанными причинами. Возможно, что в дальнейшем (при уточнении объема, вещественной и генетической характеристике формационного типа) сопоставление геологических особенностей районов развития подобных месторождений с аналогичными районами в нашей стране (в частности, Тянь-Шанем, Памиром) позволит наметить перспективные площади.

Для выявления месторождений апокарбонатного нефрита (формационный тип 3) благоприятны, вероятно, складчатые области, в пределах которых широким распространением пользуются существенно доломитовые толщи, прорванные интрузиями различного состава. Учитывая преимущественную приуроченность таких толщ к протерозойским и нижнепалеозойским отложениям, можно отнести к более благоприятным байкальские и каледонские складчатые области и срединные массивы. Перспективные для поисков участки ограничиваются площадями развития существенно доломитовых толщ, регионально метаморфизованных или прорванных гранитоидами. В частности, интерес должны представлять зоны тремолитизации месторождений апокарбонатного талька, зоны скарнирования, тремолитизации, серпентинизации и офикальцитизации доломитов на контактах с гранитоидами, участки развития магнезиальных скарнов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданович К. И.* Месторождения нефрита в Куньлуне. — «Зап. Санкт-Петербург. минерал. о-ва», 1892, ч. 29, с. 153—162.
2. *Замалетдинов Р. С., Сутурин А. Н.* Улан-Ходинское месторождение нефрита.— «Сов. геология», 1974, № 9, с. 90—98.
3. *Казак А. П., Молдаванцев Ю. Е.* Новое проявление жадеититов в северной части массива Рай-Из. — В кн.: Минерагения гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. Л., 1976, с. 119—123.
4. *Колбанцев Р. В., Коников А. З.* О роли карбонатных пород в образовании нефрита. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. 2. Томск, 1974, с. 80—81.
5. *Колесник Ю. К.* Нефриты Сибири. Новосибирск, «Наука», 1966. 149 с.
6. *Методические* указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Вып. 3. М., 1974. 47 с. Авт.: Р. С. Замалетдинов, В. Г. Лузина, А. Н. Сутурин, К. Ю. Горбатова.
7. *Протодьяконова З. М.* Тремолитовый нефрит — продукт околорудного изменения доломитов в Кансайском рудном поле. — «Узб. геол. журн.», 1973, № 1, с. 20—22.
8. *Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С., Бурмакина Г. В.* Типы месторождений нефрита и критерии нефритоносности гипербазитовых массивов. — В кн.: Минерагения гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. Л., 1976, с. 123—131.
9. *Уклонский А. С., Румянцева З. С.* Нефрит из Гавасая. — «Докл. АН УзбССР», 1951, № 2, с. 17—18.
10. *Chalmers R. O.* New occurences of gem minerals in Australia. — J. Gemmol., 1971, vol. 12, № 7, p. 267—271.
11. *Chesterman Ch. W.* Intrusive ultrabasic rocks and their metamorphic relationships at Leech Lake Mountain, Mendocino County, California. — Rep. 21st Sess. Intern. Geol. Congress. P. 13, 1960, p. 208—215.
12. *Cobb H. S.* The Long Creek jade deposit.— Mineralogist, 1949, vol. 17, № 1, p. 44.
13. *Sherer R. L.* Geology of the Sage-creek nephrite deposit. Wyoming, Contrib. geol. Univ. Wyoming, 1972, vol. 11, № 2, p. 83—86.

Глава V

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Апатит—527. Фосфориты—547. Сера самородная—556. Ископаемые минеральные соли—572.

Народное хозяйство СССР во все возрастающих размерах нуждается в неметаллических ископаемых, условно объединяющихся в группу химического сырья. К ним относятся соединения фосфора, калийные и каменные соли, самородная сера и ее соединения, сульфаты натрия и калия, нитраты, бораты, сода, флюорит, соединения брома и иода и др. В настоящее время подавляющее большинство этих полезных компонентов добывается из ископаемых и современных отложений, а также из подземных вод континентов. Дешевым и весьма перспективным источником серы является сероводород в газовых и нефтяных месторождениях. В дальнейшем неиссякаемым источником химического сырья, по-видимому, смогут служить океанические и морские бассейны, а для некоторых видов — современные конкреции и водные растения.

В предлагаемой главе рассмотрены критерии прогнозирования ведущих видов химического сырья—апатита, фосфоритов, калийных солей и самородной серы, в значительной мере определяющих рост продуктивности сельского хозяйства и развитие химической промышленности. По X пятилетнему плану для этих полезных ископаемых предусматривается не только существенный рост потребления, но и максимальный прирост запасов, значительно опережающий планируемый уровень извлечения их из недр (по фосфору в 6 раз). Повышенное внимание к фосфатному сырью объясняется тем, что по количеству вносимых минеральных удобрений в сравнении с развитыми капиталистическими странами в СССР пока отмечается отставание, что сказывается и на урожайности зерновых культур. Наблюдается также все увеличивающийся дефицит серосодержащего сырья и крайне неравномерное распределение калийных солей.

По условиям образования промышленных концентраций рассматриваемые виды химического сырья чрезвычайно разнообразны и могут быть подразделены на три группы: эндогенную, метаморфогенную и экзогенную. К первой группе принадлежит большинство месторождений апатита и ряд вулканогенных месторождений серы. Апатитовые руды связаны с интрузивными породами щелочного ряда, а серные — с андезитовой формацией современных вулканогенных поясов. К сравнительно новому для СССР, но перспективному типу метаморфогенных рудных залежей относятся месторождения апатита Украинского и Алданского щитов.

Фосфориты, калийные соли и все крупнейшие залежи самородной серы образуют исключительно экзогенные месторождения, существенно различающиеся, однако, по механизму образования. Для фосфоритов характерно

биохемогенное и хемогенное седиментационное происхождение и приуроченность к разнообразным по составу и геоструктурному положению формациям, промышленное значение среди которых тем не менее имеют лишь три группы: кремнисто-карбонатная, глауконитово-терригенная и терригенно-карбонатная. Значительные перспективы, кроме того, могут быть связаны с пестроцветными песчано-алеврито-мергельными формациями, являющимися вместилищем крупнейших месторождений в Средиземноморском бассейне, а в СССР еще недостаточно изученными.

Месторождения калийных солей и подавляющее большинство залежей самородной серы связаны с галогенными формациями, но резко различны по способу формирования: калийные соли представляют собой типично седиментационные образования, а самородная сера — инфильтрационно-метасоматические, как правило, значительно оторванные во времени от накопления материнской формации.

Отмеченное исключительное разнообразие генетических типов месторождений химического сырья, естественно, обусловливает и различный подход к их прогнозированию. Единым и наиболее общим критерием является лишь приуроченность к определенным рудоносным формациям. Другие более частные признаки весьма специфичны. Для эндогенных месторождений апатита ведущим является структурное положение и строение интрузивных комплексов, их состав, геохимическая специализация и особенности последующего метасоматического преобразования. Метаморфогенные залежи апатита формируются в определенных фациях метаморфизма, характеризуются высокими радиоактивными аномалиями и отрицательными магнитными аномалиями и т. д.

Для экзогенных месторождений самородной серы, калийных солей и фосфоритов определяющими критериями служат литолого-фациальные, палеогеографические, палеотектонические. Приуроченность серы, калийных солей и сопутствующих им боратов, целестина, брома к различным фациальным зонам единых солеродных бассейнов делает весьма целесообразной комплексную оценку территорий на все виды этого сырья. Следует отметить также наблюдающиеся иногда тесные пространственные связи крупнейших фосфоритоносных бассейнов (Кара-Тау, Фосфория) с областями соленакопления.

Специфические задачи в прогнозировании возникают также в связи с неравномерностью обеспечения различных районов СССР достаточными запасами химического сырья. Особенно отмечается отсутствие подготовленной минеральной базы в Сибири и на Дальнем Востоке, и поэтому рассмотрение прогнозных критериев распространенных здесь потенциально продуктивных формаций приобретает особую актуальность. Для апатита наиболее интересными представляются щелочно-ультраосновные формации и карбонатиты, с которыми связаны крупные месторождения апатит-магнетитовых, редкометальных и других руд, характеризующихся возможностью комплексной переработки с извлечением помимо фосфора меди, железа, фтора и редких земель. Значительные перспективы имеют также поиски месторождений в докембрийских метаморфических толщах, относящихся к гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фациям и связанных со щелочными гранитоидами.

Собственная фосфоритперерабатывающая промышленность в Сибири и на Дальнем Востоке отсутствует. Строительство соответствующих заводов экономически может быть оправдано лишь в случае создания комбинатов со зна-

чительной проектной мощностью (2 млн. т и более), что при амортизационном сроке таких предприятий 30 лет требует не менее 60 млн. т руды. Подобные запасы среди известных здесь разнообразных групп фосфоритопроявлений могут быть сконцентрированы, по-видимому, лишь в месторождениях кремнисто-доломитовой и вулканогенно-кремнисто-карбонатной формаций. Наиболее перспективные районы для первых из них имеются в Бурятии, а для вторых — в Удско-Селемджинском районе. Перспективы ракушняковых фосфоритов в Сибири пока неясны, но дальнейшее их изучение целесообразно.

Сырьевые ресурсы серы на востоке страны в настоящее время обеспечиваются лишь мелкими вулканогенными месторождениями на Камчатке и Курильских островах, эксплуатация которых не производится. В то же время на огромных пространствах Восточной Сибири развиты галогенные сульфатоносные формации с довольно многочисленными серопроявлениями, перспективные на обнаружение средних по масштабу эпигенетических месторождений самородной серы. Относительно слабая их изученность открывает большие возможности как для регионального, так и локального прогнозирования. Близкая картина наблюдается также в отношении калийных солей. Известные положительные гидрохимические данные по содержанию калия в ряде районов в сочетании с благоприятными палеогеографическими и тектоническими предпосылками позволяют ожидать обнаружения промышленных месторождений.

В приведенных ниже разделах, посвященных прогнозным критериям для отдельных видов химического сырья, эти критерии рассмотрены с разной детальностью, что объясняется как различной степенью изученности соответствующих формаций, так и их неодинаковой ролью в перспективной оценке территории СССР.

АПАТИТ

Фосфатное сырье, как известно, широко используется во многих отраслях народного хозяйства. Оно представляет собой прежде всего основу сырьевой базы минеральных удобрений. Кроме сельского хозяйства фосфатные руды используются в металлургии, машиностроении, химической промышленности. Полуторасернистый фосфор является добавкой к смазочным маслам. Соли ортофосфорной кислоты применяются при производстве моющих препаратов и для очистки воды. Эфиры ортофосфорной кислоты и их производные используются в качестве пластификаторов и растворителей. Широкое применение имеют фосфаты в медицине, пищевой промышленности и т. д.

С каждым годом спрос на фосфатное сырье резко возрастает. Так, например, среднегодовой прирост потребления фосфатного сырья за последние 10 лет в капиталистических странах составляет 5,9%, а в развивающихся — 12%. Этими странами планируется увеличение потребления фосфатного сырья к 2000 г. в 2,5 раза. Разведанные ресурсы фосфатного сырья капиталистических и развивающихся стран за последние 20 лет более чем удвоились. Следует отметить, что за рубежом основным источником фосфатного сырья являются фосфориты. На их долю приходится 99% богатых руд (20—40% P_2O_5) и лишь 1% на апатитовые руды с содержанием P_2O_5 в среднем около 10%. Месторождения апатита известны в Финляндии, Испании, Уганде,

ЮАР, Южной Родезии, Бразилии, Канаде, Колумбии, Мексике, Корее, Вьетнаме.

В СССР апатитовые руды наряду с фосфоритами являются основой отечественной базы минеральных удобрений (рис. 53). Балансовые запасы

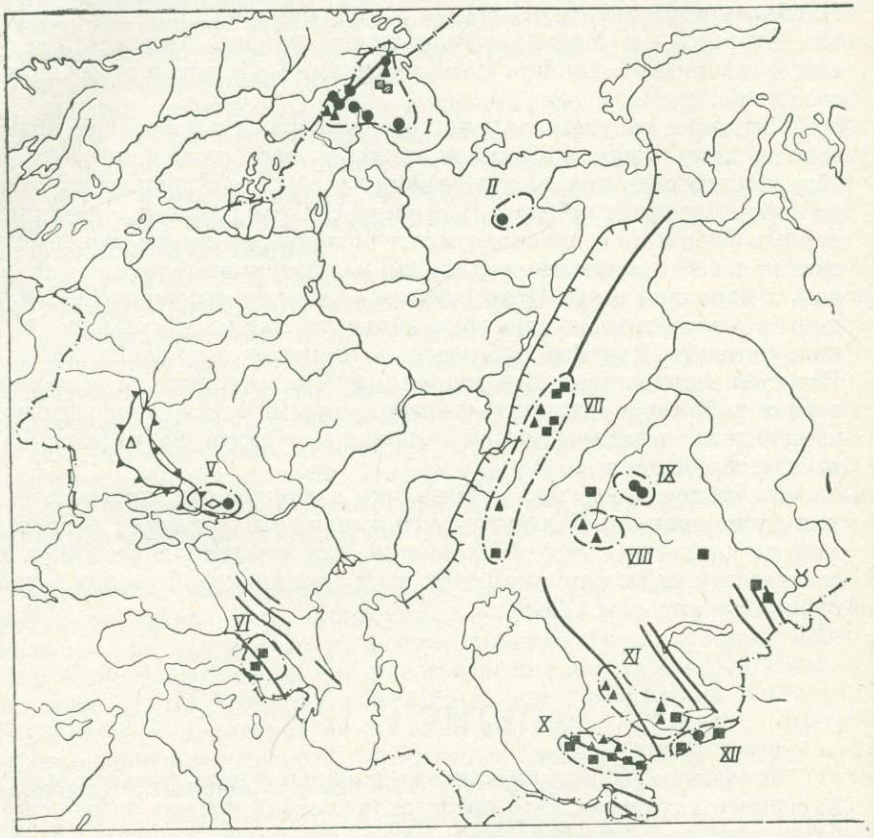


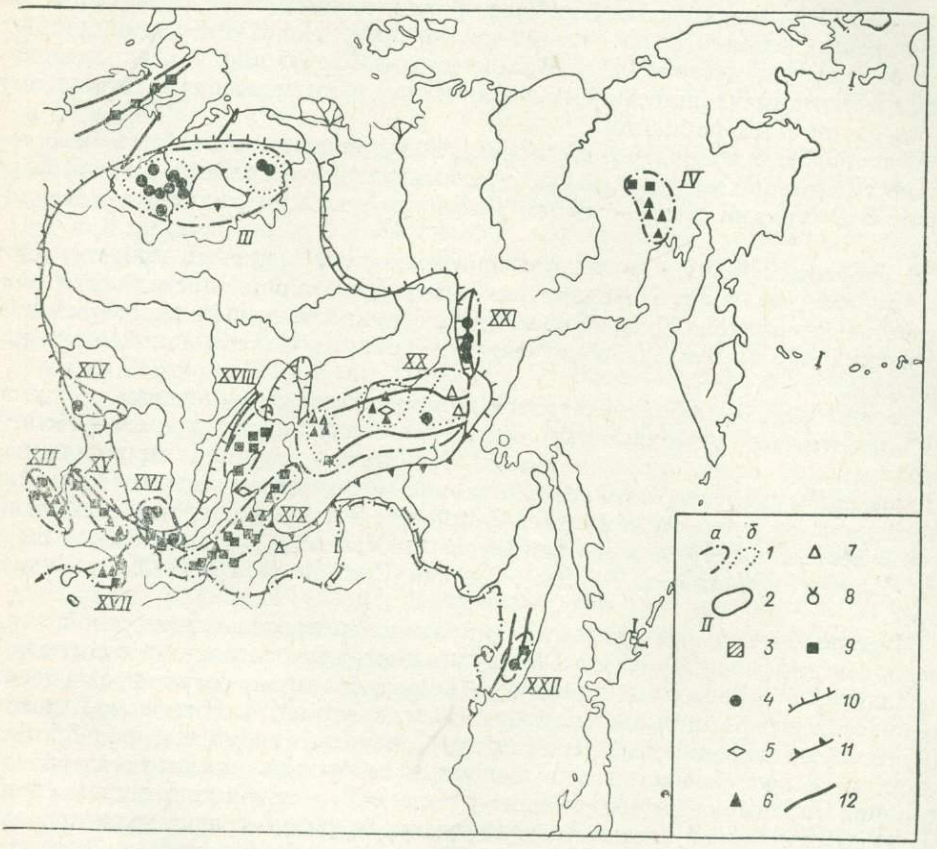
Рис. 53. Схема размещения апатито

1 — контуры провинций (*а*) и субпровинций (*б*); *2* — апатитоносная провинция: *I* — Ка Котуйская и Оленекско-Уджинская), *IV* — Омолонская, *V* — Приазовская, *VI* — Теж *XI* — Тянь-Шаньская, *XII* — Кокшаальская, *XIII* — Кузнецко-Алатауская, *XIV* — *XVIII* — Сыннырская, *XIX* — Забайкальская, *XX* — Алданская, *XXI* — Сетте-Да линовых сиенитов, *4* — щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, *5* — докембрий бро-сиенитов, габбро-диоритов и диоритов, *7* — габбро-анортозитов, *8* — трахиандезитов лочных сиенитов и граносиенитов; границы:

P_2O_5, заключенные в апатитовых рудах, составляют лишь несколько менее 1/3 суммарных запасов апатитовых и фосфоритовых руд. Из них 80,6% заключено в пределах Хибинского массива агпаитовых нефелиновых сиенитов на Кольском полуострове.

X пятилетним планом предусматривается резкое увеличение производства минеральных удобрений в нашей стране и доведение его до 143 млн. т в 1980 г. В связи с этим в настоящее время усилены поисковые и разведочные работы на апатит в перспективных районах Кольского полуострова, Сибири, Дальнего Востока, что должно обеспечить требуемый прирост запасов апатитовых руд.

В подавляющем большинстве месторождений апатитовые руды являются комплексными. Помимо апатита они содержат промышленные концентрации магнетита (Кирунавара в Швеции), магнетита и редких металлов (Палабора ЮАР, Ковдорское на Кольском полуострове), ильменита и титано-



носных провинций на территории СССР.

рело-Кольская, *II* — Четласская (Тиманская), *III*— Северо-Сибирская (субпровинции Маймеча-сарская, *VII* — Уральская, *VIII* — Ишимская, *IX* — Кокчетавская, *X* — Зеравшано-Алайская, Енисейская, *XV* — Западносаянская, *XVI* — Восточносаянская, *XVII* — Сангиленская, банская, *XXII* — Сихотэ-Алинская; рудовмещающие массивы формаций: *3* — агпаитовых нефе-ских магнезиально-кальциевых метаморфических комплексов, *6* — щелочных габброидов, габ- и кварцевых кератофиров, *9* — нефелиновых (миаскитовых), псевдолейцит-нефелиновых и ще- *10* — платформ, *11* — щитов; *12* — главнейшие разломы.

магнетита (Стремигородское на Украине), нефелина (Хибинская группа на Кольском полуострове), флогопита, боратов (Северная Корея) и т. д. Разработка таких руд дает значительную экономию средств, так как пятиокись фосфора зачастую может быть получена как побочный продукт при извлечении главных компонентов.

В связи со сказанным представляется целесообразным наряду с прогнозированием и поисками новых, собственно апатитовых месторождений произвести оценку и тех месторождений, в которых апатит является второстепенным полезным компонентом различных комплексных руд.

В зависимости от минеральных парагенезисов руд, состава рудовмещающих комплексов и их геолого-структурной позиции все месторождения апатита могут быть подразделены на семь формационных типов. Некоторые из них подразделяются в свою очередь на подтипы. Названия формационных типов апатитовых месторождений даны по преобладающим полезным ископаемым и их принадлежности к тому или иному рудовмещающему комплексу или магматической формации.

Месторождения, связанные с корами выветривания, в качестве самостоятельных формаций не выделяются, а рассматриваются совместно с теми формационными типами месторождений, которые для них являются материнскими.

В настоящее время реальную промышленную ценность представляют лишь первые три типа. Перспективы остальных типов определяются возможностью комплексной разработки. Однако до настоящего времени большинство из них еще весьма слабо изучено и является объектом дальнейших исследований.

Первый тип — нефелин-апатитовые месторождения — связан с формацией агпаитовых нефелиновых сиенитов. Типичными представителями месторождений этого типа является Хибинская группа, приуроченная к одноименному массиву, а также проявления Ловозерского массива (Кольский полуостров). За рубежом комплексы формации агпаитовых нефелиновых сиенитов известны в Гренландии (Илимауссак и Италико), Африке (Лос, Тамазерт), Бразилии (Покос-де-Калдас), Канаде (Сент-Илер, Силл-Лейк, Кинава и др.).

Массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов представляют собой гипабиссальные дифференцированные интрузии центрального типа, развитие в пределах щитов и краевых зон платформ. Их размер варьирует от первых десятков до сотен и первых тысяч квадратных километров [3]. В сложении массивов участвуют нефелиновые (агпаитовые) сиениты (хибиниты, рисчорриты, луявриты) и бесполевошпатовые щелочные габброиды якупирангит-уртитовой серии (преимущественно ийолит-уртиты). В некоторых комплексах наряду с нефелиновыми сиенитами существенную роль играют щелочные габброиды — эссекситы (Илимауссак и Италико в Гренландии). Для всех породных серий характерны обедненность магнием и кальцием и резко повышенная щелочность при $Na_2O + K_2O/Al_2O_3 > 1$ и $Na_2O > K_2O$.

Геохимическая специализация проявляется в высоких содержаниях F, Cl, Ti, Zr, Nb, TR (лантаноиды), Sr, P и некоторых других элементов.

К категории промышленных в настоящее время относится только группа месторождений Хибинского массива, заключающих около 3/4 балансовых запасов СССР P_2O_5 по апатиту при среднем содержании 14—18%.

Апатитовые руды Хибинской группы месторождений пространственно и генетически тесно связаны с ийолит-уртитами. При этом линзовидно-полосчатые (бедные) руды образуют либо обособленный горизонт в висячем боку конической интрузии массивных уртитов, либо несколько горизонтов среди тех же пород. Во всех случаях эти руды характеризуются постепенными переходами к уртитам. Богатые апатитовые руды (крупноблоковые и пятнистые) слагают инъекционные тела в висячем боку линзовидно-полосчатых руд. Общая протяженность дугообразного в плане конического тела апатитовой залежи достигает первых десятков километров, а мощность первых со-

тен метров. Существенную роль в изменении мощности рудной залежи (видимом выклинивании ее) по простиранию и падению сыграли пострудные интрузии ийолит-ювитовой серии пород и тектонические смещения блоков вдоль конических и радиальных расколов [3].

Содержание апатита в апатит-нефелиновых рудах варьирует от 15 до 75%. Руды легко обогащаются с выделением двух типов концентратов: апатитового и нефелинового. Нефелин является источником для получения алюминия и содопродуктов, может использоваться для производства цемента и керамики.

Второй тип включает в себя апатит-магнетитовый, апатит-карбонатный и апатит-силикатный подтипы месторождений в связи с комплексами ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов. В СССР на долю этих месторождений приходится 11,8% балансовых запасов P_2O_5 (по апатитовым рудам). Содержание P_2O_5 в среднем составляет около 7%, достигая в ряде случаев 20% и более. Наиболее изученными (разведанными и эксплуатируемыми) месторождениями этого типа являются Ковдорское на Кольском полуострове, Большое Саянское в Восточном Саяне, Сокли в Финляндии, Якупиранга и Серроте в Бразилии, Немегос в Канаде, Палабора и Гленовер в ЮАР. По предварительной оценке весьма крупными запасами обладает Маймеча-Котуйская провинция (массивы Ессей, Ыраас, Маган и др.) на севере Сибирской платформы.

Провинции ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов располагаются в тектонически стабильных областях, преимущественно в пределах краевых зон платформ, реже срединных массивах в областях завершенной складчатости. Размещение массивов контролируется зонами длительно живущих глубинных разломов [4 — 8]. Количество массивов в отдельных провинциях резко варьирует от одного до нескольких десятков. Площадь подавляющего большинства находится в диапазоне от 3 до 40 км^2.

Абсолютный возраст комплексов имеет широкий диапазон — от среднего протерозоя до кайнозоя (современные излияния карбонатитовых лав). В СССР почти все комплексы щелочно-ультраосновной формации сформировались в палеозое и раннем мезозое.

В сложении апатитоносных массивов участвует до девяти главных серий последовательно образующихся горных пород: 1) оливинитовая, 2) мелилитолитовая, 3) мельтейгит-пироксенитовая, 4) мельтейгит-уртитовая, 5) щелочносиенитовая, 6) фосфоритовая, 7) кальцит-карбонатитовая, 8) доломит (анкерит)-карбонатитовая, 9) апатит-магнетитовая (нельсонитовая). Соотношения, число и сочетания сосуществующих главных дифференциатов в разных провинциях и отдельных массивах одной провинции резко варьируют. Обычно те или иные из них (чаще всего наиболее ранние — оливиниты, мелилитолиты) отсутствуют или встречаются только в форме мелких включений в поздних породах.

Размещение в плане разновозрастных серий может быть закономерным (прямая зональность — ультраосновные породы, более древние в центре, щелочные, более молодые на периферии, обратная — щелочные в центре, ультраосновные на периферии) и бессистемным. Для ряда массивов характерна вертикальная зональность, обусловленная преимущественным тяготением поздних породных серий к апикальным частям массивов [10]. Однако имеются примеры слабо эродированных щелочно-ультраосновных комплексов, в которых доминируют ультрамафические члены ассоциации, а щелочные породы и карбонатиты обнаруживаются при бурении на некоторой глубине (Маймеча-

Таблица 69

Классификация и характеристика эндогенных апатитовых руд комплексов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов

Тип руды (по ассоциации главных рудообразующих минералов)	Подтип руды (по апатитоносной породе)	Петрогенетическая группа (серия) апатитоносных пород	Характер локализации и форма рудных тел	Рудные компоненты, сопутствующие апатиту	Содержание P_2O_5, %	Площадь рудных тел, км²	Запасы P_2O_5, млн. т	Примеры месторождений и рудопроявлений
Апатит-силикатный (ранний)	Фенит-эгиринитовый	Вмещающие и щелочно-ультраосновные породы, метасоматизированные в связи с формированием ийолитов, автометасоматически измененные ийолиты и ийолит-пегматиты	Экзоконтактовые пояса фенитизированных вмещающих пород существенно кварцевого состава	—	5—15	0,5—4	Единицы, до первых сотен	Маган, Ыраас, массивы Турьего мыса (СССР), Ипанема (Бразилия)
	Метащелочно-ультрабазитовый		Неясно ограниченные участки метасоматизированных пород мелилитолитовой и якупирангит-уртитовой серий; преимущественно в пироксенитах, залегающих в кровле слепых ийолитовых интрузий	Флогопит, нефелин	3—5 (только в Палаборе 6—8)	0,1—5	Единицы и десятки, до сотен (?)	Палабора (ЮАР), Маган, Гули, Одихинча, Вуориярви (СССР)
Апатит-силикатный (поздний)	Метащелочно-ультрабазитовый	Щелочно-ультраосновные породы, метасоматизированные в связи с формированием пород фоскоритовой серии и карбонатитов	Неясно ограниченные участки метасоматизированных пород якупирангит-уртитовой и щелочносиенитовой серий; преимущественно в кровле слепых тел фоскоритов и карбонатитов	Бадделеит, пирохлор и другие редкометальные минералы	?	?	?	Большетагненское, Кийское (СССР)
	Флогопит-диопсид-оливиновых пегматоидов	Фоскоритовая серия — кальцит-апатит-магнетит-силикатные (оливиновые, диопсидовые, флогопитовые) породы	Кольцевые крутопадающие и конические дайки, крутопадающие линзовидные, серпообразные и линейные тела, трубки взрыва, сложнопостроенные штоки центрального типа, столбообразные тела эруптивных брекчий; тяготеют к структурным центрам массивов, иногда залегают автономно	Флогопит, бадделеит	5—10	0,1—0,5	Единицы, до десятков	Палабора (ЮАР), Ковдорское (СССР)
Апатит-магнетит-силикатный	Фоскоритовый			Магнетит, бадделеит, пирохлор и другие редкометальные минералы; фосфаты и фторкарбонаты редких земель, флюорит, сульфиды меди	5—12	0,1—1	Единицы до десятков	Ковдорское, Вуориярви, массивы Турьего мыса (СССР), Палабора, Гленовер (ЮАР), Ессей, Арбарастах (СССР)
Апатит-карбонатный	Кальцит- и доломит-карбонатитовый	Карбонатитовая серия — существенно кальцитовые, доломитовые и анкеритовые породы			3—5	1—10	Десятки и первые сотни	Якупиранга (Бразилия), Шпицкоп (ЮАР), Малосаянское (СССР) и многие другие
Апатит-магнетитовый	Нельсонитовый	Нельсонитовая серия — магнетит-апатитовые породы			15—22	0,1—0,2 (До 1,5)	Первые десятки, до сотен	Ессей, Ыраас (СССР), Серроте, Гуарирува, Араша, Ипанема (Бразилия), Немегос (Канада), Сукулу (Уганда), Тундулу (Малави), Сокли (Финляндия)
	Франколитовый	Франколитовые породы, массивные и брекчиевые	Зоны автометасоматического изменения нельсонитов и автономные трубки взрыва, резко суживающиеся на глубину, как правило, в тесной пространственной связи с карбонатитами и нельсонитами; для трубок вероятно частое залегание в кровле слепых тел нельсонитов		15—35	0,01—0,2	Единицы, до первых десятков	Ессей, Ыраас, Гули, Далбыха, Ковдор, Вуориярви (СССР), Гленовер (ЮАР), Букузу (Уганда), Сокли (Финляндия), Магнет-Ков (Канада)

Котуйская провинция). Важную роль в разнообразии вещественного состава массивов играют метасоматические процессы. Наиболее интенсивные из них сопутствуют образованию пород щелочного состава и карбонатитов.

В целом для пород щелочно-ультраосновной формации характерна резкая недосыщенность SiO_2, высокое содержание Mg, Ca и щелочей (с преобладанием Na над K), обогащенность Fe, Ti и повышенное содержание Nb, Ta, Zr, TR, Sr, Ba и летучих компонентов (CO_2, F).

С комплексами ультраосновных щелочных пород и карбонатитов связан целый ряд эндогенных рудных формаций, содержащих промышленные концентрации таких важных полезных ископаемых, как апатит, флогопит, железные руды, редкие металлы, флюорит, медь и т. д.

В процессе формирования комплексов щелочно-ультраосновных пород апатит образовывался неоднократно. Однако его промышленные концентрации возникали лишь в поздние стадии формирования массивов. Выделяется несколько типов эндогенных апатитовых руд. Особенности их размещения и характеристика приведены в табл. 69.

Наряду с эндогенными рудами самостоятельный промышленный интерес представляют вторичные (экзогенные) концентрации апатита в корах выветривания. Содержание P_2O_5 в продуктах выветривания различных пород щелочно-ультраосновных массивов достигает 10—15%, прогнозные запасы P_2O_5 измеряются десятками миллионов тонн (массивы Большой Саянский, Якупиранга и т. д.).

Третий тип, включающий в себя апатит-силикатный, апатит-карбонатный и апатит-магнетитовый подтипы месторождений в связи с комплексами докембрийских метаморфических пород, имеет достаточно широкое развитие в земной коре [9, 11]. Месторождения этого типа известны в Канаде, Корее, Китае, Восточной Африке, а в пределах СССР — в Прибайкалье, на Украинском и Алданском щитах.

Чаще всего эти месторождения содержат довольно бедные руды (5—7% P_2O_5) и характеризуются небольшими запасами пятиокиси фосфора (сотни тысяч тонн), однако в отдельных случаях известны достаточно крупные месторождения с запасами P_2O_5 до нескольких сотен миллионов тонн при его содержании 7% и более.

Геолого-структурная позиция месторождений определяется их связью с выходами докембрийских (архейских, протерозойских) метаморфических пород — щитами, срединными массивами и внутригеосинклинальными поднятиями. Широкое развитие в пределах апатитоносных провинций имеют процессы гранитизации, анатексиса и палингенеза. Породы, вмещающие апатитоносные зоны, претерпели прогрессивный метаморфизм гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций метаморфизма. Для них характерно также развитие зон диафтореза эпидот-амфиболитовой фации. По составу метаморфические комплексы характеризуются большим разнообразием. Они представлены гранат-биотитовыми, биотитовыми гнейсами, а также амфиболовыми, пироксеновыми и другими гнейсами и сланцами, мраморами, кальцифирами и кварц-карбонатными породами. Постоянным является присутствие гранитоидов щелочного (калиевого) ряда. Возраст апатитовой минерализации на месторождениях этого типа по геологическим и радиологическим данным является докембрийским.

Апатитоносные тела на месторождениях рассматриваемого типа весьма разнообразны по условиям залегания, составу и строению рудных залежей. Это обстоятельство, очевидно, и послужило причиной имеющихся разно-

гласий в отношении генезиса ряда месторождений. Так, открытые в последние годы в СССР месторождения апатита Украинского щита (Новополтавское, проявления Казанковской зоны разломов) рассматриваются в литературе то как метаморфогенные месторождения, то как карбонатиты щелочно-ультраосновной формации [11]. Однако состав рудных тел (кальцит, пироксен, амфибол, гематит, магнетит, кварц), отсутствие в ряде случаев характерной для карбонатитов редкоземельной и редкометальной минерализации и, наконец, отличия по изотопному составу углерода и кислорода от карбонатитов при сходстве по этим особенностям с кальцифирами метаморфических серий говорят в пользу образования месторождений этого типа в результате перераспределения и концентрации пятиокиси фосфора вмещающих пород в процессе их глубокого метаморфизма.

Среди апатитоносных тел по характеру залегания выделяются две основные разновидности.

1) пластообразные залежи большой протяженности (сотни метров) и мощности (десятки метров), приуроченные к горизонтам карбонатных пород, реже гнейсов и сланцев (Прибайкалье, Становой хребет);

2) линзообразные, эллипсоидальные, штокверкообразные тела, связанные с зонами тектонических нарушений (Черниговская, Казанская зоны на Украине, сеть ортогональных разломов на Алданском щите).

В целом следует отметить, что изучение и оценка этого типа месторождений апатита в СССР только начаты, однако, по предварительным данным, они имеют значительные перспективы.

Четвертый тип включает в себя апатитовый, апатит-силикатный и апатит-титаномагнетитовый подтипы месторождений в связи с габбро-сиенитовой, щелочно-габброидной формациями и сложными массивами ультрабазитов, щелочных габброидов, нефелиновых и щелочных сиенитов. Месторождения этого типа представлены бедными рудами с содержанием P_2O_5 2—4%, а запасы, как правило, не превышают первых десятков миллионов тонн.

Апатитовый и апатит-титаномагнетитовый подтипы месторождений в связи с габбро-сиенитовой формацией имеют широкое распространение в юго-западном Прибайкалье (Ошурковский, Телегинский массивы и др.) [3].

Интрузии габбро-сиенитовой формации развиты в пределах выступов фундамента, на участках пересечения и сочленения глубинных разломов. Апатитоносные интрузии обычно имеют палеозойский возраст. Они представляют собой сложные многофазные образования, сложенные диоритами, габбро, габбро-сиенитами.

На примере Ошурковского месторождения можно говорить о связи апатитовой минерализации с формированием диоритов *. Апатит является породообразующим минералом и обычно равномерно распределен в пределах интрузивных тел.

Апатит-силикатный и апатит-титаномагнетитовый подтипы месторождений в связи со щелочногаббroидной формацией и сложными массивами щелочно-ультраосновных пород представлены комплексными рудами с запасами, не превышающими сотни тысяч тонн P_2O_5 при его содержании 2—4%. Примерами таких апатитоносных массивов являются Патынский (Кузнецкий Алатау), Сайжинский (Витимское нагорье), Елетьозерский,

---

* По данным Ф. Л. Смирнова Селигдарское месторождение Алданского щита следует относить к формации мантийно-коровых карбонатитов [9].

Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров), Инагли, Кондер (Алданский район).

Все перечисленные интрузивные комплексы характерны для щитов, срединных массивов и внутригеосинклинальных поднятий. Они представлены мелкими гипабиссальными массивами конфокально-кольцевого строения или интрузиями средних глубин. Размер тел не превышает обычно 20 км². Наблюдается приуроченность массивов к региональным разрывным нарушениям. Устанавливается пространственная и генетическая связь с ними эффузивов щелочнобазальтоидного состава.

С учетом петрохимического состава комплексов установлены естественные эволюционные ряды пород, отдельные члены которых в ряде случаев отсутствуют:

1) Габбро-эссексит-ийолит-нефелиновый сиенит; 2) перидотит — габбро-нефелиновый сиенит. Образование сиенитов в отдельных случаях завершается внедрением щелочных гранитоидов.

По составу салических минералов и их соотношению щелочно-габброидные серии пород подразделяются на фельдшпатоидные (тералиты, шонкиниты) и бесфельдшпатоидные (олигоклазовые, ортоклазовые габброиды). В пределах обеих групп по химизму обособляются калиевые, натриевые и калиево-натриевые ветви. Апатитовая минерализация тяготеет к породам натриевой группы.

Возраст пород щелочногаббroидной формации протерозойский, раннепалеозойский и мезозойский.

Апатитовая минерализация в пределах массивов представлена вкрапленными, прожилковыми рудами. Нередки линзообразные обособления среди титаномагнетитовых перидотитов и пироксенитов.

Пятый тип — апатит-ильменит-титаномагнетитовый в связи с габбро-анортозитовой формацией. В пределах территории СССР в различной степени апатитоносными являются Коростеньский, Корсунь-Новомиргородский (Украина), Коларский, Джугджурский (хребты Становой, Джугджур) массивы, а также анортозиты Анабарского щита; за рубежом — Роузленд и Андирондак (США), Лак-Тио (Канада) и др.

В отношении перспектив апатитоносности все эти массивы изучены еще недостаточно. Согласно данным геологоразведочных работ, проведенных в Стремигородском месторождении (Коростеньский плутон), оно имеет ограниченные перспективы (запасы единицы миллионов тонн P_2O_5 при его содержании 4—5%). Однако это не дает основания распространять такой вывод на анортозитовые массивы вообще. Значительные площади развития апатитоносных пород, совместное нахождение целого комплекса полезных ископаемых (фосфор, железо, титан, высокоглиноземистое сырье), благоприятное в ряде случаев географо-экономическое положение позволяют предполагать в дальнейшем расширение перспектив промышленного освоения анортозитовых комплексов.

Анортозитовые массивы развиты в связи с зонами глубинных разломов на щитах и в цоколе докембрийских платформ [1]. Они представлены крупными пластовыми телами, имеющими площадь выхода на дневную поверхность тысячи квадратных километров. По составу комплексов, форме и строению интрузивов они подразделяются на две субформации:

1) анортозитовую раннеинверсионной стадии развития докембрийских подвижных областей (Алданский, Анабарский щиты);

2) габбро-анортозитовую эоплатформенной стадии развития докембрийских областей (Украинский щит).

Среди пород, слагающих комплексы, помимо анортозитов выделяются пироксен- и амфиболсодержащие лабрадориты, габбро-лабродориты, габбро, габбро-нориты. Краевые части массивов характеризуются присутствием габбро-диабазов, монцонитов, пироксенитов, редко — эклогитоподобных пород. Лабрадориты отличаются повышенной железистостью и перенасыщенностью глиноземом, рудные габбро и пироксениты — высоким содержанием титаномагнетита (до 10—40%).

Апатитовая минерализация в пределах массивов образует вкрапленность, реже шлирообразные скопления и тонкие пропластки среди габбро, габбро-анортозитов и габбро-пироксенитов. Характерна постоянная ассоциация с ильменитом и титаномагнетитом. Протяженность зон апатитоносных пород достигает 1 км, мощность сотен метров, содержание пятиокиси фосфора составляет 3—5, иногда 8%. Максимальные концентрации пятиокиси фосфора устанавливаются в пределах остаточных кор выветривания, развитых на массивах.

Шестой тип включает в себя апатит-карбонатный и апатит-силикатный подтипы месторождений в связи с формациями нефелиновых (миаскитовых) и псевдолейцит-нефелиновых сиенитов калиевого и натриевого рядов. Относительно небольшие запасы таких месторождений — единицы миллионов тонн пятиокиси фосфора и невысокое содержание ее (3—4%), с одной стороны, и комплексный состав руд (нефелин редкие металлы) — с другой, позволяют относить месторождения этого типа к числу потенциально промышленных с еще недостаточно установленной оценкой перспектив апатитового оруденения.

Типичными представителями апатитоносных комплексов натриевого ряда являются ильмено-вишневогорский (Урал), малокуналейский и верхнебурульзайский (Забайкалье), буртекинский (Средняя Азия), сангиленский (Тува), калиевого ряда — сыннырский (Северное Прибайкалье), тежеранский (Кавказ), орто-токойский (Средняя Азия).

Появление апатитоносных массивов указанных формаций предопределяется тектоническими факторами. Щелочные комплексы приурочены к допалеозойским складчатым сооружениям (байкалидам) и к блокам фундамента в более молодых разновозрастных складчатых областях. Размещение массивов в пределах провинций контролируется зонами глубинных разломов (например, трансбайкальских в Сыннырской провинции).

Время формирования массивов совпадает с тектоно-магматической активизацией древних структур в палеозое, мезозое и кайнозое, при максимуме — в среднем палеозое.

Массивы, сложенные породами натриевого ряда, представлены мезо- и гипабиссальными интрузиями, штоками, линзами, иногда расслоенными лакколитами. Их размер составляет первые десятки, реже первые сотни квадратных километров. Массивы, характеризующиеся развитием пород калиевого ряда, представлены мезо- и гипабиссальными расслоенными интрузиями центрального типа и штоками, а также вулкано-интрузивными постройками. Размеры их варьируют от первых десятков до сотен квадратных километров.

В петрохимическом отношении породы характеризуются недонасыщенностью кремнеземом, высоким содержанием алюминия, щелочей при $Na \geqslant K$ (в натриевом ряду) и $K > Na$ (в калиевом ряду).

Апатитоносными, как правило, оказываются наиболее крупные (>100 км^2) и интенсивно дифференцированные щелочные массивы, в которых наряду с нефелиновыми и щелочными сиенитами представлены щелочные габброиды и уртиты. Наиболее перспективными являются щелочные массивы натриевого ряда с интенсивно проявленными процессами метасоматизма (альбитизация, содалитизация, карбонатизация).

В пределах массивов апатитовая минерализация интенсивнее проявлена среди меланократовых разновидностей пород — ослюденелых шонкинитов, фергуситов и в зонах метасоматического изменения нефелиновых сиенитов, обогащенных содалитом, анальцимом (Сыннырский массив).

Седьмой тип включает в себя апатитовый и апатит-магнетитовый подтипы месторождений в связи с андезит-дацитовой, трахиандезитовой формациями и формацией кварцевых кератофиров. В СССР на долю этих месторождений приходится менее 1% прогнозных запасов P_2O_5 при содержании 3—4%. Месторождения этого типа могут представлять промышленный интерес в отношении апатитовой минерализации лишь в случае извлечения P_2O_5 попутно, при переработке магнетитовых и титановых руд.

Месторождения, связанные с породами андезит-дацитовой формации (Абовянское в Закавказье), образуются в результате вулканической деятельности (как наземной, так и подводной) в инверсионную стадию развития складчатых областей. Состав формации многообразен и характеризуется присутствием петрохимического ряда — от базальтов до андезитов и липаритов. Возраст формирования интрузий — силур — мел.

Месторождения, связанные с породами трахиандезитовой формации (Овручское на Украине) образовались в результате наземных извержений вулканов центрального типа, происходивших вдоль разломов в активизированных структурах древних поднятий и консолидированных складчатых областей. По составу эффузивы подразделяются на две группы: щелочные и известково-щелочные (трахиандезиты, андезитовые порфириты, трахитовые порфиры, туфы). Возрастной диапазон формирования весьма широк — от протерозоя до олигоцена.

Месторождения апатит-магнетитовых руд, принадлежащие к формации кварцевых кератофиров (например, Кирунавара в Швеции, Холзунское на Алтае), образованы в связи с подводными излияниями эффузивов. Они характерны для зон погружения геоантиклинальных поднятий или краевых частей платформ и консолидированных складчатых областей. Состав эффузивов эволюционировал во времени от кислого до среднего: кварцевые кератофиры — кварцевые плагиопорфиры — липариты — дациты. Возраст известных эффузивов этого типа — девон — мел.

Апатитовые и апатит-магнетитовые руды обычно развиты среди эффузивов известково-щелочного состава. Мощность рудных тел достигает первых десятков метров при протяженности сотни метров.

В целом следует отметить, что месторождения апатита рассматриваемого типа слабо изучены. Представляется, что наибольшие перспективы имеют развитые на них коры выветривания [5].

Помимо рассмотренных известен еще целый ряд формационных типов месторождений апатита. Среди них наибольшие перспективы имеют два: 1) апатитовый (апатит-карбонатный) в связи с зонами контакта фосфоритоносных пластов и гранитоидов и 2) апатит-силикатный (апатитовый) в связи с зонами контакта гранитоидов и гипербазитов. В СССР месторождения первого из них известны в пределах Каратауского фосфоритоносного бассейна. При-

мером месторождений другого типа является Маркопиджское на Кавказе. Согласно Ю. А. Кузнецову, 1964 г., к нему близки месторождения Забайкалья (Ошурковское, Телегинское и др.).

Следует отметить, что месторождения обоих типов характеризуются присутствием низкосортных апатитовых руд (5—7% P_2O_5) и имеют запасы первые десятки миллионов тонн P_2O_5.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ АПАТИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Как видно из предыдущего раздела, проявления апатитовой минерализации весьма многообразны и возникали в различной геологической обстановке.

Несмотря на неодинаковую и в целом еще неудовлетворительную степень изученности обращает на себя внимание наличие сходных черт у ведущих формационных типов и соответственно ряда общих критериев прогнозирования *.

Геотектонические критерии являются определяющими для размещения апатитоносных провинций. Все эти провинции связаны с зонами глубинных разломов в пределах областей длительной стабилизации — на древних платформах, щитах, в срединных массивах и стабилизированных складчатых областях. К наиболее протяженным сквозьструктурным разломам приурочены крупнейшие апатитоносные провинции (Карело-Кольская, Маймеча-Котуйская, Западно- и Восточно-Африканская, Бразильская).

Глубинные разломы, вмещающие комплексы апатитоносных пород, нередко возникали в результате реакции жесткой среды стабилизированных областей на орогенические движения соседних складчатых зон. Разломы, контролирующие положение апатитоносных комплексов, располагаются в краевых частях платформ, в зонах сочленения платформ и складчатых областей (при отсутствии передовых прогибов) и на щитах — часто вдоль границ блоков, имеющих различное глубинное строение.

Положение разломов может фиксироваться современными грабенами, флексурообразными перегибами, поясами даек щелочно-ультраосновных пород, а также зонами фенитизации, карбонатизации и окварцевания.

Общность геолого-структурной позиции месторождений различных формационных типов обусловила их нередкое совместное нахождение в пределах одной провинции — полиформационные апатитоносные провинции. Примерами таковых могут служить Карело-Кольская, заключающая в себе месторождения первого, второго, третьего и четвертого типов; Алданская, характеризующаяся присутствием месторождений второго, третьего, четвертого, пятого и шестого типов и др.

Геохронологические критерии следует учитывать при прогнозировании лишь апатит-ильменит-титаномагнетитового подтипа месторождений в связи с анортозитовой формацией, а также апатит-магнетитового, апатит-силикатного и апатит-карбонатного подтипов, залегающих среди древних метаморфических комплексов. Их формирование осуществлялось исключительно в докембрии — архее, протерозое.

---

* В разделе рассматриваются критерии прогнозирования лишь первых шести типов

В отношении времени образования месторождений других формационных типов такой строгой закономерности не устанавливается. Чаще всего наблюдается широкий временной диапазон (например, для пород щелочно-ультраосновной формации — от докембрия до олигоцена).

Критерии прогнозной оценки конкретных апатитоносных комплексов в пределах уже выявленных провинций, исключая месторождения апатита, залегающие среди комплексов метаморфических пород (третий тип), наряду с индивидуальными особенностями имеют ряд общих черт. Размещение всех апатитоносных интрузий в пределах провинций контролируется зонами дизъюнктивных дислокаций, являющихся поперечными или оперяющими по отношению к глубинным разломам первого порядка. Особенно благоприятны участки их пересечения и сочленения.

Одной из особенностей интрузивных комплексов, вмещающих месторождения апатита различных формационных типов, является отсутствие четкой зависимости степени апатитоносности пород от размера интрузивов. Как показала статистическая обработка данных по массивам ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов всех континентов, проведенная А. А. Фроловым, М. П. Орловой, И. И. Абрамовичем и И. Г. Клушиным с использованием корреляционного, регрессивного и факторного анализов, апатитоносными являются массивы площадью от 3 до 65 км². При этом максимальное число месторождений приходится на преобладающие по числу случаев размеры массивов (15—20 и 30—40 км²). В целом эта же закономерность характерна и для других формационных типов месторождений.

В то же время вещественный состав интрузий является ведущим в определении их степени апатитоносности. Наиболее перспективными для нахождения промышленных концентраций пятиокиси фосфора являются щелочные и субщелочные магматические формации. Благоприятно наличие пород натриевого ряда, а среди них — пород, обогащенных кальцием (пироксенитов, бесполевошпатовых щелочных габброидов, габбро-сиенитов, габбро-анортозитов).

Характерной чертой является прямая корреляция фосфора с кальцием, железом и титаном, что минералогически проявляется в ассоциации апатита с меланократовыми и рудными разновидностями пород — рудными перидотитами, рудными габбро и т. д.

Геохимическое родство фосфора с кальцием, магнием, железом и титаном отчетливо проявляется при постмагматических преобразованиях щелочно-ультраосновных, щелочногаббroидных и щелочных пород. Апатит концентрируется совместно с карбонатами кальция, магния, железа, щелочными пироксенами, железомагнезиальными слюдами и в ореолах фенитизации.

Очевидно, это обстоятельство определяет то, что практически все апатитоносные формации содержат комплексные руды. При этом наиболее характерна ассоциация апатита с железорудной, титановой, а в ряде случаев с редкометальной, редкоземельной минерализацией и железо-магнезиальными слюдами.

Поскольку в ходе эволюции рассматриваемых интрузивных комплексов происходит обогащение магмы щелочами и летучими компонентами, наиболее благоприятными для нахождения крупных концентраций апатитовых руд оказываются полнодифференцированные массивы либо массивы, характеризующиеся проявлением поздних интрузивных фаз и интенсивных постмагматических процессов.

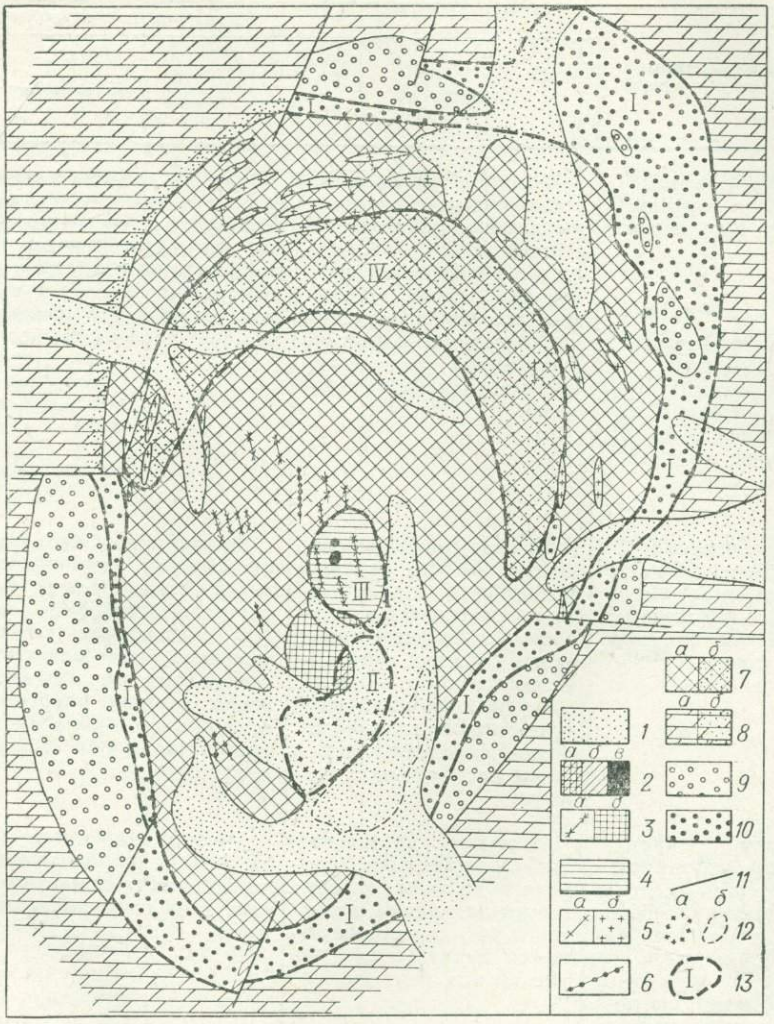


Рис. 54. Прогнозная карта апатитоносности массива Маган (составлена по материалам Л. С. Егорова, Т. Л. Гольдбурт и Е. Л. Данилина).

1 — аллювиальные и флювиогляциальные отложения; *2* — существенно франколитовые породы (*а* — франколитизированные доломитовые карбонатиты, *б* — франколитизированные фениты и твейтозиты, *в* — франколитизированные флогопит-магнетитовые породы и франколитовые брекчии); *3* — доломитовые карбонатиты (*а* — дайки, *б* — штокообразные тела); *4* — апатитсодержащие флогопит-магнетитовые породы; *5* — нефелиновые сиениты и тингуаиты (*а* — дайки, *б* — штокообразные тела); *6* — флогопитоносные ийолит-пегматиты; *7* — ийолиты (*а*) и апатитизированные ийолиты (*б*); *8* — доломиты рифея (*а*) и мраморизованные доломиты (*б*); *9* — кварциты (термально метаморфизованные кварцевые песчаники и алевролиты рифея); *10* — апокварцитовые апатитоносные метасоматиты — фениты, твейтозиты и эгириниты; *11* — разломы; *12* — контуры локальных магнитных аномалий (*а* — положительной, *б* — отрицательной); *13* — контуры полей распространения аномально апатитоносных и предположительно апатитоносных пород — перспективные зоны для постановки геологоразведочных работ I—IV очереди.

Таблица 70

Критерии прогнозной оценки территорий на апатит

Формационные типы и подтипы месторождений	Критерии прогнозной оценки апатитоносных		Характеристика месторождений			Примеры месторождений
	провинций	комплексов	полей, узлов	Запасы P_2O_5, млн. т	Среднее содержание P_2O_5, %	Сопутствующие полезные компоненты	
Нефелин-апатитовый тип в связи с формацией апатитовых нефелиновых сиенитов	Области длительной стабилизации: краевые зоны древних платформ (с тектоническим сочленением со складчатыми структурами), щиты, срединные массивы, внутригеосинклинальные поднятия, рассеченные долгоживущими глубинными разломами	Узлы пересечения и сочленения глубинных сквозьструктурных разломов, фиксируемых современными грабенами, флексурообразными перегибами, поясами и цепочками даек щелочно-ультраосновных пород, а также зонами метасоматического изменения — фенитизации, карбонатизации и т. д.	Участки развития ийолит-уртитов, контакты с рисчорритами, зоны брекчирования и гидротермального изменения	Сотни	14—16	Глинозем	Хибинская группа, Ловозерское (Кольский полуостров)
Апатит-магнетитовый, апатит-карбонатный и апатит-силикатный подтипы в связи с комплексами ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов			Метасоматически измененные породы якупирангит-уртитовой серии, фоскориты, франколитовые породы, карбонатиты, экзоконтактовые пояса фенитизированных существенно кварцевых пород	Сотни	5—15	Железо, редкие металлы, редкие земли, флогопит, вермикулит, флюорит, медь	Ковдорское (Кольский полуостров), Эссей, Ыраас, Маган (Север Сибирской платформы), Якупиранга Серроте (Бразилия), Палабора, Гленовер (ЮАР)
Апатит-силикатный, апатит-карбонатный и апатит-магнетитовый подтипы в связи с комплексами докембрийских метаморфических пород	Выходы докембрийского фундамента, характеризующиеся присутствием магнезиально-карбонатных фосфатоносных, часто углистых метаморфических пород, — щиты, срединные массивы, внутригеосинклинальные поднятия. Благоприятно наличие зон глубинных разломов	Наличие пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма — высокоглиноземистых, амфиболовых, пироксеновых гнейсов, сланцев, мраморов, кальцифиров, содержащих тела щелочных (часто аляскитовых) гранитоидов. Участки пересечения и сочленения разломов, характеризующихся совмещением разновозрастных продуктов метаморфизма, магматизма и метасоматизма	Зоны контакта щелочных гранитоидов с мраморами, кальцифирами, пироксеновыми, амфиболовыми и другими гнейсами и сланцами. Зоны активизации среди этих пород, характеризующиеся развитием хлоритизации, серпентинизации, эпидотизации	Десятки, первые сотни	5—7	Железо, флогопит, лазурит	Месторождения Прибайкалья, Новополтавское (?) (Украина), месторождения Северной Кореи, провинций Квебек и Онтарио (Канада)
Апатитовый, апатит-силикатный, апатит-титаномагнетитовый подтипы в связи с сиенит-габбровой и щелочногаббroидной формациями и сложными массивами ультрамафитов, щелочных габброидов, нефелиновых и щелочных сиенитов	Области длительной стабилизации: щиты, срединные массивы, внутригеосинклинальные поднятия и др., характеризующиеся наличием зон региональных разломов	Участки сочленения и пересечения глубинных разломов, присутствие которых может устанавливаться по наличию даек щелочнобазальтоидного состава	Апикальные части интрузивов габбро-сиенитовой формации, участки сиенитизации. Рудные перидотиты и пироксениты сложных комплексов, особенно участки метасоматической переработки последних в контакте со щелочными и нефелиновыми сиенитами. Благоприятны породы натрового ряда	Первые десятки	2—4	Титан, железо, хромдиопсид, вермикулит	Ошурковское (Забайкалье), проявления Патынского (Кузнецкий Алатау), Сайжинского (Витимское нагорье), Елетьозерского (Кольский полуостров), Инаглинского, Кондерского (Алдан) массивов
Апатит-ильменит-титаномагнетитовый тип в связи с габбро-анортозитовой формацией	Зоны глубинных разломов на щитах и в цоколе докембрийских платформ	Массивы, характеризующиеся отчетливо проявленной дифференциацией	Оруденелые габбро, габбро-пироксениты, пироксениты, анортозиты	Единицы, первые десятки	4—5	Титан, железо	Стремигородское (Украина), проявления Джугджурского, Коларского (хребты Джугджур, Становой) массивов, а также Роузленд, Адирондак (США)

Продолжение табл. 70

Формационные типы и подтипы месторождений	Критерии прогнозной оценки апатито	
	провинций	комплексов
Апатит-карбонатный и апатит-силикатный подтипы в связи с формациями нефелиновых (миаскитовых) и псевдолейцит-нефелиновых сиенитов калиевого и натриевого рядов	Допалеозойские складчатые сооружения (байкалиды) и блоки фундамента в более молодых разновозрастных складчатых областях, заключающие в себе зоны глубинных разломов	Зоны тектоно-магматической активизации, особенно среднепалеозойского возраста

При прогнозировании определенных типов и подтипов апатитовых месторождений в пределах апатитоносных массивов следует также учитывать особенности их внутреннего строения, зональности и вещественного состава. Так, для апатит-нефелиновых руд наиболее перспективны массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов с проявленной интрузивной фазой ийолит-уртитов. Зачастую размещение богатых апатитовых руд контролируют зоны брекчирования и гидротермальной переработки во внутренних частях интрузивов.

Для нахождения промышленных апатитовых руд в комплексах щелочно-ультраосновной формации весьма перспективны массивы с широким развитием ийолитов и пород карбонатитовой серии. При прогнозировании конкретных промышленных типов руд следует учитывать закономерности их размещения в пределах массивов (см. табл. 69, рис. 54).

При прогнозировании слепых рудных залежей в рассматриваемых комплексах большую роль играют данные специальных методов исследования:

1) геофизического — высокая степень интенсивности положительных аномалий магнитного поля и силы тяжести;

2) радиометрического — повышенная радиоактивность пород;

3) геохимического — аномалии ниобия, циркония, редких земель;

4) шлихо-минералогического — ореолы рассеяния типоморфных минералов — перовскита, пирохлора, бадделеита, кальциртита.

В породах габбро-сиенитовой формации (четвертый тип) наиболее крупные концентрации фосфора отмечаются в гипабиссальных массивах, где апатит повсеместно ассоциирует с гематитом, ильменитом и рутилом. Наиболее обогащенными пятиокисью фосфора оказываются апикальные части интрузий, особенно участки, подвергшиеся поздней сиенитизации, вызвавшей перераспределение апатита.

В сложных комплексах щелочных ультрамафитов и габброидов наибольшие концентрации апатита приурочены к рудным титаномагнетитовым перидотитам и пироксенитам и участкам постмагматической перекристаллизации и метасоматической переработки последних в зонах контактов щелочных и нефелиновых сиенитов (Инаглинской массив) или к зонам фельдшпатизации и флогопитизации ультрабазитов (Инаглинский, Кондерский массивы).

носных полей, узлов	Характеристика месторождений			Примеры месторождений
	Запасы P_2O_5, млн. т	Среднее содержание P_2O_5, %	Сопутствующие полезные компоненты	
Наиболее дифференцированные массивы, в которых наряду со щелочными сиенитами представлены щелочные габброиды и уртиты. Благоприятны породы натриевого ряда с интенсивно проявленными процессами метасоматоза	Единицы, десятые доли	3—4	—	Проявления Сыннырского массива (Северное Прибайкалье), а также комплексов Ильмено-Вишневогорского (Урал), Сангиленского (Тува), Тежсарского (Кавказ)

Зоны развития метасоматитов в свою очередь контролируются разрывными нарушениями во внутренних частях массивов в виде неполнокольцевых, неполноконических и радиальных трещин (Инаглинский массив) или линейных, секущих по отношению к внутренней структуре массива зон трещиноватости (Кондерский массив).

Закономерности размещения и критерии прогнозной оценки апатитового оруденения анортозитовых массивов (пятый тип), а также нефелиновых и щелочных сиенитов (шестой тип) в настоящее время остаются неразработанными. Как уже отмечалось, прогнозирование месторождений апатита, залегающих среди комплексов докембрийских метаморфических пород характеризуется рядом особенностей, отличающих их от месторождений, связанных с интрузивными комплексами.

Основываясь на предварительных данных, полученных при изучении месторождений Алданского и Украинского щитов, следует отметить, что наиболее благоприятными для нахождения промышленных концентраций апатита являются структурно-формационные зоны фемического профиля, а в их пределах комплексы, испытавшие прогрессивный метаморфизм гранулитовой фации и диафторез эпидот-амфиболитовой фации. По составу исходных осадков вмещающие породы отвечают карбонатно-мергелистым отложениям флишоидного типа, переслаивающиеся с углеродсодержащими и фосфатоносными осадками. Они представлены магнезиально-кальциевыми, реже глиноземистыми гнейсами и сланцами, а также мраморами и кальцифирами. Постоянным является присутствие гранитоидов щелочного состава, а также гранодиоритов, диоритов, иногда сиенитов. Устанавливается прямая зависимость между содержанием доломита исходных пород и степенью их фосфатоносности.

Положение пластообразных залежей определяется нахождением пачек пироксен-флогопитовых, полевошпатовых, часто окварцованных кальцифиров и мраморов. Реже пластовые тела апатитовых руд связаны с прослоями пироксеновых сланцев (Приазовье, Прибайкалье, проявления апатита в бассейнах правых притоков р. Нимныр на Алдане).

Пример Селигдарского месторождения (Алданский щит) показывает, что секущие апатитоносные тела могут быть приурочены к узлам пересече-

ния глубинных разломов, в пределах которых отмечаются совмещение и последовательное наложение продуктов ультраметаморфизма, магматической и гидротермально-метасоматической деятельности — архейского, нижне-, среднепротерозойского и мезозойского тектономагматических циклов. Положение апатитоносных тел контролируется зонами хлоритизации, серпентинизации, эпидотизации, а также зонами гематитизации и мартитизации. Сходные условия залегания характерны для апатитоносных тел Черниговской и Ингулецкой зон разломов на Украине.

Последовательность применения критериев прогнозной оценки для месторождений выделенных формационных типов при проведении поисковых и разведочных работ приведена в табл. 70.

* * *

Проведенный формационный анализ показывает исключительную неравнозначность апатитовых месторождений различных типов. В настоящее время наиболее перспективными с точки зрения качества и запасов руд представляются два типа апатитовых месторождений, пространственно и генетически связанных с формациями: 1) агпаитовых нефелиновых сиенитов и 2) ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов. Руды этих месторождений имеют сложный полиминеральный состав и нередко содержат целый комплекс полезных ископаемых (апатит-нефелиновые руды хибинского типа, апатит-магнетитовые и апатит-карбонатные редкометальные руды ковдорского типа).

Среди других апатитоносных геологических формаций вероятность выявления крупных месторождений высокосортных апатитовых руд наиболее велика для комплексов докембрийских метаморфических пород. Остаются неясными перспективы месторождений, связанных с анортозитовыми комплексами, занимающими огромные площади в пределах территории СССР и за рубежом.

Апатитовые руды месторождений остальных формационных типов, хотя и являются в подавляющем большинстве комплексными, однако из-за невысоких средних содержаний пятиокиси фосфора могут представлять практический интерес лишь при благоприятном географо-экономическом положении и значительных размерах рудных тел.

В дальнейшем исследовании перспектив апатитоносных провинций, зон и отдельных месторождений можно наметить следующие основные направления.

1. Изучение и оценка новых и по предварительным данным перспективных формационных типов месторождений апатита и титаномагнетита в связи с породами габбро-анортозитовой формации, апатит-магнетитового, апатит-силикатного и апатит-карбонатного подтипов в связи с комплексами докембрийских метаморфических пород.

2. Оценка апатитоносных провинций на комплекс связанных с ними полезных ископаемых и разработка рациональных технологических схем извлечения целого ряда промышленно ценных компонентов.

3. Изучение и оценка новых площадей на востоке и севере СССР, благоприятных по совокупности признаков для нахождения месторождений различных формационных типов (Алданский щит и его обрамление, Оленекско-Уджинская провинция, Анабарский щит).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анортозиты* СССР. М., «Наука», 1974. 121 с.
2. *Апатиты*. М., «Наука», 1968. 423 с.
3. *Арсеньев А. А., Вировлянский Г. М., Смирнов Ф. Л.* Генетические типы промышленных месторождений апатита. М., «Недра», 1971. 238 с.
4. *Егоров Л. С.* О поисковых признаках и принципах прогнозирования апатитовых месторождений в карбонатитовых комплексах. — В кн.: Апатитоносность севера Сибири. Л., 1976, с. 60—65.
5. *Зверев А. С., Файзуллин Р. М.* Апатитовые месторождения коры выветривания и их промышленная оценка. — «Разведка и охрана недр», 1975, № 7, с. 11—17.
6. *Карта* размещения и минерагенической специализации щелочных магматических формаций территории СССР масштаба 1 : 10 000 000 и объяснительная записка. М., 1978. 88 с. Авт.: М. П. Орлова и В. И. Краснов.
7. *Ланда Э. А., Егоров Л. С.* Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов. М., «Недра», 1974. 144 с.
8. *Минерально-сырьевая* база фосфатной промышленности СССР. М., 1975. 48 с. Авт.: А. С. Зверев, Р. М. Файзуллин, Р. З. Фахррутдинов и др.
9. *Смирнов Ф. Л.* Новый генетический тип промышленных месторождений апатита. — «Докл. АН СССР», 1976, т. 230, № 3, с. 685—687.
10. *Фролов А. А.* Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., «Недра», 1975. 159 с.
11. *Юрьев Л. Д., Бойко Д. Д.* Состояние изученности и перспективы выявления апатитового сырья на Украине. — В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. Вып. 2. М., 1974, с. 1—18.

ФОСФОРИТЫ

Фосфатные агрономические руды наряду с азотными и калийными являются основными минеральными удобрениями для сельского хозяйства. Высокие темпы химизации сельского хозяйства в СССР требуют резкого роста производства фосфорсодержащих удобрений и вовлечения в эксплуатацию новых фосфоритоносных площадей и бассейнов.

Запасы фосфоритов в СССР по промышленным категориям составляют 580 млн. т P_2O_5 (3,9 млрд. т руды), прогнозные — около 2 млрд. т P_2O_5, однако месторождения фосфоритов распределены весьма неравномерно. Подавляющая часть эксплуатирующихся месторождений сосредоточена в европейской части СССР и Западном Казахстане. Содержание фосфоритов в среднем невысокое и сильно варьирует в пределах каждого фосфоритоносного бассейна. Вышеизложенное настоятельно требует поисков новых экономически рентабельных месторождений как в европейской части СССР, так и на юге азиатской части, ближе к сельскохозяйственным районам.

В северной части СССР, где развиты преимущественно кислые почвы и возможно применение для удобрения фосфоритовой муки, целесообразна разработка даже средних по запасам месторождений карстового и желвакового типов, фосфориты которых пригодны для переработки на фосмуку. Большие территории Сибири, Дальнего Востока, частично Украины и Средней Азии пока не имеют крупных промышленных запасов.

Территория СССР отличается гетерогенным геологическим строением. Вследствие этого в СССР развиты различные фосфоритоносные формации, из которых только некоторые являются высокоперспективными и то с учетом их положения в экономически освоенных районах.

ГЛАВНЕЙШИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФОРИТОВ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Авторами выделяются шесть типов наиболее важных в промышленном отношении фосфоритоносных формаций (или их групп). Характеристика их по ряду признаков и показателей приведена в табл. 71. Принятая за основу классификация фосфоритоносных формаций является по существу вариантом наиболее объективной классификации, составленной Н. С. Шатским. При этом учтены новые данные и взгляды, изложенные в работах Б. М. Гиммельфарба, Н. А. Красильниковой, А. С. Соколова и других исследователей.

Кроме того, классификация, отображенная в таблице, учитывает сумму знаний по важнейшим промышленным типам месторождений фосфоритов мира. При прогнозной оценке новых фосфоритоносных площадей и бассей-

Таблица 71

Характеристика главнейших фосфоритоносных формаций и связа

Группа фосфоритоносных формаций	Преобладающий структурно-текстурный тип фосфоритов	Средняя мощность продуктивных пластов, м	Среднее содержание P_2O_5, %
Глауконитово-терригенная	Желваковый, плитный, галечниковый	1—1,5	7—13
Ракушняково-терригенная	Ракушняковый, детритно-ракушняковый, галечниковый	2—4	4—10
Пестроцветная песчано-алеврито-мергельная	Зернистый, оолитово-зернистый	5—8 5—8	10—12 20—35
Кремнисто-доломитовая	Зернисто-оолитовый	6—9	19—25
Вулканогенно-кремнисто-карбонатная	Вкрапленно-прожилковый, брекчиевидный, зернистый тонкослоистый	Резко изменчива (от 2 до 90)	6—12
Коры выветривания и карста (по отложениям других групп формаций)	Рыхлый, брекчиевидный, крустификационный галечно-гравийный	Изменчива	15—20

нов мы не можем брать за основу данные только по уже давно известным на территории СССР типам месторождений фосфоритов. Следует учитывать, что по самым современным данным к важнейшим фосфоритоносным формациям, в которых обнаружены крупные и уникальные месторождения, относятся следующие: 1) пестроцветная песчано-алеврито-мергельная формация краевых прогибов палеогена и неогена южного Средиземноморья, в западной полосе развития которой (Египет, Тунис, Алжир, Марокко) в последнее десятилетие открыты новые уникальные по разведанным запасам месторождения зернистых и оолитово-зернистых фосфоритов; 2) терригенно-глинисто-карбонатная формация неогена молодых платформ Флориды и Северной Каролины в США с крупными залежами карстовых фосфоритов, где помимо обычных брекчиевидных и крустификационных структурно-текстурных типов фосфоритов широко развиты галечно-гравийные переотложенные фосфориты; 3) кремнисто-доломитовая формация пригеосинклинальных прогибов верхнего протерозоя и нижнего кембрия, к которой относится как Каратауский бассейн, так и недавно открытый и разведанный

нных с ними месторождений фосфоритов

Основные вредные примеси	Основные эпохи фосфатонакопления	Тектоническое положение	Примеры фосфоритоносных бассейнов и месторождений
Окислы железа	J—K	Склоны синеклиз Палеозойские и более молодые платформы	Вятско-Камский бассейн, Актюбинский бассейн, Егорьевская и Курская группы месторождений (СССР)
Окислы железа, карбонаты	O	Древние платформы	Прибалтийский бассейн (месторождения Кингисеппское, Маарду, Азери и др.)
Карбонаты, высокая кремнистость	N	Склоны краевых прогибов	Таджикская депрессия (Гулиобское, Риватское, Зиддинское и другие месторождения)
	K—N		Средиземноморский бассейн — Египет, Тунис, Алжир, Марокко
Карбонаты, повышенная кремнистость	$PR_3 — €_1$	Склоны пригеосинклинальных прогибов	Бассейн Каратау, Ухагольская площадь (СССР), бассейн Джорджина (Австралия)
Окислы железа, марганца, карбонаты	Верхний протерозой — кембрий $PR_3 — €$	Склоны внутригеосинклинальных прогибов	Удско-Селемджинский бассейн, Тамалыкское месторождение (СССР)
—	KZ	Различное	Ашинское, Сейбинское, Белкинское и другие месторождения СССР, бассейн Флориды (США)

бассейн Джорджина в Австралии, заключающий в себе крупные месторождения зернисто-оолитовых фосфоритов.

Фосфоритоносные бассейны и отдельные месторождения группы глауконитово-терригенных формаций. Широко развиты на территории Русской платформы. В первом приближении данная группа формаций подразделяется на глауконитово-терригенную с переходом в карбонатную, известково-магнезиальную и глауконитово-терригенную с переходом в железисто-оолитовую. К первой формации относятся мезозойские фосфориты Актюбинского бассейна, отчасти Мангышлака и палеогеновые фосфориты Украины. Типичным представителем второй формации является Вятско-Камский бассейн.

Желваковые фосфориты представляют собой фосфоритовые конкреции — желваки, сгруженные в песчано-мергелистых и песчано-алевритовых породах. Помимо желваков, средний размер которых обычно составляет 1—1,5 см, в ряде месторождений встречается фосфоритовая плита, сцементированная карбонатно- и глинисто-фосфатным цементом. На большинстве месторождений присутствует также гравийно-галечный или галечно-гравийный слой переотложенных фосфоритов, мощность которого обычно сильно варьирует. Для ряда месторождений характерно присутствие только гравийно-галечных фосфоритов. В зависимости от состава нефосфатных примесей среди желваковых и гравийно-галечных фосфоритов обычно выделяются разновидности — глинистая и глауконитово-глинистая, песчано-алевритовая с глауконитом.

Обе разновидности обычно содержат варьирующее количество карбонатов, пирита, окислов железа и гипса. Желваковые и гравийно-галечные фосфориты образуют в пределах Русской платформы ряд бассейнов, включающих в себя как относительно крупные (сотни миллионов тонн руды), так и средние по запасам месторождения, многие из которых в настоящее время уже частично или полностью выработаны. Однако ввиду легкой обогатимости слабосцементированных или рыхлых желваковых и гравийно-галечных фосфоритов в эксплуатацию могут быть вовлечены площади на флангах этих месторождений со средним содержанием P_2O_5 4% и выше.

Месторождения фосфоритов ракушняково-терригенной формации имеются главным образом в Прибалтике. Ракушняковые фосфориты состоят из фосфатных раковин и их обломков, заключенных в буроватом (вследствие присутствия окислов железа) или светло-сером средне- и разнозернистом песке или песчанике, местами сцементированном доломитовым, реже кремнисто-доломитовым цементом. Помимо раковин и их обломков присутствуют мелкие желвачки и переотложенные гравийно-галечные и конгломератовые фосфориты. Последние особенно распространены в западной части Прибалтики и на Сибирской платформе.

В настоящее время лучшей по качеству разновидностью ракушняковых фосфоритов считается оболовый ракушняк Прибалтики, состоящий из тесно сгруженных фосфатных раковин и их обломков. На некоторых площадях ракушняковые фосфаты Прибалтики отличаются повышенным содержанием пирита, но пиритизация фосфоритов является локальным явлением, и в настоящее время открыты новые площади (например, вблизи р. Раквере в Эстонии), где ракушняковые фосфориты отличаются очень слабой пиритизацией и достаточно высоким качеством по содержанию P_2O_5 и другим показателям.

По сравнению с желваковыми ракушняковые фосфориты в среднем несколько труднее обогащаются и, кроме того, непригодны для переработки

на фосмуку, но все же, учитывая их относительную рыхлость, есть основания предполагать, что на флангах прибалтийских месторождений можно еще обнаружить участки, где рентабельными окажутся руды с более низким содержанием P_2O_5. На территории Сибирской платформы по имеющимся в настоящее время данным нет основания ожидать обнаружения значительных месторождений ракушняковых фосфоритов.

Месторождения зернистых и оолитово-зернистых фосфоритов пестроцветной песчано-алевритово-мергельной формации. Распространены почти исключительно в Средней Азии, прежде всего в Таджикистане. За последнее десятилетие открыто и разведано (хотя бы частично) несколько месторождений таких фосфоритов (см. табл. 71). В настоящее время уже можно считать, что и в пределах СССР «классическая» фосфоритоносная формация южного Средиземноморья оправдала свою репутацию в отношении сравнительно хорошего качества фосфоритов и довольно крупных размеров месторождений.

Зернистые фосфориты представляют собой слабо сцементированную породу (по крайней мере до глубины 40 м) палево-серого и серого цвета, состоящую из фосфатных зерен преимущественно алевритового размера и реже фосфатных микроолитов, по внешнему виду напоминающую мелкозернистый полимиктовый песчаник. Цемент кальцитовый, реже доломит-кальцитовый, на непромышленных фосфатопроявлениях преимущественно кремнистый. Среди примесей постоянно отмечаются глинистый материал, реже глауконит, зерна кварца и полевых шпатов, окислы железа и гипс в незначительном количестве. Характерной особенностью зернистых фосфоритов является почти полное отсутствие в зернах фосфата посторонних минералов, что наряду со слабой цементацией породы облегчает получение высококачественного флотационного концентрата.

К группам кремнисто-доломитовых и вулканогенно-кремнисто-карбонатных фосфоритоносных формаций относятся как крупнейшие бассейны и площади (например, Каратауский бассейн), так и менее значительные, в настоящее время еще недостаточно изученные площади в пределах так называемой Алтае-Саянской фосфоритоносной провинции, в Забайкалье и в Хабаровском крае. Для этих групп формаций характерны зернистый тонкослоистый, зернисто-оолитовый, вкрапленно-прожилковый и брекчиевидный структурно-текстурные типы фосфоритов, которые приобретают доминирующее значение в отдельных бассейнах, площадях и участках в зависимости от вариаций вещественного состава формаций и тектонической структуры.

Зернисто-оолитовые фосфориты состоят из фосфатных оолитов и зерен (в меняющейся пропорции). В подчиненном количестве присутствуют фосфатные, карбонатно- и кремнисто-фосфатные обломки обычно гравелитовой размерности. Цвет их черный, серый и светло-серый. По минеральному составу выделяются почти мономинеральные, карбонатные, кремнистые и карбонатно-кремнистые разновидности. Соответственно меняется и состав цемента, в котором обычно присутствуют гидрослюды и окислы железа, реже марганца. Плотные сцементированные фосфориты обогащаются сравнительно плохо. Более рыхлые разновидности, обычно светлой окраски, обогащаются лучше. Зернисто-оолитовые фосфориты известны в литературе под названием пластовых. Однако пластовыми могут быть и другие типы фосфоритов.

В СССР крупнейшим бассейном зернисто-оолитовых фосфоритов является Каратауский. Для него характерно еще присутствие метаморфизо-

ванных (апатитизированных) фосфоритов, часть которых не поддается обогащению и в настоящее время не используется. Протяженность фосфоритоносной толщи Каратауского бассейна достигает 120 км. Этот бассейн является второй по размеру (после Хибин) сырьевой базой для производства фосфорных удобрений. Основная часть запасов зернисто-оолитовых фосфоритов, которые относятся к доминирующему в Каратау структурно-текстурному типу, заключена в пяти наиболее крупных месторождениях. К каратауским фосфоритам, являющимся плотноцементированными, в зависимости от методов переработки (экстракционных, электровозгонки) предъявляются довольно жесткие требования — в концентрате после обогащения должно быть не менее 18—24,5% P_2O_5, не более 6—8% CO_2, 2,2—3,5% MgO, 2,5—3,5% Fe_2O_3, 25% $SiO_2 + Al_2O_3$; использование бедных руд в настоящее время нерентабельно.

К группе вулканогенно-кремнисто-карбонатных формаций относятся еще недостаточно изученные бассейны и фосфоритоносные площади. Из них Удско-Селемджинский бассейн является в своем роде уникальным как по размерам, так и по преобладающему структурно-текстурному типу фосфоритов — брекчиевидному и вкрапленно-прожилковому. Несмотря на то что фосфориты данного бассейна в целом значительно метаморфизованы, они довольно хорошо обогащаются. Это, к сожалению, не характерно для многих месторождений Алтае-Саянского региона и Забайкалья, где преобладают тонкослоистые фосфориты. По сравнению с зарубежными бассейнами плотные сцементированные тонкослоистые (мощность слойков в среднем 2—15 мм) существенно карбонатные фосфориты, довольно широко развитые в Сибири, становятся промышленными только в зоне выветривания, когда они приобретают рыхлое сложение.

Тонкослоистые плотные фосфориты Алтае-Саянского региона и части Боксонско-Окинского бассейна (Ухогол) в литературе иногда называются афанитовыми.

Фосфориты коры выветривания и карстовые. Характеризуются большим разнообразием структурно-текстурных типов. Особым отличием их является повышенная пористость и светлая окраска вследствие выщелачивания, наличие каолинита в цементирующей рыхлой породе. Под микроскопом очень часто видна отчетливая инкрустационная структура фосфата, полностью или частично заполняющего поры и мелкие каверны. Макроскопически фосфориты этого типа имеют брекчиевидную, конгломератовидную и зернисто-гравийную структуру. Ряд месторождений этого типа разведан в Алтае-Саянской области. Для карстовых фосфоритов и фосфоритных концентратов. идущих на производство фосмуки, содержание P_2O_5 является основным показателем, характеризующим их качество. В зависимости от сортности допускается содержание P_2O_5 19—30% и более при наличии фосфатов, растворимых в лимонной кислоте, не менее 1/4. Разведанные месторождения карстовых фосфоритов Алтае-Саянского региона (Тамалыкское, Белкинское, Сейбинское и др.) характеризуются небольшими запасами и невысоким качеством фосфоритов, которые содержат много примесей — кремней, маршаллита, обломков слюдистых и других пород, каолина, окислов железа и марганца.

Нужно отметить, что в областях со среднегорным рельефом крупные фосфоритоносные бассейны с карстовыми фосфоритами обычно не встречаются. Крупнейшие массивы карстовых фосфоритов Флориды и Северной Каролины в США приурочены к частично заболоченным низменностям

размером 5—10 тыс. км². Этот критерий, очевидно, должен учитываться при оценке перспективности и отдельных территорий и площадей на крупные месторождения карстовых фосфоритов.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФОРИТА

Критерии прогнозирования формационных типов месторождений основаны на изучении месторождений Русской платформы, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока с учетом материалов по зарубежным месторождениям (см. табл. 71).

К наиболее существенным критериям оценки фосфоритоносных площадей и бассейнов относятся формационный, литологический, геотектонический, структурный и стратиграфический [2, 3].

Формационные критерии. Исходным моментом при выделении прогнозных площадей является совокупность данных об имеющихся фосфатопроявлениях и месторождениях фосфоритов, а также вмещающих их толщах, что позволяет установить их формационную принадлежность, произвести оценку их промышленной значимости. Фосфатопроявлениями являются выходы фосфоритных пород на дневную поверхность, фосфоритные обломки и валуны в делювии и речных отложениях, шлихи, некоторые ореолы рассеяния фосфора в почвенном покрове.

В ряде случаев весьма важны сведения о наличии на значительной площади нескольких фосфоритоносных горизонтов или толщ. Промышленные залежи фосфоритов связаны с различными рудовмещающими формациями и являются, таким образом, полиформационными. Основные группы формаций, вмещающих промышленные залежи, были рассмотрены в предыдущем разделе.

Литологические критерии. Являются основными при прогнозировании распределения руд различного качества и общих контуров рудных залежей. Естественно, что изменения состава формаций по латерали приводят к изменениям мощностей фосфоритовых горизонтов, смене одних структурно-текстурных разновидностей фосфоритов другими и в конечном счете исчезновению промышленных фосфоритов.

В глауконитово-терригенной группе формаций ограничением распространения промышленных залежей являются обычно участки и значительные площади развития грубозернистых терригенных отложений, а также существенно карбонатных или кремнисто-глинисто-карбонатных отложений. Положительным критерием является чаще всего преобладание в составе фосфоритоносной толщи мелко- и среднезернистых песчаных отложений.

Залежи желваковых и гравийно-галечных фосфоритов Русской платформы и зернистых фосфоритов Средней Азии в литолого-фациальном отношении контролируются расположением палеорусел и эрозионных впадин. Промышленные залежи фосфоритов часто располагаются в этих впадинах и реже на эрозионных останцах вблизи впадин (рис. 55). Размеры залежей и месторождений зависят от параметров отдельных эрозионных впадин или их групп.

Кремнисто-доломитовая и вулканогенно-кремнисто-карбонатная группы фосфоритоносных формаций ограничены в своем распространении площадями развития карбонатных пород, а переходы в существенно кремнистые, вулканогенные и терригенные толщи влекут за собой выклинивание промышленных

залежей. Кроме того, в пределах областей развития этих формаций особенно часто встречаются тектонические (по дизъюнктивным нарушениям) ограничения рудовмещающих толщ.

Фосфоритовые залежи кор выветривания и карста ограничиваются в своем распространении площадями развития отложений других групп фосфоритоносных формаций.

Геотектонические критерии. Определяются в первую очередь приуроченностью платформенных фосфоритов глауконитово-терригенной

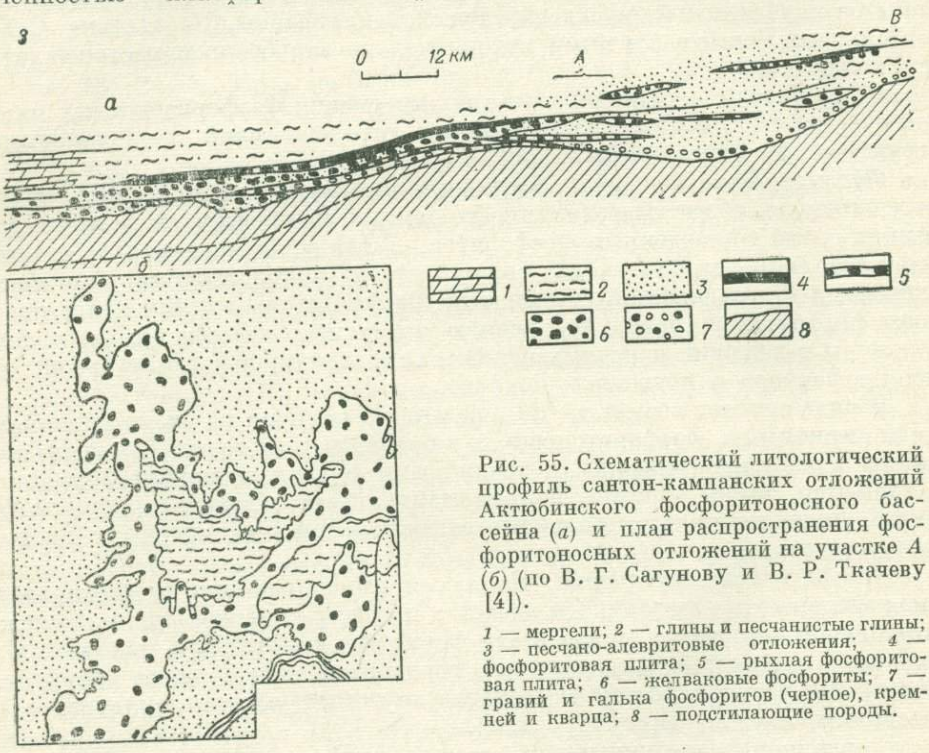


Рис. 55. Схематический литологический профиль сантон-кампанских отложений Актюбинского фосфоритоносного бассейна (*а*) и план распространения фосфоритоносных отложений на участке *А* (*б*) (по В. Г. Сагунову и В. Р. Ткачеву [4]).

1 — мергели; *2* — глины и песчанистые глины; *3* — песчано-алевритовые отложения; *4* — фосфоритовая плита; *5* — рыхлая фосфоритовая плита; *6* — желваковые фосфориты; *7* — гравий и галька фосфоритов (черное), кремней и кварца; *8* — подстилающие породы.

и ракушняково-терригенной групп формаций к синеклизам, зернистых фосфоритов пестроцветной песчано-алеврито-мергельной группы формаций — к краевым прогибам, а зернисто-оолитовых и других типов фосфоритов, связанных с кремнисто-доломитовой и вулканогенно-кремнисто-карбонатной группами формаций, — к при- и внутригеосинклинальным прогибам. Карстовые фосфориты преимущественно локализованы в зонах трещиноватости и разрывных нарушениях и определенной геотектонической приуроченности не обнаруживают.

Структурные критерии. Являются одними из важнейших для прогноза залежей фосфоритов, могущих удовлетворить требования промышленности. Под структурными критериями в данном случае понимается приуроченность промышленных залежей фосфоритов к определенным элементам (частям, участкам) тектонических структур второго порядка, т. е. более мелких, чем те, которые рассматривались выше. Для фосфоритов геосинклинальных формаций и формаций краевых прогибов, развитых в пределах складчатых областей и, следовательно, интенсивно дислоцированных, в общем случае присущи

приуроченность к относительно мелким флексурным перегибам, осложняющим краевые участки при-, внутригеосинклинальных и краевых прогибов.

В случае особо интенсивной дислоцированности флексурообразные перегибы трансформируются в пережатые синклинальные складки, что в конце концов приводит к «сдвоению» фосфоритовых пластов и превращению их как бы в единый пласт. На самом деле существование такого «единого» пласта является до некоторой степени иллюзорным явлением. Так, например, при детальном наблюдении «единого пласта» на месторождениях Чулак-Тау и Аксай в Каратауском бассейне устанавливается, что внутри «единого пласта» имеется крайне незначительная по мощности пережатая складка карбонатно-кремнистых пород. На других месторождениях этого же бассейна, в условиях меньшего бокового сдавливания наблюдается уже два пласта фосфоритов, разделенных породами менее пережатой синклинальной складки. Еще более редко встречаются месторождения с четырьмя пластами фосфоритов, входящих в состав двух относительно слабо пережатых синклинальных складок. Разрывные нарушения усложняют описанные детали строения фосфоритоносной толщи. Скорее всего, наиболее резко выраженным и принципиально важным результатом разрывных нарушений является появление зон брекчий, в настоящее время очень часто даже непригодных для использования в качестве фосфатного сырья.

Склоны синеклиз, к которым приурочены фосфориты на платформах, чаще всего обладают асимметричным строением — один борт синеклизы относительно пологий, а другой более крутой. Промышленные залежи фосфоритов чаще располагаются вдоль пологого борта синеклиз, осложненных мелкими поднятиями и прогибами. Залегание фосфоритовых залежей полого наклонное, ввиду чего их разработка ведется в котлованах и гораздо реже — в штольнях. Для месторождений группы глауконитово-терригенных формаций довольно характерно и изменение окраски глауконита от ярко-зеленого на непромышленных участках до зеленовато-серого, загрязненного примесями, — на участках основных промышленных залежей.

Для платформенных фосфоритов и фосфоритов краевых прогибов характерна также приуроченность промышленных залежей к небольшим куполовидным структурам. В этом случае залежи фосфоритов расположены по периферии куполовидных структур, а в центральной части чаще всего выклиниваются. В свое время такая закономерность была продемонстрирована Я. В. Самойловым [5] на примере месторождений Алжира и Туниса, а недавно О. Г. Лазуром [1] на примере месторождений Актюбинского бассейна.

Стратиграфические критерии. Наиболее четко определяют положение фосфоритовых залежей в пределах Русской платформы (ордовик, юра и мел). Промышленная значимость палеогеновых и неогеновых фосфоритов на Русской платформе еще недостаточно ясна. В Таджикистане зернистые фосфориты приурочены к неогеновым отложениям. Геосинклинальные фосфориты на территории СССР известны лишь в верхнепротерозой-кембрийских отложениях.

* * *

При использовании отмеченных выше критериев прогноза наиболее рационально исходить из необходимости расширения сырьевых баз в Казахстане и европейской части СССР и создания местных сырьевых баз в Средней Азии, Сибири и на Дальнем Востоке. В этом отношении перспективными

являются пестроцветная песчано-алеврито-мергельная формация краевых прогибов в Средней Азии с зернистыми фосфоритами, группа глауконитово-терригенных и ракушняково-терригенная формация с желваковыми и галечно-гравийными фосфоритами на Русской и Сибирской платформах, группа вулканогенно-кремнисто-карбонатных геосинклинальных формаций с брекчиевидными и вкрапленно-прожилковыми фосфоритами на Дальнем Востоке и в Алтае-Саянском регионе и карстовыми в разных регионах.

При этом следует учитывать, что на площади развития одной формации в ряде случаев отмечается присутствие руд различных структурно-текстурных типов. Такое положение отражает реально существующие в природе закономерности. Так, например, в многочисленных и относительно хорошо изученных месторождениях глауконитово-терригенного формационного типа на Русской платформе наблюдаются наряду с желваковыми фосфоритами и рудами типа фосфоритовой плиты районы развития галечных фосфоритов, которые могут иметь самостоятельную промышленную ценность. Аналогичное положение намечается и для ракушняковых фосфоритов Русской и Сибирской платформ. В западной части Прибалтики, по имеющимся данным, возрастает роль гравийно-галечных (частично желваковых) фосфоритов за счет собственно ракушняковых. На Сибирской платформе такое явление выражено еще более отчетливо — здесь в пределах Катангского бассейна мощность фосфоритового конгломерата или галечника достигает 5 м, в то время как ракушняковые фосфориты образуют линзы мощностью не более 0,5 м.

Недооценка перспектив переотложенных гравийно-галечных фосфоритов отмечается и в других районах. Так, в Алтае-Саянском регионе, в Забайкалье и Прибайкалье на площадях развития вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации с брекчиевидным и тонкослоистым типами фосфоритов обнаружены многочисленные участки развития и переотложенных галечниковых фосфоритов. Отдельные участки развития гравийно-галечных и конгломератовых фосфоритов обнаружены в южном и юго-восточном обрамлении Кузбасса, на территории Удско-Бирюсинской площади и в ее обрамлении, в Приамурском прогибе. Должная оценка фосфоритов такого типа еще не произведена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Лазур О. Г.* Закономерности размещения и условия формирования актюбинских желваковых фосфоритов. М., «Наука», 1976. 52 с.

2. *Минерально-сырьевая* база фосфатной промышленности СССР. М., 1975. 47 с. Авт.: А. С. Зверев, Р. М. Файзуллин, Р. З. Фахрутдинов и др.

3. *Научные* основы прогноза и поисков фосфоритов. М., 1975. 106 с.

4. *Сагунов В. Г., Ткачев В. Р.* Фосфоритоносные отложения западного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1975. 142 с.

5. *Самойлов Як.* Месторождения фосфоритов Алжира и Туниса. М., 1912. 55 с.

СЕРА САМОРОДНАЯ

Увеличивающееся потребление серы народным хозяйством определяет необходимость постоянного расширения ее сырьевой базы. В настоящее время на мировом рынке наблюдается рост дефицита серусодержащего сырья.

Подавляющая часть добываемой серы (около 75%) идет на производство серной кислоты, объем потребления которой считают критерием разви-

тия химической промышленности и сельского хозяйства [7]. В химической промышленности сера находит также применение в производстве искусственного волокна, сероуглерода, красителей и т. д. Крупным потребителем серы являются оборонная, бумажная и текстильная промышленность. Кроме того, она широко используется в строительной и дорожной технике, в сельском хозяйстве (инсектофунгициды и дезинфицирующие средства), в фармацевтической промышленности и в ряде других отраслей.

Ведущая роль в производстве серы принадлежит сере самородной. В 1970 г. на ее долю в СССР приходилось 75% всей добываемой серы. В ближайшие годы предполагается использование серы сероводородсодержащих газов. Однако обеспечение потребности СССР в сере может быть достигнуто лишь при условии прироста запасов сырья в первую очередь за счет серы самородной.

На территории СССР частично или полностью находятся четыре из шести сероносных провинций, выделенных на земном шаре А. С. Соколовым [8]: Средиземноморская, Восточно-Европейская, Среднеазиатская, Восточно-Азиатская (Курило-Камчатский регион). Из них первые три включают в себя месторождения экзогенной серы и содержат главную часть общих запасов, Курило-Камчатский регион — месторождения серы вулканогенной. Важно, что среди вулканогенных в СССР не известно месторождений, сравнимых по масштабам с крупнейшими экзогенными. В последние годы выявлена новая самостоятельная провинция — Восточно-Сибирская, перспективная тоже лишь на экзогенные месторождения.

Подавляющая часть месторождений самородной серы находится в европейской части страны, многие из них сосредоточены на сравнительно небольшой площади крупнейшего в СССР Прикарпатского бассейна, где уже известно около двух десятков месторождений, часть которых относится к категории очень крупных, крупных и средних, и где ведется дальнейшая разведка глубокозалегающих серных залежей для выплавки серы методом ПВС (подземная выплавка серы) и интенсивная эксплуатация некоторых из них.

Важное значение имеет также Средневолжский бассейн Восточно-Европейской провинции, бассейн Гаурдак-Кугитангского района Среднеазиатской провинции. В первом известны крупное Сырейско-Каменнодольское и среднее Водинское месторождения, во втором — крупное Гаурдакское.

Среди месторождений вулканогенной серы на территории Камчатки пока известно одно среднее по запасам месторождение Малейтоваямское. На Курильских островах интерес представляет месторождение Новое. Кроме того, в этих районах известно значительное количество очень мелких месторождений.

Как видно из изложенного, на территории СССР месторождения серы распределены крайне неравномерно. Весьма существенно, что в азиатской части страны они единичны, а на всей территории Сибири пока не известны, и она является регионом наиболее острого и все возрастающего дефицита серы. Большая потребность в сере удовлетворяется здесь почти полностью за счет доставки из Прикарпатья.

В то же время многие районы Средней Азии и Казахстана, а также, что особенно важно, Восточной Сибири по сумме геологических показателей, включая наличие мгогочисленных серопроявлений, давно считаются перспективными на экзогенные месторождения серы.

Все это говорит о том, что первоочередной задачей геологической службы в части серного сырья является увеличение его запасов в целом по СССР и прежде всего выявление месторождений серы в азиатской части страны, в том числе в Сибири. Это может быть достигнуто продолжением и расширением поисково-разведочных и крупномасштабных прогнозных работ в регионах с уже выявленными месторождениями в европейской части СССР, в Средней Азии, на Курилах, Камчатке, а также обязательно в Восточной Сибири. В последнем регионе совершенно необходимы широкие специализированные исследования на серу, прогнозы и поиски на уже наметившихся наиболее перспективных площадях на базе дальнейшей разработки применительно к этой территории критериев прогнозов и поисков.

Вулканогенные месторождения серы, возможность нахождения которых практически ограничивается в СССР территорией Курил и Камчатки, гораздо менее перспективны не только по своим вероятным масштабам, но и вследствие трудности добычи и переработки серных руд в горных вулканических районах. Это, а также отдаленное положение обусловливают значительно большую стоимость такой серы по сравнению с серой экзогенных месторождений.

ГЛАВНЕЙШИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Самородная сера принадлежит к полезным ископаемым, четко связанным с определенными геологическими формациями. Все экзогенные месторождения подчинены карбонатно-галогенным формациям, а вулканогенные — андезитовым и, возможно, липаритовым.

Месторождения, связанные с карбонатно-галогенными формациями. В настоящее время доказано, что все крупнейшие экзогенные месторождения серы являются инфильтрационно-метасоматическими. Они образуются эпигенетически, за счет серы сульфата кальция (ангидрита, гипса) материнской галогенной формации и являются продуктом замещения этих сульфатов новообразованиями серы и кальцита. Серообразование происходит в зоне гипергенеза в результате бактериальной сульфатредукции (с использованием битумов), последующего окисления возникающего при этом сероводорода и отложения серы вместе с вторичным кальцитом, замещающим сульфаты кальция. Сульфатные породы служат при этом основным источником — эдуктом серы в рудах и вместе с тем главным резервом емкости для их накопления. При образовании серных руд соотношение одновременно отлагающихся серы и кальцита составляет 1 к 2—3. Современные кондиции требуют содержания серы в руде высокого качества более 20%, что соответствует общему количеству рудных новообразований более 50%. Никакая исходная (дорудная) пористость пород не может обеспечить такой емкости. Единственным неустойчивым компонентом материнских пород при серообразовании являются сульфаты кальция (не считая солей), карбонаты же и терригенные составляющие в ходе этого процесса устойчивы [6].

По двум изложенным причинам присутствие ангидрита и гипса в материнской формации лимитирует возможность массового серообразования, а их количество определяет масштабы оруденения, даже при наличии всего комплекса других необходимых для серообразования условий.

Серные залежи в сульфатном (сульфатоносном) слое возникают, как правило, прежде всего в его частях, смежных с водонефтегазоносными

горизонтами — обычно карбонатными слоями, являющимися проводниками соответствующих растворов при процессах серообразования. Такие залежи образуются или непосредственно под подошвой карбонатного слоя, или же над его кровлей. Это отчетливо фиксируется на подавляющем большинстве экзогенных месторождений серы как в СССР, так и за рубежом (месторождения Прикарпатья советского и польского, Среднего Поволжья, Гаурдак

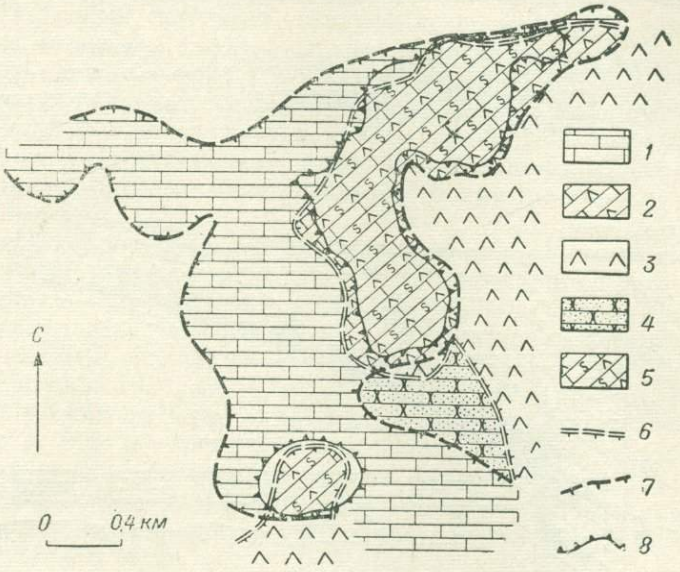


Рис. 56. Соотношение площадей распространения гипсо-ангидритового и известнякового (ратынского) горизонтов и серных залежей на серном месторождении Роздол (Прикарпатье) (по А. С. Соколову и М. Н. Зайцевой, 1958 г., в литолого-фациальной и генетической интерпретации Я. К. Писарчик).

Карбонатно-сульфатные отложения верхнего тортона: *1* — только известняки (ратынские), *2* — гипсо-ангидриты, сменяющиеся в верхней части ратынскими известняками, *3* — только гипсо-ангидриты (ратынские известняки отсутствуют); *4* — доверхнетортонские песчаники (карбонатно-сульфатные отложения верхнего тортона в разрезе отсутствуют); *5* — серные руды (метасоматические по сульфатам кальция); границы площадей распространения: *6* — гипсо-ангидритового горизонта, *7* — известнякового (ратынского) горизонта, *8* — серных залежей.

в Средней Азии, Сицилии и др., рис. 56 и 57). Путями продвижения растворов в сульфатный слой являются при этом тектонические нарушения, к которым тяготеют серные залежи, как это выявлено на многих месторождениях, особенно в последние годы.

В разрезах, где сульфатные слои переслаиваются с песчаниками и глинами, промышленных концентраций серы обычно не возникает. Это связано с тем, что терригенные коллекторы проводниками для серообразующих растворов служить не могут. Обычно они содержат значительное количество реакционноактивных форм металлов, фиксирующих образующийся сероводород.

Подтверждением зависимости масштабов серообразования от степени сульфатоносности материнской формации и типа преобладающих в ее разрезе

коллекторов может служить Трускавецкое свинцово-цинковое месторождение (Предкарпатский прогиб), являющееся одновременно относительно крупным проявлением самородной серы. Месторождение связано с терригенно-соляной формацией неогена, бедной ангидритом и гипсом и практически лишенной слоев карбонатных пород. Сероводород, возникавший здесь, вероятно, в сравнительно ограниченном количестве, в значительной части

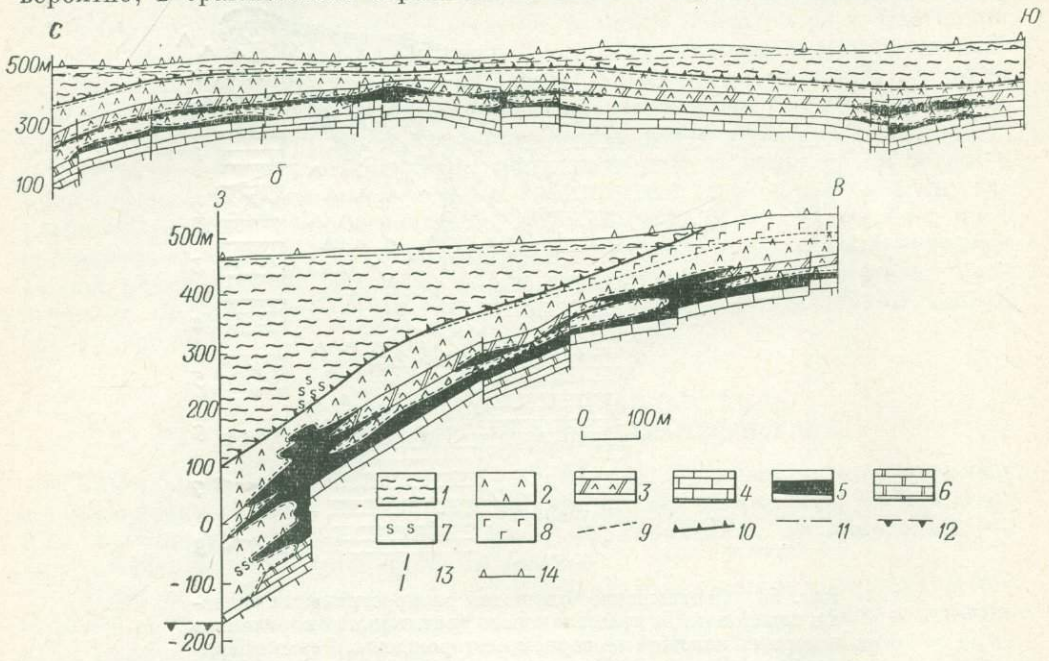


Рис. 57. Профили через рудные залежи Гаурдакского серного месторождения по простиранию пород (*а*) и по падению (*б*) (составлено с использованием материалов Кугитангской ГРЭ.

1 — существенно глинистые отложения (N_2—Q), выполняющие древний врез р. Кансай; отложения ангидритовой толщи гаурдакской свиты (J_3km—$tgr_{1,2}$): *2* — ангидриты, *3* — карбонатно-сульфатные породы горизонта R; *4* — известняки гиссарской свиты (J_3cl—$oxgs$); *5* — серно-кальцитовые залежи; *6* — кальцитовые породы (метасоматические по ангидритам) неосерненные и слабоосерненные; *7* — вкрапленность серы в породах; *8* — зоны интенсивной гидратации ангидрита до гипса; *9* — то же, в виде тонких «оторочек», показанных вне масштаба; *10* — поверхность эрозионного вреза погребенной долины р. Кансай; *11* — современный уровень подземных вод; *12* — наиболее глубокое положение главного базиса эрозии (погребенного вреза Палео-Амударьи) в среднем плиоцене; *13* — тектонические нарушения; *14* — местоположение скважин.

был зафиксирован в виде сульфидов металлами, присутствующими в высокоминерализованных хлоридных водах данной формации, в том числе свинцом и цинком. Все это определило ограниченные масштабы отложения самородной серы. Существенно, что Трускавецкое серопроявление является наиболее крупным среди известных в такого рода формациях.

Присутствие или отсутствие в разрезе исходной галогенной формации соляных пород не имеет принципиального значения для возможности серообразования, так как калийные и каменная соли подвергаются растворению уже на начальных стадиях гипергенеза, т. е. до процессов серообразования [6]. Вместе с тем мощные соляные подразделения до своего растворения играют роль непроницаемой покрышки, препятствующей или сильно замедляющей продвижение гипергенных процессов в подстилающие отло-

жения. Так, в Гаурдак-Кугитангском районе, где серообразование связано с верхнеюрской карбонатно-сульфатно-соляной формацией, серные залежи месторождения Гаурдак, образовавшиеся в ангидритовой толще, возникли лишь в тех участках, где растворение вышележащей соляной толщи уже полностью завершилось (см. рис. 57). Рассолонение сопровождается также концентрацией в разрезе формации ее менее растворимых компонентов, в том числе сульфатных (ангидрит, гипс), с возникновением образований типа кепрока, в которых в дальнейшем могут возникнуть серные залежи. Примером такого типа залежей являются крупнейшие месторождения серы в кепроках солянокупольных структур Примексиканской впадины (США, Мексика), где серные залежи развиваются в сульфатной зоне кепроков, вдоль ее контакта с вышележащей карбонатной. Связь основных месторождений и проявлений серы с определенными типами галогенных формаций отражена в табл. 72.

Исходные для серообразования сульфатоносные отложения имеют различный возраст. Так, в европейской части СССР такие формации в Среднем Поволжье являются пермскими, в Днепровско-Донецкой впадине — девонскими, в Прикарпатье — неогеновыми, на Кавказе — верхнеюрскими; в азиатской части СССР возраст таких формаций в Средней Азии верхнеюрский (Гаурдак) и палеогеновый (Шорсу, Чангырташ и др.), в Восточной Сибири серопроявления связаны с кембрийской и девонской галогенными формациями и т. д. В то же время все известные экзогенные месторождения серы по времени своего образования обычно относятся к концу неогена или даже к четвертичному периоду [5, 9 и др.]. Имеются месторождения, где серообразование продолжается в настоящее время (Шорсу, Гаурдак, Чангырташ, Трускавец и др.).

Изложенное подтверждает, что месторождения серы, хотя и связаны пространственно и генетически с галогенными формациями, но являются гораздо более поздними образованиями, сопряженными с началом процессов гипергенеза.

По масштабам оруденения и качеству руд экзогенные серные месторождения различны. Наиболее высокосортные руды известны в кепроках солянокупольных структур Мексиканского побережья, на месторождениях Мишрак (Ирак), Прикарпатья (советского и польского), в основных залежах Гаурдака (F). Здесь среднее содержание серы составляет 25% или несколько выше. Значительно более низким качеством характеризуются руды некоторых других месторождений, как, например, Среднего Поволжья (в среднем 12—14% серы), Средней Азии (в среднем 14,4% серы). В составе руд этих месторождений присутствует значительное количество доломита (21,6—36,2%), а на месторождении Шорсу — и глинистого вещества [8].

Более низкое качество руд месторождений Среднего Поволжья, Шорсу и им подобных связано с минеральным составом исходных сульфатных или сульфатоносных подразделений. В то время как высокосортные руды (со средним содержанием серы около 25%) возникают за счет метасоматического замещения чисто сульфатных пород (ангидрита, гипса), руды более низкого качества образуются по сульфатоносным породам смешанного состава, например, доломит-сульфатным (месторождения Среднего Поволжья) или мергельно-сульфатным (месторождение Шорсу). Негалогенные составляющие (карбонаты, глинистое вещество и т. п.) не участвуют в химизме данных гипергенных преобразований и пассивно переходят в образующуюся руду, обусловливая соответственно более низкое ее качество.

Таблица 72

Типы галогенных формаций и связь с ними месторождений серы и серопроявлений в СССР

Компоненты негалогенного состава	Компоненты галогенного состава: сульфатные (ангидрит, гипс)	соляные и сульфатные (каменная и калийная соли, ангидрит, гипс)	соляные (каменная и калийная соли; ангидрита и гипса мало)
Карбонатные (доломиты, известняки)	Карбонатно-сульфатные А ★★★ Прикарпатский бассейн (Подорожное, Роздол, Язово и др.) А ★ Южнотуркменская группа (Карабиль и др.) А ★ Омулевское поднятие (Якутия)	Карбонатно-сульфатно-соляные А ★★★ Гаурдак-Кугитангский район А ★ Нордвик-Хатангский район Б ★ Район г. Мирного Б ★ Среднее течение р. Лены	Карбонатно-соляные
Глинисто-карбонатные и мергельные	Мергельно-сульфатные и глинисто-карбонатно-сульфатные Б ★★★ Средневолжский бассейн (Сырейско-Каменнодольское, Водинское, Алексеевское и др.) Б ★★ Ферганская группа Шорсу, Октябрьское, Чангырташ, Риштан) Б ★ Южнотуркменская группа Б ★ Тас-Хаяхтах (Усть-Адыча, Якутия)	Мергельно-сульфатно-соляные и глинисто-карбонатно-сульфатно-соляные Б ★ Иркутский амфитеатр Б ★ Норильский район	Мергельно-соляные и глинисто-карбонатно-соляные
Песчано-глинисто-карбонатные и песчано-мергельные	Терригенно-карбонатно (мергельно)-сульфатные В ★ Красноводская группа В ★ Олекминский район	Терригенно-карбонатно (мергельно)-сульфатно-соляные	Терригенно-карбонатно (мергельно)-соляные
Песчаные и песчано-глинистые	Терригенно-сульфатные	Терригенно-сульфатно-соляные	Терригенно-соляные Б ★ Трускавец

Примечания. 1. Качество руд по среднему содержанию серы (установленное для месторождений, предполагаемое для районов с серопроявлениями): А — высокосортные (25% и более), Б — средне- и низкосортные (20—10%), В — бедные и непромышленные (менее 10%). 2. Масштабы месторождений и серопроявлений: ★★★ — месторождения очень крупные, крупные, средние и мелкие; ★★ — месторождения очень мелкие; ★ — серопроявления разного масштаба. 3. В наименовании формаций очередность составляющих не отражает их количественного соотношения.

Данное обстоятельство наглядно подтверждается также на примере Гаурдакского месторождения. Руды основной нижней залежи F, сформировавшейся за счет почти чистых ангидритовых пород, характеризуются устойчиво высоким содержанием серы (в среднем 25% и несколько более). В то же время руды части верхней залежи D, возникшие за счет сульфатной составляющей исходных карбонатно-сульфатных пород горизонта R, характеризуются в основном среднесортными рудами.

Следовательно, качество образующихся серных руд зависит от характера исходного разреза — наличия и распространения в массе сульфатов негалогенных составляющих: карбонатов, мергелей, глинистого вещества и т. п.

Неблагоприятным для серообразования показателем является обилие в формации красноцветных отложений, окраска которых обусловлена преобладанием окисных форм железа. Нужно иметь в виду, что такие месторождения, как, например, Шорсу и Чангырташ в Ферганском бассейне Средней Азии, возникли в первоначально красноцветных сульфатоносных мергелях. В зоне серообразования окраска их изменена с красной на зеленовато-серую («сизую»), что связано с переходом здесь окисных форм железа в закисные под воздействием сероводородных нефтяных вод. Поэтому появление среди красноцветов зон их обесцвечивания служит в какой-то мере показателем именно тех процессов, которым может сопутствовать серообразование. Полное же сохранение красноцветности указывает на отсутствие процессов сульфатредукции (и серообразования).

Все сказанное свидетельствует о том, что лишь при наличии в разрезах формации достаточно мощных и протяженных слоев сравнительно чистых ангидритов и гипсов, а также смежных с ними пластов карбонатных пород, могут возникнуть соответствующего размера залежи высокосортных серных руд.

Показательно, что все известные экзогенные месторождения серы СССР приурочены к группе карбонатно-галогенных формаций и сосредоточены главным образом в трех их типах: карбонатно-сульфатной (Прикарпатский бассейн), карбонатно-сульфатно-соляной (Гаурдак-Кугитангский район Средней Азии) и глинисто-карбонатно-сульфатной (Средневолжский бассейн). Именно эти три типа формаций являются и наиболее перспективными для экзогенных инфильтрационно-метасоматических месторождений серы.

Месторождения, связанные с вулканогенными (андезитовыми) формациями. К этой группе относятся все известные в СССР месторождения вулканогенной серы, развитые в областях молодого (N_2^3—Q) вулканизма Тихоокеанского пояса — на Курилах и Камчатке, где они аналогичны месторождениям Японии. Образование серных месторождений сопряжено с гидротермальными процессами, обусловившими возникновение вторичных кварцитов (опалитов) и нахождение руд в зонах их развития.

Г. М. Власов с соавторами [1] дает нижеприводимую классификацию вулканогенных месторождений серы.

Группа А — поверхностные месторождения, среди которых различаются три генетических типа: поверхностные отложения серы из газов и растворов, кратерно-озерные, серные потоки. Все месторождения этой группы по масштабам очень небольшие, запасы серы в них составляют от нескольких тысяч до сотен тысяч тонн и, возможно, до миллиона тонн (кратерно-озерный тип).

Группа Б — приповерхностные месторождения, сформировавшиеся на глубине до 250—300 м. Сюда относятся импрегнационно-метасоматические месторождения. Данный тип является наиболее перспективным среди вулканогенных месторождений. Запасы серы определяются сотнями тысяч и миллионами, а иногда и десятками миллионов тонн. К этому типу принадлежат все наиболее крупные из эксплуатирующихся месторождений Японии, многие месторождения Южной Америки и месторождения Камчатки и Курильских островов.

Рассматривая образование импрегнационно-метасоматических месторождений, Г. М. Власов [1] дает большой перечень их особенностей, важных для понимания их генезиса и для дальнейших прогнозов. Приведем главнейшие из этих особенностей.

1. Метасоматические серные залежи обычно приурочены к склонам и подножиям долгоживущих стратовулканов, располагающихся «над интрузиями», а также к межвулканическим впадинам.

2. Серные залежи залегают на некоторой глубине от земной поверхности, причем нижняя граница распространения руд обычно не опускается ниже 300 м от ее положения в эпоху рудообразования.

3. Рудные тела находятся преимущественно в слоях пористых пирокластических пород на пересечении их разломами и трещинными зонами.

4. Часто присутствует несколько рудных горизонтов, соответствующих слоям рыхлых пирокластических пород, замещенных рудой.

5. В кровле (а иногда и в подошве) рудной залежи обычно лежат тонкослоистые пепловые туфы или потоки плотных лав.

6. Серные залежи окаймляются ореолом измененных пород с закономерной сменой по мере удаления от контура серных залежей состава пород (алунитизированных, каолинизированных, гидрослюдистых и т. д.).

7. Серные залежи сложены главным образом самородной серой, опалом (или мелкокристаллическим кварцем), сульфидами железа с тем или иным количеством алунита, каолинита, рутила (лейкоксена).

8. У выходов серных залежей на поверхность обычно наблюдаются скальные обнажения крепких сильно пористых опаловых пород и микрокварцитов.

Г. М. Власов отмечает также, что в серных рудах хорошо сохраняются структуры и текстуры замещаемых пирокластических и вулканогенно-обломочных пород. Содержание самородной серы в массивных рудах колеблется в пределах 25—45%. Форма рудных залежей неправильная штоко-, линзо-, реже пласто- и трубообразная, причем они довольно быстро выклиниваются на глубину.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С КАРБОНАТНО-ГАЛОГЕННЫМИ ФОРМАЦИЯМИ

Критерии прогнозирования залежей самородной серы этой группы основаны на изучении месторождений СССР (Средняя Азия, Среднее Поволжье, Прикарпатье) и зарубежных стран (Польша, Ирак, Мексика, США и др.). Важнейшие закономерности распространения таких месторождений и предпосылки их обнаружения были установлены, а позже развиты

А. С. Соколовым [4]. Эти материалы в полной мере учтены при выделении характеризуемых ниже критериев, которые применимы ко всем месторождениям рассматриваемой группы.

Литологические критерии для данной группы являются ведущими и совершенно необходимыми при прогнозировании. Это вытекает из всего изложенного о литолого-формационных особенностях распространения и формирования месторождений основного в этой группе и единственного в СССР промышленного типа — инфильтрационно-метасоматического по сульфатам кальция.

Наличие галогенной формации, обязательно сульфатоносной, — вот первое и главное условие их образования. Так как серные залежи формируются в такой формации в сульфатном слое обычно у его контакта с карбонатными пластами (водонефтегазоносными горизонтами), то наличие последних в материнской формации тоже является непременным условием серообразования. Положение этих пластов в разрезе определяет положение серных залежей, возникающих соответственно в частях сульфатного подразделения, смежных с карбонатными пластами (формациями) (см. рис. 57).

Для оценки вероятных масштабов оруденения и качества руд чрезвычайно важно установление в разрезе достаточно мощных и выдержанных горизонтов ангидрита или гипса, лимитирующих возможность образования крупных концентраций серных руд, и определение количества присутствующих в сульфатах примесей негалогенных составляющих, снижающих качество образующихся руд.

О вероятных масштабах оруденения при прогнозировании можно приближенно судить на основании следующего. При обычном для метасоматических серных руд весовом отношении серы к вторичному кальциту, близком 1 : 3, за счет чистого ангидрита (гипса) образуются руды с содержанием серы в среднем 25% (высокосортные). Исходя из этого, можно полагать, что для образования залежей таких руд с запасами 1 млн. т серы (т. е. промышленного месторождения мелкого размера) должно подвергнуться метасоматическому замещению около 2 млн. м^3 сульфата кальция (принимая объемную массу 25%-ной серной руды 2,25 т/м^3). Этому количеству приблизительно соответствует масса чистого сульфата кальция в его пласте мощностью 20 м, протяжением по простиранию 1 км и по падению 100 м. Указанные цифры могут, естественно, взаимосвязанно меняться. Вместе с тем они являются нижним пределом масштабов сульфатного подразделения, необходимого для возникновения серной залежи промышленного значения. При наличии пласта ангидрита (гипса), в той или иной мере «загрязненного» негалогенными компонентами, объем сульфатоносных пород, требующийся для возникновения месторождения указанного масштаба, увеличивается при одновременном снижении качества руд.

Таким образом, при геологосъемочных работах, а также при специализированных исследованиях и тем более при поисковых работах на серу обязательно выявление всех особенностей разреза формации и определение характера их изменений по латерали. При этом должны быть изучены и уточнены мощность и вещественный состав всех сульфатоносных подразделений (главный показатель вероятного масштаба оруденения), дана количественная оценка степени сульфатоносности этих подразделений, выявлено наличие в них несульфатных составляющих, их количество и характер распределения в массе сульфата (факторы, определяющие возможное качество руд), установлены взаимоотношения сульфатоносных подразделений с несульфат-

ными, прежде всего с карбонатными (показатель предполагаемого положения в разрезе серных залежей).

Приуроченность к нефтегазоносным бассейнам (или палеобассейнам) является важной специфической чертой серных месторождений, подмеченной А. С. Уклонским еще в 1925 г. Такая приуроченность обусловлена генетической связью самородной серы с углеводородами. Она подтверждена последующими геологическими наблюдениями, доказывается также данными анализа стабильных изотопов углерода и рассматривается как одна из ведущих предпосылок общего и регионального значения. Углеводороды служат, по справедливому выражению А. С. Соколова [4], энергетическим резервом, обеспечивающим осуществление бактериальной сульфатредукции с образованием сероводорода и углекислоты, т. е. возможность рудообразования (отложения серы совместно с вторичным кальцитом). При крупномасштабных исследованиях отдельных районов непосредственная ассоциация самородной серы с нефтегазоносностью может не проявляться, так как нефтегазовые месторождения связаны со структурами гидрогеологически закрытыми, в то время как серные возникают лишь при их раскрытости (хотя и ограниченной).

Вопрос о том, какого именно типа углеводороды по фазовому и химическому составу наиболее благоприятны для осуществления бактериальной сульфатредукции и серообразования, в настоящее время еще недостаточно ясен. Учитывая новейшие данные о закономерностях распространения в осадочной оболочке углеводородов, резко обогащенных серой (сероводородсодержащих газов, высокосернистых нефтей и конденсатов), а также наличие отчетливой зональной сопряженности с ними месторождений самородной серы, Г. А. Беленицкая полагает, что эти углеводороды являлись наиболее благоприятными, возможно и единственно благоприятными для массового серообразования.

С краевыми частями нефтегазоносных бассейнов (или палеобассейнов), заключающих в себе именно такие углеводороды, связаны крупные экзогенные месторождения серы как в СССР (провинции Среднеазиатская, Волго-Уральская), так и за рубежом (бассейны Мексиканского залива, Ирано-Иракский и др.). Промышленных залежей самородной серы данного типа в связи с бассейнами углеводородов, обедненных серой, не известно. Мы предполагаем наличие следующих двух важнейших причин такой повсеместно наблюдаемой связи (помимо основной — единства литолого-формационного контроля для бассейнов самородной серы и высокосернистых углеводородов): 1) сернистые соединения углеводородных залежей, а также связанных с ними пластовых вод, и прежде всего сероводород в ходе серообразования служили дополнительным источником серы; 2) в случае участия в серообразовании углеводородов, обедненных серой, происходит ее частичное связывание с ними (химическое и физическое), в то время как в случае высокосернистых соединений создается геохимическая среда, благоприятная для накопления и концентрирования свободной серы.

Связь с гипергенезом и необходимость участия в процессах серообразования поверхностных инфильтрационных вод предполагает рассмотрение в качестве наиболее благоприятных для нахождения серных залежей зон близповерхностного распространения галогенных формаций в краевых частях нефтегазоносных (сероводородоносных) бассейнов (или палеобассейнов), а также в пределах гидрогеологически раскрытых нефтегазоносных структур во внутренних частях этих бассейнов. Зоны древнего и современного

гипергенеза могут быть установлены литологическими методами, а современного — также гидрохимическими и микробиологическими.

При геологических исследованиях любого масштаба мы считаем обязательным фиксацию зон гипергенеза, по возможности их оконтуривание, изучение внутренней зональности, степени гипергенной преобразованности пород на разных уровнях среза, выявление парагенных сере минералов, в том числе на низких уровнях зоны гипергенеза.

Установленная связь серообразования со стадией десульфатизации пород [6] позволяет рекомендовать зоны ее проявления как наиболее перспективные. Обнаружение серопроявлений, так же как и наличие продуктов окисления серных руд, т. е. «шляпы» серной залежи, служит, естественно, уже прямым поисковым признаком.

Гидрохимические и микробиологические показатели, характеризующие зону гипергенеза в целом и подзону серообразования в ее пределах в частности, весьма специфичны. Для зоны серообразования характерна повышенная сульфатность вод (сульфатные и хлоридно-сульфатные воды), обычно сопряженная с процессами гипергенной десульфатизации пород материнской формации, что придает особое значение тесной увязке изучения этих процессов литологическими и гидрохимическими методами. В настоящее время серообразование осуществляется при Eh от +230 до —200 мв (rH_2 от 10 до 20), pH = 6,8 ÷ 7,8 [8], в пределах переходной окислительно-восстановительной зоны гидрохимического разреза, выделенной М. С. Гуревичем с соавторами (1970 г.).

Именно с процессами (и зонами) десульфатизации пород связана сульфатредукция с образованием сероводорода, что делает необходимым фиксацию любых проявлений сероводородсодержащих вод и газов. Современная сульфатредукция осуществляется при участии бактерий (М. В. Иванов, 1964 г.). Роль последних в этом процессе при образовании серных месторождений однозначно подтверждается изотопными анализами углерода и серы. Отсюда следует целесообразность проведения микробиологических исследований — определения в водах, в частности, сероводородсодержащих, сульфатредуцирующих бактерий. Однако присутствие таких бактерий свидетельствует лишь о процессах, происходящих в настоящее время. Поэтому использование данного показателя требует обязательной увязки со сведениями о степени и характере гипергенной измененности пород, геоморфологических условиях и т. п.

Тектонические критерии серообразования разнообразны по характеру и уровню (масштабу) проявления. Характерной является приуроченность серных месторождений к крупным впадинам краевых, реже внутренних частей платформ, передовым и межгорным прогибам, но при этом всегда к их краевым частям. Поскольку такая связь является прежде всего отражением геоструктурной приуроченности материнских галогенных формаций, отлагавшихся именно в таких зонах (А. А. Иванов, Ю. Ф. Левицкий, 1960 г.; Н. М. Страхов, 1962 г.), а также нефтегазоносных бассейнов, формирующихся в их пределах, то эта приуроченность является унаследованной, обусловленной комплексом палеогеографических и палеогеоструктурных условий времени осадконакопления.

Более существенной представляется отмеченная А. С. Соколовым [4] приуроченность серных месторождений в пределах рассмотренных крупных тектонических элементов к зонам сочленения поднятий с прогибами, которая обусловлена самими условиями серообразования в краевых частях нефтегазоносных бассейнов в зоне гипергенеза. Еще более важны особенности

расположения месторождений серы (и условий, благоприятных для их возникновения) относительно более мелких тектонических структур, как пликативных, так и дизъюнктивных.

Давно подмечена связь серных месторождений с положительными тектоническими структурами — антиклиналями, брахиантиклиналями, куполовидными поднятиями и т. д. При этом серные залежи обнаруживаются лишь в тех структурах, которые имеют разрушенный свод и полностью или почти полностью лишены непроницаемой покрышки. Это вполне соответствует тому, что положительные структуры являлись до своего разрушения нефтегазоносными, а после разрушения их свода именно здесь происходили в первую очередь интенсивные гипергенные процессы, обусловившие серообразование. Поскольку не все породы однозначно могут быть определены как относительно проницаемые или непроницаемые, то и здесь во многих случаях значительную роль должны сыграть литологические исследования. В частности, это может происходить в тех случаях, когда покрышкой служат сами сульфатные породы, частично сохранившиеся от размыва, проницаемость которых зависит от ряда факторов, в том числе от их структурно-текстурных особенностей, количества примесей, трещиноватости и т. д.

Чрезвычайно большое значение имеют разрывные нарушения разных порядков. Важная роль такого тектонического контроля в размещении серных залежей доказана работами многих ученых. Положение месторождений в плане четко контролируется зонами крупных тектонических нарушений, а отдельных залежей — зонами нарушений более высоких порядков и связанными с ними зонами дробления, служащими подводящими каналами для активного внедрения соответствующих растворов в сульфатоносные подразделения, что и обусловливает рудообразование. Особенно достоверно это установлено на месторождении Гаурдак работами А. С. Уклонского, Н. П. Петрова, Е. С. Парникеля, И. С. Лазарева, М. Г. Горбачева и других исследователей.

Неотектонические движения повышенной активности и дифференцированности в пределах регионов распространения карбонатно-галогенных формаций определяют возникновение тектонических предпосылок и сопряженных с ними геоморфологических и гидрохимических обстановок, благоприятных для хода процессов массового серообразования. Не меньшую роль в осуществлении этих процессов играли, вероятно, и более ранние эпохи активных тектонических движений. Однако данных для их практического использования в настоящее время недостаточно.

Геоморфологические и палеогеоморфологические критерии для месторождений серы данного типа по своей практической значимости и возможностям использования при разных масштабах исследований приобретают все большее значение. Работами последних лет для ряда сероносных бассейнов установлена приуроченность серных залежей к прибортовым частям древних долин, имеющих глубокие погребенные врезы (см. рис. 57), часто контролируемые молодыми тектоническими нарушениями. Такие врезы дренировали (а нередко дренируют и в настоящее время) галогенные формации и их сульфатоносные подразделения. Данные моменты отмечены еще в 1955 г. Н. П. Петровым, а затем нашли отражение и развитие в работах А. И. Отрешко * [8] и Г. А. Беленицкой [5].

---

* А. И. Отрешко назвал этот критерий поисков месторождений серы палеогеографическим. Мы считаем более правильным называть его палеогеоморфологическим.

Значительные перемещения базисов эрозии в результате и в сочетании с неотектоническими движениями обусловили перемещение переходной гидрохимической зоны, о которой говорилось выше, т. е. зоны серообразования в пределах сульфатоносного подразделения, и соответствующий рост серных залежей. Последние возникают в интервале между гипсометрически наиболее низким положением главного базиса эрозии (см. рис. 57) и наиболее высоким положением местного базиса эрозии, как это показано для серного месторождения Гаурдак [5, 6].

Из сказанного следует, что данные, освещающие историю неотектонических движений, геоморфологического и палеогеоморфологического развития территории, включая изучение погребенной гидрографической сети, восстановление базисов эрозии (главного и местных), при одновременном изучении гидрохимических и микробиологических показателей и детальном анализе особенностей гипергенных преобразований, также должны являться обязательным элементом комплекса крупномасштабных геологосъемочных работ и специализированных исследований.

Стратиграфические критерии мы не относим к числу ведущих, поскольку возникновение месторождений серы оторвано от периода седиментации и не зависит от возраста формации. Однако следует согласиться с А. С. Соколовым [4], что для конкретных регионов наблюдаемая четкая локализация и выдержанность приуроченности месторождений и проявлений серы к определенным стратиграфическим интервалам (иногда двум, реже трем) может играть роль хорошего ориентировочного показателя при прогнозных исследованиях.

Изотопный состав углерода и серы является важным критерием, подтверждающим реализацию в породах процессов сульфатредукции, ведущих к серообразованию. Пониженные значения $\delta^{13}C$ в карбонатах и $\delta^{34}S$ в самородной сере, сульфидах и сероводороде указывают на осуществление этих процессов, что особенно важно для районов с еще не выявленными серными месторождениями, как, например, Восточная Сибирь. Поскольку при сульфатредукции бактерии используют в первую очередь легкий изотоп ^{32}S, то в остаточных сульфатах накапливается тяжелый изотоп ^{34}S.

Поэтому наличие низких значений $\delta^{13}C$ и $\delta^{34}S$ в указанных соединениях, а также остаточного утяжеленного сульфата в сульфатных породах может быть использовано для выяснения направленности процессов гипергенеза, хода в них сульфатредукции (не только современной, но и происходившей ранее) и способа минералообразования, что в комплексе с другими показателями будет способствовать уточнению направления поисковых работ на серу.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ВУЛКАНОГЕННЫМИ ФОРМАЦИЯМИ

Критерии прогнозной оценки территорий на вулканогенные месторождения серы разработаны слабо. Закономерности их образования и размещения выявлены и обобщены Г. М. Власовым с соавторами [1] на основании изучения месторождений Курил и Камчатки и привлечения материалов по зарубежным месторождениям этого типа.

Все такие месторождения связаны, как уже отмечалось, с андезитовыми формациями областей молодого (N_2^3—Q) вулканизма и известны в СССР только на Курилах и Камчатке. Причем промышленный интерес представляет лишь один генетический тип — импрегнационно-метасоматических месторожде-

ний, перечень главнейших черт которых приведен выше. Говоря об основных особенностях таких месторождений, надо подчеркнуть, что серное оруденение связывается с гидротермальными процессами, обусловившими образование вторичных кварцитов (опалитов) и нахождение руд в зонах их развития.

Следовательно, перечисленные показатели и являются прежде всего основными критериями образования и нахождения вулканогенных импрегнационно-метасоматических месторождений самородной серы.

Г. М. Власов отмечает, что «при работах на серу особого внимания заслуживают периферические части вулканических структур, края кальдер, межвулканические депрессии, где больше вероятность открытия неэродированных пластообразных залежей» [1, с. 337]. Им подчеркивается необходимость тщательного стратиграфического изучения вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, слагающих сероносные районы и выделения благоприятных для замещения серной рудой горизонтов и экранов. Для правильной оценки сероносности района рекомендуется «реставрация вулканического сооружения, с которым связаны серопроявления, установление особенностей разрывных нарушений и закономерностей распределения вулканогенно-обломочного материала в пределах вулканогенной структуры, особенно на ее периферии» [1, с. 337].

О тяготении данного типа месторождений к глубинным разломам, являющимся очагами мощных магматических процессов на протяжении всего мезозой-кайнозойского времени, говорят также Г. П. Поляков с соавторами [2]. Эти исследователи считают, что серные месторождения концентрируются в пределах вулканических дуг, трассированных глубинными разломами, «в рудных узлах, где сосредоточены гидротермально измененные породы — вторичные кварциты и пропилиты» [2, с. 132].

Г. М. Власов [1] указывает на необходимость дальнейшей разработки методики геологического картирования соответствующих районов, уточнения критериев, в частности для отличия первично безрудных пористых пород от выщелоченных руд, а также подбора комплекса геофизических методов исследования для правильного выбора аномалий для бурения.

* * *

Все наиболее крупные и промышленно важные экзогенные месторождения самородной серы, связанные с карбонатно-галогенными формациями, принадлежат к одному типу — инфильтрационно-метасоматическому. Вулканогенные месторождения в андезитовых формациях в СССР резко уступают по масштабам экзогенным и относятся к типу импрегнационно-метасоматических.

В месторождениях, связанных с карбонатно-галогенными (обязательно сульфатоносными) формациями, серные руды возникли метасоматически по сульфатам кальция материнских формаций в зоне распространения в них гипергенных процессов. Серообразование происходило (а нередко происходит и в настоящее время) путем бактериальной сульфатредукции (с использованием углеводородов), последующего окисления возникающего при этом сероводорода и отложения серы и вторичного кальцита на месте сульфатов кальция (ангидрита, гипса).

Литолого-фациальный критерий является основным и имеет первостепенное значение при прогнозной оценке территории на месторождения серы.

На основании этого критерия решается принципиальный вопрос о том, может ли тот или иной регион рассматриваться в числе перспективных на месторождения серы такого типа.

Помимо данного критерия для возможности возникновения экзогенных месторождений серы и для прогнозной оценки территории на них необходим целый ряд других показателей. К ним относятся: связь с нефтегазоносными бассейнами (или палеобассейнами), характеризующимися высокой сернистостью углеводородов; наличие гипергенных изменений в данной формации, в том числе изменений определенных стадий гипергенеза; соответствующие гидродинамические, гидрохимические и микробиологические показатели среды; ряд тектонических особенностей (присутствие положительных структур, разрывных нарушений и др.); относительно высокая активность и дифференцированность проявления неотектонических движений; геоморфологические и палеогеоморфологические показатели (почти полный размыв в пределах отдельных положительных структур перекрывающей формацию непроницаемой покрышки, значительные колебания базисов эрозии и, как следствие, наличие глубоких погребенных врезов, дренировавших формацию); стратиграфическая локализация и выдержанность перспективных горизонтов в пределах сероносных бассейнов или их частей; показатели изотопного состава серы и углерода и др.

При оценке районов по литолого-фациальному критерию рационально использовать дополнительно следующий ряд особенностей карбонатно-галогенных формаций, позволяющих дать количественную оценку прогнозируемых залежей: степень сульфатоносности разреза и закономерности его строения, прежде всего количество сульфатных слоев, смежных с карбонатными, их мощность, протяженность, относительная чистота сульфатных пород от примеси негалогенного состава и т. д. Такое исследование дает основание определить по количеству сульфатов и их распределению, могут ли возникнуть в участках, где имелись все другие благоприятные для хода процессов серообразования условия, залежи серных руд, отвечающие по масштабам промышленным месторождениям. Одновременно такое изучение является основанием для оценки качества прогнозируемых руд, определяемого по наличию и количеству примесей негалогенных составляющих в сульфатоносном слое, переходящих при серообразовании в руду и снижающих тем самым ее сортность.

Поскольку все перечисленные выше критерии прогнозной оценки территории на экзогенные месторождения серы тесно взаимосвязаны, при проведении поисковых работ совершенно обязательно комплексное исследование территории с учетом всех критериев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вулканические* серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971. 365 с.

2. *Генезис* месторождений самородной серы и перспективы их поисков. М., «Наука», 1974. 204 с.

3. *Геология* месторождений самородной серы. М., «Наука», 1969. 428 с.

4. *Краткое* методическое руководство по прогнозу месторождений серы среди осадочных образований. Казань, 1968. 83 с.

5. *Материалы* рабочего совещания по прогнозу месторождений самородной серы в осадочных образованиях. Казань, 1968. 104 с.

6. *Основы* методики литолого-фациального анализа гипергенно измененных галогенно-карбонатных толщ для целей поисков полезных ископаемых (методические указа-

ния). Л., 1972. 42 с. Авт.: Я. К. Писарчик, Г. А. Беленицкая, М. А. Минаева, Г. А. Русецкая.

7. *Природная* сера. М., «Химия», 1972. 240 с. Авт.: М. А. Менковский, В. Ж. Аренс, В. И. Жаворонок и др.

8. *Самородная* сера (геология месторождений, добыча, переработка руд). М., 1960. 484 с.

9. *Юшкин Н. П.* Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л., «Наука», 1968. 188 с.

ИСКОПАЕМЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ СОЛИ

Комплекс ископаемых минеральных солей, представленный в основном хлоридами и сульфатами натрия, калия и магния, связан с галогенными формациями. Наибольшую ценность среди них представляют калийные соли. В значительных количествах для пищевых и технических целей добывается каменная соль. Магниевые соли и сульфат натрия используются в относительно меньших масштабах. Иногда промышленную ценность представляют встречающиеся в солях микрокомпоненты (такие как бром, рубидий, цезий и др.), которые в нашем разделе, однако, детально не рассматриваются [5]. С галогенными формациями связан ряд полезных ископаемых, сопровождающих соли (таких как ангидрит, карбонатные породы, самородная сера, бораты, целестин, флюорит и др.).

Промышленные залежи калийно-магниевых солей обычно известны в наиболее крупных по площади и мощных галогенных формациях. Такие формации на территории СССР обнаружены среди отложений кембрия, верхнего девона, нижней перми, верхней юры — нижнего мела и неогена [2, 3, 5, 9]. Крупные галогенные формации кембрия и верхнего девона распространены на территории Сибирской платформы, а верхнего девона и нижней перми на площади Русской платформы, особенно в краевых их частях. Верхнеюрские и неогеновые галогенные формации развиты вдоль предгорий альпийского складчатого пояса как в европейской, так и в азиатской части СССР.

Таблица 73

Характеристика калиеносных формаций СССР

Формация	Возраст	Подтипы	Калийно-магниевые соли	Калий
				Количество
Верхнекамская	P_1	Хлоридный	Сильвин, карналлит	2—15
Припятская	D_3			4—30
Гаурдакская	J_3—K_1			3—11
Верхнепечорская	P_1			—
Прикаспийская	P_1	Хлоридно-сульфатный	Сильвин, карналлит, бишофит, кизерит, полигалит, каинит, лангбейнит	10
Днепровско-Донецкая	P_1			3
Предкарпатские	N_1	Сульфатный	Каинит, лангбейнит, сильвин, кизерит, полигалит, карналлит	4—13

Ныне калийные соли эксплуатируются лишь в европейской части СССР — в Соликамской и Припятской впадинах, а также в Предкарпатском прогибе. Их поиски и частично разведка продолжаются в Прикаспийской, Верхнепечорской и Днепровско-Донецкой впадинах. На Верхнекамском и Старобинском месторождениях сейчас работают по три крупных калийных комбината, строятся четвертые. В Предкарпатье построены новые более мощные Новостебникский калийный и Калушский горно-металлургический комбинаты [7].

В азиатской части СССР месторождения калийных солей выявлены и частично разведаны лишь в Средней Азии — в Гаурдак-Кугитангском районе. Здесь начата опытная эксплуатация калийных солей методом подземного выщелачивания. В грандиозной кембрийской галогенной формации Сибири обнаружены только проявления калийных солей. Интересны находки на Непском своде и др. Крупная верхнедевонская галогенная формация Сибири и Дальнего Востока до сих пор остается малоизученной.

Разведанные запасы калийных солей в СССР составляют по категориям $A + B + C_1 + C_2$ (в пересчете на K_2O) около 25 млрд. т. Однако более 86% этих запасов ныне приходится на Верхнекамское месторождение, в том числе 19 млрд. т на категорию C_2. Прогнозные запасы природных калийных солей Припятской, Гаурдакской, Прикаспийской, Днепровско-Донецкой и предкарпатских галогенных формаций составляют 102,2 млрд. т, а общегеологические по СССР около 650 млрд. т или в пересчете на K_2O 92,8 млрд. т. Однако суммарные запасы K_2O по категориям $A + B + C_1$ составляют всего 4 млрд. т. Распределение калийных солей по месторождениям показано в табл. 73.

Подготовленная минерально-сырьевая база позволила уже сейчас резко повысить добычу калийных солей до уровня 60 млн. т в год за счет модернизации существующих и строительства новых калийных комбинатов на Верхнекамском, Старобинском и предкарпатских месторождениях [7]. К 1980 г. ежегодную добычу калийных солей планируется довести до 90, а к 1990 г. до 150 млн. т. Это потребует наращивания запасов промышленных

ные горизонты (пласты)		Запасы, млрд. т			Площадь распространения формации, тыс. км²	Мощность формации, м
			Сырые калийные соли			
Мощность, м	Содержание KCl, %	Категория $A+B+C_1+C_2$ K_2O (в скобках — забалансовые)	Прогнозные	Общегеологические		
До 8	19—40	21,5 (2,0)	4	202	8,5	1000
3—20	14—32	1,42 (0,36)	42	95	26	2000—2500
1—18	18—31	0,93	26,2	45	30	500—1200
До 8	15—17	(0,32)	3	10	2,5	600
5—40	До 42	0,40	22,5	250	900	2500
3,5—8	До 40	—	2,5	8	40	1500
3—100	9—14	0,39	6	18	7	600—2500

категорий на месторождениях европейской части СССР, вовлечения в эксплуатацию Карлюкского и других месторождений Средней Азии. Но и в этом случае останутся нерешенные проблемы, связанные с отсутствием месторождений калийных солей в Сибири и с напряженностью в балансе производства бесхлорных калийных солей, сосредоточенных в сравнительно небольших месторождениях Предкарпатья.

Возрастающая потребность сельского хозяйства СССР в калийных удобрениях все еще опережает рост их производства. В этих условиях необходимо продолжить изучение и наращивание запасов промышленных категорий калийных солей в калиеносных регионах европейской части СССР и Средней Азии. В целях рационального размещения калийной промышленности следует продолжить прогнозирование и поиски их на территории азиатской части СССР. Нужно также наращивать запасы и выявлять новые месторождения сернокислых калийных солей в Предкарпатье, а также оценить возможность их открытия в других регионах.

Ресурсы каменной соли СССР колоссальны. Соляные месторождения распространены широко и ныне еще неизвестны лишь на приморской территории Дальнего Востока. Каменная соль добывается в Закарпатье, Донбассе, Илецке и Закавказье. Поваренную соль из рассолов получают в Предкарпатье, Предуралье, Восточной Сибири, Средней Азии.

Для производства соды рассолы используются в Донбассе и Предуралье. Известные соляные месторождения позволяют многократно увеличить добычу каменной и выварочной соли. И хотя проблемы поваренной соли (кроме Дальнего Востока) не существует, прогноз размещения этого соляного сырья необходим для планирования более рационального географического размещения соляной промышленности, а также других отраслей, использующих минеральные соли.

Минеральные соли галогенных формаций являются ценным сырьем для получения магния и сульфата натрия. С этими формациями связан еще значительный комплекс полезных ископаемых, которые хотя и не рассматриваются в данной работе, но в какой-то мере прямо или косвенно оцениваются при прогнозе минеральных солей.

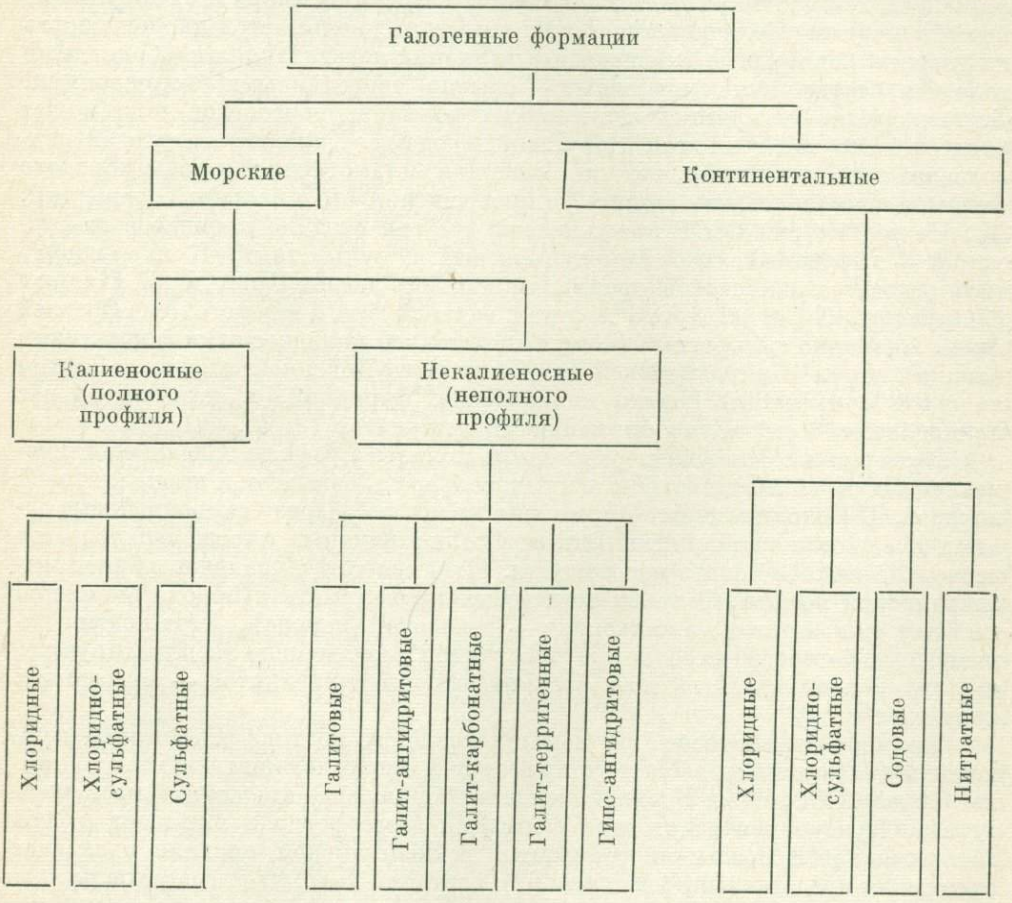
ГЛАВНЕЙШИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Галогенные формации, вмещающие месторождения различных минеральных солей, являются осадочными образованиями, в которых обычно преобладают химические осадки. За рубежом их называют эвапоритами, т. е. отложениями, возникшими при испарении морской воды и рассолов. Галогенные формации подстилаются и перекрываются карбонатными или пестроцветными формациями. В природе имеются все четыре возможных сочетания их с покрывающими и подстилающими формациями. Таков же характер их смены и в формационных рядах. В направлении открытого палеоморя галогенные формации сменяются карбонатными, а в направлении континента — пестроцветными.

Среди современных солеродных бассейнов известно три типа: континентальный (озерный), лагунный и закрытых заливов (Кара-Богаз-Гол, Боканоде-Виррила). Для прежних эпох было характерно грандиозное соленакопление в открытых заливах и во внутриконтинентальных солеродных морях [9]. Генетически и литологически галогенные формации резко разделяются на морские и континентальные.

Морские галогенные формации бывают калиеносные (полного профиля) и некалиеносные (неполного профиля). Некалиеносные формации в основном сложены каменной солью, ангидритом или гипсом, а также карбонатными и терригенными породами. Из различного сочетания этих пород возникает несколько подтипов таких формаций [5] — от существенно терригенных или карбонатных до галит-ангидритовых и преимущественно галитовых (хлоридных). С морскими галогенными формациями нередко связаны залежи

Схема классификации галогенных формаций



(пласты, прослои) самородной серы, целестина, иногда флюорита и еще реже барита. Мощность этих формаций изменяется от десятков до сотен метров в среднем не превышает 500 м.

Морские калиеносные формации

Наибольший практический интерес из морских галогенных формаций представляют калиеносные. В их разрезах кроме комплекса полезных ископаемых некалиеносных формаций присутствуют залежи различных калийно-

магниевых солей, а иногда и боратов. Соленасыщенность этих формаций обычно более высокая. Некоторые их соляные пласты содержат промышленные концентрации брома, рубидия и реже цезия. Карбонатные породы в этих формациях представлены не только доломитом, но и магнезитом. Калиеносные формации обычно распространены на больших площадях и имеют среднюю мощность от 500 до 1500 м и более.

Среди морских калиеносных формаций выделяются формации хлоридного, хлоридно-сульфатного и сульфатного подтипов. Для каждого из них характерен свой набор калийно-магниевых солей [5]. Бороносными являются только формации хлоридно-сульфатного подтипа. Обычно от хлоридных к сульфатным формациям увеличивается терригенность и уменьшается карбонатность их разреза. Хлоридные калиеносные формации подстилаются карбонатными толщами, тогда как сульфатные — обычно терригенными отложениями. Для хлоридно-сульфатных калиеносных формаций подсолевое ложе может быть сложено как теми, так и другими породами. Характер литологии подсолевого ложа указывает, что направленная метаморфизация воды морского бассейна начиналась еще задолго до превращения его в бассейн солеродный.

На территории СССР представлены все три подтипа калиеносных формаций — хлоридный, хлоридно-сульфатный и сульфатный. К хлоридному типу относятся калиеносные формации верхнего девона Припятской впадины [7], кунгура Предуральского прогиба, верхней юры и нижнего мела Средней Азии. Хлоридно-сульфатный подтип представлен калиеносными формациями нижней перми Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадин. Редким является сульфатный подтип калиеносных формаций, к которому у нас принадлежат миоценовые формации Предкарпатья [3, 5].

В хлоридных галогенных формациях полного профиля залежи калийно-магниевых солей представлены исключительно сильвинитом и карналлитовой породой. В моноцикличных формациях вверх по разрезу сильвинитовые залежи сменяются карналлитовыми, а в полицикличных иногда наблюдается несколько циклов такого чередования. Имеются также залежи карналлит-сильвиновой породы. В зонах замещения карналлитовая порода сменяется пестрым сильвинитом, а сильвинит — галитовой породой. Этот подтип калиеносных формаций наиболее распространен и интенсивно эксплуатируется, так как с ним связаны самые большие запасы сильвинитов — богатейших калийных руд.

Примером калиеносной формации хлоридного подтипа является Верхнекамское месторождение. На него приходится около половины добычи калийных солей СССР. Ныне Верхнекамское месторождение практически все оконтурено. Кунгурская галогенная формация этого региона включает в себя филипповский и иреньский горизонты. В Соликамской впадине иреньские отложения представлены (снизу вверх): глинисто-доломит-ангидритовой толщей, подстилающей каменной солью, сильвинитовой пачкой, сильвинит-карналлитовой пачкой и покровной каменной солью. Мощность подстилающей каменной соли 250—450 м, сильвинитовой пачки 20—25 м и сильвинит-карналлитовой 20—115 м [3].

В сильвинитовой пачке представлены три пласта красного сильвинита (III, II и I) и вверху пласт полосчатого сильвинита А. Два нижних пласта более мощные — до 5—6 м. В сильвинит-карналлитовой пачке пласты калийно-магниевых солей сложены то карналлитовой породой, то замещающим ее пестрым сильвинитом. Их выделяется девять и обозначаются они литерами алфавита от Б до К. Пласты В, Г, Д и Е имеют более значительную среднюю

мощность от 3,4 до 6,5 м. Содержание KCl составляет в сильвинитах 20—40%, а в сильвинит-карналлитовых породах 8—26%, при наличии $MgCl_2$ до 25%. На Верхнекамском месторождении промышленное значение имеют сильвинитовые пласты «Красный II», «Двойной АБ» и «Карналлитовый В». Для попутной добычи в карналлитовых породах представляют интерес бром и рубидий.

В хлоридно-сульфатных калиеносных формациях, кроме сильвинита и карналлитовой породы, присутствуют и иногда достигают промышленных значений бишофитовая и полигалитовая породы, а также кизерит, каинит и лангбейнит. Эти формации, как и хлоридные, обладают ценным сильвинитовым сырьем и еще в большей мере, чем хлоридные формации, содержат богатое магниевое сырье (вплоть до бишофита). Для хлормагниевых солей характерны самые высокие содержания брома, а для формаций, обогащенных магнием, — наличие боратов. Данные формации содержат более разнообразный комплекс полезных ископаемых [5]. В этом их особая ценность.

Хлоридно-сульфатный подтип представлен нижнепермскими калиеносными формациями Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадин. Кунгурская калиеносная формация Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба распространена на площади около 900 тыс. км² и имеет мощность не менее 2,5 км. Залежи калийных солей развиты на площади 350—400 тыс. км². В кунгурском разрезе этого региона выделяется девять ритмопачек, начинающихся ангидритовыми пластами. В периферийных разрезах в пяти нижних ритмах отмечается вкрапленность полигалита, а в третьем и пятом ритмах залежи полигалитовой породы. К шестому и седьмому ритмам приурочены залежи сильвинита, карналлитовой и бишофитовой пород. В центральной части Прикаспийской синеклизы залежи сильвинита имеются уже в пятой ритмопачке, а выше (вплоть до девятого ритма) кроме сильвинита, карналлитовой и бишофитовой пород местами представлены кизеритовая и каинитовая породы. Калийные соли и вмещающие их соляные породы местами бороносны, в гипсовых шляпах имеются вторичные бораты [5].

В Прикаспийской синеклизе калийные соли доступны для эксплуатации лишь в сводовых частях солянокупольных структур. Ныне они обнаружены на Индерской, Челкарской, Сатимолинской, Линевской, Эльтонской, Жилянской, Озинкской и еще более чем на 20 структурах. Небольшие запасы сильвинитов разведаны только в Эльтоне и Индере, а полигалитовой породы и сильвинита — в Жилянке. Прогнозные запасы сильвинитов на структурах этого региона велики, а общегеологические — значительные (по самым осторожным подсчетам не менее 250 млрд. т). Трудность их освоения связана со сложностью солянокупольной тектоники.

Сакмарская калиеносная формация Днепровско-Донецкой впадины распространена на площади 40 тыс. км² и имеет мощность до 1500 м. Мощность верхней ее калиеносной краматорской свиты достигает 600 м. В разрезе этой свиты выделяется три калиеносных горизонта: нижний карналлит-кизеритовый, средний сильвинитовый и верхний карналлит-сильвинитовый. На доступных глубинах сильвинитовые залежи мощностью от 3,5 до 8 м встречены только в Бахмутской котловине, где их запасы оцениваются в 700 млн. т, а общегеологические запасы в 2,5 млрд. т. На остальной территории впадины калийные соли залегают на глубинах более 1500 м.

В сульфатных калиеносных формациях залежи калийно-магниевых солей в основном сложены каинитом и лангбейнитом. В залежах смешанного

состава кроме этих минералов присутствуют сильвин, полигалит, кизерит, глазерит, эпсомит, шенит, вантгоффит, астраханит, леонит и лёвеит. Локально наряду с залежами сернокислых калийных солей иногда здесь представлены имеющие промышленное значение залежи сильвинита, а также сравнительно бедная карналлитовая порода. Для сульфатных калиеносных формаций характерна высокая глинистость их разреза. Эти формации включают в себя уникальные месторождения сернокислых калийно-магниевых солей, спрос на которые, как незаменимые удобрения для ряда сельскохозяйственных культур, до сих пор полностью не удовлетворен.

Миоценовые калиеносные формации Предкарпатья (воротыщенские и голынская) относятся к сульфатному подтипу. В их разрезе преобладают залежи каинитовой, лангбейнитовой и смешанных калийных пород, в которых присутствуют еще кизерит, сильвин, полигалит и другие минералы. В голынской формации местами более значительна роль залежей сильвинита (Калуш) и иногда имеются скопления бедной карналлитовой породы. Мощность залежей калийных солей изменяется от 5—6 м до 60—80 м, а иногда и более. Они представлены пластовыми линзами протяженностью чаще от 2 до 10 км. Эти калийные залежи смяты в складки, интенсивность которых, а также внутрипластовой дисгармоничной складчатости усиливается от платформы к Карпатам.

Галогенные формации Предкарпатья содержат много терригенного материала, а в залежах калийных солей высоко содержание нерастворимого остатка (обычно 10—20%). Это обстоятельство и сложность минерального состава залежей создают трудности при переработке калийных руд. Высокая глинистость калийных руд определяет относительную бедность их традиционными микрокомпонентами.

Наиболее значительны в Предкарпатье промышленные запасы калийных солей эксплуатирующихся Стебникского (130 млн. т K_2O) и Калуш-Голынского (68 млн. т K_2O) месторождений, а также Бориславского, Нинювского и Тростянецкого. Менее значительные их запасы известны в Помярках, Доброгостове, Улично, Долголуке, Моршине и Гирне. За пределами полосы Стебник—Калуш ныне разведуется новое крупное Россильна-Марковское месторождение. Поисковые работы ведутся на площадях Делятин, Березов, Белина Великая и др.

По масштабам оруденения более выдержанны, распространены на значительной площади и имеют крупные запасы калийных солей месторождения, связанные с хлоридными калиеносными формациями. Менее крупными являются месторождения сульфатных калийных солей, которые к тому же находятся в более сложной геологической обстановке.

Кроме вышеуказанных калиеносных формаций те или иные калиепроявления отмечались в галогенных формациях нижнего кембрия Восточной Сибири, среднего девона Московской синеклизы и Тувы, верхнего девона Днепровско-Донецкой впадины, а также в цехштейне Калининградской области (Нивенское). Незначительные калиепроявления известны в соленосных отложениях девона в Серегово (Коми АССР) и миоцена Ереванского бассейна. Повышенная гамма-активность установлена в верхнеюрских солях Предкавказья (Кужорская площадь). Калиепроявления представлены включениями и тонкими прослойками сильвина и карналлита, лишь в Калининградской области обнаружены пласты полигалитовых и сильвин-кизеритовых пород.

На территории Сибири и Дальнего Востока, где галогенные формации

изучены еще недостаточно, анализировались не только соленосные, но и гипсо-ангидритовые формации. При более детальном изучении в таких формациях нередко обнаруживается каменная соль, а реже и калийно-магниевые соли. В нижнекембрийской галогенной формации Сибирской платформы для поисков калийных солей перспективны районы Вельминской и Канско-Тасеевской впадин, Тулунского Присаянья, Илгинской впадины и зоны Непских складок. По гидрохимическим данным интересен район Дельгея (Якутия), где в высокоминерализованных (372 г/л) рассолах обнаружены значительные содержания калия (42 г/л) и брома (2,74 г/л). Восточнее р. Лены каменная соль (возможно с калиепроявлениями) прогнозируется в бассейне р. Тоскана.

Континентальные галогенные формации

По сравнению с морскими континентальные галогенные формации обычно характеризуются меньшими площадями распространения и большей глинистостью разреза. Степень их соленасыщения и мощности соляных залежей также меньше. По своему характеру они ближе всего к морским сульфатным калиеносным формациям, но магниевые и особенно калийные соли в них имеются только в тех случаях, если они вносились в бассейны при размыве более древних морских солей или из других глубинных источников. Представлены континентальные галогенные формации четырьмя основными подтипами: хлоридным, хлоридно-сульфатным, содовым и нитратным.

Более крупные *хлоридные* и *хлоридно-сульфатные* континентальные галогенные формации распространены преимущественно в межгорных впадинах. Из соляных минералов в них преобладают галит, гипс, иногда астраханит, и только в хлоридно-сульфатных формациях еще глауберит и реже тенардит. Сопутствующими минералами в них являются бораты, целестин, флюорит, родусит-асбест и др. Мощность этих формаций иногда достигает сотен метров.

Содовый и *нитратный* подтипы континентальных формаций на территории СССР известны лишь в областях современного солончаково-озерного соленакопления и имеют ограниченное распространение. Более древних их аналогов, подобных эоценовой содосодержащей формации Грин-Ривер в США и месторождениям чилийской селитры, у нас до сих пор не обнаружено. Солевой состав этих формаций пестрый, размеры сравнительно небольшие, а необходимые условия для консервации залежей соды и нитратов создаются довольно редко.

Галогенные, а в том числе и калиеносные формации известны как объекты крупного солеварения и соледобычи. Каменная соль добывается в Донбассе, Прикаспии (Илецк), Закарпатье (Солотвино) и Закавказье (Аван). Выварочную соль получают в Сибири, Предуралье, Предкарпатье и других регионах. С галогенными формациями, за исключением калиеносных формаций сульфатного подтипа, связаны огромные ресурсы ангидритового (гипсового) и карбонатного сырья. Оно доступно для эксплуатации в районах неглубокого залегания — на периферии галогенных формаций, в сводах антиклиналей и в приподнятых блоках, где в зоне гипергенеза ангидрит часто превращается в гипс. Карбонатные породы вместе с каменной солью широко потребляются для производства соды. Комплексное использование солей, ангидрита (гипса) и карбонатных пород в качестве химического сырья и стройматериалов оправдывает их попутное совместное рассмотрение.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Материалом для выявления закономерностей размещения месторождений калийных солей (калиеносных формаций) послужил анализ галогенных формаций СССР и особенно Русской платформы. Дополнительно использовались данные по ряду крупнейших зарубежных галогенных формаций, таких как цехштейновая Западной Европы, девонская Канады, пермская США, миоценовая Сицилии и др. На примерах этих формаций определен характер их геоструктурной и временно́й приуроченности, произведена их классификация на подтипы, определены характер размещения литофациальных комплексов и зависимости между составом, мощностью формации и литологией подсолевого ложа.

Галогенные формации возникали на территориях подвижных (быстро погружавшихся) тектонических элементов земной коры в послеорогенные периоды и в зонах аридного (и полуаридного) климата. Они известны в краевых прогибах, грабенах и синеклизах платформ, а также в межгорных впадинах. В настоящее время можно уточнить, что они приурочены к наиболее подвижным тектоническим элементам докембрийского фундамента платформ и межгорных массивов — авлакогеноподобным структурам, контролируемым протяженными разломами [5].

В пределах вышеуказанных подвижных структурных элементов земной коры, учитывая приуроченность галогенных формаций к послеорогенным периодам, можно прогнозировать временну́ю их приуроченность к определенным послеорогенным стратиграфическим единицам разреза конкретных регионов [4]. На территории СССР эти периоды особенно четко выражены в раннем — среднем кембрии и среднем — позднем девоне Сибирской платформы, в среднем — позднем девоне, ранней и поздней перми Русской платформы, в поздней юре и частично раннем мелу, а также в неогене вдоль всей полосы альпийского пояса. Такая дифференциация галогенных формаций связана с резким изменением в послепалеозойское время структурного плана территории СССР.

Благоприятные для соленакопления периоды и структуры определяются тектоникой, т. е. ведущими для соленакопления являются тектонические критерии. Климатические критерии — местоположение аридных зон в частности — уточняют возможную территорию соленакопления; они являются, таким образом, разрешающими критериями. Следует, однако, отметить, что в практике работ часто уточняются не зоны возможного соленакопления климатическим критерием, а, наоборот, местоположение аридных зон — по наличию эвапоритов. Соленосные же отложения местами встречаются не только в аридных, но и в полуаридных (переходных) зонах.

Характер подвижности структур земной коры, благоприятных для соленакопления, в известной мере отражается в морфологии поверхности докембрийского фундамента, по которой можно судить не только о площади распространения, но также и о степени дифференциации мощностей галогенных формаций. Таким образом, тектоника определяет не только территорию, но и масштаб соленакопления. Следовательно, вышеуказанный тектонический анализ позволяет ориентировочно оценить не только возможность присут-

ствия галогенных формаций, но также их масштаб, дифференциацию мощностей, полноту разрезов и перспективы калиеносности.

Если полнота разрезов и наличие калийных солей в галогенных формациях определяются интенсивностью и длительностью погружения структур, в пределах которых они накапливались (при прочих благоприятных для соленакопления условиях), то характер подтипов этих формаций находится в прямой связи с литологией подсолевого ложа. Состав подсолевого ложа, а также и окружавшей суши предопределяют направление метаморфизации рапы засолонявшегося бассейна. Это особенно четко проявлялось на завершающих стадиях ритмов соленакопления, когда происходила садка калийно-магниевых солей [5].

Подсолевое ложе, сложенное карбонатными породами, способствовало образованию калиеносных формаций хлоридного подтипа. В бассейнах с терригенным подсолевым ложем возникали формации сульфатного подтипа (калиеносные, глауберитовые с тенардитом и астраханитом). При смешанном характере подсолевого ложа образовались калиеносные формации хлоридно-сульфатного подтипа. Для последних часто характерно соседство с ультраосновными массивами, чем объясняется обогащенность этих калиеносных формаций магнием, бором, фтором, литием и некоторыми другими компонентами.

Составление литофациальных карт калиеносных формаций позволило выявить закономерности размещения их литофациальных комплексов. В размещении этих комплексов обнаруживается зональность — концентрическая или более сложная. От периферии к центральной части формации терригенные и карбонатные комплексы сменяются ангидритовыми и соляными. Соляные комплексы расчленяются по наличию определяющих их калийно-магниевых солей, размещающихся в этом направлении в порядке растворимости. Для хлоридно-сульфатных калиеносных формаций, к примеру, в этом направлении галитовый комплекс сменяется полигалит-галитовым, затем сильвин-галитовым, карналлит-сильвин-галитовым и, наконец, бишофит-карналлит-сильвин-галитовым. Некоторая асимметрия в размещении литокомплексов связана с особенностями областей сноса и миграции оси прогибавшегося солеродного бассейна.

Галогенные формации в некоторых регионах участвуют в образовании интенсивно дислоцированных солянокупольных структур, гребневидной и интенсивной внутриформационной складчатости. Местами они глубоко залегают. В случае глубокого залегания для оценки возможности практического их использования большое значение приобретает структурный анализ. Для этих целей составляются специальные тектонические и геофизические карты, а также карты изогипс кровли и почвы галогенных формаций. Эти карты дают возможность оценить характер региональной структуры галогенных формаций, локальных соляных структур, глубину залегания и доступность для разведки и эксплуатации соляных отложений.

Изучение вещественного состава галогенных формаций позволило установить, что с ними связаны не только минеральные соли, ангидрит (гипс) и карбонатные породы. Эти формации и непосредственно вмещающие их толщи сопровождаются значительным комплексом разнообразного минерального сырья [5, 8]. Его составляют самородная сера, бораты, целестин, барит, флюорит, бром, рубидий, марганцевые, медные и полиметаллические руды, нефть и газ, родусит-асбест и др. Определена приуроченность этих полезных ископаемых к различным типам, литокомплексам и горизонтам галогенных формаций, что позволяет использовать прогнозные карты на минеральные

соли для попутного прогнозирования всего вышеуказанного комплекса минерального сырья.

Для общего прогноза минеральных солей ранее широко использовались гидрохимические признаки (соляные источники), в меньшей мере — наличие пород и минералов, характерных для различных стадий галогенеза и лишь иногда структурные особенности [1, 3, 5]. Ныне на первой же стадии их прогнозирования применяются *геотектонические критерии*, которые являются определяющими для галогенных формаций [4]. Интенсивное соленакопление происходило в крупных интенсивно прогибавшихся тектонических структурах земной коры, следовало за эпохами орогенеза и было связано с крупными регрессиями. Галогенные формации приурочены к подвижным авлакогеноподобным зонам докембрийского фундамента, глубиной погружения поверхности которого определяется возможная мощность и полнота их разрезов. Самые крупные из них распространены в краевых частях платформ и межгорных массивов, синеклизах и грабенах платформ. Для Русской платформы, структурный план которой наследовался, область возможного распространения галогенных формаций ограничивается площадью, в пределах которой поверхность кристаллического фундамента находится ниже абсолютной отметки —3000 м (очень редко до —2000 м). Там, где его поверхность лежит выше —2000 м, соляные комплексы встречены только в пределах Московской синеклизы (рис. 58).

Дальнейшая прогнозная оценка производится последовательным применением стратиграфического, структурного, геоморфологического, литолого-фациального, палеогеографического и палеоклиматического критериев [4]. *Временны́е*, или *стратиграфические критерии* прогнозирования галогенных формаций в конечном счете также определяются тектоникой (послеорогенные периоды). На территории СССР эпохами соленакопления являются ранний кембрий, средний и поздний девон, ранняя и поздняя пермь, поздняя юра и ранний мел, а также неоген.

Структурными и *геоморфологическими критериями* уточняются площади и распределение мощностей галогенных формаций, глубины залегания их кровли, зоны выхода к дневной поверхности. Для этого используются данные геологической съемки, геофизических исследований и бурения. Эти критерии также в основном подчинены определяющему тектоническому критерию.

Литолого-фациальные критерии особо важны при прогнозировании месторождений калийных солей. Их залежи приурочены к самым соленасыщенным центральным литофациальным комплексам галогенных свит. Изучение и сопоставление разрезов галогенных свит позволяет выявить закономерности изменения и размещения их литофациальных комплексов. По литологии подсолевого ложа предполагается подтип калиеносной формации. Уточняется характер зональности размещения литокомплексов, в том числе и калиеносных. Такие карты литокомплексов уже являются одновременно прогнозными картами.

Палеогеографические методы позволяют проанализировать условия формирования галогенных отложений, питания бассейна водами моря и суши. Ими определяются основные черты эволюции солеродного бассейна и площади интенсивного накопления солей.

Палеоклиматические критерии являются разрешающими для интенсивного соленакопления. Благоприятные для него аридные (иногда и полуарид-

ные) зоны устанавливаются по особенностям состава флоры и фауны, набору полезных ископаемых и прочим данным.

Большое значение при прогнозировании имеют *гидрохимические критерии и материалы о наличии калийных солей в рудниках, керне скважин и редких обнажениях.* В качестве гидрохимических критериев могут использоваться

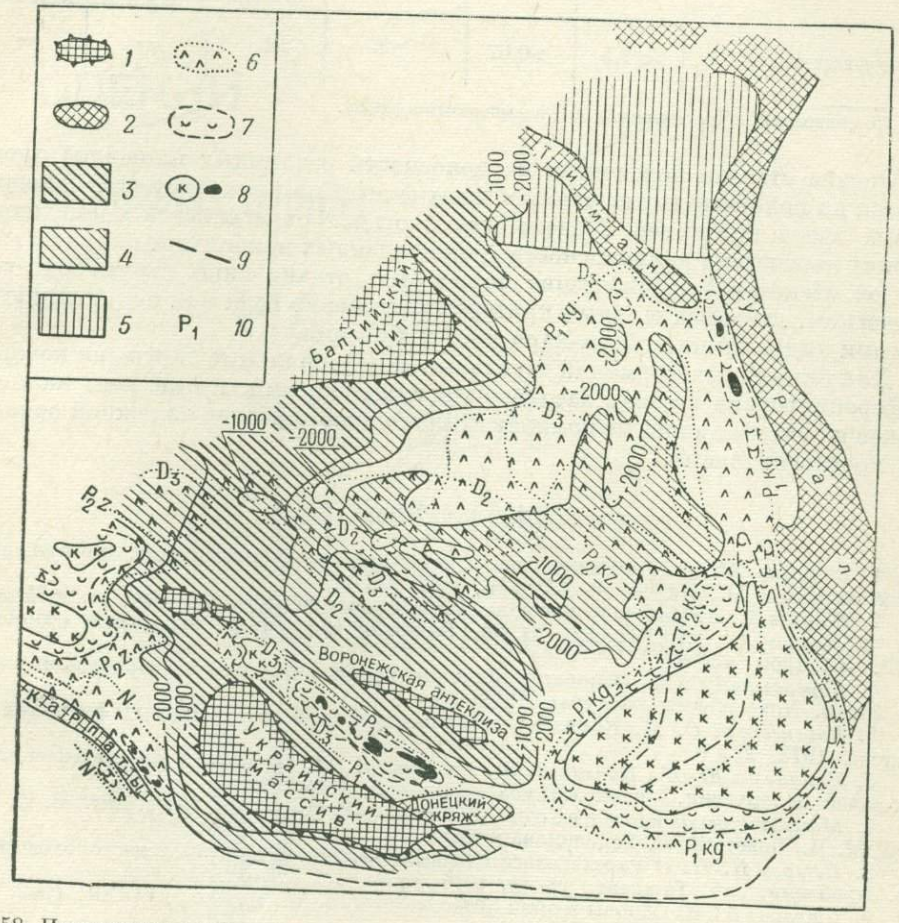


Рис. 58. Принципиальная схема оценки перспектив соленосности и калиеносности Русской платформы.

Площади, неперспективные по данным геотектонического контроля: *1* — щиты, массивы и антеклизы, *2* — складчатые области, *3* — склоны щитов, массивов, антеклиз и сводов (поверхность фундамента до абсолютной отметки —1000 м), *4* — то же, до —2000 м (возможно лишь наличие периферийных сульфатных и маломощных соляных комплексов); *5* — площади, не перспективные для галогенных формаций по данным палеоклиматического контроля; перспективные по данным литофациального контроля площади распространения литокомплексов: *6* — сульфатных, *7* — соляных, *8* — калиеносных, *9* — южная граница Русской платформы; *10* — возраст галогенных отложений.

лишь соленые воды и рассолы с минерализацией более 3—5 вес.%. На формирование солевого состава вод за счет растворения калийно-магниевых солей указывают значения следующих коэффициентов [4]:

Степень достоверности	$\frac{Cl}{Br}$, 10^3	$\frac{Br}{Cl}$, 10^3	$\frac{K}{\Sigma \text{ ионов}}$, 10^3	$\frac{Mg}{Cl}$, 10^2	$\frac{SO_4}{Cl}$, 10^2	$\frac{B_4O_7}{Cl}$, 10^4
Уверенно	$<1{,}2$	$>0{,}83$	>10	$>1{,}25$	Более на 1,5—2 единицы*	>20
Менее уверенно	$<1{,}5$	$>0{,}67$	>6	>1	—	—

* По сравнению с растворами NaCl, насыщенными $CaSO_4$.

Оценка степени перспектив калиеносности различных площадей производится по положительным данным, полученным по комплексу всех перечисленных выше критериев. Надежность прогноза определяется совпадением высоких перспектив калиеносности, установленных наибольшим количеством методов. Некоторое предпочтение может быть отдано лишь структурно-тектоническим и литофациальным критериям, особенно если они подкрепляются данными гидрохимии, гамма-каротажа и бурения.

Для галогенных формаций детальные литофациальные карты, на которых дифференцирована степень засоленности отложений и выделены калиесодержащие литофациальные комплексы, являются наиболее надежной основой для прогнозирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Валяшко М. Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во Моск. ун-та, 1962. 397 с.
2. *Жарков М. А.* Палеозойские соленосные формации мира. М., «Недра», 1974. 392 с.
3. *Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф.* Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Л., 1960. 424 с.
4. *Кореневский С. М.* Основные принципы прогнозирования месторождений калийных солей. Новосибирск, «Наука», 1965. 38 с.
5. *Кореневский С. М.* Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., «Недра», 1973. 297 с.
6. *Лупинович Ю. И., Кислик В. З., Ерошина Д. М.* Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1969. 367 с.
7. *Месторождения* калийных солей СССР. Л., «Недра», 1975. 344 с. Авт.: В. И. Раевский, М. П. Фивег, В. В. Герасимова и др.
8. *Петров Н. П.* О парагенезисе солевых, нефтяных и серных месторождений. — «Тр. Проблемн. лаб. Ташкент. ун-та», 1964, вып. 3, с. 81—93.
9. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962. 549 с.

Часть третья

КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ НА ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Глава VI

УГОЛЬ И ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ

Экономическое развитие и технический прогресс каждой страны и всего мирового хозяйства зависят от масштаба использования энергии, источниками которой являются в первую очередь уголь, нефть, газ, горючие сланцы, дающие 94% всей необходимой энергии. На долю гидроэлектростанций и атомных электростанций приходится только 6% энергии.

Добыча угля в СССР систематически возрастает. С 1960 по 1973 г. она увеличилась на 131%, а в 1975 г. составила 701 млн. т. В десятой пятилетке роль угля в снабжении страны топливом еще более возрастет: в 1980 г. предусмотрено увеличить добычу угля до 790—810 млн. т. Из приведенных цифр видно, что в нашей стране наряду с быстрым ростом добычи нефти и природного газа уделяется большое внимание и вопросам перспективного развития угольной промышленности. Так, к 2000 г. добычу угля в СССР по перспективному планированию предусмотрено увеличить по сравнению с 1970 г. в 2,4 раза, доведя ее до 1—1,5 млрд. т.

Прежде всего уголь является основным технологическим сырьем для металлургии в виде кокса, который вырабатывается на коксохимических заводах одновременно с выработкой ценного химического сырья. Основным потребителем кокса является черная металлургия, где используется 81,6% кокса, затем литейное производство — 5,5%, цветная металлургия — 2,6%, химическая промышленность — 2,4%, прочие отрасли (производство огнеупоров, ферросплавов и т. д.) — 2,4% и экспорт — 5,6%.

Широкое использование кокса в промышленности приводит к постоянно увеличивающейся выработке его: в 1960 г. производства кокса в СССР составило 56,2, в 1970 — 75,4 и в 1973 г. — 81,4 млн. т. При этом следует заметить, что на производство 1 т кокса расходуется 1,4 т рядового угля. Таким образом, в 1973 г. примерно 20% добытого угля было использовано в коксохимической промышленности, где наряду с коксом вырабатывается около 60% химического сырья от общего союзного объема, применяемого для производства полимеров, красящих, взрывчатых, лекарственных и других необходимых для народного хозяйства веществ.

Подавляющее количество добытого угля является и впредь будет являться основным энергетическим сырьем для всех отраслей народного хозяйства. Достаточно сказать, что в настоящее время большая часть электроэнергии, составляющая свыше 80% всей электроэнергии страны, вырабатывается на тепловых электростанциях, работающих на угле.

Для нужд энергетики и химии используется и другой вид твердого горючего ископаемого — горючие сланцы. Однако доля их в топливном балансе СССР крайне ничтожная и с 1960 по 1973 г. держится на одном уровне 0,7%, хотя добыча горючего сланца за это время увеличилась в 2 раза. Несмотря на то что месторождения горючих сланцев на территории СССР известны во многих районах, промышленная разработка их осуществляется только на трех месторождениях. В 1973 г. добыча горючих сланцев составила 28,7 млн. т, в том числе на Эстонском месторождении 24,1, Ленинградском — 3,9, Каширском — 0,7 млн. т.

В настоящее время примерно 72% добытого горючего сланца используется для получения электроэнергии. Остальные наиболее высокосортные горючие сланцы с теплотой сгорания выше 3300—3500 ккал/кг на сухую массу поступают на сланцеперерабатывающие предприятия, где из них вырабатываются ценные химические продукты.

Актуальной задачей дальнейшего изучения и прогнозирования угольных и сланцевых месторождений является установление возможного распространения спекающихся и слабоспекающихся углей, пригодных для выплавки руд методом агломерации, и термоантрацитов (малозольные и малобитумные угли на стадиях тощих углей, полуантрацитов и антрацитов). Необходимо также обратить внимание на возможность комплексного использования и других полезных ископаемых, встречаемых либо во вмещающих угли и горючие сланцы породах, либо в самих угольных и сланцевых пластах: редкие и рассеянные элементы, цветные металлы, пески для стекольной промышленности, огнеупорные глины, сернокислотное сырье (пирит, марказит), лакокрасочное сырье (смола, охра) и др.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Угленосные формации в ряду других осадочных формаций занимают особое место. Уже в самом названии подчеркивается понимание их как устойчивых сочетаний пород, обязательно заключающих в себе пласты угля. Этим угленосные формации отличаются от всех других осадочных формаций. Вместе с тем угленосные формации, образуясь в самих различных геотектонических условиях, обладают большим структурно-вещественным разнообразием, обусловленным в первую очередь тектоническим режимом их формирования. Последним определяется также форма и размеры формационных тел, градиент изменения мощностей, внутреннее их строение и т. д. Именно поэтому тектонический принцип классификации угленосных формаций является наиболее распространенным и общепринятым.

Опыт изучения угленосных формаций СССР и других стран позволяет утверждать, что углеобразование на земном шаре связывается с инверсионной и орогенной стадиями геосинклинального этапа развития и зонами активизации, образующимися в течение сводово-глыбового этапа развития, а также с различными стадиями формирования платформ.

Исходя из этого, целесообразно разделить все угленосные формации на три тектоно-генетические группы: геосинклинальную, платформенную и постконсолидационной активизации (табл. 74). Группы делятся на тектоно-генетические подгруппы и типы в зависимости от стадии того или иного тектонического этапа развития и характера конкретной тектонической структуры, в которой образовалась формация. Намеченные тектоно-генетические типы

Таблица 74

Типизация угленосных формаций

Тектоно-генетическая группа	Тектоно-генетическая подгруппа	Тектоно-генетический тип	Вещественный тип	Примеры
Геосинклинальная	Инверсионная	Внутренних прогибов	Глинисто-алевритовая, слабоугленосная, угли К—А *	Мангугайское, Егоршинское месторождения
		Внешних прогибов	Вулканогенно-галечно-песчаная, слабо-среднеугленосная, угли БД—А	Месторождения Амуро-Зейского прогиба (Толбузинское и др.)
			Вулканогенно-песчано-алевритовая, среднеугленосная, угли Д—А	Приморский бассейн, Омсукчанская площадь, Иджеванское месторождение (Армения)
		Внутренних прогибов	Туфогенно-алеврито-песчаная, средне-высокоугленосная, угли Д—Г	Чаун-Чукотская, Анюйская, Гижигинская, Аркагалинская площади, Ткибульское, Ткварчельское месторождения
	Орогенная	Внешних прогибов	Глинисто-песчано-алевролитовая, слабо-высокоугленосная, угли Г—Т	Палеозойские месторождения Западного Верхоянья, Экибастаузский бассейн
		Краевых (передовых) прогибов	Карбонатно-алеврито-песчаная, высокоугленосная, угли Д—А	Донецкий **, Кузнецкий, Карагандинский, Печорский, Ленский (восточная часть), Зырянский бассейны
		Подвижных (посторогенных) платформ	Туфогенно-галечно-песчаная, средне-высокоугленосная, угли Б—Г	Анадырская площадь Челябинский, Южно-Уральский, Тургайский бассейны
Платформенная	Молодых платформ	Относительно устойчивых платформ	Галечно-глинистая, среднеугленосная, угли Б	Ланковское месторождение
	Древних платформ	Устойчивых платформ	Глинисто-песчаная, среднеугленосная, угли Б	Ленский (западная часть), Канско-Ачинский, Подмосковный, Тунгусский бассейны
Посткон-солида-ционной активизации		Прогибов активизированных зон	Вулканогенно-галечно-песчаная, средне-высокоугленосная, угли Б—Г	Месторождения Забайкалья
		Прогибов особо активизированных зон	Глинисто-песчаная, высокоугленосная, угли Г—Т	Южно-Якутский бассейн

* Буквами обозначены угли следующих стадий метаморфизма: Б—бурые, БД—бурые, переходные к длиннопламенным, Д—длиннопламенные, Г—газовые, К—коксовые, Т—тощие, ПА—полуантрациты, А—антрациты.

** По представлениям некоторых исследователей (Е. О. Погребицкого, Н. И. Погребнова, К. В. Миронова) Донецкий бассейн относится к парагеосинклинальному типу формаций.

формаций имеют свою структурно-вещественную индивидуальность, которая выражается в комплексе диагностических признаков, приведенных ниже (см. раздел «Формационные критерии»). Название вещественного типа формации определяется тремя основными показателями: преобладающим литологическим составом толщи, степенью угленасыщенности и стадией метаморфизма углей.

Ниже кратко охарактеризованы строение и основные черты угленосности важнейших групп угленосных формаций.

Формации геосинклинальной группы

Угленосные формации геосинклинальной группы, как правило, не выходят за пределы герцинских и более молодых складчатых областей и примыкающих к ним участков более древней консолидации. В прогнозировании угленосности рассматриваемых формаций главную роль играет установление их формационной принадлежности, так как с каждым типом угленосных формаций обычно связаны определенные по значимости и промышленной ценности угольные месторождения. Поэтому признаки, позволяющие типизировать геосинклинальные угленосные формации, одновременно можно рассматривать и в качестве основных критериев прогноза угленосности.

Угленосная формация внутренних прогибов геосинклиналей инверсионной стадии развития. Известна на Урале (Восточный склон), в Казахстане (Прибалхашье, Джунгария, Прииртышье и Рудный Алтай), Восточной Сибири (Верхоянье) и на Дальнем Востоке (Южное Приморье, Сахалин, Камчатка и др.), датируется ранним-средним карбоном, пермью, поздним триасом, поздним мелом, палеогеном и неогеном, характеризуется резкими колебаниями мощностей от 100 до 1500 м (Урал, Казахстан), иногда до 4200 м и, возможно, более (Дальний Восток). Контакты формации с ниже- и вышележащими неугленосными формациями часто отмечены угловыми и стратиграфическими несогласиями. Нередко, например на Полдневском месторождении (Восточный склон Урала), они постепенные. Разрез данной угленосной формации в одних случаях имеет регрессивный (Казахстан), в других — трансгрессивный (Урал) характер и, как правило, неустойчив на площади. Типоморфными породами являются обычные для угленосных формаций песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты и угли. На отдельных участках и интервалах разреза существенное значение приобретают конгломераты (Прииртышье), пирокластические (Прибалхашье) и эффузивные (Дальний Восток) породы.

К общим особенностям рассматриваемой формации относятся: сильная изменчивость литологического состава на площади, слабая окатанность обломков, плохая отсортированность и минералогически пестрый, преимущественно незрелый, полимиктовый, местами туфогенный состав терригенных пород. Фациальный состав угленосных отложений отличается большим разнообразием. Широким развитием пользуются мелководно-морские, лагунно-заливные, подводно-дельтовые, бассейновые, озерные, болотные, субаэральные, аллювиально-дельтовые, аллювиально-пролювиальные и вулканогенные образования. В разрезе формации наблюдается многопорядковая ритмичность. В некоторых случаях (Прииртышье) устанавливается определенная связь ритмичности и угленосности. Она заключается в том, что чем мощнее, симметричнее и проще устроен основной ритм, тем мощнее приуроченный к нему угольный пласт. В рассматриваемой угленосной формации содержится

от 1—3 до 50—150 пластов, до 43 из которых достигают рабочей мощности 0,9—7,6, иногда 18—30 м. Строение их преимущественно сложное. По классификации Е. О. Погребицкого пласты относятся к категории неустойчивых и изредка относительно устойчивых. Они часто расщепляются и выклиниваются. Угли характеризуются разнообразием вещественно-петрографических типов от блестящих клареновых до матовых дюреновых и фюзеновых, преимущественно высокой, реже средней зольностью и трудной обогатимостью. По степени метаморфизма они относятся к бурым, переходным к длиннопламенным (Камчатка), газовым — тощим — антрацитам и даже графитам (Урал, Казахстан). Основными видами метаморфизма являются региональный и нередко термальный и контактовый. Проявление последнего обусловлено наличием в угленосной формации даек кислого, среднего и основного состава.

Рассматриваемая формация характеризуется интенсивной дислоцированностью с углами падения крыльев складок до 85°. Нередко фиксируются изоклинальные и опрокинутые складки. Повсеместно отмечаются многочисленные разрывные нарушения, которые относятся к категориям сбросов, взбросов и реже надвигов (Урал). Угленосная формация данного типа во многих регионах, как правило, сильно денудирована. Вследствие этого в настоящее время она локализуется в сравнительно небольших, изолированных и сложно построенных синклинальных структурах. С ней связаны мелкие и средние месторождения каменных углей с запасами редко более 1 млрд. т. Однако вследствие неблагоприятных горно-технических или гидрогеологических условий они не эксплуатируются.

Угленосная формация внешних прогибов геосинклиналей инверсионной стадии развития. Распространена на Западном Урале, в Мугоджарах, Западном Прибалхашье, на Кавказе, в Восточной Сибири (мыс Цветкова) и Южном Приморье, по возрасту относится к раннему карбону, позднему триасу, средней юре и раннему мелу. Мощность формации варьирует от 150 до 450 м, достигая на Кавказе 700—2000 м. Залегание ее на подстилающих породах согласное, исключая район Партизанского месторождения, где отмечается угловое несогласие. Контакт с перекрывающими отложениями либо постепенный (Западный Урал, Западное Прибалхашье), либо отмечен угловым несогласием (Кавказ). Характер разреза формации преимущественно трансгрессивный. По набору пород и фаций, которые образуют ритмы различных порядков, она несколько отличается от формации внутренних прогибов возрастанием роли известняков (мыс Цветкова), значительно меньшим количеством туфов, конгломератов и пролювиальных отложений, полным отсутствием эффузивных пород.

Данная формация характеризуется значительной изменчивостью литолого-фациального состава. На Кавказе она заключает в себе 1—7 пластов мощностью до 1,5 м. Обычно в ней сосредоточено 20—40 угольных пластов, из которых только 1—10 имеют устойчивую рабочую мощность (до 10 м). Угли относятся к категориям гумусовых и изредка сапропелевых (Южное Приморье); они средне- и высокозольные, труднообогатимые, как правило, находятся на стадии Д—Т. Основной вид метаморфизма — региональный, термальный и контактовый виды отмечаются значительно реже (Кавказ, Южное Приморье). В зонах воздействия мелких секущих интрузий угли преобразованы в полуантрациты и антрациты.

В целом данная формация дислоцирована заметно слабее, чем угленосная формация внутренних прогибов. Как и последняя, она подверглась интенсивному размыву и сохранилась лишь в отдельных синклинальных структурах.

К ней приурочены некрупные месторождения с ограниченными запасами. Некоторые из них имеют промышленное значение.

Угленосная формация внутренних прогибов геосинклиналей орогенной стадии развития. Характерна для Северного Кавказа, Восточного Казахстана, Карпат и Северо-Востока СССР и датируется средним — поздним карбоном, пермью, палеогеном и неогеном; отличается непостоянной мощностью, которая колеблется от 450—900 до 2300—3000 м. Контакты формации с подстилающими и покрывающими породами, как правило, отмечены размывами или угловыми и стратиграфическими несогласиями.

Разрез в большинстве случаев имеет отчетливо выраженный регрессивный характер. С формациями инверсионной стадии развития ее сближают почти повсеместное присутствие туфов и иногда горизонтов эффузивных пород типа андезитов и базальтов, а также сильная изменчивость литолого-фациального состава; отличает присутствие бассейновых, аллювиально-дельтовых и аллювиально-пролювиальных отложений. Мелководно-морские фации встречаются чрезвычайно редко. Среди ритмов преобладают бассейновые, лагунно-бассейновые, лагунно-дельтовые и аллювиальные типы. Пласты максимальной мощности, как правило, тяготеют к двум последним.

Распределение угленосности в данной формации, как и в вышеописанных, по вертикали и латерали неравномерное. В ней заключено от 1—7 до 43—105 угольных пластов преимущественно сложного строения, не выдержанных на площади. Из них до 15 достигают рабочей мощности 1—11,2 м. Угли в основном гумусовые и относятся к классам гелитолитов, микстогумолитов и фюзенолитов. По характеру зольности и обогатимости они очень близки углям ранее рассмотренных формаций. Их степень метаморфизма меняется от бурых до газовых, жирных и даже тощих. Главным видом метаморфизма является региональный. Термальный и контактовый метаморфизм проявляется локально, главным образом на участках, где происходило внедрение даек изверженных пород.

После проявления завершающих складчатых движений, сопровождавшихся неоднократными глыбовыми перемещениями, некогда сравнительно обширные площади углеобразования были размыты. Поэтому в настоящее время рассматриваемая формация локализуется в изолированных, сложно построенных синклинальных структурах и грабенах.

С данным типом формаций связаны мелкие и средние по запасам месторождения, имеющие небольшое промышленное значение.

Угленосная формация внешних прогибов геосинклиналей орогенной стадии развития. Распространена в Западном Верхоянье и Казахстане, по возрасту относится к карбону и перми, характеризуется мощностью от 500 до 1800 м, резким преобладанием песчаников, алевролитов и аргиллитов над другими типами отложений, почти полным отсутствием вулканогенных и интрузивных пород, преобладанием прибрежно-морских, бассейновых, аллювиально-дельтовых и болотных фаций, широким развитием маломощных основных ритмов, постепенными переходами в выше- и нижележащие отложения и относительно слабой дислоцированностью. Угленасыщенность формации непостоянна. В одних случаях в ней содержится 2—4 пласта мощностью 0,2—4 м (Западное Верхоянье), в других (Казахстан) — свыше 20 пластов, из которых почти все достигают рабочей мощности 0,9—4 м (иногда пласты имеют уникальную мощность — до 85,8 м). Угли преимущественно высокозольные и труднообогатимые. Они находятся на стадии газовых—коксовых и иногда тощих. Основной вид метаморфизма — региональный.

С данной формацией могут быть связаны как углепроявления и мелкие месторождения, так и крупные месторождения типа Экибастузского бассейна.

Угленосная формация краевых (передовых) прогибов. Формировалась на границе между платформами и геосинклиналями орогенной стадии развития последних. Она устанавливается на Украине, Урале, Дальнем Востоке, в Казахстане, Средней Азии, Сибири и Карпатах, возраст ее определяется как карбоновый, пермский, юрский, меловой, палеогеновый и неогеновый. Для нее характерны большие мощности (800—18 000 м). На подстилающих отложениях формация, как правило, залегает согласно. Верхний контакт часто отмечен угловым несогласием.

В строении формации принимают участие различные терригенные породы, каменные угли, углистые породы и в небольшом количестве известняки. Преобладающими фациями являются прибрежно-морские, бассейновые, лагунные, дельтовые, аллювиально-пролювиальные и болотные. Породы и фации, закономерно чередуясь в разрезе, образуют ритмы I—VIII порядков. Формация характеризуется относительно высокой угленасыщенностью. Количество пластов обычно колеблется от 40 до 300, из которых до 100 достигают рабочей мощности. Угли представлены классами гелитолитов, микстогумолитов и фюзенолитов. Существенную роль среди них играют малозольные и легкообогатимые разности. Их степень метаморфизма (региональный фон) возрастает с глубиной от длиннопламенных до коксовых, нередко тощих и антрацитов.

Рассматриваемая формация обычно сильно дислоцирована и сравнительно хорошо сохранилась от размыва. Она характеризуется отсутствием или очень слабым проявлением магматизма. С ней связаны наиболее крупные угольные бассейны страны, такие как Донецкий, Кузнецкий, Карагандинский, Львовско-Волынский, Печорский, Ленский, Буреинский и др.

Таким образом, главными критериями прогнозирования угленосности геосинклинальной группы угленосных формаций являются типы прогибов, в которых формировались формации, а также существовавшие в них палеогеографические условия и тектонический режим. Эти главные критерии выявляются посредством установления таких критериев, как мощность, соотношение с подстилающими и перекрывающими образованиями, особенности литолого-фациального состава, характер ритмичности, количество угольных пластов и их строение, качество углей, степень дислоцированности формации, характер проявления магматизма, степень сохранности формаций, характер горно-геологических и горно-технических условий эксплуатации.

Формации платформенной группы

В этой группе отчетливо выделяются формации древних устойчивых платформ и молодых относительно устойчивых и подвижных платформ.

Формация древних устойчивых платформ. Характеризуется небольшой (от десятков до первых сотен метров) мощностью, иногда возрастающей в субгеосинклинальных зонах до 1 км и более. Угленосные отложения обычно ложатся с резким контактом на подстилающие отложения самого различного состава. Общая фациальная обстановка самая разнообразная — от прибрежно-морской до внутриконтинентальной. В соответствии с этим находится устойчивость разреза в целом и угольных пластов, в частности.

Количество угольных пластов в разрезе обычно малое (до 20), в том числе рабочих — первые единицы. Распределение пластов угля по разрезу неравно-

мерное, более мощные пласты обычно приурочены к основанию формации. Мощность угольных пластов, очень разнообразная и изменчивая по площади, достигает десятков метров. Характерна линзовидная форма угольных залежей.

Региональный метаморфизм углей проявляется очень слабо или не наблюдается вовсе. При проявлении термального и контактового метаморфизма угли достигают стадий А и даже переходят в графит (Тунгусский бассейн).

Формация древних устойчивых платформ отличается горизонтальным или слабо волнистым залеганием пород, пологой брахискладчатостью, осложненной редкими небольшой амплитуды разрывами сбросового характера. Степень сохранности формации от эрозии очень высокая: угленосные отложения почти не размыты и слабо обнажены на огромных изометрических площадях в центре платформ.

По геологическим запасам формация древних устойчивых платформ занимает в СССР первое место. На ее долю приходится 3509,77 млрд. т угля, причем 32% этого количества составляют угли пермского возраста в Тунгусском бассейне. Второе место по запасам (12% от общесоюзных) занимает вилюйская часть Ленского бассейна. Третье место (3%) принадлежит бурым углям раннемезозойского возраста, приуроченным к канской части Канско-Ачинского бассейна.

Угленосные формации молодых платформ. Резко отличаются от древнеплатформенных преобладанием в их составе отложений типично внутриконтинентальных фаций, нередко связанных с межгорными обстановками: озерных, болотных, аллювиальных, делювиально-пролювиальных. Вследствие этого общая устойчивость разреза обычно плохая. Количество угольных пластов колеблется в широких пределах — от единиц до нескольких десятков, мощность их достигает иногда нескольких десятков метров. Региональный метаморфизм выражен слабо, преобладают угли бурые или переходные к длиннопламенным, реже газовые.

Характерные тектонические формы — простые синклинали с элементами брахискладчатости, односторонние и двусторонние грабены, осложненные сбросами различных направлений и амплитуд.

В большинстве случаев формации не размыты и сохранились в современных депрессиях под чехлом более молодых отложений.

Примерами подобных формаций являются Челябинский, Тургайский, Южно-Уральский бассейны с достаточно высокой угленосностью и имеющие важное промышленное значение.

Группа формаций зон постконсолидационной активизации

Области активизации являются одним из основных районов углеобразования. Они отличаются от областей пригеосинклинального орогенеза длительным периодом тектонического покоя, предшествующего активизации в широком смысле и образованию прогибов, в которых накапливались угленосные отложения. А. Д. Щеглов, детально разработавший концепцию автономной активизации, отмечает важную роль крупных разломов в формировании наложенных прогибов, выполненных обычно вулканогенными и терригенными, часто угленосными, почти всегда континентальными образованиями.

Формация прогибов активизированных зон. Представителями являются многочисленные месторождения Забайкалья, основными из которых являются Гусиноозерское, Тугнуйское, Тарбагатайское, Чикойское, Харанорское и др. Характерной чертой разрезов угленосных отложений является наличие базальных и внутриформационных конгломератов. Мощность угленосной формации обычно не превышает 1000 м, но иногда достигает 2000 м и более (Гусиноозерское месторождение). Количество угольных пластов колеблется в очень широких пределах — от 1—2 (Баянгольское месторождение) до 32 (Гусиноозерское месторождение), в том числе рабочих пластов от 1 до 19. Пласты в большинстве случаев неустойчивы по мощности. Отмечаются единичные сверхмощные пласты (до 80 м). В большинстве случаев пласты имеют сложное строение и испытывают частые расщепления (особенно мощные пласты). Региональный метаморфизм в пределах отдельных месторождений проявляется слабо. Угли изменяются от бурых до газовых. Структура угленосной формации обычно достаточно простая — брахисинклинали, осложненные разрывами.

Угленосная формация прогибов особо активизированных зон. Имеет много общего с вышерассмотренной, но имеет и существенные отличия, обусловленные главным образом бóльшими масштабами прогибов. Мощность формации достигает 4500 м. Отложения представлены в основном песчаниками различного гранулометрического состава. В подчиненном количестве отмечаются алевролиты, аргиллиты, конгломераты, гравелиты и пласты угля.

Количество угольных пластов изменяется от десятков до сотен, причем пласты группируются в отдельные пачки (регрессивные части ритмов высоких порядков), разделенные безугольными интервалами. В угленосной формации Южно-Якутского бассейна общее число угольных пластов достигает 119, из которых 30 имеют рабочие мощности и относительно устойчивое распространение на площади. Мощность рабочих пластов чаще составляет 1,3—3,5 м, но на отдельных участках достигает 56 м. Региональный метаморфизм углей проявляется отчетливо. Угли каменные, стадий от жирных до отощенно-спекающихся.

В тектонической структуре формации наблюдается отчетливая зональность, подчиненная основным краевым разломам. Наиболее сложное тектоническое строение имеет зона, непосредственно примыкающая к разломам, обычно древнего заложения, где развиты узкие складки, до изоклинальных, опрокинутых. Характерны развитие сопровождающих складок разрывов, брекчирование пород и угля. В приразломных частях формации имеются внедрения гранитоидов и более молодые базальтовые покровы. Степень сохранности формации высокая.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ

Под прогнозом угленосности понимается научное предвидение возможности ее обнаружения в той или иной структурно-формационной зоне, а в случае, когда само наличие угленосности известно, —обоснование характера ее изменения на площади и в разрезе на основе имеющихся геологических данных. В понятие прогноза включается как общая оценка угленосности, так и предвидение поведения на площади отдельных угольных пластов. Под прогнозом качества угля подразумевается определение с той или иной степенью вероятности основных качественных показателей угля — степени метаморфизма, петрографического состава, степени восстановленности и т. д.

Достоверность и детальность прогнозирования определяется, с одной стороны, надежностью критериев, положенных в его основу, и, с другой — степенью изученности территории. Основой прогнозирования должен являться формационный анализ, цель которого заключается в установлении парагенетических связей между отдельными признаками формаций и их угленосностью. Эти связи можно назвать формационными критериями прогнозирования, которые наряду со стратиграфическими образуют две важнейшие группы признаков, позволяющих прогнозировать угленосность.

Формационные критерии

Угленосные формации обладают комплексом парагенетически связанных между собой количественных и качественных признаков, впервые выделенных в определенной последовательности Г. А. Ивановым. Проводя формационный анализ угленосных толщ, можно восстановить тектонический режим, палеогеографические условия образования, характер последующих изменений угленосных формаций и влияние этих факторов на локализацию угленосности, морфологию угольных пластов и качество углей.

К диагностическим признакам угленосных формаций, которые могут быть использованы для прогноза угленосности, Г. А. Иванов [4] относит:

1) мощность формации и ее изменение в пространстве;

2) соотношение угленосной формации с подстилающими ее образованиями;

3) вещественный (литолого-фациальный и геохимический) состав формации как отражение палеогеографической обстановки углеобразования;

4) характер ритмичности различных порядков по мощности, строению, степени асимметричности ритмов и другим особенностям как отражение геотектонического режима углеобразования;

5) количественные показатели общей и рабочей угленосности;

6) виды и стадии метаморфизма углей (качественные показатели угленосности) и эпигенеза вмещающих пород;

7) степень и характер дислоцированности формаций;

8) характер проявления в угленосной формации магматизма;

9) степень размыва и сохранности формаций;

10) признаки, характеризующие горно-геологические и горно-технические условия месторождений.

Последовательность признаков, в которой они анализируются, определяется в первую очередь значимостью каждого признака для прогноза угленосности и той парагенетической взаимосвязью признаков друг с другом, на основе которой при учете зонального строения формаций и производится прогноз угленосности. Ниже характеризуются некоторые из перечисленных признаков и их связи с угленосностью формаций.

Мощность формации и ее изменение в пространстве. Этот признак является важнейшим количественным диагностическим признаком угленосных формаций, характеризующим их как геологические тела. Мощность формации и закономерности ее изменения определяются типом прогиба, в котором она образуется, а следовательно, по мощности формации можно судить о геотектоническом режиме ее образования. Характером же геотектонического режима определяется не только большинство количественных признаков угленосности (количество, мощность угольных пластов, распре-

деление их в разрезе и др.), но и некоторые качественные, в частности метаморфизм углей.

Изменение мощности формации или какой-либо ее части является достаточно надежным критерием для прогноза угленосности — количества и мощности угольных пластов.

Как известно, мощность пластов угля в основном определяется скоростью опускания области седиментации. Медленное погружение способствует образованию более мощных пластов угля, когда нарастающие торфяники успевают компенсировать погружение. Наоборот, при быстром погружении образуются преимущественно маломощные пласты угля. Поэтому естественно, что с изменением мощности угленосной формации в пространстве, указывающим на изменение геотектонического режима, тесно связано и распределение угленосности. Особенно четко это фиксируется в формациях геосинклинального типа с достаточно резким градиентом изменения мощностей. В субплатформенных зонах этих формаций с малыми их мощностями заключено обычно небольшое количество, но достаточно мощных пластов угля. При переходе в субгеосинклинальную зону формации с увеличением ее мощности возрастает и количество пластов угля, сохраняющих еще рабочую мощность. В собственно геосинклинальной зоне с увеличением мощности формации за счет дальнейшего расщепления пластов угля значительно увеличивается их количество, но сильно уменьшается их мощность, количество рабочих пластов угля падает; многие из них в наиболее глубоких частях прогиба выклиниваются. Вместе с этим происходит изменение фациального состава формации, и из угленосной она может перейти в безугольную. Поэтому для прогноза угленосности помимо признака изменения мощности формации надо учитывать и другие — изменение фациального состава, ритмичности, геохимических условий и др.

Вещественный состав формации. Угленосные формации образуются в разнообразных палеогеографических и геотектонических условиях: от прибрежно-морских (паралических) до внутриконтинентальных (лимнических), от зон эвгеосинклиналей до синеклиз платформ. Поэтому и вещественный состав угленосных формаций изменяется в значительных пределах. Однако во всех угленосных формациях сохраняются некоторые литолого-геохимические признаки, свойственные только этим формациям. Сюда относится в первую очередь концентрация в аутигенной части (в раннедиагенетических конкрециях и в цементе обломочных пород) закисного железа в форме главным образом карбонатов, реже сульфидов и гидроокислов, часто в сочетании с карбонатами кальция (иногда магния и марганца). Очень характерно образование двойных и тройных карбонатов анкеритового и магний-сидеритового рядов на фоне общей малой карбонатности пород. Исследованиями А. В. Македонова показано, что специфический комплекс конкреций угленосных формаций отсутствует во всех неугленосных формациях.

Только для угленосных толщ характерны также некоторые своеобразные типы пород, являющиеся индикаторами угленосности. К числу их относятся песчаники барового волнового поля с песчано-анкеритовыми или кальцит-сидеритовыми конкреционными линзами и с преобладанием горизонтально-волнистой и линзовидной слоистости, некоторые типы околоугольных аргиллитов с характерными текстурами, железисто-карбонатными конкрециями и растительными остатками.

В угленосных формациях, особенно с преобладанием лагунных и озерных мелководных осадков, существует корреляция коэффициентов угленосности

и конкрециеносности. Причем прямая зависимость наблюдается между угленосностью и содержанием смешанно-карбонатных конкреций анкеритового и магний-сидеритового рядов, а обратная — между угленосностью и содержанием в разрезе чисто известковистых конкреций.

Наиболее тесная взаимосвязь существует между угленосностью и песчано анкеритовыми стяжениями в песчаниках барового волнового поля. Очень существенно то, что мощность песчано-конкреционных линз часто близка средней мощности угольных пластов. Эта закономерность может быть использована в качестве критерия для прогнозирования мощности угольных пластов, расположенных в разрезе ниже конкреционных линз на расстоянии 10—15 м.

Таким образом, отмеченные парагенетические связи между вещественным составом угленосных отложений и их угленосностью могут использоваться в качестве критериев как для дальнего (регионального), так и для ближнего (локального) прогноза угленосности.

Угленосные отложения образуются только при гумидном и семигумидном климате, поэтому появление в разрезе формации признаков семиаридности и аридности (пестроцветы, красноцветы, гипсы и пр.) свидетельствует о скором снижении или полном исчезновении угленосности.

Фациальный состав отложений и определенные наборы фациальных типов пород (седиментационные ритмы) отражают как частную, так и общую палеогеографическую обстановку углеобразования. В фациальных типах пород находят отражение климат, рельеф, гидродинамический режим области седиментации. Поэтому по фациальному облику пород можно в известной мере прогнозировать общий характер угленосности формации: устойчивость угольных пластов на площади, некоторые показатели качества угля (зольность, петрографический состав).

По Г. А. Иванову, углеобразование может происходить в следующих общих фациальных обстановках: прибрежно-морской, прибрежно-континентальной и внутриконтинентальной. Наиболее благоприятной для углеобразования является прибрежно-морская обстановка (паралический тип), при которой образуются угольные пласты большой протяженности, устойчивые и относительно устойчивые по мощности. Очень характерным признаком прибрежно-морского углеобразования является наличие в разрезе баровых песчаников, горизонтов с морской или солоноватоводной фауной и известняков.

Менее благоприятна для углеобразования прибрежно-континентальная обстановка, в которой образуются угольные пласты, менее устойчивые по мощности и более зольные. Для этой общей обстановки характерны частные фациальные обстановки приустьевых частей рек, дельт, прибрежных озер.

Во внутриконтинентальной обстановке углеобразование связано главным образом с озерными, периодически мелеющими и зарастающими водоемами и в меньшей степени — с пойменными частями долин рек. Для этого типа углеобразования характерна резкая изменчивость мощности угольных залежей, частое выклинивание и расщепление их на коротких расстояниях. Нередко во внутриконтинентальной обстановке образуются мощные и даже сверхмощные угольные пласты.

Характер ритмичности угленосной формации. Этот признак угленосных формаций может быть использован для более точного прогноза угленосности в количественном отношении, в частности для прогноза распределения пластов угля различной мощности по разрезу формации. Это может быть

достигнуто путем выделения в разрезе формации ритмов, или циклов осадконакопления различных порядков (I порядка — основных, II порядка — мезоритмов, III порядка — макроритмов, IV порядка — мегаритмов т. д.). Причем наибольшее значение имеет учет строения и мощности основных ритмов — I порядка.

Рядом исследователей (Ю. А. Жемчужников, А. П. Феофилова, Г. А. Иванов, М. И. Ритенберг и другие) эмпирически устанавливались достаточно четкие количественные изменения угленосности в зависимости от порядка (мощности), строения, фациального состава и других особенностей ритмичности (цикличности).

Так, например, в Печорском бассейне четко установлено, что с увеличением мощности лагунных ритмов увеличиваются мощности пластов угля, находящихся в их основании, и мощности песчаников в средних частях ритмов, а в некоторых случаях и мощности конкреционных линз в песчаниках [3, 6]. Аналогичные зависимости угленосности от ритмичности были установлены Ю. А. Жемчужниковым для Кузбасса и в дальнейшем подтверждены в Ленском [5, 2] и Тунгусском [1] бассейнах, где установлены и пределы изменения мощностей ритмов, при которых сохраняются эти закономерности.

При выделении в мезо- и более крупных ритмах регрессивных, однородных и трансгрессивных рядов ритмов более мелкого порядка было обнаружено, что в регрессивных рядах мощности угольных пластов максимума достигают в верхней части, в однородных — в средней и в трансгрессивных — в нижней части ритмов более высокого порядка. Это явление легко объясняется замедлением (в регрессивных рядах) или ускорением (в трансгрессивных рядах) направленного погружения, изменение скорости которого отражается на мощностях угольных пластов и их распределении по разрезу.

М. И. Ритенберг [7] эмпирически установила ряд закономерностей (явления суммирования, унаследованности и др.) в распределении пластов угля различной мощности по разрезу. Учет этих явлений также способствует более обоснованному прогнозу угленосности.

Виды и стадии метаморфизма углей. Важнейшим фактором, определяющим качество угля, наряду с петрографическим составом и зольностью является метаморфизм угля. При этом для оценки масштабов метаморфических изменений углей необходимо установить вид метаморфизма: региональный, термальный или контактовый.

Региональный метаморфизм теснейшим образом связан с изменением мощности угленосных формаций и возрастает вместе с ее увеличением. Особенно отчетливо он проявляется в формациях, образовавшихся в крупных прогибах орогенного этапа и зон активизации. Здесь вследствие погружения угольных пластов на различную глубину образуется отчетливая вертикальная и горизонтальная зональность регионального метаморфизма углей. По существу, распределение углей разных стадий метаморфизма в плане отражает палеотектоническую обстановку бассейна углеобразования к моменту начала инверсии.

Учитывая отмеченную выше связь между мощностью формаций, их угленосностью и качеством углей, при составлении карт прогноза важнейшую роль играет карта изопахит угленосной толщи. Именно она в совокупности с палеогеографическими картами и схемами является основой для научного прогнозирования угленосности и качества углей.

Стратиграфические критерии

Установлено, что наибольшая угленосность приурочена к формациям карбона, перми, юры и мела, хотя она и известна во всех стратиграфических подразделениях, начиная от девона и до неогена включительно.

В возрастном отношении угле- и сланцеобразование подчинено определенным закономерностям. Еще 40 лет назад П. И. Степанов отметил существование главнейших эпох с интенсивным углеобразованием. Первое место по запасам занимают угли пермского возраста, которые составляют 49% общих геологических запасов (Тунгусский, Кузнецкий, Таймырский, Печорский бассейны). На втором месте угли позднемезозойского возраста — 25% от общих геологических запасов (Ленский бассейн). Третье место занимают угли раннемезозойского возраста — 14% общих геологических запасов (Канско-Ачинский, Иркутский, Южно-Якутский бассейны). Четвертое место принадлежит углям карбонового возраста — 7% от общих геологических запасов. На пятом месте находятся угли кайнозойского возраста — 5% от общих геологических запасов.

Из горючих сланцев 72% общих запасов относится к кембрийскому возрасту (Оленекский бассейн). Второе место занимают горючие сланцы позднеюрского возраста — 15% общих запасов (Воронежский бассейн). Третье место принадлежит горючим сланцам ордовикского возраста — 8% общих запасов (Прибалтийский бассейн). На четвертом месте находятся горючие сланцы верхнедевонского возраста — 4% общих запасов (Припятский район). Пятое место занимают горючие сланцы неогенового возраста — 1% общих запасов (Казахстан, Средняя Азия).

* * *

При прогнозной оценке угле- и сланценосности СССР основное значение имеют формационные и возрастные критерии, так как они существенно влияют на степень интенсивности угле- и сланцеобразования и на качество углей и сланцев. На территории СССР основное значение по качеству (угли технологических марок) и запасам углей имеют угленосные формации передовых прогибов. К ним относятся Донецкий, Печорский, Кузнецкий, Узгенский Карагандинский бассейны, Приверхоянская часть Ленского, Буреинский, Зырянский, Сахалинский бассейны.

Наиболее широкое распространение на территории СССР получили платформенные формации с подчиненными им бурыми углями, сосредоточенными в Днепровском, Подмосковном, Южно-Уральском, Челябинском, Тургайском, Желанчикском, Тунгусском бассейнах и других.

Исключительного внимания заслуживает формация прогибов особо активизированных зон, к которой относится Южно-Якутский бассейн, содержащий каменные угли преимущественно марок Ж, К, дающие высококачественный металлургический кокс и пригодные для отработки открытым способом.

Несколько меньший интерес представляет формация прогибов активизированных зон — месторождения Забайкалья, Иркутского и Улухемского бассейнов. Наибольшее практическое значение в этой группе представляет Улухемский бассейн с коксующими углями и с возможной отработкой открытым способом.

Горючие сланцы приурочены в основном к формациям древних платформ, где они составляют 94% всех запасов.

Очередная задача прогнозных исследований заключается в планомерном изучении угленосных отложений прежде всего наименее изученных восточных районов СССР с целью расширения сырьевой базы каменных углей различного качества, и в первую очередь коксующихся углей и углей, пригодных для открытой разработки. Обоснование очередности их освоения имеет актуальное значение для ускоренного развития производительных сил зоны различных горнорудных районов страны, и в частности зоны БАМ, с созданием здесь целого ряда крупных промышленных комплексов.

Дальнейший прогресс прогнозных исследований на уголь заключается в детализации критериев прогнозирования на основе формационного анализа, совершенствовании методов изучения ископаемых углей и вмещающих пород, углублении теоретических представлений об условиях образования и изменения угленосных формаций различных типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гуревич А. Б.* О связи угленосности продуктивной толщи северной части Тунгусского бассейна с ритмичностью осадконакопления. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 2, с. 128—133.
2. *Дубарь Г. П.* Ритмичность Нижне-Алданской угленосной формации и связь ее с угленосностью. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1970, т. 10, вып. 2, с. 112—117.
3. *Иванов Г. А.* Закономерности углеобразования в Печорском бассейне. — Материалы 3-й геологической конференции Коми АССР, 1948, с. 63—91.
4. *Иванов Г. А.* Угленосные формации. Л., «Наука», 1967. 407 с.
5. *Иванов Н. В.* О связи угленосности с особенностями фациально-геотектонических ритмов осадконакопления. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 5, с. 1140—1141.
6. *Македонов А. В.* Парагенезис углей и конкреций воркутской серии Печорского бассейна. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1957, № 8, с. 77—85.
7. *Ритенберг М. И.* Распределение мощностей угольных пластов в угленосной толще. — «Докл. АН СССР», 1955, т. 102, № 1, с. 149—153.

ДАЛЬНЕЙШИЕ ПУТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все возрастающее значение прогнозно-металлогенических исследований в решении важнейшей задачи геологической науки — обеспечении минерально-сырьевыми ресурсами народного хозяйства — определяет необходимость интенсивных разработок основ научного прогнозирования, повышения точности (локальности) и достоверности (надежности) прогноза.

1. Дальнейшее совершенствование основ научного прогнозирования как специального (отраслевого), так и регионального (комплексного) в первую очередь зависит от успехов формационного анализа — выяснения связей типов месторождений (рудных формаций) и геологических формаций, выявления критериев (геотектонических, структурных, петрологических, минералогических, геохимических) отличия рудоносных от аналогичных по составу и строению нерудоносных геологических формаций, разработки на основе статистических обобщений принципов и методов количественного прогнозирования, оценки качества предсказываемых руд.

Разработка формационного анализа неразрывно связана с совершенствованием представлений о тектоническом районировании территории — выделении отдельных блоков структур, слагающих щиты, чехлы платформ, складчатые области, зоны современного активного тектонического развития, отличающиеся по истории геологического развития, ассоциациям формаций, рудоносности.

Развитие на основе формационного анализа, изучения возрастных и латеральных (фациальных) рядов геологических и рудных формаций нового научного направления: металлогении типовых структур земной коры — рифтов, авлакогенов «первичных» и «вторичных» эвгеосинклиналей, миогеосинклиналей, различных по времени заложения, геоантиклиналей и срединных массивов, орогенных вулканических поясов, передовых прогибов, структур платформенного чехла — является одним из наиболее перспективных путей дальнейшего развития металлогении. Это направление частично уже нашло отражение в работах Т. В. Билибиной, Г. М. Власова, М. И. Иициксона, И. Г. Магакьяна, Ю. Г. Старицкого, Г. А. Твалчрелидзе, А. Д. Щеглова и других. В итоге на основе типизации структур земной коры и формационного анализа открываются большие возможности для перенесения опыта прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых из хорошо изученных рудных провинций и районов мира на аналогичные структуры осваиваемых территорий. Другой не менее важной стороной формационного

анализа является исследование эволюции геологических формаций, познание условий, определяющих время их появления в геологической истории, закономерностей формирования, направленности изменения состава и строения в процессе геологического развития, т. е. вопросов филогенеза формации. При этом важнейшей геогенетической закономерностью, выявленной исследованиями последних лет, является параллелизм филогенического и онтогенического развития — сохранение общей тенденции в последовательности развития минералов, пород, руд и образуемых ими геологических и рудных формаций. Вытекающее из этого общего положения следствие, что в онтогенической (индивидуальной) истории развития пород, руд, месторождений, формаций запечатлены многие особенности их филогенического развития, открывает большие возможности дальнейшего совершенствования методов металлогенических исследований.

2. Вторым не менее важным научным направлением в совершенствовании прогнозно-металлогенических исследований является переход к «объемной» металлогении или «стереометаллогении» (по выражению Л. Н. Овчинникова), к детальному изучению строения земной коры по вертикали, выяснению закономерностей распределения оруденения в стратиграфическом разрезе осадочных и вулканогенных толщ, в пределах расслоенных интрузий и метаморфических комплексов, по отношению к современной поверхности рельефа и т. д. В определенном смысле можно сказать, что распределение оруденения в разрезе земной коры в целом даже более показательно, чем в плане, так как полнее выявляет закономерности развития минерализации во времени — связь эндогенной и экзогенной минерализации с определенными эпохами, изменением динамики тектонического режима, резкой сменой во времени палеоклиматических условий и др.

В то же время в силу ограниченности данных по глубинному строению земной коры еще немногих глубоких и сверхглубоких скважин, слабой изученности разрезов рудовмещающих толщ даже в рудных районах прогнозно-металлогенические исследования до настоящего времени базируются главным образом на изучении взаимного расположения пород и руд на современной поверхности. Значительные успехи, достигнутые в последние десятилетия в области прогнозирования стратиформных месторождений железа, меди, свинца и цинка как в СССР (Удокан, Чаро-Токкинского района, Холоднинское, Кайрем и др.), так и за рубежом (разведка уникальных по запасам месторождений Броккен-Хилл в Австралии, Салливан в Канаде и др.), во всех случаях были непосредственно связаны с детальным изучением геологических разрезов, использованием на практике выявленных закономерностей в изменчивости мощностей толщ, фаций пород, установлением стратиграфических перерывов и несогласий.

Переход к объемному прогнозно-металлогеническому анализу, разработки принципов и методики такого анализа и построения объемных прогнозных карт, основывающихся на детальном изучении геологических разрезов, использовании геофизических и геохимических данных — насущные задачи настоящего этапа развития металлогении.

Помимо геофизических исследований, позволяющих представить модель строения земной коры различных по рудоносности зон, особое значение имеет изучение геохимической зональности рудных ореолов, вертикальной зональности руд и гидротермально-метасоматических пород.

Существенное практическое значение имеет выявленная в итоге изучения различных типов месторождений закономерность относительно упоря-

доченного расположения максимумов концентрации различных рудных элементов в разрезе земной коры, сохраняющаяся в общих чертах вне зависимости от особенностей генезиса и в эндогенных, и экзогенных условиях. Например, как уже подчеркивалось выше, смена оруденения снизу вверх по разрезу Fe—Cu—Zn—Pb—(Au, Ag, Ba) оказывается характерной (при проявлении отдельных звеньев этого ряда) как для экзогенных, так и эндогенных магматических и гидротермально-метасоматических месторождений.

3. В качестве третьего перспективного направления в дальнейшем развитии основ научного прогнозирования укажем разработку методов палеореконструкций на период рудообразования. Палеореконструкции предполагают восстановление реальных геологических условий формирования месторождений — выявление положения береговой линии, рельефа поверхности, палеогидрогеологических и палеоклиматических условий. Особые трудности представляют палеореконструкции, требующие палинспастических реконструкций, восстановления первичного положения пород, в последующем нарушенных, перемещенных вдоль разломов, смятых в складки, прорванных интрузиями.

Разработанные для различных регионов СССР палеореконструкции для отдаленных геологических эпох в пределах отдельных структурно-металлогенических зон уже оказали существенную помощь при решении прогнозно-металлогенических задач на Рудном Алтае, Урале, Сетте-Дабане. Палеореконструкции подытоживают все предшествующие исследования геологических условий образования месторождений полезных ископаемых, дают возможность реально оценить степень геологической изученности рудоносных площадей, глубину познания генезиса месторождения, факторов, определяющих размещение рудных тел.

4. Теория металлогенического анализа всегда базировалась на всестороннем изучении генезиса месторождений полезных ископаемых: восстановлении физико-химических параметров рудообразования, выявлении последовательности формирования горных пород, предшествующих, сопровождающих и завершающих становление месторождений, анализе этапности и стадийности рудообразования. Особенностью настоящего периода развития металлогении является наряду со все большим использованием данных экспериментальных и теоретических работ (труды Д. С. Коржинского, В. А. Жарикова, Н. И. Хитарова, В. Л. Барсукова, А. А. Маракушева, И. Д. Рябчикова и других) детальное изучение проблемы эволюции рудообразования в истории геологического развития, познания динамики процессов рудообразования, смены генетических типов месторождений, изменения условий рудообразования от докембрия до настоящего времени (публикации А. В. Сидоренко, В. И. Смирнова, А. Б. Ронова, В. С. Домарева, Л. И. Салопа, Д. В. Рундквиста и других).

Среди проблем времени особо важное значение для прогнозирования имеет вопрос, остающийся малоизученным, — анализ условий сохранения возникших промышленно ценных концентраций в ходе последующего геологического развития. Проблема анализа условий сохранения созданных месторождений требует разработки целого ряда специальных критериев прогнозирования.

Месторождения сохраняются и становятся доступными для эксплуатации только при благоприятном стечении целого ряда факторов. Важнейший из них эрозионно-тектонический, определяемый степенью вертикальных перемещений блоков земной коры, в одном случае предохраняющих,

в другом способствующих уничтожению месторождений вследствие выветривания и эрозии или метаморфизма. При этом для месторождений большинства промышленно ценных типов благоприятным является наличие признаков относительной стабильности структур, вмещающих месторождения. Чем более стабилен блок, тем, естественно, больше шансов на сохранение первичных рудных концентраций.

Важное значение для условий сохранения месторождений имеет тот факт, что на поздних стадиях развития складчатых областей, как правило, наиболее интенсивно проявляются тектонические перемещения со значительной горизонтальной и незначительной вертикальной составляющей — шарьяжи, надвиги, сдвиги. Вследствие этого на поздних стадиях развития более существенно изменяется взаимное расположение пород в плане и относительно мало в разрезе. Именно в этой связи в складчатых областях сохраняются от неизбежной эрозии метаморфизма или от погружений на практически недосягаемые глубины разнообразные месторождения ранних стадий развития геосинклиналей.

Таким образом, представляется, что дальнейший прогресс прогнозно-металлогенических исследований будет в первую очередь зависеть от:

1) дальнейшего развития формационного анализа и разработки в связи с этим ряда вопросов, в частности тектонического районирования территории, познания общих закономерностей геологической эволюции;

2) разработки принципов и методов объемных прогнозно-металлогенических исследований, базирующихся на геолого-геофизических, геохимических данных и всестороннем изучении зональности руд и рудовмещающих пород в разрезе земной коры;

3) широкого применения палеореконструкций на период рудообразования с использованием палеогеоморфологических, палеогидрогеологических, палеоклиматических, в ряде случаев палинспастических карт, использования современных представлений новой глобальной тектоники;

4) дальнейшего изучения проблем генезиса месторождений полезных ископаемых, анализа процессов рудообразования во времени в истории геологического развития, привлечения внимания к проблеме анализа условий сохранения месторождений являющейся не менее важной, чем проблема условий их образования.

В настоящий период дальнейшее успешное развитие перечисленных выше научных проблем может быть осуществлено только при широком использовании ЭВМ, современных статистических методов обработки исходных данных, определяющих в конечном итоге возможность перехода к количественной оценке рудоконтролирующих факторов и, как следствие этого, к количественной оценке прогнозных запасов и потенциальных ресурсов минерального сырья в недрах.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (*Д. В. Рундквист*) 3

Введение (*Д. В. Рундквист*) 5

Специальная (отраслевая) металлогения. Ее цели, задачи и методика исследований (*Д. В. Рундквист*) 8

О значении формационного анализа при прогнозных исследованиях (*Д. В. Рундквист*) 15

Часть первая

КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ НА МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Глава I. Черные металлы. *Ред. Б. М. Михайлов, Н. В. Луцкина* 41
Железо (*В. Е. Попов, Ю. Г. Старицкий*) 47
Хром (*С. В. Москалева*) 74
Марганец (*Б. М. Михайлов, В. Г. Колокольцев*) 93
Титан (*Б. М. Михайлов, Р. И. Шурупова, В. Н. Мошкин*) 107

Глава II. Цветные металлы. *Ред. К. А. Марков* 124
Свинец и цинк (*Э. И. Кутырев*) 126
Медь (*Э. И. Кутырев, И. Г. Павлова*) 154
Никель (*И. В. Ляхницкая, Б. М. Михайлов, Е. В. Туганова*) 188
Алюминий (*Б. М. Михайлов, В. Н. Мошкин, М. П. Орлова*) 208

Глава III. Редкие и благородные металлы. *Ред. В. И. Бергер, В. К. Денисенко* 234
Молибден (*И. Г. Павлова, Г. В. Александров*) 237
Вольфрам (*В. К. Денисенко*) 255
Олово (*В. К. Денисенко, Н. В. Никитин*) 271
Сурьма и ртуть (*В. И. Бергер*) 287
Литий, рубидий и цезий (*Л. И. Лебедева*) 315
Бериллий (*К. Д. Субботин, В. Г. Пентельков*) 331
Тантал и ниобий (*Н. А. Солодов, С. М. Бескин, Ю. Б. Марин*) . . . 337
Золото (*И. В. Кунаев*) 347
Металлы группы платины (*Н. В. Луцкина*) 369

Часть вторая

КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ НА НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Глава IV. Индустриальное сырье. *Ред. Ю. Е. Рыцк* 387
Алмаз (*И. П. Сарсадских, М. И. Плотникова, Ю. Д. Смирнов*) . . . 390
Мусковит (*А. С. Никаноров, Ю. Е. Рыцк*) 403

Флогопит (*И. Я. Дядькина, М. П. Орлова*) 412
Вермикулит (*И. А. Львова*) 426
Горный хрусталь (*А. В. Осинский, Я. Н. Соколов*) 443
Хризотил- и антофиллит-асбест (*В. Р. Артемов, Р. В. Колбанцев*) 460
Тальк и тальковый камень (*Р. В. Колбанцев*) 480
Агат (*Е. В. Настасиенко*) 492
Флюорит (*А. А. Иванова, Ю. И. Михайлова, С. А. Новолинская*) . . . 501
Нефрит (*Р. В. Колбанцев, А. З. Конников*) 519

Глава V. Химическое сырье. *Ред. Н. Н. Предтеченский* 525
Апатит (*И. Я. Дядькина, Л. С. Егоров, М. П. Орлова, Ф. Л. Смирнов*) 527
Фосфориты (*В. Л. Либрович, Л. М. Мызникова*) 547
Сера самородная (*Я. К. Писарчик, Г. А. Беленицкая*) 556
Ископаемые минеральные соли (*С. М. Кореневский*) 572

Часть третья

КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ
НА ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Глава VI. Уголь и горючие сланцы (*Н. В. Иванов, В. М. Богомазов, Г. Д. Петровский*) 587

Дальнейшие пути совершенствования прогнозометаллогенических исследований (*Д. В. Рундквист*) 602

ИБ № 2418

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ НА ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Под ред. Д. В. Рундквиста

Редактор издательства В. С. Селиванов
Технический редактор И. Г. Сидорова
Корректоры: М. И. Витис, Н. Д. Баримова
Переплет и суперобложка художника Б. Н. Осенчакова

Сдано в набор 24.01.78. Подписано к печати 23.08.78. М-18243.
Формат 70 × 100/16. Гарнитура обыкн. новая. Печать высокая.
Бумага тип. № 2. Печ. л. 38. Усл. печ. л. 49,4. Уч.-изд. л. 50,58.
Тираж 2800 экз. Заказ 753/409. Цена 3 руб.
Издательство «Недра». Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, ул. Фарфоровская, 12.
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, М-6, Московский пр., 91.

2631