

ПРИНЦИПЫ
И МЕТОДЫ
ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ



● Магматические формации

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО

ПРИНЦИПЫ
И МЕТОДЫ
ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ

Магматические
формации

4051



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1983



Магматические формации. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций/В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. — Л.: Недра, 1983. — 259 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

В книге рассматриваются принципы и методы установления петрологических критериев рудоносности магматических образований. Показано, что основой для разработки таких критериев является учение о магматических формациях. Освещены петрологические критерии потенциальной рудоносности определенных классов, групп и видов магматических формаций, большое внимание уделено установлению критериев реальной рудоносности магматических комплексов.

Книга рассчитана на геологов — съемщиков и поисковиков, петрологов и специалистов в области металлогении и полезных ископаемых.

Табл. 22, ил. 48, список лит. 102 назв.

Авторы: *В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева, И. Н. Голышко, И. Н. Дагелайская, В. Н. Мошкин, И. П. Никольская, Д. М. Орлов, М. П. Орлова, А. С. Остроумова, Е. Е. Порошин, В. В. Слодкевич, Е. К. Станкевич, В. А. Трофимов, И. Я. Центер, Н. С. Чурилин, Л. Н. Шарпенко, Г. К. Шнай.*

Главный редактор серии *Д. В. Рундквист.*

Научные редакторы выпуска *В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева.*

ОТ РЕДАКТОРА СЕРИИ

Настоящая серия включает семь выпусков, посвященных анализу рудоносности различных по составу и условиям образования геологических формаций: осадочных, метаморфических, магматических, региональных метаморфо-метасоматических и кор выветривания.

План изложения материала в отдельных выпусках серии несколько варьирует в зависимости от особенностей рассматриваемых формаций. Однако в целом каждый выпуск достаточно полно отражает современные представления о систематике формаций, их структурно-вещественной характеристике, включая состав слагающих формацию пород, ритмичность, зональность, особенности фациальных изменений, тектоническое положение и типичную для каждой из них рудоносность.

Подготовленная к изданию серия выпусков продолжает предшествующие публикации коллектива ВСЕГЕИ по формационному анализу и анализу рудоносности, в частности такие, как «Критерии прогнозной оценки...», 1978, «Рудоносность и геологические формации...», 1982, и др.

Особое внимание в данной серии уделяется анализу тех признаков и особенностей конкретных формаций (или комплексов), которые позволяют разделить их на реально рудоносные и аналогичные по составу, но не содержащие промышленного оруденения. Самостоятельное значение имеет при этом выявление признаков рудоносности формаций (комплексов), в связи с которыми возникают крупные и уникальные по масштабам месторождения.

Анализ геологических формаций различных типов структур земной коры с целью установления критериев их рудоносности и оценки перспектив изучаемых площадей на оруденение того или иного типа — одна из важнейших задач современных прогнозно-металлогенических исследований.

В настоящей серии выпусков авторы развивают структурно-вещественный подход к изучению геологических формаций, заложенный в трудах Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Ю. А. Косыгина, В. И. Драгунова и других. В соответствии с этим выделение каждой формации основывается на анализе состава слагающих ее горных пород и их пространственно-временных соотношений.

Геологические и рудные формации рассматриваются при этом как конвергентные образования, которые могут проявляться в раз-

личных типах структурно-формационных и структурно-металлогенических зон. Степень рудоносности геологических формаций и отдельных их представителей зависит от типа структурно-формационных зон, в которых локализуется оруденение, геологической обстановки, определяемой в первую очередь закономерным сочетанием различных по составу и генезису формаций, времени их образования как в общей истории геологического развития, так и в ходе становления данной структурно-формационной зоны и др.

Методы выявления критериев рудоносности геологических формаций по существу основаны на комплексном литологическом, петрологическом, геохимическом, минералогическом изучении ассоциаций горных пород и сопутствующего оруденения, а также установления связей между рудоносностью геологических тел и особенностями их состава, структуры, соотношений со средой становления.

Структурно-вещественный подход к анализу формаций определяет необходимость изучения и использования для оценки рудоносности не только «твердых» составляющих формаций — минеральных парагенезисов, т. е. горных пород, но и содержащихся в них вод, частично являющихся первичными, «захороненными», сохранившимися главным образом в породах осадочных и вулканогенных формаций, но в своей основной части являющихся вторичными эпигенетическими и современными водами зоны гипергенеза. Анализ химического состава вод различных геологических формаций может иметь существенное значение при выявлении и изучении критериев их рудоносности. С учетом малой разработанности проблем палеогидрогеохимии геологических формаций и гидрогеохимии их современных вод эти вопросы рассмотрены в двух отдельных выпусках настоящей серии.

В целом, несмотря на определенную фрагментарность изложения отдельных рассматриваемых вопросов и в ряде случаев неизбежное авторское освещение дискуссионных проблем, выпуски настоящей серии дают достаточно полное представление о современном состоянии изученности геологических формаций различного генезиса, принципах и методах их выделения и подходах к анализу рудоносности и намечают перспективные пути дальнейших формационных и прогнозно-металлогенических исследований.

Публикация данной серии выпусков направлена на дальнейшее развитие и совершенствование формационных и прогнозно-металлогенических исследований. Можно надеяться, что как отдельные выпуски, так и вся серия будет полезна широкому кругу специалистов, занимающихся региональными геологическими, петрологическими, литологическими, гидрогеохимическими исследованиями, прогнозированием и поисками месторождений полезных ископаемых.

Проф. Д. В. Рундквист

ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследования в области региональной металлогении, начатые во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте Ю. А. Билибиным еще в 1949 г., положили начало применению формационного метода для оценки рудоносности вулканических и интрузивных образований. При относительно слабой формационной изученности последних металлогенический анализ на первом этапе в значительной мере базировался на изучении пространственно-временных соотношений пород и был направлен на выделение структурно-металлогенических зон и установление стадийности их развития. Исходя из относительного времени формирования зон и их пространственного положения были выделены различные типы металлогенических провинций [Билибин Ю. А., 1955 г.]. Вместе с тем основоположниками регионального металлогенического анализа уже на первых этапах разработки принципов составления металлогенических карт учитывался вещественный состав рудовмещающих или рудогенерирующих образований, являющийся основой определения их формационной принадлежности.

В 1955—1975 гг. интенсивно изучались отдельные рудоносные магматические и осадочные комплексы и одновременно в петрологию и металлогению внедрялись идеи формационного учения [Кузнецов Ю. А., 1964 г.; Карта магматических формаций СССР, 1971 г., и др.]. Эти исследования, по существу, явились основой как для познания общих закономерностей магматизма во времени и пространстве, так и для установления повторяющихся формационных индивидов с определенной металлогенической специализацией. Анализ материалов, вошедших в карту магматических формаций, позволил в дальнейшем произвести петрографо-металлогеническое районирование территории СССР [58]. Сопоставление магматических формаций складчатых областей выявило существенные различия не только в масштабах проявления отдельных формаций в разных регионах, но и в особенностях металлогенической специализации этих формаций.

Углубление знаний об отдельных магматических комплексах и их группах, исследования по корреляции магматических комплексов территории СССР [10], обобщение и систематизация данных по главнейшим типам магматических формаций, в частности касающихся их строения и соотношения с окружающей средой

[49], создали основу для практического использования формационного метода изучения магматических образований на новом уровне, позволив, в частности, при анализе рудоносности магматических образований реализовать принцип целостности и дать оценку перспектив рудоносности того или иного тела или их ассоциации исходя из сопоставления с типовой моделью, основанной на результатах изучения совокупности однородных объектов.

Разработка научно обоснованных критериев прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые, образование которых связано с магматизмом, является одной из основных задач современного этапа развития геологии. Несмотря на крупные успехи, достигнутые в этом направлении [39, 78], поставленная задача еще далеко не решена. Практика регионального прогнозирования, а также геологопоисковых и геологоразведочных работ ставит перед петрологическими исследованиями магматических образований ряд ключевых вопросов, в том числе о возможности выявления рудных концентраций в связи с теми или иными типами магматических тел или зонами их развития, о характере этих концентраций, о степени вероятности нахождения этих рудных концентраций в пределах конкретных магматических тел или зон их распространения, о вероятной локализации соответствующих концентраций, о степени вероятности нахождения этих рудных концентраций в пределах конкретных магматических тел или зон их распространения, о вероятной локализации соответствующих концентраций. Получение ответов на эти вопросы предусматривает специализированное исследование отдельных магматических тел и комплексов, а также рядов этих комплексов в различных геологических обстановках. Это исследование использует богатый арсенал методов о магматических формациях. В зависимости от постановки того или иного из перечисленных вопросов, а также от характера и масштаба изучаемых объектов будут меняться и подходы к установлению соответствующих критериев и к их оценке. При этом одними из важных задач являются иерархизация и систематизация критериев рудоносности, определение последовательности их применения и относительной значимости при оценке разных объектов.

При специальном (отраслевом) прогнозировании используются критерии, относящиеся к определенным типам месторождений [39]. Наряду с этим необходим и другой подход, основанный на обобщении данных по рудоносности отдельных видов, групп и классов магматических формаций. Он позволяет выявить зависимости между признаками рудоносности и систематическими признаками магматических формаций и, в конечном счете, обосновать типовые модели петро- и рудогенеза.

Настоящая работа призвана способствовать созданию научной основы регионального прогнозирования полезных ископаемых, ассоциирующихся с магматическими породами. С одной стороны, она развивает методологические и методические подходы к разработке критериев рудоносности, заложенные учением о магматиче-

ских формациях, с другой — систематизирует обширные данные по критериям рудоносности отдельных типов магматических ассоциаций. Книга состоит из двух частей. В первом разделе рассмотрены принципы и методы установления петрологических критериев рудоносности магматических образований, во втором петрологические критерии рудоносности определенных семейств, групп и видов магматических формаций и комплексов, причем значительное внимание уделено установлению и оценке критериев реальной рудоносности магматических комплексов.

По кругу затронутых в работе вопросов существует обширная литература, которая в той или иной мере была привлечена при рассмотрении отдельных групп формаций и отдельных комплексов (список литературы включает лишь наиболее общие работы). Вместе с тем на страницах книги, понятно, не могли быть обсуждены все относящиеся к этой проблеме опубликованные результаты исследований. Многие ее стороны затронуты лишь в малой степени в силу как общей региональной направленности работы, так и ограниченности ее объема.

Книга написана по результатам исследований, проводившихся в основном в отделе петрологии ВСЕГЕИ в течение 1976—1980 гг. коллективом, в состав которого входили И. Н. Голышко, И. Н. Дагелайская, В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, В. Н. Мошкин, И. П. Никольская, Д. М. Орлов, М. П. Орлова, А. С. Остроумова, Е. Е. Порошин, Н. А. Румянцева, В. В. Слодкевич, Е. К. Станкевич, В. А. Трофимов, И. Я. Центр, Н. С. Чурилин, Л. Н. Шарпенко, Г. К. Шнай.

1. ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ УСТАНОВЛЕНИЯ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ РУДОНОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

1

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РУДОНОСНОСТИ

Магматизм и эндогенное рудообразование представляют собой сложные взаимосвязанные процессы. Формирование большей части эндогенных рудных месторождений является результатом эволюции исходных магм, становления и преобразования образующихся при их охлаждении ассоциаций горных пород [23; Рябчиков И. Д., 1976; Маракушев А. А., 1980 г., и др.].

Многие годы в отечественной литературе обсуждались вопросы геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов и формаций [Критерии..., 1965 г.]. Понятие «специализация» отражает только количественную оценку содержания элементов в горных породах («выше кларка», «равно кларку» и т. д.). Однако рудоносность конкретных ассоциаций, комплексов зависит от определенных факторов, способствующих накоплению рудных компонентов, а рудообразующая способность магмы обусловлена совокупностью процессов становления пород, их преобразования и т. д. Вместе с тем металлогенически специализированные комплексы не всегда являются рудоносными, а для некоторых комплексов одного формационного вида металлогеническая специализация может быть весьма разнообразной. Разработка сложных вопросов оценки петрологических критериев рудоносности как магматических формаций, так и отдельных комплексов требует целенаправленных комплексных геологических, петрографических, петрохимических, минералогических и геохимических исследований.

Все эндогенные месторождения полезных ископаемых по отношению их к геологическим формациям разделяются на магматогенные и метаморфогенные [37; Смирнов В. И., 1974 г., 1978 г., и др.]. Среди магматогенных месторождений выделяются следующие генетические группы месторождений, образование которых обусловлено эволюцией магматического процесса при становлении магматических тел и взаимодействии их с окружающей средой: магматическая, пегматитовая, грейзеновая, контактово-метасоматическая (в том числе скарновая), гидротермально-метасоматическая, среди них рассматривается также карбонатитовая, образующаяся под влиянием магматических и метасоматических процессов. Сложная по генезису группа месторождений, связанных по источнику рудного вещества с вулканическим процессом, а по

условиям его отложения — с экзогенными процессами, объединяется в эксгальционно-осадочный тип. В связи с некоторыми ультраметаморфогенными формациями (например, анортозитовой) выделяются метаморфогенные рудные формации. Генетические группы месторождений подразделяются на рудные формации, различающиеся и парагенезами рудных минералов или их ведущими минералами, и соотношениями последних. При разнообразии состава парагенеза указывается ведущий рудный элемент [39].

Как известно, понятие рудной формации разными исследователями рассматривается различно [Смирнов В. И., 1974 г.; Кормилицын В. С., Страна П. А., 1972 г.; Кузнецов В. А., 1973 г., и др.]. Согласно определению, которое приведено выше, ведущими для выделения рудной формации являются структурно-вещественные особенности парагенеза.

Понятие о рудной формации, которое исторически складывалось независимо от понятия о магматической (и вообще о геологической) формации, по своему объему и содержанию не может непосредственно сопоставляться с последним. Магматические формации представляют собой парагенезисы изверженных горных пород, в то время как рудные формации — парагенезисы лишь рудных минералов. Понятие о магматической формации складывалось исходя из необходимости корреляции процессов магматизма, картирования магматических образований в мелких масштабах и прогнозирования месторождений полезных ископаемых, ассоциирующих с ним. Понятие о рудной формации в наиболее распространенном толковании во многих случаях близко к понятию о минеральной формации, но тем не менее не эквивалентно ему. Оно формировалось не только исходя из необходимости изучения, сопоставления и прогнозирования минеральных месторождений, но и под воздействием экономических и других факторов. Так, например, те или иные минеральные образования, которые ранее не рассматривались как «рудные формации», могут быть в дальнейшем отнесены к таковым при изменении запросов промышленности, технологических схем обработки и т. п. [39]. Очевидно, попытки уравнивать понятия о магматических и рудных формациях не приведут к положительному решению.

Несмотря на эти различия в объеме и содержании понятий о магматических и рудных формациях, в понятиях, учитывающих состав, строение и соотношение со средой природных объектов, а также в методах их изучения имеется много общего, что делает возможным выявление соотношений между ними, между их группировками и т. д. Известно, что однотипные магматические образования могут участвовать в составе разных формаций, и во многих случаях они вмещают однотипные рудные концентрации разного промышленного значения. Так, хромитовые месторождения в комплексах дунит-перидотитовой и в пироксенит-перидотитовой формаций существенно различаются по соотношению в рудах хрома и железа, что влияет на их качество и определяет использование их в разных областях промышленности (см. ниже). Одно-

типные редкометалльные рудные формации, связанные с фазами лейкогранитов гранитовой и лейкогранитовой формаций, имеют разное промышленное значение; в первом случае они никогда практически не дают крупных месторождений. Целесообразно выделить виды рудных формаций и их разновидности, различающиеся качественным составом рудообразующих минералов, что определяет их экономическое значение (например, титаномагнетитовые месторождения с высоко- и низкотитанистыми рудами).

В связи с обсуждением вопроса об объеме рудной формации следует отметить целесообразность выделения парагенезов (рядов) рудных формаций, возникающих последовательно или синхронно в процессе становления или преобразования одного магматического комплекса. Необходимость такого подхода к выявлению рудоносности магматических формаций отмечал еще Ю. А. Билибин, выделивший такой парагенез рудных формаций, как «рудный комплекс»; позднее В. С. Кормилицын и П. А. Строна [1972 г.] предложили объединить весь комплекс рудных парагенезов, генетически связанных с одной магматической формацией, в «рудную формацию».

Сообщество рудных формаций, связанное с одной магматической формацией, рассматривается также как генетический ряд рудных формаций [Кузнецов В. А., 1975; 58], как комплекс рудных формаций [Горжевский Д. И., 1964; Константинов Р. М., 1970 г.] и в последние годы как магматогенно-рудная система [9].

Наряду с магматогенно-рудными системами, отвечающими одной формации [Щерба Г. Н. и др., 1975 г.], в настоящее время предлагается выделять и системы интрузивно-надинтрузивных зон, объединяющих рудно-магматические системы гипабиссальных интрузивных и вулканических формаций.

Рудно-магматические системы могут иметь разный ранг — от магматогенно-рудных систем, отвечающих одной магматической формации, до системы, связанной с рядом магматических формаций [9]. Выделение рудно-магматических систем имеет прогрессивное значение для анализа рудоносности вулканических и вулкано-интрузивных формаций, в частности при разработке критериев колчеданных, колчеданно-полиметаллических месторождений. Типизация рудно-магматических систем имеет большое значение при прогнозировании в конкретных магматических комплексах недостающих ее элементов, в частности рудных формаций.

В вопросе о соотношении рудных и магматических формаций (и комплексов) важное значение имеет определение генетического типа оруденения, т. е. по существу типа связи магматических образований и рудных концентраций. В тех случаях, когда оруденение (минеральный парагенезис) — составная часть магматических формаций, являющаяся в то же время и источником оруденения, она понимается как рудоносная продуктивная формация. Рудная формация в этом случае пространственно, во времени и генетически связана с магматической формацией. Рудоносная материнская, или рудогенерирующая, формация служит ис-

точником рудного вещества, но не всегда вмещает оруденение; последнее формируется обычно в окружающих геологических формациях, которые в данном случае являются рудовмещающими, т. е. содержащими оруденение, которое не имеет с ними генетической связи. В таких случаях рудная формация имеет более сложную связь с рудоносной материнской формацией [39].

При характеристике соотношений эндогенного оруденения с магматическими образованиями различают два их типа: генетическую и парагенетическую связь. В случае генетической связи (она имеет причинно-следственный характер), типичной для рудоносной магматической формации, источником оруденения является магма, из которой образуются магматические тела комплекса, а локализация оруденения обусловлена физико-химическими процессами становления данного магматического комплекса (тела) и физико-химическими свойствами окружающих пород. Генетический тип связи может быть подразделен на подтипы: а) сингенетический (образование оруденения одновременно с вмещающими магматическими породами в результате единого магматического процесса); б) эпигенетический (образование оруденения позднее вмещающих магматических пород путем проникновения в последние пневматолитовых эманаций и гидротермальных растворов и отложения из них рудных компонентов).

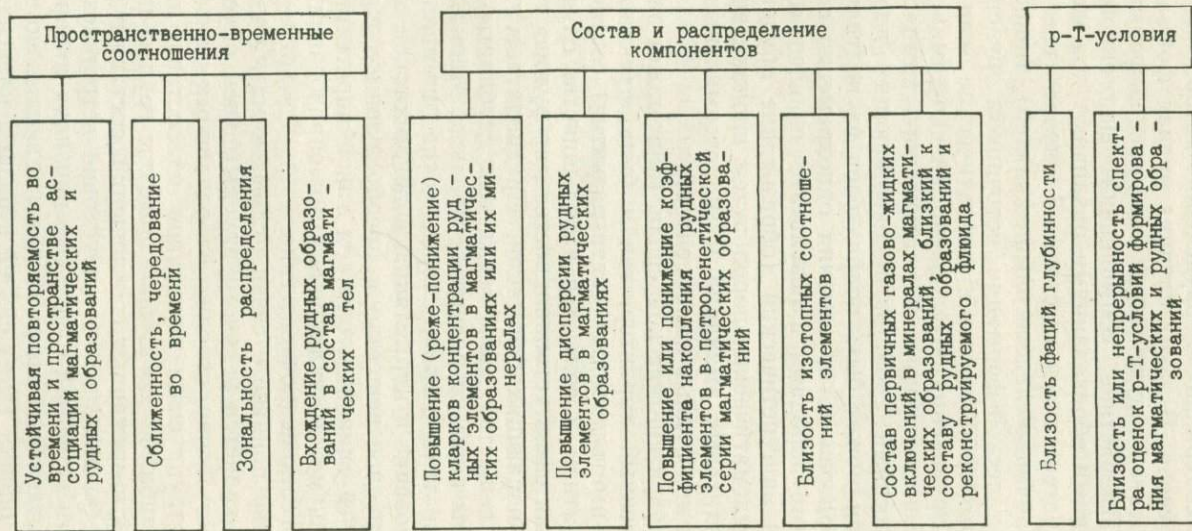
В случае парагенетической связи (она может иметь как причинно-следственный характер, так и быть функциональной, корреляционной, иметь характер связи развития) соотношения оруденения с магматизмом являются в большинстве случаев опосредованными, такая связь устанавливается для рудоносных продуктивных и рудовмещающих формаций. Предполагается, что источником рудного вещества могут являться глубинные очаги магмы или же породы коры на разных ее уровнях. Магматические очаги или отдельные тела создают термические аномалии и обеспечивают возникновение и циркуляцию флюидопотоков, переносящих и отлагающих рудное вещество и преобразующих окружающие породы. Наиболее типичным случаем такой парагенетической связи является связь между вулканическими образованиями и оруденением вулканогенно-осадочного типа.

По существу понятие о связи рудных и магматических образований всегда является реконструируемым (чем обусловлена и его неоднозначность), оно исходит из различных как наблюдаемых, так и реконструируемых признаков их состава и соотношений. В их числе (табл. 1) могут быть названы группы признаков пространственных и временных соотношений, состава и распределения компонентов, физико-химических условий петрогенезиса и рудообразования. Эти группы и отдельные признаки инвариантны по отношению к отдельным формационным видам, но имеют разное значение для оценки таких связей в разных классах, семействах и группах формаций.

В подавляющем большинстве случаев связь оруденения с интрузивным магматизмом представляется более определенной, чем

ТАБЛИЦА 1

Система признаков связи магматических и рудных образований



его связи с вулканическими формациями. Несомненной такая связь представляется для собственно магматических и гидротермально-метасоматических месторождений с ультрамафитовыми, ультрамафит-габбровыми, щелочно-ультрамафитовыми и щелочно-габброидными комплексами; она определяется непосредственной пространственной совмещенностью магматических и рудных формаций (месторождения размещены непосредственно в интрузивных телах), их геохимическим родством и возрастной (временной) сопряженностью. В меньшей степени это касается скарновых, грейзеновых, пегматитовых и гидротермальных месторождений, которые не всегда локализованы в интрузивных массивах и для которых парагенетическая связь с гранитоидными формациями устанавливается более сложно и не всегда достаточно аргументированно. Еще менее определенной и труднее доказуемой представляется связь различной рудной минерализации гидротермального и гидротермально-метасоматического генезиса с гранитоидными интрузиями гипабиссального характера, обнаруживающими в этом случае сходство с субвулканическими образованиями. В подобных случаях установление критериев рудоносности интрузивных комплексов имеет много общего с определением таковых для вулканических образований [97; Котляр В. Н. и др., 1979 г., и др.].

Постулируемые соотношения магматических образований и ассоциируемых с ними скоплений рудных компонентов имеют в целом характер модельных построений, основанных на синтезе различных подходов к объектам исследований. Модели того или иного рудоносного парагенеза магматических формаций, той или иной магматической формации, комплекса, тела магматических пород (включающие различные аспекты и результаты исследования соответствующих объектов) могут быть построены путем использования наблюдений над современными процессами, экспериментальных данных, данных о фациальных обстановках и их эволюции, представлений о характере магматического и рудообразующего процессов и их соотношениях, о последовательности событий, происходивших при этом, эволюционных особенностях этих процессов и т. д.

Несмотря на несовершенство ряда теорий магнеообразования, становления магматических тел, а также теорий рудообразования, этот методологический подход обеспечивает на каждом этапе исследования наиболее полное понимание природы объектов и их взаимоотношений. Как хорошо известно и показано в ряде специальных методологических исследований [Методы теоретической геологии, 1979 г., и др.], такой подход обеспечивает возможности не только установления общих закономерностей природных объектов, но и предсказания новых типов свойств, соотношений и т. п., на основе которых возможны различные практические рекомендации.

2

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, ВЕДУЩИЕ К ОБРАЗОВАНИЮ РУДНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ

Магматизм является одним из следствий общего процесса дифференциации планетного вещества в течение геологической истории, проявляющегося, в частности, в форме выноса к поверхности, в верхние горизонты земной коры расплавленного или нагретого вещества более глубоких недр. Генерация магм, продвижение их в верхние горизонты коры и излияние на поверхность (сопровождаемые их дифференциацией, отделением летучих фаз, взаимодействием с окружающими породами), а также последующие преобразования различных типов могут играть роль рудообразующих процессов.

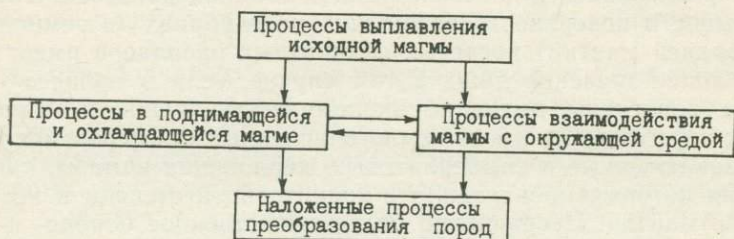
В тех случаях, если в качестве руды рассматриваются не магматические горные породы в целом, а концентрации отдельных минералов или входящих в их состав элементов, рудообразующими являются отдельные стадии, фазы и т. п. процессов формирования магматических тел и их ассоциаций. При образовании руд происходит концентрирование соответствующих минералов или элементов, причем этот процесс в целом имеет антиэнтропийный характер.

Вопросы об источниках рудного вещества, способах его извлечения, переноса, отложения, концентрации и т. п. рассматриваются в учении о минеральных месторождениях, в специальных разделах физико-химической петрологии, в ряде случаев решаются на основе экспериментальных исследований. Этим проблемам посвящены работы Д. С. Коржинского, Л. Н. Овчинникова, А. А. Маракушева, В. А. Жарикова, Л. В. Таусона и других. В рамках задач, поставленных целями настоящей работы, нас могут интересовать лишь общие данные о подобных явлениях, имеющих место при формировании тех или иных магматических тел или их ассоциаций. При этом, по существу, может не затрагиваться вопрос о возникновении магматических расплавов того или иного состава на недоступных наблюдениям глубинах.

Полезно кратко перечислить основные реконструируемые петрогенетические процессы, ведущие, с одной стороны, к образованию магматических горных пород как таковых (в том числе представляющих собой руду в целом или же содержащих отдельные рудные минералы, обычно в рассеянном состоянии), а с другой — к возникновению концентраций собственно отдельных минералов или же содержащихся в них элементов, и рассматриваемых в качестве руд. При этом как исходная предпосылка принимается, что все эти процессы тем или иным образом связаны с выносом в верхние горизонты земной коры магматических масс, в которых эти компоненты либо находились первоначально в состоянии рас-

ТАБЛИЦА 2

Основные группы петрологических процессов, управляющих процессами рудогенеза



сеяния, либо же извлечены из окружающих толщ при взаимодействии с ними этих магм или их продуктов.

При рассмотрении рудообразующей роли тех или иных петрогенетических процессов (табл. 2) целесообразно для каждого магматического комплекса, принадлежащего той или иной формации, выделить три последовательные стадии петрогенеза:

- 1) стадию генерации исходных магм;
- 2) стадию дифференциации магм (в жидкой среде или в результате кристаллизации), ассимиляции, гибридизации в процессе подъема магм к поверхности и на месте их становления;
- 3) стадию последующих преобразований горных пород, осуществляемых за счет магм и растворов, связанных с рассматриваемым комплексом генетически, парагенетически или только пространственно.

На каждой из стадий существуют свои (как интенсивные, так и экстенсивные) факторы петрогенеза, которые одновременно являются и факторами рудогенеза, определяя поведение рудогенных компонентов в различных петрогенетических процессах, ведущих к их концентрации.

Условия генерации магм, определяющие принадлежность магматических образований к тем или иным семействам и группам формаций, создают металлогеническую специализацию магматических продуктов в целом* и обуславливают металлогеническую зональность регионального плана.

Главными факторами петро- и рудогенеза на этой стадии выступают p — T -условия и степень плавления, а также состав плавящегося субстрата. Влияние состава субстрата сказывается не только на общем профиле рудогенных компонентов (сидерофильные, литофильные и т. д.), но и на металлогенической специализации отдельных петрографических провинций. В ряде случаев особые условия генерации определяют выплавление магм с несвойственным им набором рудных элементов, например базальтов

* Имеются в виду полезные ископаемые, не являющиеся порообразующими минералами (слюда, полевой шпат и т. п.) или горными породами.

с повышенным содержанием литофильных элементов [Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В., 1976 г.].

Металлогенический потенциал, созданный при генерации магм, может реализоваться на последующих стадиях процесса. Эруптивный вынос к поверхности возникших на глубинах (в земной коре или верхней мантии) нагретых силикатных расплавов имеет рудообразующее значение лишь в том случае, если в процесс такого выноса вовлечены имеющие экономическую ценность минералы или их агрегаты. Одним из немногочисленных примеров могут служить заключенные в кимберлитовых жерловинах алмазы, кристаллизация которых происходила в значительной степени в пределах верхней мантии. Несравненно более существенное породо- и рудообразующее значение имеет широкий спектр процессов разделения жидких, твердых и газообразных фаз, происходящих как в очагах магмообразования (в том числе промежуточных), так и непосредственно на уровнях размещения магматических продуктов в земной коре или на поверхности. Поведение рудогенных компонентов в этих процессах может быть различным:

1) рудный компонент уходит из расплава в результате вхождения его в минералы ранних стадий кристаллизации и их отсадки;

2) компонент остается в рассеянном состоянии, что возможно в условиях быстрого подъема магмы к поверхности и ее быстрой кристаллизации;

3) компонент концентрируется в самостоятельных (в том числе флюидных) фазах, что может быть следствием самых разнообразных петрогенетических процессов.

Физико-химические аспекты насыщения первичных силикатных расплавов рудными компонентами, предшествующего отделению обогащенных этими компонентами фаз на различных стадиях эволюции магматических систем, рассмотрены И. Д. Рябчиковым [1976 г.] и рядом других исследователей. Достаточно детальная систематика всех этих процессов, их сочетаний, обуславливающих наблюдаемое разнообразие рудных формаций и в той или иной форме связанных с явлениями магматизма, пока еще не создана, хотя в этом отношении имеется ряд интересных попыток. В числе этих процессов находится разделение жидких силикатных и иных расплавов в результате ликвации, происходящей при изменении физико-химических условий существования родоначальной магмы. При этом, в частности, формируются магматические месторождения сульфидных медно-никелевых и других руд, месторождения апатита и др.

Кристаллизация силикатного расплава, в том числе подвергающегося фракционированию твердых фаз, играет существенную роль в формировании месторождений ряда полезных ископаемых, в частности апатита, титаномагнетита, хромита, глиноземистого сырья и т. д., а также обеспечивает возникновение тех или иных горных пород, которые рассматриваются как полезные ископаемые в целом [Петров В. П., Ляхович В. В., 1977 г.].

Реализация процесса магматической дифференциации определяется, кроме того, строением и динамикой вмещающей среды, которые становятся важным петрогенетическим фактором, контролирующим формирование рудных концентраций, что может быть показано на примере расслоенных ультрамафит-габбровых массивов.

Отделение подвижного водного флюида от охлаждающегося силикатного расплава, в том числе подвергающегося кристаллизации, считается одним из важнейших процессов, в результате которого возникают концентрации рудных минеральных компонентов в грейзеновых зонах, жилах, зонах метасоматических преобразований и т. д. В том случае, если происходит отделение остаточных фракций расплава, обогащенных таким флюидом, образуются различные пегматиты. Эти процессы формируют наиболее многочисленный класс месторождений цветных и редких металлов, железа, золота, различного нерудного сырья. Преобразования отделившегося флюида в условиях различной по составу среды, изменение его фазового состояния и процессы минералообразования по существу происходят уже вне рамок собственно магматических тел или очагов магмы, иногда не выходя за пределы зон контактов с окружающими породами.

4051
Процессы концентрирования рудных компонентов являются в большинстве случаев весьма сложными, они нередко подготавливаются такими явлениями, как ассимиляция, дифференциальная диффузия компонентов в подвижных системах, химические реакции между этими системами и окружающими породами и т. п. Явления ассимиляции и гибридизации имеют определенное значение для некоторых типов магм, в частности кислого состава. При взаимодействии их с карбонатными породами изменяется режим как самих расплавов, так и отделяющихся флюидов, что накладывает отпечаток на последующие процессы рудообразования. Точно так же на подобные рудообразующие процессы может оказывать влияние смешение магм различного состава и металлогенической специализации.

Следует иметь в виду, что для многих (или большинства) эндогенных месторождений связь с определенными магматическими образованиями рассматривается как парагенетическая. В последнем случае глубинные магматические массы либо играют роль теплоносителей, мобилизуя рудные компоненты из окружающих пород (в числе которых могли находиться и ранее образованные магматические породы), либо связаны с рудами лишь общностью источника или причины, приведшей к генерации магм и рудоносных флюидов. Существует представление, что из мантии отделяются легкоподвижные «трансмагматические растворы» [Коржинский Д. С., 1968 г.], или «интрателлурические потоки» [Кузнецов Ю. А., Изох Э. П., 1960 г.], или «восходящие флюиды» [Маркушев А. А. и др., 1978 г.], которые могут содержать в растворенном виде и рудные компоненты [63; Овчинников Л. Н., 1976 г.]. Интрателлурические потоки могут опережать движение магм

(в осмотических условиях), прокладывая им путь, и стимулировать магмообразование [Аверьев В. В., 1966 г.; Летников Ф. А., 1973 г.].

На стадии преобразования магматических пород, осуществляемого под влиянием различных агентов, может происходить либо разубоживание и уничтожение ранее возникших руд, либо их регенерация, либо, наконец, их возникновение в результате экстракции и концентрирования рудных компонентов, находящихся в рассеянном состоянии. Так, фактором концентрации сульфидного кобальто-никелевого оруденения в некоторых ультрамафитовых формациях являются процессы метаморфизма, способствующие извлечению никеля и кобальта из оливина и ромбического пироксена [Зак С. И., 1980 г.]. Необходимой предпосылкой для образования соответствующих месторождений являются более поздние проявления метасоматоза или метаморфизма.

Важно подчеркнуть, что петрологические факторы, управляющие процессами рудообразования в магматических и сопряженных с ними системах, в то же время определяют генетические особенности месторождений, вероятность их появления, масштабы и т. п. Естественно, что в случае парагенетических связей оруденения с магматическими образованиями петрологические процессы, управляющие формированием последних, могут играть ограниченную роль в рудообразовании. Последнее будет определяться иными факторами, изучение которых выходит за рамки задач, поставленных в данной работе. Заметим лишь, что условия, в которых интрателлурические потоки «сбрасывают» рудное вещество и дают рудные скопления, только еще начинают изучаться [63]. Вместе с тем в отдельных случаях парагенетическая связь магматизма и оруденения может найти отражение в свойствах магматических пород и руд, что следует учитывать при поисках петрологических критериев рудоносности [Овчинников Л. Н., 1976 г.]. Независимо от того, являются ли источником рудного вещества интрателлурические потоки или магматические образования, последние могут создавать благоприятную для рудоотложения среду. И с этих позиций познание закономерностей петрогенезиса магматических пород может оказаться важным для прогноза рудоносности.

При анализе необходимо иметь в виду возможность связи оруденения с магматическими объектами разного масштаба:

1) парагенезом формаций, слагающим в целом структурно-формационную зону;

2) отдельным магматическим комплексом;

3) отдельным магматическим телом;

4) отдельными типами фаций или горных пород внутри тела.

Критерии связи оруденения с магматическими комплексами имеют более общее значение (так как они отражают становление всего комплекса), чем критерии для отдельных магматических тел. Это справедливо как для магматических месторождений, процессы локализации которых связаны с формированием вмещаю-

щего их магматического тела, так и для контактово-метасоматических месторождений (скарновых), где определяющим фактором локализации оруденения является окружающая среда для рудогенерирующего интрузивного тела.

Пока еще не созданы для всех видов минерального сырья и для всех типов рудных формаций всесторонне обоснованные модели их формирования, которые были бы в достаточной мере увязаны с петрогенетическими процессами в силикатных расплавах. Известные успехи здесь имеются лишь для класса магматических месторождений. Между тем лишь обоснованные модели такого рода могли бы обеспечить реконструкции, касающиеся типов связей между магматическими и рудными образованиями, в частности между рудными и магматическими формациями и комплексами, и в свою очередь выявление достоверных петрологических критериев рудоносности последних.

3

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ РУДОНОСНОСТИ И ИХ ОЦЕНКА

Петрологические критерии рудоносности являются частью критериев рудоносности магматических образований, в числе которых могут быть названы тектонические, стратиграфические, геофизические и др. Они отличаются тем, что основаны на собственных петрологических характеристиках объектов, чем и обусловлены принципы и способы их установления, а также систематика этих критериев. Оценки критериев и их использование для прогнозирования исходят из требований, предъявляемых практикой металлургических (минерагенических) исследований.

Петрологические критерии рудоносности магматических образований устанавливаются исходя из ряда предпосылок, касающихся связей магматических и рудных образований, о чем говорилось выше. Согласно определению, данному Д. В. Рундквистом [39], критериями рудоносности являются отличительные признаки геологического образования (формаций, пород), указывающие на его рудоносность. Петрологические критерии рудоносности магматических комплексов в нашем понимании — это признаки их состава, строения и соотношения со средой, обладающие определенной мерой, на основе которой можно судить о масштабе и возможном типе оруденения. Эти признаки отражают процессы концентрации эндогенных рудных компонентов, генетически и парагенетически связанные со становлением и преобразованием ассоциаций магматических пород. Если рудой являются собственно магматические породы или их пороодообразующие минералы, эти признаки относятся непосредственно к условиям становления и

ТАБЛИЦА 3

Группы признаков, используемых в качестве петрологических критериев рудонос

Элементы	Признаки	
	Состав	
Тела магматических пород и ассоциации тел	Статиче Петрографические, петрохимические, минералогические, геохимические, в том числе изотопные	
Процессы возникновения, перемещения, охлаждения и преобразования магматических расплавов и пород	Ретроспек Режимы магматических расплавов, режимы формирования и преобразования пород и слагаемых ими тел (p , T , концентрации компонентов и пр.)	

преобразования этих ассоциаций. Таким образом, петрологические критерии рудоносности могут быть основаны как на непосредственно наблюдаемых признаках магматических образований (статический тип систем), так и на выводимых из них и относящихся к реконструируемым (ретроспективный тип систем). По существу эти реконструируемые процессы, состояния, соотношения могут рассматриваться как факторы рудоносности. Соответственно статический тип систем имеет вещественный и пространственный аспекты исследования и описания, ретроспективный — временной, физико-химический, динамический, эволюционный (табл. 3). Элементами статической системы являются тела магматических пород и их ассоциации, элементами ретроспективной системы — процессы, происшедшие с магматическими расплавами, за счет которых возникли эти тела и их ассоциации, а также прошлые состояния этих объектов. Весьма существенно в методологическом отношении различать две группы признаков, относящихся к элементам систем разных типов. При этом следует иметь в виду, что эти группы признаков взаимосвязаны. Если признаки первой группы в основном определяют получение признаков второй группы, то созданные на их основе модели процессов и состояний в свою очередь могут иметь существенное значение для уточнения признаков первой группы (их дифференциации, количественной оценки и пр.), а также иметь и предсказательный характер.

Число мыслимых признаков магматических образований по существу является бесконечным. Они могут быть сгруппированы не только по содержательным характеристикам, как это сделано в табл. 3, но и по способам их выделения и оценки (табл. 4).

ности магматических образований

элементов и их отношений

Структура	Соотношение со средой
<p>ский тип</p> <p>Формы и масштабы проявления, фациальные признаки, неоднородность внутреннего строения (зональность, ритмичность и пр.), конституционная структура</p>	<p>Состав и структуры среды (локальные и региональные), типы сочетаний с вмещающими образованиями (включение, пересечение, взаимопереходы, переслаивание и др.), зональность эндо- и экзоконтактов</p>
<p>тивный тип</p> <p>Динамика возникновения, подъема, размещения, охлаждения расплавов, преобразования пород, эволюции режимов, последовательность фаз становления тел</p>	<p>Динамика среды становления, взаимодействия магматического расплава и среды, глубина и фациальные условия становления, наложенные процессы</p>

Если использовать такую типизацию признаков при рассмотрении петрологических критериев рудоносности, то к существенным, по-видимому, может быть отнесена формационная принадлежность магматических комплексов, к главным — основные особенности рудоносных комплексов, к второстепенным — дополнительные их свойства, также указывающие на потенциальную рудоносность. Разделение глобальных, региональных и локальных критериев не нуждается в особых пояснениях. Дифференцированные признаки характеризуют разновидности (например, тип щелочности на общем ее фоне), обобщенные — наличие или отсутствие признака (например, зональности массива, минерала и пр.). В качестве интегральных признаков, широко используемых в формационном анализе, может, в частности, рассматриваться положение

ТАБЛИЦА 4

Классификация признаков, используемых при прогнозных исследованиях (по Б. Г. Башкирову и Ю. В. Попову [1981 г.])

По значимости	По уровням организации минерального вещества	По характеру селекции	По количественной характеристике
1 ^а существенные	2 ^а глобальные	3 ^а дифференцированные	4 ^а количественные
1 ^б главные	2 ^б региональные	3 ^б обобщенные	4 ^б неколичественные
1 ^в второстепенные	2 ^в локальные	3 ^в интегральные	

точек петрохимических составов пород на факторных диаграммах, полученных с помощью метода главных компонент. При выделении и оценке признаков, используемых в качестве петрологических критериев рудоносности, очевидно, необходимо руководствоваться общими принципами, используемыми при прогнозных оценках геологических объектов, в частности принципами инвариантности, оптимальности, соответствия, равнозначности, последовательных приближений [Кирикилица С. И., Тихоненков И. П., 1980 г.]. Выбор тех из них, которые могут служить петрологическими критериями рудоносности, основан на их оценке в соответствии с требованиями исследователя. Эти критерии могут быть получены разными путями (построениями): а) эталонными (неполной индукцией), б) вероятностными (полной или почти полной индукцией), в) модельными детерминистскими (дедукцией).

Наиболее конструктивен третий путь, что обеспечивает не только установление общих закономерностей, но и предсказание новых свойств, соотношений и т. п., на основе которых возможны различные практические рекомендации. В большинстве случаев исследователи используют вероятностно-статистический подход или разрабатывают детерминированные модели, т. е. исходят из предпосылки о корреляционных или же причинно-следственных связях между магматическими и рудными образованиями.

Соответственно модели отношений представляются либо в детерминированной форме, либо в вероятностной. В петрологии хорошо известны многочисленные детерминированные модели, построение которых обеспечивает (с неизбежным учетом неполноты знания) достаточно высокую оправдываемость прогнозов на обнаружение скоплений минерального сырья. В частности, детерминированными являются модели потенциально рудоносных магматических формаций. Однако модели рудоносных магматических комплексов (более низкий уровень) в большинстве случаев имеют вероятностный характер.

Окончательная модель реальной действительности может быть представлена в виде функции двух составляющих — детерминированной и случайной

$$y = f(x, n),$$

где y — зависимая переменная, определяемая целью исследования; x — известный фактор, влияющий на y ; n — неизвестная величина, влияющая на y .

Роль этих составляющих может быть различна: если та или другая принимают нулевое значение, получаем либо полностью случайную, либо полностью детерминированную связь [Ююкин Н. Д., Семкин Б. И., 1979 г.].

Статическая система петрологических критериев рудоносности включает признаки состава, строения и соотношения со средой. Эти признаки могут быть модифицированы и иерархизированы в зависимости от масштаба магматического объекта (формация,

комплекс, тело) или же в зависимости от принадлежности объекта к семейству формаций, группе или отдельному формационному виду. В итоге могут быть созданы системы петрологических критериев рудоносности для объектов разных рангов и разной формационной принадлежности и отвечающих им методов исследований (табл. 5).

Схема исследовательского процесса получения оценки признаков включает в себя в качестве элементов задачи исходный материал, средства и процедуры исследования, а также конечный продукт — прогноз рудоносности. Необходимо подчеркнуть, что критерии оценки (благоприятной, неблагоприятной и неопределенной) и выбора решения, т. е. прогноза, могут не совпадать, так как при этом исследователь учитывает и критерии другой специализации, а также прочую информацию. В табл. 6 дана схема получения оценки на основе модельных детерминированных построений. Аналогичная схема может быть построена и для других способов оценки — на основе эталонов и вероятностных построений.

Остановимся на некоторых общих вопросах оценки признаков рудоносности магматических образований разного масштаба, выделяемых в практике геолого-петрологических исследований, — формациях и составляющих их комплексах. С точки зрения потенциальной рудоносности оцениваются формационные виды и формационные ряды, с точки зрения реальной рудоносности могут оцениваться отдельные тела магматических пород, магматические комплексы и ряды магматических комплексов, в частности слагающие вулcano-тектонические структуры (табл. 5).

По существу в природе отсутствуют «нерудоносные» формации: все они в той или иной степени рудоносны (если к тому же учесть значительную субъективность и конъюнктурность этого критерия). Такая ситуация означает, что оценка потенциальной рудоносности того или иного комплекса получается автоматически при установлении его формационной принадлежности, поскольку формационные признаки в то же время являются и признаками потенциальной рудоносности, т. е. каждый систематический признак магматической формации выступает также в роли критерия потенциальной рудоносности. Эти критерии в целом имеют региональное значение. Системы критериев, определяющих потенциальную рудоносность, могут быть установлены для каждого семейства магматических формаций в целом, для отдельных групп формаций и, наконец, для отдельных формационных видов. Вместе с тем понятно, что не все входящие в ту или иную формацию магматические комплексы являются рудоносными, что обусловлено рядом факторов — провинциальных, локальных и др. Признаки реальной рудоносности конкретного магматического комплекса имеют более низкий ранг и не должны повторять формационные признаки вида. Во многих работах по существу не делается различий между такими признаками и свойствами формационного вида обычно рассматриваются как критерии потенциальной рудоносности того или иного принадлежащего к этому виду комплекса (индивида). Хотя

ТАБЛИЦА 5

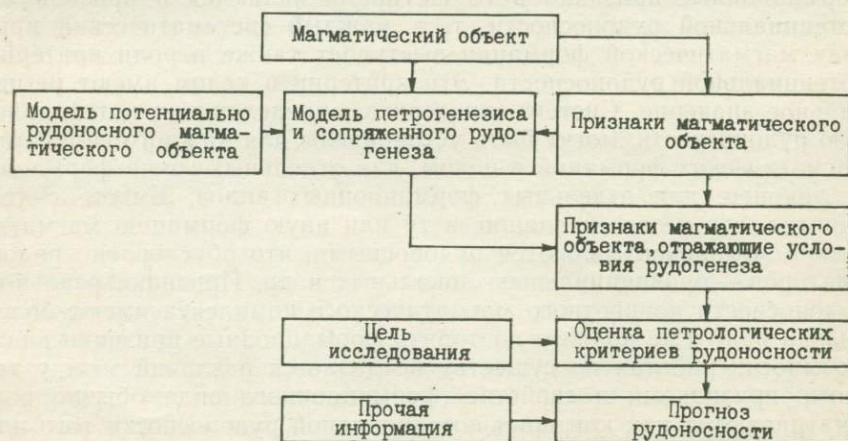
Объекты и характер исследований при установлении петрологических критериев

Цель исследования	Характер и масштаб исследования	Ранги объектов исследования
Прогнозирование полезных ископаемых, ассоциирующих с магматическими породами (в мелких и средних масштабах)	Региональные петрологические исследования	Формационный вид, ряды формационных видов и зоны их проявления
Прогнозирование полезных ископаемых, ассоциирующих с магматическими породами (в крупном масштабе)	Специальные петрологические исследования	Магматический комплекс (или однотипные комплексы), зона его проявления, отдельные магматические тела

для отдельных типов рудоносных комплексов разными исследователями предложены многочисленные петрологические критерии реальной рудоносности (в том числе петрографические, петрохимические, геохимические, минералогические и др., см., например, работу [Петрология литосферы и рудоносность, 1981 г.]), значительные трудности заключаются в способах их интегральной оценки. При этом важным обстоятельством является эмерджентность нескольких благоприятных признаков, определяемая не

ТАБЛИЦА 6

Схема получения оценки петрологических критериев рудоносности магматических объектов (тел, комплексов) одного формационного вида



рудоносности

Масштабы критериев	Типы критериев	Ожидаемые конечные результаты оценки критериев
Региональные	Потенциальной рудоносности (металлогенической специализации формационного вида или ряда таких видов, в отдельных случаях реальной рудоносности)	Определение металлогенической специализации комплекса (ряда комплексов) или зоны его проявления, генетических типов оруденения ожидаемых серий рудных формаций
Локальные	Реальной рудоносности (продуктивной рудоносности магматического комплекса)	Определение возможности обнаружения оруденения, его локализации, масштабов типов рудных формаций

просто их суммой, а как бы их «умножением» и соответственно значительным повышением достоверности оценки на основе анализа ряда таких признаков. При этом имеется в виду, что такие критерии не зависят друг от друга. Суммирование результатов оценки отдельных выявленных признаков и общая оценка того или иного объекта осуществляются в большинстве случаев интуитивным путем, так как способы такого суммирования по существу не разработаны.

Как уже подчеркивалось, петрологические критерии являются лишь частью критериев рудоносности магматических образований, в число которых входят также литологические, тектонические, палеогеографические, связанные собственно с процессами рудогенеза и локализации руд и т. п. В настоящее время не может быть оценен с необходимой достоверностью «вклад» каждого петрологического признака как признака рудоносности комплексов.

4

ФОРМАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ОЦЕНКЕ РУДОНОСНОСТИ

Формационное расчленение магматических образований дает возможность устанавливать на первом этапе петрологических исследований перспективы их потенциальной рудоносности. Систематизация признаков формационных видов как абстрактных единиц, в которых обобщены устойчивые признаки магматических комплексов [49], позволяет глубже понять закономерные связи

магматизма и оруденения, исключив влияние случайных и второстепенных факторов.

Одной из основных задач формационных исследований является систематизация данных о закономерных связях оруденения с магматическими формациями и комплексами и выяснение закономерностей размещения перспективных в отношении рудоносности магматических образований. Эти вопросы решаются в ходе региональных петрологических исследований.

При региональных петрологических исследованиях объектами изучения является та или иная область проявления магматизма, в которой необходимо установить формационную принадлежность всех развитых в этой области ассоциаций магматических пород. Важный элемент таких исследований — изучение последовательности их проявления, соотношения друг с другом, пространственного размещения в структурах региона и места в тектоно-магматическом процессе. Эти исследования создают основу для оценки потенциальной рудоносности как отдельных магматических комплексов, так и региона в целом на комплекс полезных ископаемых.

Формационный анализ дает возможность рассматривать ассоциации изверженных пород не только как статические системы, но и как элементы историко-геологических реконструкций. Целью их является создание региональных моделей магматизма в определенных типах структурно-формационных зон, на основе которых может производиться прогнозирование различных видов полезных ископаемых применительно к особенностям тектоно-магматического развития данного региона.

Кроме того, при региональном прогнозировании учитываются признаки, характеризующие отношение магматических комплексов к региональным структурам (разломам, элементам складчатости и пр.). Эти региональные факторы в той или иной степени сказываются на формировании конкретных магматических комплексов и обуславливают благоприятные или неблагоприятные условия для концентрации оруденения. В связи с этим следует учитывать, что потенциальная рудоносность, свойственная формационному виду, может усложняться влиянием регионального петрохимического и геохимического фона. Отражением такого петрохимического фона в крупном масштабе является неравномерное распределение титана в геосинклинальных базальтовых и ультрамафит-габбровых комплексах: в Алтае-Саянской области его содержание значительно выше, чем в регионах Урала, Кавказа и др.

Важнейшей задачей региональных петрологических исследований является также установление парагенезов магматических формаций. Как известно, могут быть выделены временные и латеральные ряды формаций, связанные с различными классами эндогенных режимов — геосинклинальным, орогенным, кратонным. Возможны различные объяснения соотношений рудных и магматических образований, которые находят отражение в тех или иных признаках потенциальной рудоносности парагенезов.

Вопрос о петрологических признаках и критериях рудоносности формационных рядов разрабатывается в основном в рамках региональных металлогенических построений. При этом полезно принимать во внимание несколько положений.

1. Внутри временных рядов смена формационных типов отражает нередко эволюцию единых магматических источников, что определяет изменение в ходе развития очагов типов оруденения и их масштабов.

2. В парагенезах комагматических вулканических и интрузивных формаций роль продуктивных играют интрузивные члены. При этом соответствующая вулканическая формация играет роль индикатора рудоносности интрузий.

3. В парагенезах комплементарных интрузивных и вулканических формаций каждая характеризуется своим типом оруденения, однако одна из формаций может указывать на более низкую или более высокую продуктивность другой.

4. В парагенезах двух интрузивных формаций (комплементарных между собой) возможно появление контактово-метасоматического оруденения, отличающегося от типа оруденения каждой из формаций, взятых порознь.

5. В парагенезах, охватывающих формации эвгеосинклинального и орогенного режимов, возможно появление месторождений в результате регенерации (в том числе более крупных за счет мелких).

Детальные петрологические исследования, так же как и региональные металлогенические исследования, имеют конечной практической целью перспективную оценку рудоносности территории. Наряду с этим петрологические и металлогенические исследования на отдельных этапах проводятся независимо друг от друга и решают свои самостоятельные задачи (табл. 7). При этом соблюдается как соподчиненность определенных этапов исследований, так и известная их независимость, обусловленная целью и задачами исследований.

Кроме региональных могут быть выделены специальные петрологические исследования, объектами которых являются отдельные магматические комплексы или группы близких по составу комплексов одного формационного вида, развитых в разновозрастных и территориально разобщенных регионах. В близком смысле Р. Ивановым [1969 г.] используется термин «внутриформационный анализ». Результаты таких петрологических исследований позволяют подойти к выявлению признаков реальной рудоносности комплексов данного формационного вида, обладающего определенной потенциальной рудоносностью. Сложность выявления критериев рудоносности заключается в оценке значимости того или иного признака применительно к разным типам оруденения. Признаки реальной рудоносности, устанавливаемые при внутриформационном анализе, находятся в различных соотношениях с формационными. Могут быть выделены три случая:

ТАБЛИЦА 7

Схема соотношения этапов петрологических и металлогенических исследований

Региональный формационный анализ	Региональный (комплексный) металлогенический анализ
Установление содержания, объема магматических комплексов, определение их формационной принадлежности	Выявление и регистрация развитых на исследуемой территории месторождений и рудопроявлений. Выделение типов месторождений полезных ископаемых, профилирующих для региона. Составление карты полезных ископаемых региона
↓	↓
Внутрирегиональная возрастная и формационная корреляция. Установление временных и латеральных рядов магматических комплексов	Общая характеристика пространственного размещения месторождений Выделение рудных зон
↓	↓
Выделение структурно-формационных зон	Структурно-металлогеническое районирование. Выделение рудных формаций, установление их связи с магматическими комплексами Прогнозная оценка магматических комплексов ↓ Перспективная оценка территории на комплекс главных полезных ископаемых

1) признаки совпадают с систематическими формационными признаками разного ранга, но имеют более узкий интервал значений (например, при общем натриевом типе щелочности базальт-андезит-липаритовой формации колчеданоносными являются комплексы лишь с максимально высоким отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$);

2) признаки относятся к составу и структуре формации, но не используются в качестве видообразующих в систематике формаций (например, высокая степень дифференцированности, наличие благоприятных для локализации руд форм интрузивных тел или отдельных типов фаций, пород);

3) признаки характеризуют в основном соотношение формации с окружающей средой (соотношение магматических формаций с другими формациями).

Соответствующие критерии основаны на последовательной оценке трех упоминавшихся выше категорий признаков — признаков состава, строения и соотношения с окружающей средой, которые выбираются исходя из анализа эталонов, модельных построений и статистик связей.

Выявление признаков для локального прогнозирования предполагает разработку системы петрологических признаков, отражающих «внутренние» особенности состава и строения комплекса (магматического тела), либо вообще свойственные данному формационному виду, либо обусловленные региональными причинами (факторами), определяющими индивидуальные (провинциальные) особенности магматического комплекса. Для этих случаев весьма существенна роль конкретной геологической обстановки. Это означает, что при оценке реальной рудоносности комплексов резко повышается роль критериев, основанных на анализе соотношений магматических образований с вмещающей средой.

Петрологические критерии реальной рудоносности магматических комплексов имеют специализированный характер, т. е. являются критериями нахождения определенных рудных формаций (генетических типов оруденения) в ассоциации с этими комплексами. Исходя из указанных выше принципов, можно установить иерархические системы соответствующих признаков и дать их оценки в качестве критериев рудоносности. В идеале может быть создана система специализированных петрологических критериев, используемых последовательно. Полная формализация всех элементов такой системы, вероятно, возможна в очень редких и наиболее простых случаях. Например, вероятностная оценка признаков рудоносности гранитоидных и гранитоидсодержащих рудоносных комплексов выполнена Э. П. Изохом [29], который не использовал какую-либо заранее выбранную классификационную схему, а выделил типы магматических ассоциаций на основе соотношения пород разной кислотности. Оценка рудоносности основана на анализе ряда выбранных признаков состава, а также на типе щелочности и уровне общей щелочности, определяющих геохимический парагенезис оруденения. Система признаков имеет вид дерева классификации. Оценка значимости признаков, которыми характеризуются рудоносные магматические объекты (комплексы, отдельные массивы), с целью разбраковки их по экономическим критериям, а также сопоставление этих эталонных признаков с признаками объектов, рудоносность которых не ясна, могут быть выполнены также методами дискретного анализа массовой логической информации [Дмитриев А. Н. и др., 1968 г.]. В этом случае отдельным признакам придаются определенные информационные веса и может быть произведено их суммирование для определения значимости каждого оцениваемого объекта или группы объектов.

Как отмечалось выше, при оценке рудоносности магматических комплексов важное значение имеет определение типа связи оруденения с вмещающими магматическими образованиями. Методика выявления таких связей имеет свою специфику применительно как к семействам и группам, так и к классам формаций — интрузивному и вулканическому (табл. 8); комплексный подход необходим при изучении вулкано-интрузивных формаций. Разным семействам и группам формаций свойственны неодинаковые генетические группы месторождений (рис. 1), причем разнообразие их

Магматические формации и их индексы

Вулканические и вулканогенные формации	Индексы	Плутонические формации	Индексы
Семейство ультрамафических формаций			
		Дунит-перидотитовая	u
		Дунит-клинопироксенит - габбровая	um
		Перидотит-пироксенитовая	pu
Кимберлитовая	ku		
Меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов (натриевого ряда)	pu		
Ультрамафитов повышенной щелочности, щелочных мафитов и карбонатитов (калиевого ряда)	kuf		
Семейство мафических формаций			
Базальт-долеритовая	bm	Диабаз-пикритовая	mu
Липарит-базальтовая	lb		
Трахибазальтовая	tb		
Коматит-базальтовая	kb		
Пикрит-базальтовая	ub		
Натриевых базальтов (спилит-диабазовая)	nb	Габбро-диабазовая	m
Натриевых базальтов-липаритов	nbl	Перидотит - ортопироксенит-норитовая	upm
Базальт-андезит-липаритовая	bal	Верлит-габбровая	wm
Андезит-базальтовая	ab	Сиенит-габбровая	sm
Калиевых базальтов-трахитов	kbt	Габбро-анортзитовая	am
Трахилипарит-трахибазальтовая	tlb	Анортзитовая	ma
Трахибазальт - трахиандезит-трахилипаритовая	tbl	Габбро-диорит - плагногранитовая	mng
Щелочных базальтоидов и фолонитов, щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов (щелочных мафитов и натриевых фойдитов)	nbf		
Щелочных базальтоидов и лейцитифиров, щелочных габброидов, псевдолейцит-нефелиновых сиенитов (щелочных мафитов и калиевых фойдитов)	kbf		
Семейство мафическо-салических формаций			
Базальт-андезитовая	ba	Тоналит-плагногранит - гранодиоритовая	gd
Андезитовая	a	Диорит-гранодиоритовая	dg
Трахиандезитовая	ta	Монзонит-сиенитовая	tg

Вулканические вулкано-интрузивные формации	Индексы	Плутонические формации	Индекс
Семейство салических формаций			
Натриевых липаритов	nl		
Дацит-липаритовая	dl	Гранитовая	g
Липаритовая	l	Мигматит-гранитовая	Mng
		Мигматит-плагиогранитовая	Mng
Трахилипаритовая	tl	Лейкогранитовая	lg
		Гранитов рапакиви	rg
		Аляскитовая	xg
		Гранит-граносиенитовая	gs
		Мангерит-гранитовая	sg
		Щелочно-гранитовая	tg
Фонолитов, щелочных трахитов, нефелиновых (агпаитовых) сиенитов (натриевых фойдитов)	nft	Нефелиновых (миаскитовых) сиенитов	tgf
Лейцитифиров, нефелиновых псевдолейцитифиров и щелочных сиенитов (калиевых фойдитов)	kft		

возрастает с увеличением как саличности формаций, так и щелочности. Вместо преимущественно магматических месторождений, характерных для ультрамафических и мафических формаций, нормальной щелочности, в салических формациях появляются главным образом пегматитовые, скарновые, грейзеновые. В формациях щелочной группы отмечается почти весь набор известных генетических групп месторождений, в том числе только им присущая карбонатитовая. Как следствие этого, при выявлении и оценке критериев рудоносности для ультрамафических и мафических формаций первостепенное значение приобретает анализ первичной структурно-вещественной неоднородности магматических тел, связанной с процессами их кристаллизации, тогда как для салических, мафическо-салических формаций, а также щелочных формаций разных семейств важны исследования признаков, связанных с поздние- и постмагматическими процессами, а также признаков соотношения со средой. Эти выводы относятся преимущественно к интрузивным и интрузивно-вулканическим формациям. В вулканических «сквозных» и главным для всех семейств является гидротермально-метасоматический тип месторождений, однако, как и для интрузивных формаций, магматический тип месторождений свойствен исключительно ультрамафическим и мафическим формациям.

Поскольку одним из важнейших экстенсивных факторов петрогенезиса и сопутствующего ему рудообразования являются различные мегафациальные условия становления магматических комп-

лексов, целесообразно остановиться на главнейших особенностях интрузивных, интрузивно-вулканических и вулканических комплексов. Собственно вулканические комплексы (и образуемые ими формации) характеризуются преимущественным развитием в их составе эффузивных пород, однако они нередко сопровождаются и субвулканическими и гипабиссальными интрузиями. Однако последние никогда не образуют самостоятельных ассоциаций. Интрузии имеют относительно небольшие размеры, петрографические особенности пород очень близки с таковыми для вулканитов.

Интрузивно-вулканические комплексы (и образуемые ими формации) характеризуются синхронностью или близостью по времени образования эффузивных и интрузивных членов, их комагматичностью, иногда непосредственной пространственной связью отдельных тел, залегающих на глубине и на поверхности. Интрузии, сопутствующие эффузивам, формируются в гипабиссальных условиях. В состав формаций, принадлежащих к этому классу, включаются отдельные вулканические или интрузивные комплексы, проявляющиеся самостоятельно. Однако во всех случаях в составе этих формаций известны комплексы полифациального строения — вулcano-интрузивные. Они характеризуются петрографическими особенностями, свидетельствующими об их становлении в мезо- и гипабиссальных условиях, на что указывает и характер взаимоотношения интрузивных тел с вмещающими породами.

Интрузивные комплексы обычно не обнаруживают непосредственной связи с эффузивными образованиями. Влияние внешней среды для интрузивных тел имеет несколько большее значение, чем для вулканических, что находит отражение в условиях концентрации рудных компонентов. Учитывая большое значение, которое придается зональности в распределении различных генетических типов месторождений, связанной с глубинностью становления магматических образований, кратко рассмотрим систематику магматических формаций различной потенциальной рудоносности по мегафациальным условиям их образования. При установлении фациальных границ учтены данные, приведенные в работе Ю. А. Кузнецова и др. [40], а также дополнительные сведения о глубинах становления некоторых типов интрузивных комплексов [53; Когарко Л. Н., 1980 г., и др.].

Влияние глубины становления и структурных особенностей окружающей среды на парагенезисы минералов, слагающих горные породы, известно со времен работ М. А. Усова [1935 г.]. В настоящее время выявлены более разнообразные и в известной мере систематизированные признаки, отражающие термодинамическую обстановку становления магматических образований. Выделение мегафаций магматических образований проводится с учетом данных об эволюции теплового потока в ходе смены эндогенных режимов в развитии крупных геотектонических элементов [Любимова Е. А., 1978 г.; 89]. Сложный характер взаимоотношения магматических расплавов и глубинных флюидов в различных мегафациальных условиях подтверждается многочисленными экспери-

ментальными и теоретическими исследованиями [Коржинский Д. С., 1965; Перчук Л. Л., 1973 г.; 53].

На рис. 1 приведена систематика магматических формаций по мегафациям глубинности и ассоциирующих с ними различных генетических групп рудных месторождений. Магматические формации отнесены к четырем группам, внутри которых формации размещены по степени возрастания щелочности (нормальные, субщелочные, фойдовые).

В абиссальной фации, ограниченной глубинами свыше 10 км, происходит становление плутонических формаций в условиях ультраметаморфизма и анатексиса. Температура в этих условиях 750—1000 °С, давление 6—7 кбар. Представителями формаций, образующихся на этих глубинах (свыше 10 км), являются анортозитовая и мангерит-гранитовая, составляющие устойчиво повторяющийся парагенез, образующийся в результате ультраметаморфизма и анатексиса [Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., 1977 г.]. В этих же фациальных условиях образуются параавтохтонные комплексы мигматит-плагиогранитовой и мигматит-гранитовой формаций с локальным участием анатектических гранитов.

В абиссальной мегафации отмечается петрогенетическая общность магматических формаций с вмещающими породами. Данные по изучению таких формаций, как мигматит-гранитовая, анортозитовая, свидетельствуют о преимущественной роли глубинных флюидов в их образовании и в рассеянии или концентрации рудных компонентов. Размещение рудных месторождений (золота, ильменита) метаморфогенно-гидротермального генезиса характеризуется определенной горизонтальной и вертикальной зональностью [Хорева Б. Я., 1979 г.]. В этих условиях возрастает роль флюидного давления, понижающего температуру кристаллизации магмы и влияющего на направление магматической эволюции [53]. Среди генетических типов месторождений преимущественное развитие имеют пегматитовые и метаморфогенные.

Мезоабиссальной фации соответствуют разнообразные по составу интрузивные формации ультрамафического, мафического, мафическо-салического и салического семейств. Диапазон глубинности их становления 5—10 км. Температура 500—800 °С, давление 2—4 кбар. При этом среди формаций мафического и салического семейств наблюдаются комплексы, имеющие, с одной стороны, черты формирования в более глубинных условиях, с другой — признаки, близкие к признакам гипабиссальных интрузий. В мезоабиссальных условиях фильтрация флюидов («сквозьмагматическая»), имевшая главное значение в абиссальной мегафации, сокращается, а магматическое замещение сменяется диффузионным обменом, способствующим процессам ассимиляции и контаминации, образованию пегматитовых флюидов и флюидов жильных фаз. При этом рудоносность магматических комплексов изменяется также с глубиной, отражая различное влияние флюидов на разных стадиях магматического процесса. На больших глубинах в пределах этой мегафации взаимодействие расплавов и

флюидов происходит в магматическую стадию, причем это больше свойственно ультрабазитовым и базальтовым магмам, для которых устанавливается рудогенерирующая роль флюидов как на ранне- (ликвация, сингенетическое рудообразование), так и на позднемагматической (эпигенетическое рудообразование) стадии. Рудоносность гранитоидных ассоциаций находится в прямой зависимости от обогаченности магы летучими компонентами. В пределах этой мегафации наблюдается определенная эволюция гранитоидных формаций и генетических типов оруденения: от гранодиоритовых, тесно связанных с базальтовым магматизмом в более глубоких зонах, до лейкогранитовых и аляскитовых в гипабиссальных условиях.

Для мезоабиссальной группы формаций характерны магматический, пегматитовый, скарновый и гидротермально-метасоматический генетические типы оруденения. По типу связей все магматические формации этой группы являются рудоносными продуктивными и рудоносными материнскими.

Для гипабиссальной фации (1,2—5 км) также характерны магматические формации разного состава—от ультрамафических до салических. Температура до 700 °С, давление до 1,5 кбар. В этих условиях, во-первых, не происходит магмообразования и регионального метаморфизма, образуются в основном маловодные граниты; во-вторых, проявляется активное взаимодействие магматических тел с окружающей средой (скарновые, грейзеновые, гидротермально-метасоматические образования); в-третьих, существует постоянная связь интрузивных тел с вулканическими образованиями. Кроме того, в этих p — T -условиях, по существу, нет ограничений для становления гипабиссальных интрузивных тел, залегающих среди эффузивных образований; интрузии одного формационного вида (это относится как к гранитоидам, так и к щелочно-мафитовым формациям) могут формироваться на всех глубинах этой мегафации, в связи с чем многие из них несут определенные черты субвулканических образований. Тесная пространственно-временная связь интрузий с субвулканическими образованиями приводит к усложнению характера взаимоотношения оруденения с вмещающими магматическими породами и к возникновению сложных генетических групп рудных месторождений.

В гипабиссальных условиях формирование магматических образований происходит при еще более значительном обогащении их летучими компонентами. Эволюция флюидного режима сопровождается возрастанием роли растворов в постмагматическую стадию и накоплением в надинтрузивных зонах таких элементов, как Та, Nb и др. Методика выявления критериев их рудоносности выходит за пределы применяемого для выяснения рудоносности собственно интрузивных тел, так как роль метасоматических процессов в образовании месторождений становится решающей. В условиях малых и средних глубин (мезоабиссальной и гипабиссальной) происходит интенсивный теплообмен гранитоидных (богатых летучими компонентами) расплавов с окружающими породами,

что выражается в наличии контактных ореолов изменения. Все это оказывает влияние не только на состав расплавов (флюидов), но и на концентрацию рудных компонентов [Марин Ю. Б., 1976; Коптев-Дворников В. С. и др., 1965 г.; Смирнов В. И., 1973 г.].

К поверхностной (и приповерхностной) фации относятся все вулканические формации. Своеобразие этих формаций заключается в том, что по составу, определяемому главным образом условиями генерации, они близки магматическим формациям более глубинных фаций, тогда как многие элементы строения вулканических формаций сближают их с осадочными формациями. Рудообразование происходит у поверхности, в зоне развития трещиноватости, в неравновесных условиях при резко меняющихся давлениях, кислотности-щелочности и окислительном потенциале среды. Характерно широкое проявление поздне- и постмагматических преобразований, обусловленных главным образом фумарольно-сульфатарной деятельностью.

Флюидный режим непостоянен. Для формаций раннегеосинклинальной стадии, несущих колчеданное оруденение, устанавливается связь с восстановленными флюидами натриевого профиля, для позднегеосинклинальной и орогенной более характерны окисленные флюиды калиево-натриевого профиля.

Эти черты условий формирования вулканических формаций определяют специфику связанных с ними месторождений. Основными особенностями последних являются: более отдаленная, чем для интрузивных формаций, связь оруденения и магматизма; своеобразный минеральный состав руд (обилие минералов, сложность их состава, широкое развитие сульфатов, сульфосолей, теллуридов, селенидов и т. д.); своеобразие генетических типов месторождений, связанное с влиянием экзогенных факторов и интенсивной фумарольно-сульфатарной деятельностью, преобладание различных видов вулканогенно-осадочных месторождений. Наряду с этим в связи с вулканическими формациями (преимущественно их наиболее глубинными членами) встречаются типы месторождений, свойственные и интрузивным гипабиссальным формациям.

Несмотря на то что рудоносными практически являются все выделяемые формационные виды, масштабы оруденения, его типы и т. д. существенно различны для разных семейств и групп формаций, иллюстрацией чему служит приведенный выше рис. 1. Из анализа рисунка вытекает, что признаки рудоносности разных категорий имеют для разных фаций глубинности различный информационный вес. Схематически это представлено на табл. 9.

При изучении разнообразных признаков состава (петрографических, минералогических, геохимических) как возможных критериев рудоносности необходимо учитывать их неравноценность для разных классов формаций. Для интрузивных формаций помимо петрохимического анализа первостепенное значение имеет анализ петрографо-минералогических особенностей, так как нередко первичные минералы интрузивных пород являются рудами.

ТАБЛИЦА 9

Относительное значение категорий признаков рудоносности для магматических образований разных мегафаций глубинности

Мегафация	Состав	Строение	Соотношение со средой
Вулканическая	++	+	+++
Гипабиссальная	++	++	++
Мезоабиссальная	+++	+++	+
Абиссальная	++	+	+++

Поскольку процессы кристаллизации вулканических пород в поверхностных (и приповерхностных) условиях не имеют рудогенерирующего значения и их породообразующие минералы не играют роль рудных (исключение составляют строительные материалы), трудно ожидать, что изучение породообразующих минералов позволит выявить прямые критерии реальной рудоносности вулканических комплексов (однако при оценке формационной принадлежности как главного критерия потенциальной рудоносности исследования этих минералов чрезвычайно существенны). Несравненно более важную роль в качестве критерия рудоносности вулканических формаций может играть петрохимический состав ассоциаций пород, отражающего состав исходных магм, поскольку вулканические породы и руды связаны чаще парагенетически общностью глубинных источников и условий генерации. Учитывая это обстоятельство, а также трудность диагностики состава эффузивов оптическими методами (ввиду их слабой раскристаллизованности), следует признать важную роль петрохимических исследований как метода оценки рудоносности вулканических образований.

Использование фациального анализа мегафациальных условий и фациальных признаков [40] магматических образований при изучении их рудоносности для разных классов формаций также имеет свою специфику. Для интрузивных формаций предпочтителен тот аспект фациального анализа, который касается глубинности становления формаций (анализ мегафаций, или фаций глубинности). Для вулканических формаций, принадлежащих единой мегафации, важен анализ фациальных признаков на более детальном уровне (анализ мезо- и микрофаций по Ю. А. Кузнецову), так как позволяет установить условия локализации месторождений.

Важным этапом при оценке рудоносности интрузивных комплексов является выяснение степени эрозионного среза и фациальных (мегафациальных) условий их становления. Различная глубина становления комплексов даже в рамках одного формационного вида обуславливает, при прочих равных признаках (состав расплавов), различные масштабы и характер (высоко- и низкотемпературный) метасоматических околоинтрузивных образо-

ваний. Последние в большей степени проявлены в гранитоидных гипабиссальных формациях, в надынкрузивных зонах которых концентрируется главная масса редких элементов [Щерба Г. Н. и др., 1979 г.; Таусон Л. В., 1977 г.]. В то же время это означает, что комплексы лейкогранитовой и аляскитовой формаций с глубоким эрозионным срезом малоперспективны на обнаружение редкометалльного оруденения. Для ультрамафит-габбровых формаций, в которых локализация оруденения связана с различным стратифицированным уровнем массивов, установление эрозионного среза и характера зональности представляется решающим в определении перспектив объекта.

Заканчивая общее рассмотрение методов изучения петрологических критериев, отметим, что при региональных и специальных петрологических исследованиях выявление признаков рудоносности, их систематизация и оценка обычно не имеют достаточно строгой методологической основы, что значительно снижает достоверность прогнозов. Напрашивается вывод о необходимости и возможности использования системного подхода к анализу петрологических (и не только петрологических) признаков рудоносности. Проблемы системного подхода к исследованию геологических объектов ставились неоднократно [Жуков Р. А., 1978 г.; Груза В. В., 1978 г.; Белоусов А. Ф., 1979 г.; Яровикова Р. Т., 1979 г., и др.], однако применение этого подхода к конкретным совокупностям петрологических объектов, к их изучению находится в начальной стадии.

Дальнейшая разработка систем оценки признаков рудоносности магматических образований, имеющая целью совершенствование регионального и локального прогноза месторождений минерального сырья, является весьма актуальной задачей петрологических исследований, касающихся определенных формационных видов, комплексов, их рядов, отдельных тел и т. д.

II. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В данном разделе рассмотрены петрологические критерии рудоносности тех магматических образований, с которыми связаны наиболее хорошо изученные и важные в промышленном отношении генетические типы месторождений, отвечающие определенным рудным формациям. Анализ петрологических критериев рудоносности в соответствии с изложенными выше принципами производится исходя из петрографического состава формаций по семействам и группам, однако общее рассмотрение идет от формаций собственно интрузивных — ультрамафитовых и габбровых — к интрузивным и вулканическим — щелочно-ультрамафическим, щелочно-базальтоидным и щелочно-габброидным, фонолитовым и нефелин-сиенитовым, гранодиоритовым, гранитовым и липаритовым — и затем к собственно вулканическим — базальтовым и андезитовым. Эта последовательность в целом отражает переход от рудогенерирующих и рудовмещающих формаций к рудовмещающим, рудогенерирующая роль которых лишь предполагается.

Среди эндогенных месторождений полезных ископаемых большую роль играет магматическая группа месторождений, связанных преимущественно с ультрамафитовыми и габбровыми интрузивными формациями. В генетической группе месторождений, связанных с гранитоидными и липаритовыми формациями, возрастает роль гидротермально-метасоматических типов (скарновых, пегматитовых, грейзеновых).

В ассоциации со щелочно-ультрамафическими, щелочно-габброидными и фойдовыми формациями, по мере возрастания объема щелочных членов в их составе, значение магматической группы снижается при увеличении роли гидротермально-метасоматических, пегматитовых, карбонатитовых месторождений. Для большей части комплексов щелочных формаций характерен полифациальный состав, но рудоносность в подавляющем большинстве случаев всегда определяют интрузивные члены. С интрузивно-вулканическими и вулканическими формациями базальтового, андезитового и липаритового состава преимущественно ассоциируют гидротермально-метасоматические месторождения.

Различия между степенью и характером рудоносности интрузивных и вулканических формаций, а также более низкая степень изученности месторождений, связанных с последними, определя-

ют разные подходы к выделению и оценке критериев рудоносности магматических формаций разных классов. В настоящее время разработка критериев рудоносности интрузивных формаций нередко опирается на существующие петрологические модели, тогда как для вулканических формаций используются чаще сопоставление с эталонами или вероятностно-статистический подход.

Учитывая большое значение так называемых самостоятельных малых интрузий, следует сказать о их роли при установлении петрологических критериев рудоносности магматических образований. В современных классификациях магматических формаций самостоятельные малые интрузии не выделяются в самостоятельные формационные виды; исключением являются только широко распространенные в складчатых областях (главным образом в мнгогеосинклинальных зонах) протяженные пояса и системы габбро-диабазовых даек и силлов, не имеющие видимой связи с базальтовыми вулканическими комплексами и поэтому выделяемые в самостоятельную габбро-диабазовую формацию. Все другие малые интрузии, не относящиеся к этому формационному виду, рассматриваются авторами в одних случаях как различные проявления интрузивных формаций соответствующего петрографического состава, а в других — как субвулканические или гипабиссальные проявления вулканических формаций. Это отвечает трем группам малых интрузий, выделенных Ф. К. Шипулиным [1969 г.].

А

УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ И ГАББРОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ

1. Общая характеристика рудоносности формаций

Формации ультрамафитового и габбрового состава в общей систематике магматических формаций отнесены к двум самостоятельным группам ультрамафического и мафического семейств [49]. Ультрамафитовую группу составляют две формации — дунит-перидотитовая и пироксенит-перидотитовая, в группу габбровых объединены верлит-габбровая, дунит-клинопироксенит-габбровая*, сненит-габбровая, перидотит-ортопироксенит-норитовая, габбро-диабазовая, габбро-анортозитовая, анортозитовая формации. Некоторые общие черты вещественного состава, присутствие в интрузивных массивах дунитов, перидотитов, пироксенитов, меланогаббро, оливиновых норитов, габбро, норитов, лейкогаббро, анортозитов, диоритов, а также связанных с ними рудных концентраций железа, хрома, никеля, кобальта, меди, титана, ва-

* В работе [49] рассматривается в группе ультрамафитовых формаций.

надия, платиноидов дают возможность рассмотреть рудоносность этих формаций совместно.

Близкие по минеральным парагенезисам рудные формации, ассоциирующие с указанными магматическими образованиями, связаны с близкими видами и разновидностями горных пород, занимающими различное положение в интрузивных комплексах разной формационной принадлежности. Эти рудные формации возникают в ходе процессов кристаллизационной дифференциации, ликвации, метасоматоза и метаморфизма (табл. 10).

Основное внимание в настоящем разделе сосредоточено на признаках концентрации характерной группы элементов (Cr, Ni, Co, Fe, Ti) в рудных образованиях, ассоциирующих с комплексами различной формационной принадлежности, а также на выявление факторов такой концентрации. Вопросам ультрамафитовых и габбровых формаций и, в частности, проблеме источника рудного вещества, дифференциации магмы и механизма становления рудоносных интрузий посвящено большое число работ Н. В. Павлова, И. И. Григорьевой [1973 г., 1977 г.], Т. А. Смирновой [1977 г.], О. М. Глазунова [1981 г.], М. Н. Годлевского [1973 г.], М. Н. Годлевского и А. П. Лихачева [1981 г.], В. В. Золотухина [1981 г.], Г. И. Горбунова, Л. А. Виноградова, В. С. Докучаева и др. [1981 г.], Д. В. Полферова [1981 г. и др.].

Исследованиями Е. К. Козлова [1960 г.], В. В. Проскуракова, Е. В. Баташева, С. И. Зака и др. [1981 г.], К. К. Золоева, А. С. Варлакова [1973 г.], Г. Н. Савельевой [1977 г.], А. Н. Савельева [1977 г.], С. В. Москалевой [1976 г.] доказываются роль метаморфизма и метасоматоза как рудогенерирующих процессов, в частности в отношении хрома, никеля, кобальта, меди и серы.

В общем случае металлогеническая специализация ультрамафитовых и габбровых формаций определяется составом мантийного субстрата и флюидного режима выплавления [53; Некрасов И. Я., Гончаров Н. С., 1979 г.].

Интрузивные комплексы и отдельные массивы рассматриваемых ультрамафитовых и ультрамафит-габбровых формаций вмещают главным образом магматическую группу месторождений сульфидной медно-никелевой, хромитовой, титаномагнетитовой, ильменит-титаномагнетитовой рудных формаций. Принадлежность перечисленных типов минерализации к одной генетической группе* определяет относительно однообразный минеральный состав рудных формаций, хотя внутри каждой группы выделяются рудные формации, фиксирующие различные этапы магматического процесса (ранне-, позднемагматический, ликвационный) (табл. 10). С комплексами ультрамафитовых формаций (дунит-перидотитовая и пироксенит-перидотитовая) связаны хромитовые, платиноидные, сульфидные медно-никелевые и силикатно-никелевые месторождения*. Сульфидные медно-никелевые месторождения

* Петрологические критерии выявления силикатно-никелевых месторождений не рассматриваются.

метаморфогенного генезиса обнаруживают пространственную и генетическую связь с интенсивно измененными породами пироксенит-перидотитовых комплексов. Разнообразие оруденения габброидной группы формаций обусловлено составом исходного расплава, а масштабы их концентрации — условиями их становления. Для перидотит-ортопироксенит-норитовой формации при близости набора рудных элементов (хрома, никеля, кобальта, меди, титана, платиноидов) относительная роль оруденения в различных комплексах варьирует. Обычно в комплексах с титаномагнетитовым оруденением сульфидное медно-никелевое выступает как минерализация, и наоборот. Хромитовое оруденение в комплексах сопутствует сульфидному медно-никелевому и титаномагнетитовому, при этом состав хромитовых руд различен. Для комплексов габбро-анортозитовой формации, образованной серией габбро и анортозитов, обнаруживающих сходство с верхними частями комплексов перидотит-ортопироксенит-норитовой формации, наиболее устойчива ильменит-титаномагнетитовая (с апатитом) специализация, хотя не исключается и хромитовое оруденение. Комплексы сиенит-габбровой формации специализированы только на титаномагнетитовое оруденение при отсутствии или резко подавленном сульфидном медно-никелевом, имеющем характер минерализации.

Металлогеническая специализация комплексов анортозитовой формации относительно проста, с ними связаны многочисленные, в том числе крупные (табл. 10) ильменит-титаномагнетитовые, гематит-ильменитовые, апатит-ильменит-магнетитовые месторождения.

2. Формационная принадлежность комплексов как критерий их потенциальной рудоносности

Формационные признаки состава и строения ультрамафитовых и габбровых комплексов, вмещающих концентрации хрома, никеля, кобальта, меди, железа, титана, платиноидов преимущественно магматического генезиса, дают основание рассматривать эти признаки как критерии потенциальной рудоносности. Генетические типы оруденения, локализованного обычно в камерах интрузий, обнаруживают взаимосвязь с процессами эволюции, кристаллизации и позднейшего преобразования магматических пород как под влиянием пневмато-гидротермальных растворов, так и динамических воздействий окружающей среды. Признаки формационной принадлежности, устанавливаемые путем анализа данных по множеству однотипных магматических комплексов, одновременно выступают и как признаки реальной рудоносности применительно к конкретным комплексам.

Для ультрамафитовых и габбровых формаций, вмещающих рудные месторождения почти исключительно магматического, реже метаморфогенного происхождения, первостепенное значение имеют петрологические признаки, отражающие процессы распределения петрогенных и рудных компонентов при становлении маг-

ТАБЛИЦА 10

Рудоносность ультрамафических и габбровых формаций

Интрузивные формации	Генетическая группа оруденения	Петрогенетические процессы, контролирующие рудообразование	Рудные формации	Интрузивные комплексы (м. — месторождения, р. — рудопроявления)
Дунит-перидотитовая	Магматическая (раннемагматическая, ликвационная, гистеромагматическая)	Магматическая кристаллизационно-гравитационная, ликвационная дифференциация	Хромитовая	Кемпирсайский (м. Донское, Мугоджары)
	Гидротермально-метасоматическая	Гидротермальная деятельность, метасоматоз	Сульфидная медно-никелевая Хризотил-асбестовая	Минерализация Баженовский (м. Баженовское, Урал), джетыгаринский (м. Джетыгаринское, Урал)
	Коры выветривания	Процессы гипергенеза	Жадентитовая Силикатно-никелевая Магнетитовая	Итмурундинский (м. Кентерлау, Казахстан) Халиловский (м. Халиловское, Урал) Тектурмасский (р. Сарыкульболды, Казахстан)
Пироксенит-перидотитовая	Магматическая	Магматическая кристаллизационно-гравитационная, ликвационная дифференциация	Хромитовая (огнеупорных хромитов)	Сарановский (м. Сарановское, Урал)
	Гидротермально-метасоматическая	Гидротермальная деятельность	Хризотил-асбестовая (карачаевского типа)	Улутауский (м. Ешкеульмес, Казахстан)
	Метаморфогенная	Метасоматоз и метаморфизм	Сульфидная медно-никелевая	Аллареченский (м. Аллареченское, Кольский п-ов)
Дунит-клинопироксенит-габбровая	Магматическая	Магматическая кристаллизационно-гравитационная дифференциация, метасоматоз	Титанистых магнетитов (с ванадием и платиной)	Платиноносный (м. Качканарское, Первоуральское, Урал)
Верлит-габбровая	Магматическая	Магматическая кристаллизационно-гравитационная дифференциация, метасоматоз	Сульфидная медно-никелевая	Пильгуярвинский (м. Каула, Котсельвара, Кольский п-ов)
Габбро-диабазовая	Магматическая	Магматическая кристаллизационно-гравитационная дифференциация, метасоматоз	Ильменит-титаномагнетитовая	Пильгуярвинский (м. Ждановское, Кольский п-ов)
			Ильменит-титаномагнетитовая	Кусинский (м. Кусинское, Урал)
Перидотит-ортопироксенит-норитовая	Магматическая, пегматитовая	Магматическая кристаллизационно-гравитационная дифференциация, пегматитообразование	Сульфидная медно-никелевая	Мончегорский (м. Мончегорское, Кольский п-ов), златогорский (р. Златогорское, Казахстан)
Габбро-анортозитовая	Магматическая гидротермально-метасоматическая	Магматическая кристаллизационная дифференциация, метасоматоз	Хромитовая	Шельтингский (р. Шельтингское, о. Сахалин; рудопроявления, Кольский п-ов)
			Апатит-титаномагнетитовая Апатит-ильменитовая	Рудопроявления (Алдано-Становой щит)
Анортозитовая	Метасоматическая	Метасоматоз	Титаномагнетитовая	Коростеньский (р. Лемна и др., м. Стремгородское, Украина)
				Древнеджугджурский (м. Маймаканское, Богидэ, Гаюмское, Становая складчатая обл.)

матических тел или при их последующем преобразовании. Таки-ми признаками являются прежде всего петрографические, мине-ралогические, морфологические и структурно-тектонические.

Петрографический состав рассматриваемых магматических формаций характеризуется сочетанием двух групп горных пород — ультрамафитов и габброидов. При этом в первой группе преобладают ультрамафиты при подчиненной (реже значительной) роли габброидов, а во второй — габброиды при подчиненной роли (вплоть до отсутствия) ультрамафитов.

В первую группу, как уже указывалось, входят две формации — дунит-перидотитовая и пироксенит-перидотитовая. В составе дунит-перидотитовой формации преобладающими видами ультрамафитов являются гарцбургиты, дуниты, лерцолиты; с ними ассоциируют небольшие по объему обособления верлитов и клинопироксенитов, развитые главным образом или в виде жил, или в зонах контактов с более поздними габбро; наряду с этим верлиты и клинопироксениты образуются в процессе кристаллизационной дифференциации базальтового расплава. В пироксенит-перидотитовой формации наряду с гарцбургитами, лерцолитами, дунитами, оливинитами широко развиты ортопироксениты — бронзититы и вебстериты. С ультрамафитами той и другой формаций пространственно и во времени сопряжены габброиды, представленные в комплексах дунит-перидотитовой формации габбро и габбро-диабазами, а пироксенит-перидотитовой — габбро, меланогаббро, габбро-норитами, редко анортозитами [27]. При установлении формационной принадлежности комплексов рассматриваемых формаций учитывается ряд существенных признаков.

1. Однотипные породы обеих формаций различаются по степени железистости: ультрамафиты дунит-перидотитовых комплексов характеризуются устойчивым содержанием суммарного железа 6—10%, а пироксенит-перидотитовых — 9—20%. В разрезе массивов от подошвы к кровле железистость пород изменяется очень слабо, что указывает на отсутствие фракционирования при кристаллизации.

2. Вариации содержаний других петрогенных компонентов, в частности глинозема, магнезии, извести, щелочей, в породах дунит-перидотитовой формации незначительны, они могут зависеть как от колебаний состава исходных расплавов, так и от характера и степени преобразования первичных пород, при этом общими для всех разновидностей пород формации являются высокая магнезиальность и постоянно пониженные содержания титана ($TiO_2 < 0,2\%$) и только для пироксенит-перидотитовой формации устойчивым признаком является обогащенность всей серии пород помимо железа титаном (до 0,5%) и глиноземом (до 3—5%).

3. Геохимические особенности дунит-перидотитовой и пироксенит-перидотитовой формаций близки: для них устанавливается в общем ограниченный набор характерных элементов-примесей (Сг, Ni, Cu, Co, Zn, Ti, V, Sc, Sr, Zr). Различия наблюдаются лишь в количественном содержании некоторых элементов. Так, для дунит-

перидотитовых комплексов характерны постоянно повышенные содержания хрома, никеля, меди, кобальта и пониженные титана, ванадия, тогда как в пироксенит-перидотитовых комплексах количества выше кларковых постоянно отмечаются для титана, ванадия, скандия, стронция, циркония, нередко при повышенном содержании хрома.

4. Процессы вторичных преобразований характеризуются интенсивно проявленными серпентинизацией, амфиболизацией, флогопитизацией, являющихся факторами образования ряда полезных ископаемых. При высокотемпературных преобразованиях ультрамафитов возникают вторичные дуниты, антигорит-оливиновые породы и др., которые, по мнению некоторых исследователей, являются факторами петрографического контроля хромитового оруденения [Золоев К. К., Варлаков А. С., 1978 г.; Савельев А. А., 1977 г.].

На территории СССР наиболее распространенной и изученной является альпинотипная дунит-перидотитовая формация — характерная интрузивная формация эвгеосинклинальных зон, составляющая интрузивный член «офиолитовой ассоциации». С комплексами этой формации связаны хромитовые месторождения (Урал, Малый Кавказ), месторождения хризотил-асбеста (Урал, Казахстан, Алтае-Саянская область), а также месторождения талька и талькового камня, жадеитита и др.; с образованиями древней коры выветривания на серпентинитах связаны месторождения гидросиликатных никелевых руд (с кобальтом) и аморфного магнетита (Урал, Казахстан).

Пироксенит-перидотитовая формация не имеет в настоящее время такой полной характеристики состава и строения, как дунит-перидотитовая. С ее комплексами связаны магматические месторождения хромита (Урал), магматические и метаморфогенные месторождения сульфидов железа, меди и никеля (Кольский полуостров), а также крупнейшие в СССР месторождения хризотил-асбеста карачаевского типа (Казахстан, Северный Кавказ).

Особенности рудоносности комплексов этих формаций коррелируются с устойчиво повышенными содержаниями в породах рудообразующих элементов (Cr, Fe, Ni, Cu, Co), что свидетельствует об изначальной геохимической специализации магматических расплавов. Образование же повышенных концентраций рудных компонентов происходит в определенные этапы формирования магматических комплексов и дальнейшего их преобразования. При этом факторы, контролирующие ту или иную минерализацию, в каждом конкретном случае различны, что требует особого подхода к выявлению петрологических критериев рудоносности.

Во вторую группу отнесены все остальные формации, рассматриваемые в настоящем разделе. При общем преобладании в их составе габброидов они характеризуются отчетливыми индивидуальными особенностями. Для комплексов дунит-клинопироксенит-габбровой формации главным является дунитовый состав ультра-

мафитов при отсутствии гарцбургитов. Характерно зональное распределение ультрамафитов в массивах и закономерное изменение состава слагающих их минералов: дунит с повышенной железистостью (переходящий в оливинит $Ф_0-92-80$), — верлит — оливиновый клинопироксенит — клинопироксенит — титаномагнетитовый клинопироксенит, что, в частности, отчетливо установлено на примере Косьвинского дунитового тела в Кытлымском массиве на Урале [Фоминых В. Г. и др., 1977 г.]. Клинопироксениты представляют собой реакционные образования и возникают вокруг дунитов как в габбро, так и во вмещающих эффузивах. На генетическую связь клинопироксенитов с дунитами указывает наличие в первых хромита. Габброидная группа пород представлена габбро и габбро-норитами с обособлениями клинопироксенитов. Габбровые тела характеризуются псевдостратификацией, что сближает их с расслоенными интрузиями [Штейнберг Д. С. и др., 1965 г.]. Для габброидных тел устанавливается также полосчатое расположение рудных зон, обогащенных титаномагнетитом. Типичным представителем дунит-клинопироксенит-габбровой формации является платиноносный комплекс Урала, аналоги его выявлены также в ряде регионов Казахстана и Алтае-Саянской области [Москалева В. Н., 1971 г.; Волохов И. М., Иванов В. М. и др., 1965 г.].

В верлит-габбровой формации, комплексы которой достоверно установлены только в Карело-Кольском регионе, ультрамафиты представлены верлитами, реже лерцолитами, нередко содержащими в небольшом количестве плагиоклаз. Пироксениты, имеющие постепенные переходы с перидотитами через оливиновые разновидности, образованы в основном клинопироксеном. Габброиды также представлены клинопироксенсодержащими видами; нориты не характерны; в эссекситовых разновидностях габбро присутствует ортоклаз. Постепенные переходы между породами отражают генетическое единство всей серии и дифференциацию на месте становления интрузий. Петрохимический тренд серии свидетельствует о накоплении магния, никеля, хрома, кобальта на начальной стадии кристаллизации, а железа и титана — на заключительной.

Перидотит-ортопироксенит-норитовая, сиенит-габбровая и габбро-анортозитовая формации, общей чертой которых является первично-расслоенное строение интрузий, характеризуются отсутствием дискретности петрографического состава соответствующих комплексов: ультрамафиты связаны постепенными переходами через плагиоклазсодержащие разновидности с габброидами, реакционные взаимоотношения между ультрамафитовыми и габбровыми членами интрузивных комплексов не проявляются. Состав пород, участвующих в строении комплексов этих формаций, варьирует в широких пределах, что обусловлено различиями в составах исходных внедрявшихся расплавов, интенсивностью проявления и направленностью процессов дифференциации, условиями становления интрузивных тел и глубиной их эрозийного среза.

В серии пород перидотит-ортопироксенит-норитовой формации развиты оливиниты, дуниты, гарцбургиты, ортопироксениты (бронзититы), троктолиты, оливиновые нориты, нориты, габбро-нориты, габбро, анортозиты, в подчиненном количестве могут присутствовать более кислые дифференциаты, связанные постепенными переходами с лейкогаббро.

В сиенит-габбровой формации роль ультрамафитов обычно невелика, они представлены в основном клинопироксенитами и их титаномагнетитсодержащими разновидностями, реже перидотитами и оливинитами. Среди габброидов развиты троктолиты, оливиновые и безоливиновые авгитовые габбро, титаномагнетитовые габбро, которые через феррогаббро образуют переходы к сиенитам и нефелиновым сиенитам.

В комплексах габбро-анортозитовой формации, известных только в областях докембрийской складчатости (в краевых частях щитов), резко преобладают габбро-анортозиты (лейкогаббро), анортозиты, нориты, габбро-нориты, им количественно подчинены (до полного отсутствия в некоторых массивах и комплексах) пироксениты (бронзититы), перидотиты (гарцбургиты и лерцолиты), очень редки дуниты.

В целом состав горных пород этих трех ультрамафит-габбровых формаций характеризуется следующими общими особенностями:

1) большим разнообразием количественных соотношений главных породообразующих минералов, ведущим к образованию значительных по мощности слоев мономинеральных и анхимономинеральных пород (оливинитов, дунитов, пироксенитов, анортозитов, хромититов), вследствие чего количество пород, входящих в состав расслоенных серий, достаточно велико, несмотря на ограниченный набор главных породообразующих минералов (оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз);

2) широким интервалом колебаний состава породообразующих минералов, отчего близкие или одинаковые по количественно-минеральному составу породы могут сильно варьировать по химическому составу, отличаясь друг от друга по железомagneзиальному отношению, соотношению кальция и щелочей, содержанию рудных элементов и элементов-примесей.

В комплексах сиенит-габбровой формации породообразующие минералы характеризуются большей железистостью и щелочностью по сравнению с аналогичными минералами пород перидотит-ортопироксенит-норитовой и габбро-анортозитовой формаций. Широкое проявление процессов кристаллизационно-гравитационной дифференциации в расслоенных массивах рассматриваемых формаций способствует возникновению равновесных минеральных ассоциаций, вследствие чего реакционные взаимоотношения породообразующих минералов сравнительно редки.

Значительно большей простотой и однообразием отличается петрографический состав габбро-диабазовой и анортозитовой формаций габбровой группы. В габбро-диабазовых комплексах все

горные породы характеризуются различными сочетаниями двух главных **породообразующих** минералов — плагиоклаза и клинопироксена (обычно авгита); главными видами среди них являются габбро-диабазы и диабазы, в дифференцированных силлах и дайках появляются лейкократовые (габбро-диориты, диориты, микроплагиограниты) и меланократовые (пикриты, клинопироксениты, плагиоклазовые пироксениты, редко верлиты) породы, составляющие небольшую (1—10 %) часть объема комплексов; в некоторых отчетливо дифференцированных комплексах встречаются эссексит-диабазы и эссекситы. Петрохимические особенности габбро-диабазовых комплексов также отражают их относительно устойчивый петрографический состав и в различной степени проявленную дифференциацию.

Комплексы анортозитовой формации, развитые исключительно среди глубоко метаморфизованных докембрийских образований, сложены единой серией пород от резко преобладающих анхимономинеральных анортозитов через габбро-анортозиты и норит-анортозиты до меланократовых норитов и габбро-норитов. Присутствие в анортозитовых породах плагиоклазов различной основности определяет появление смешанных разновидностей пород (битовнитит- и андезит-лабрадоритовых). В составе многих анортозитовых комплексов встречаются (в количестве не более 1 %) рудные габбро и рудные клинопироксениты и перидотиты, содержащие апатит-ильменит-титаномагнетитовые и гематит-ильменитовые руды.

По петрохимическим признакам все рассматриваемые ультрамафитовые и ультрамафит-габбровые формации могут быть подразделены на три типа, отвечающие по существу составу исходных расплавов:

а) ассоциации высокомагнезиальных ультрамафитов — дунит-перидотитовая и дунит-клинопироксенит-габбровая; этот тип может сопоставляться с геохимическим типом высокомагнезиальных ультрамафитов О. М. Глазунова [1979 г.], включающим хромитовые (комплексы дунит-перидотитовой формации) и хромит-платиновые металлоносные подтипы (комплексы дунит-клинопироксенит-габбровой формации);

б) ассоциации ультрамафитов повышенной железистости — пироксенит-перидотитовая формация, в некоторой степени отвечающая геохимическому типу железистых ультрамафитов того же автора; подтипы хром-титановый и палладий-никелевый отвечают различным по рудоносности комплексам пироксенит-перидотитовой формации; к этому же петрохимическому типу относятся высокожелезистые ультрамафиты комплексов анортозитовой формации;

в) ассоциации ультрамафитов и габброидов с варьирующей железистостью (перидотит-ортопироксенит-норитовая, габбро-анортозитовая, сиенит-габбровая и верлит-габбровая формации), геохимические типы в составе этих ассоциаций могут быть сопоставлены с различными комплексами указанных формаций: комплексы сиенит-габбровой формации составляют железисто-титани-

стый тип, формации перидотит-ортопироксенит-норитовая, габбро-анортозитовая и верлит-габбровая могут включать геохимические типы — магнезиально-никелевые, железо-титановые и хром-платиновые.

Индикаторами определенной металлогенической специализации ультрамафитовых и ультрамафит-габбровых ассоциаций являются некоторые особенности их минерального состава, и прежде всего наличие в них орто- или клинопироксена.

Клинопироксеносодержащие ультрамафиты, представляющие собой дифференциаты базальтовой магмы, титаноносны, а клинопироксениты и меланократовые габбро являются главными концентраторами ильменита и титаномагнетита [Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г., Еремина М. В. и др., 1979 г.; Глазунов О. М., 1981 г.]. Клинопироксеносодержащие ультрамафиты могут также вмещать скопления сульфидов никеля (верлит-габбровая формация). Хромитовых концентраций в связи с существенно клинопироксеновыми ультрамафитами неизвестно.

Ортопироксеносодержащие ультрамафиты образуют ассоциации различных геохимических типов и характеризуются разнообразием металлогенической специализации. Все ультрамафитовые и ультрамафит-габбровые ассоциации с ортопироксеносодержащими породами, включающие магнезиальные, железистые и варьирующей железистости геохимические типы, потенциально хромитоносны. Однако в зависимости от геохимического типа* и состава пироксена в них образуются хромшпинелиды варьирующего состава — от ферромагнхромитов до алюмохромитов (по Н. В. Павлову [1949 г.]) в дунит-перидотитовой формации, феррохромшпинелиды с повышенной титанистостью — в пироксенит-перидотитовой формации и хромшпинелиды переменного состава, концентрирующиеся в расслоенных комплексах перидотит-ортопироксенит-норитовой формации. Состав хромшпинелидов в расслоенных интрузиях тесно связан с положением в разрезе вмещающих ультрамафитов (гарцбургитов, бронзититов) и габброидов (от норитов до анортозитов).

Все ассоциации ортопироксеносодержащих ультрамафитов магнезиального, железистого и варьирующего геохимического типов являются перспективными в отношении никелевых месторождений, однако форма нахождения никеля в материнских горных породах и его концентрации различны. В магнезиальных ультрамафитах дунит-перидотитовой формации никель находится в силикатной форме в оливине дунитов и гарцбургитов, где он составляет 91—98 % от общего его количества в интрузивном массиве [Глазунов О. М., 1981 г.]. При гидротермальном изменении оливина никель, высвобождаясь, переходит в сульфидную (очень редко в арсенидную) форму при условии наличия серы в окру-

* Геохимические типы ультрамафитов и габброидов выделены О. М. Глазуновым [1981 г.] на основании отношений Mg/Fe , Cr/Ti , Cr/V , Ni/Co , а также железистости пироксенов.

жающих породах или в метаморфизирующих гидротермальных растворах. То же по существу происходит и в железистых ультрамафитах пироксенит-перидотитовой формации, где никель концентрируется в сульфидной форме при флогопитизации, серпентинизации оливинсодержащих пород [Зак С. И., 1980 г.].

Наиболее важное значение имеют месторождения сульфидного никеля, связанные с перидотит-ортопироксенит-норитовой формацией, где его концентрации связаны как с магматическими этапами становления интрузий, так и с метаморфогенным этапом преобразования пород.

Рассмотренные выше формационные признаки состава рудоносных магматических формаций и комплексов не исчерпывают все возможные признаки их потенциальной рудоносности. При разработке петрологических (петрохимических и геохимических) критериев рудоносности ультрамафитовых и габбровых интрузий обычно анализируется взаимосвязь содержания рудных компонентов с составом вмещающих пород. Связь содержаний рудных и петрогенных компонентов в породах, в сущности, имеет парагенетическую природу, тогда как собственно генетическая или функциональная связь может быть выявлена при рассмотрении соответствующих пар: порода (+руда)—расплав, имеющих причинно-следственные взаимоотношения.

Концентрация рудных и петрогенных компонентов в формирующихся породах в значительной степени обусловлена степенью насыщенности данными компонентами кристаллизующегося расплава. С этой точки зрения ранние дифференциаты консолидирующихся интрузий представляют собой образования, сложенные компонентами, которыми расплав в момент их образования был пересыщен. В связи с изложенным интересно рассмотреть взаимосвязь концентраций рудных и петрогенных компонентов в эволюционирующих расплавах ультрамафит-габбровых интрузий. Такие сведения приведены в табл. 11 и на факторной диаграмме

ТАБЛИЦА 11

Парные коэффициенты линейной корреляции рудных компонентов с петрогенными окислами в расслоенных массивах*

Окислы	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	CuO	S	TiO ₂	P ₂ O ₅
SiO ₂	-0,23	-0,26	-0,41	-0,24	-0,30	-0,51	-0,27
TiO ₂	-0,30	-0,09	-0,03	-0,05	+0,11	+1,0	+0,46
Al ₂ O ₃	-0,47	-0,48	-0,43	-0,32	-0,47	-0,22	-0,03
Fe ₂ O ₃	+0,04	+0,25	+0,31	+0,27	+0,30	+0,55	+0,31
FeO	+0,03	+0,20	+0,23	+0,20	+0,40	+0,67	+0,22
MnO	+0,13	+0,25	+0,27	+0,29	+0,30	+0,51	+0,22
MgO	+0,84	+0,61	+0,70	+0,40	+0,45	-0,16	-0,21
CaO	-0,05	-0,07	+0,08	+0,01	-0,08	+0,13	+0,09
Na ₂ O	-0,55	-0,47	-0,58	-0,32	-0,40	+0,11	+0,21
K ₂ O	-0,41	-0,27	-0,52	-0,22	-0,21	+0,01	+0,21
P ₂ O ₅	-0,25	-0,19	-0,30	-0,15	-0,03	+0,46	+1,00
Cr ₂ O ₃	+1,00	20,53	+0,53	+0,30	+0,31	-0,30	-0,25
NiO	+0,53	+1,00	+0,77	+0,78	+0,86	-0,09	-0,18
CoO	+0,53	+0,77	+1,00	+0,63	+0,63	-0,03	-0,30
CuO	+0,30	+0,78	+0,63	+1,00	+0,86	-0,05	-0,15
S	+0,31	+0,86	+0,63	+0,86	+1,00	+0,11	-0,03
K _ф	-0,68	-0,40	-0,54	-0,25	-0,22	+0,40	+0,28

* Критическое значение коэффициента корреляции при уровне значимости 0,05 равно 0,13, при уровне значимости 0,01—0,17.

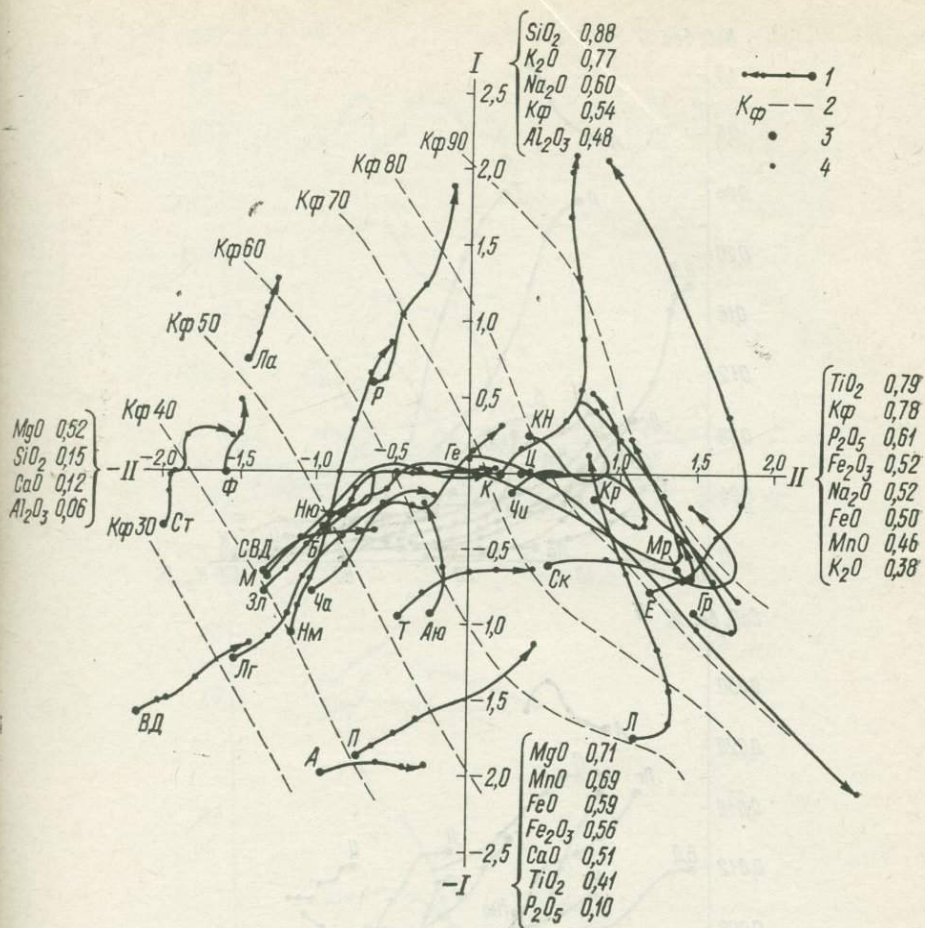


Рис. 2. Факторная диаграмма массивов и комплексов группы мафитовых и ультрамафит-мафитовых интрузий.

1 — вариационные кривые эволюционирующих расплавов; 2 — изолинии значений коэффициента фракционирования (K_ϕ); 3 — исходные составы расплавов; 4 — остаточные расплавы, возникающие при становлении интрузий. Массивы и комплексы: А — аллареченский, Аю — Аюндю, Б — Бушвелд, ВД — Великая Дайка, Ге — Геранский, Гр — Городищенский, Е — Ельтеозерский, Зл — Златогорский, К — Кизирский, КН — Корсунь-Новомиргородский, Нью — Ньюрундуканский, П — Пильгуярвинский, Кр — Коростеньский, Ла — Лантарский, Л — Лысанский, Лг — Лысогорский, Мр — Междуреченский, М — Мончегорский, Нм — Нижнемамонский, Р — Рижский, СВД — сателлиты Великой Дайки, Ск — Скергаардский, Ст — Стиллуотер, Т — Талнахский, Ф — Фискенессет, Ц — Цагинский, Ча — Чайский, Чи — Чинейский.

(рис. 2). Таблица отражает самые общие связи рудных и петрогенных компонентов, свойственных массивам различных формационных видов ультрамафитовой и габбровой групп. Положенный в ее основу первичный материал отражает состав эволюционирующих расплавов, сосуществующих с последовательно формирующимся типом магматических пород.

Главные компоненты сульфидных медно-никелевых руд — никель, кобальт, медь, сера — положительно коррелируются с железом, марганцем и магнием и

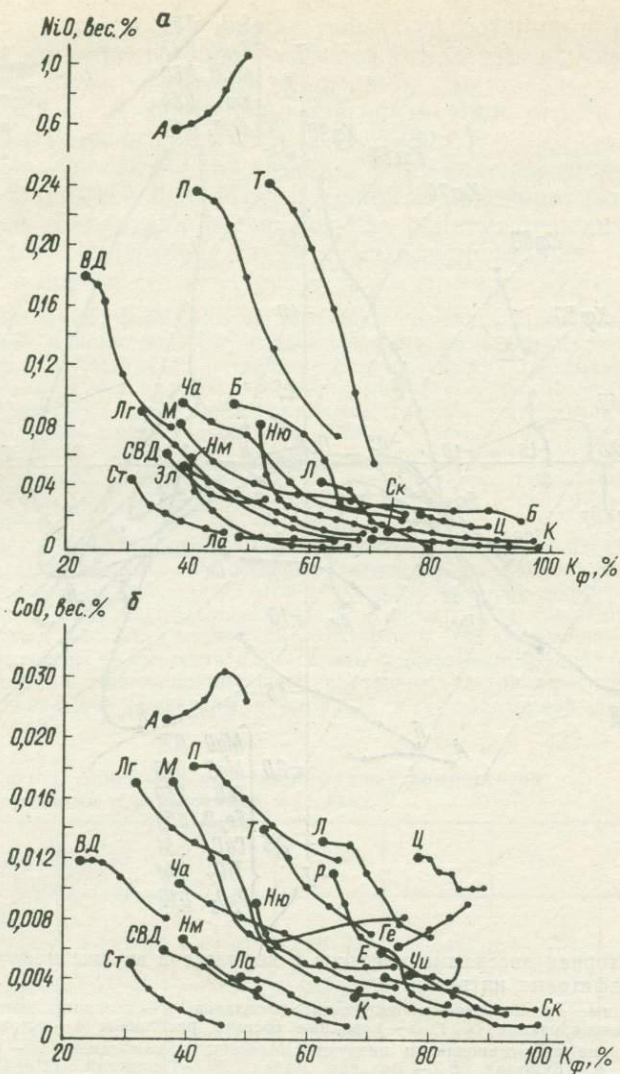
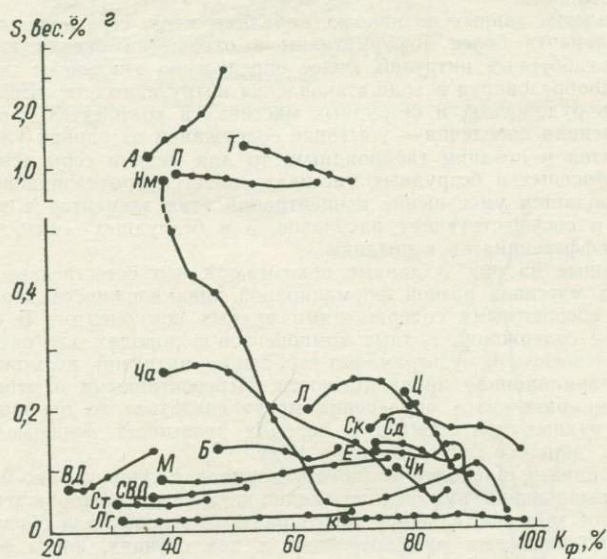
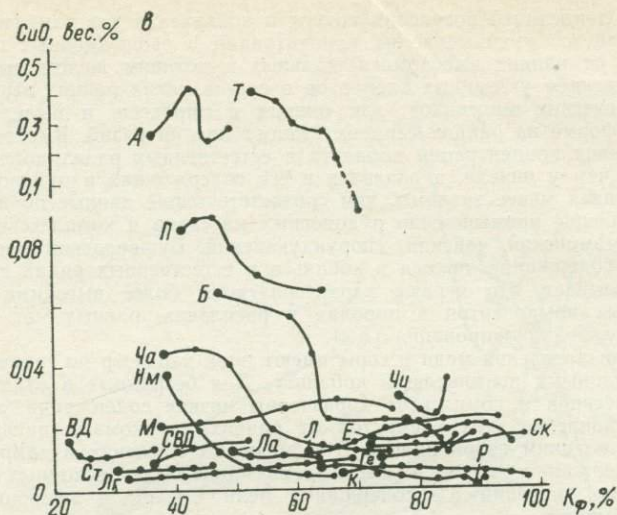


Рис. 3. Поведение никеля, кобальта, меди и серы в эволюции интрузий.

Условные обозначения см. на рис. 2.

отрицательно с кремнием, алюминием и щелочами. Из приведенных в таблице данных видны главные, принципиальные различия взаимосвязи петрогенных и рудных компонентов в эволюционирующих расплавах: для никеля, кобальта, меди, серы — с расплавами повышенной фемичности, для титана, фосфора — с высокожелезистыми, маломagneзиальными расплавами. Интересно отметить отсутствие линейной корреляционной связи между компонентами медно-никелевых руд и кальцием. Следовательно, для никеленосных комплексов в целом вариации в содержании окиси кальция в расплавах (и соответственно вариации в соот-



ционирующих (по K_{Φ}) расплавах мафит-ультрамафитовых

ношении ромбического и моноклинного пироксенов) не имеют принципиального значения при оценке их рудоносности.

На рис. 3 показано поведение никеля, кобальта, меди и серы в ходе становления ряда расслоенных и дифференцированных интрузий. Начальные точки на вариационных линиях отражают средневзвешенные содержания рудных компонентов в исходных расплавах, а последующие — в остаточных расплавах, возникающих в ходе становления расслоенных и дифференцированных массивов и комплексов.

Главной тенденцией поведения никеля и кобальта в ультрамафит-габбровых массивах является уменьшение их концентраций в эволюционных рядах пород и расплавов от ранних высокомагнезиальных к поздним железистым. Это связано с вхождением указанных элементов в состав таких ранних высокотемпературных мафических минералов, как оливин и пироксен, и выделением их в сульфидной форме на ранних стадиях становления интрузий. Вместе с тем диапазон изменения концентраций кобальта в естественных рядах пород и расплавов меньше, чем у никеля, и различия в его содержаниях в рудоносных и безрудных массивах менее значимы, чем соответствующие данные по никелю.

Сопоставление промышленно рудоносных массивов и комплексов (мончегорский, нижнеамонский, чайский, Нюрундуканский, Бушвелдский массив) с безрудными по содержанию никеля и кобальта в естественных рядах пород и расплавов показывает, что первые характеризуются более высокими концентрациями рудных компонентов в породах и расплавах, равных или близких по коэффициенту фракционирования (K_f).

Тенденции поведения меди и серы имеют иной характер по сравнению с аналогичными данными по никелю и кобальту. Для безрудных в отношении меди и никеля массивов и комплексов характерны низкие содержания меди и серы и слабое накопление этих элементов от ранних высокомагнезиальных дифференциатов к поздним габброидным. В рудоносных массивах и комплексах максимумы содержаний меди и серы характерны для исходных расплавов. С увеличением значений K_f содержания меди и серы в эволюционирующих расплавах убывают.

Сопоставление данных по никелю, кобальту, меди, сере показывает, что два последних элемента более информативны в отношении оценки никеленосности ультрамафит-габбровых интрузий, более определенно указывают время и место процесса рудообразования в ходе становления интрузивных тел. Если для никеля и кобальта в рудоносных и безрудных массивах и комплексах характерна одинаковая тенденция поведения — убывание содержаний от ранних ультраосновных дифференциатов к поздним габброидным, то для меди и серы тенденция поведения в рудоносных и безрудных массивах является противоположной: в рудоносных наблюдается уменьшение концентраций этих элементов в эволюционном ряду пород и сосуществующих расплавов, а в безрудных — слабое накопление от ранних дифференциатов к поздним.

Приведенные на рис. 3 данные показывают, что естественные ряды пород никеленосных массивов разной формационной принадлежности характеризуются различными абсолютными содержаниями рудных компонентов. В связи с этим использование содержаний рудных компонентов в породах для оценки рудоносности (никеленосности) ультрамафит-габбровых интрузий возможно только с учетом их формационной принадлежности. Перспективными в отношении сульфидного медно-никелевого оруденения могут считаться те породы, в которых содержание рудных компонентов в породах превышает фоновые содержания, свойственные данному формационному виду.

Все эти данные наиболее полно согласуются с ликвационно-магматической моделью формирования сульфидных медно-никелевых месторождений. В соответствии с этой моделью наиболее благоприятные условия для образования сульфидных медно-никелевых руд возникают в тех случаях, когда внедряющиеся силикатные расплавы изначально насыщены или пересыщены серой и содержат несмешиваемую жидкую сульфидную фазу. В этих случаях капли тяжелой сульфидной жидкости могут погружаться и скапливаться в структурных ловушках у дна магматической камеры до начала массовой кристаллизации силикатов.

Основные черты поведения титана и фосфора в ходе становления расслоенных интрузий отражены на диаграммах рис. 4. Анализ этих данных позволяет заключить следующее. Массивы и комплексы с высокомагнезиальными исходными расплавами и соответственно малыми значениями коэффициента фракционирования (Великая Дайка, Стиллуотер) характеризуются низкими содержаниями окиси титана (0,1—0,2 %) и слабым его накоплением в процессе кристаллизационной дифференциации (до 0,3—0,5 %).

Исходные расплавы лысогогорского, мончегорского, златогорского и нижнеамонского комплексов (перидотит-ортопироксенит-норитовая формация), с K_f 30—50 %, содержат около 0,5 % TiO_2 . В ходе кристаллизационной дифферен-

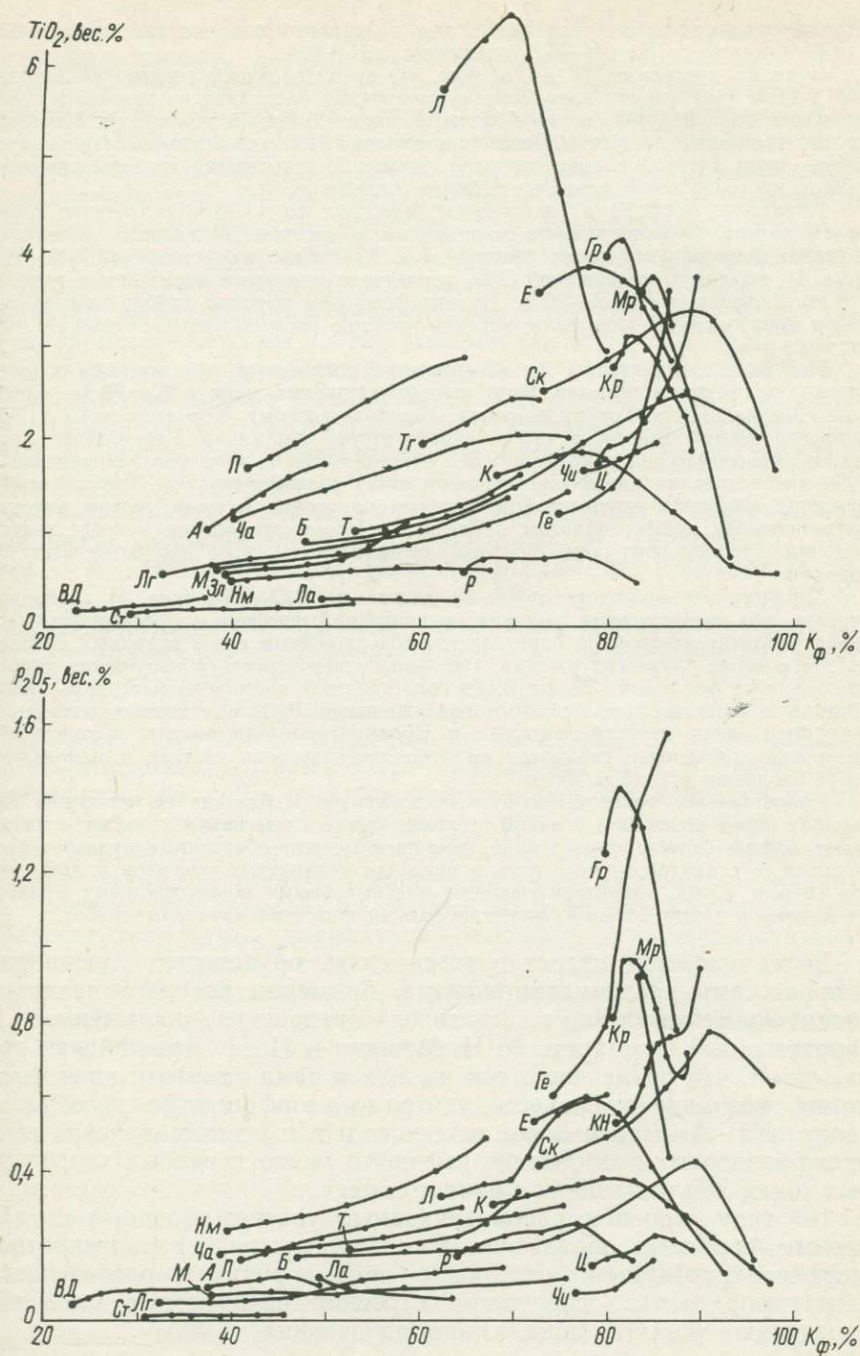


Рис. 4. Поведение TiO_2 и P_2O_5 в эволюционирующих (по K_{ϕ}) расплавах мафит-ультрамафитовых интрузий. Условные обозначения см. на рис. 2.

циации содержание окиси титана в них возрастает и в поздних и конечных дифференциатах, с K_{Φ} 65—75 %, достигает 1,3—1,6 %.

Судя по диаграмме TiO_2-K_{Φ} (рис. 4), преобладающей тенденцией поведения титана является его накопление в остаточных расплавах на ранних стадиях формирования интрузий, которое затем сменяется быстрым убыванием. Как видно из диаграммы, максимальные концентрации TiO_2 свойственны комплексам габбро-анортозитовой и анортозитовой формаций, с которыми связаны промышленные месторождения ильменит-титаномагнетитовых руд.

Поведение фосфора в расслоенных массивах во многом аналогично поведению титана. Содержание его минимально в высокомагнезиальных расплавах и растет по мере увеличения значений K_{Φ} . Как видно из диаграммы $P_2O_5-K_{\Phi}$ (рис. 4), максимум содержаний P_2O_5 характерен для высокожелезистых расплавов со значениями K_{Φ} 75—90 %. Богаты фосфором массивы габбро-анортозитовой и анортозитовой формаций, нередко несущие промышленные скопления апатитовых руд.

Наиболее перспективны на обнаружение апатитовых руд массивы и комплексы, являющиеся производными высокожелезистых магм с K_{Φ} 70 %. Сопоставление данных по Городищенскому, Междуреченскому, Коростеньскому и Новомиргородскому массивам габбро-анортозитовой формации Украинского кристаллического массива показывает, что в пределах этих массивов распределение P_2O_5 в естественных рядах горных пород имеет разный характер. В трех первых массивах максимум концентраций фосфора приурочен к относительно высокомагнезиальным дифференциатам, тогда как в Новомиргородском массиве наиболее высокие концентрации фосфора свойственны самым высокожелезистым породам.

Характер вариационных линий на диаграмме $P_2O_5-K_{\Phi}$ (рис. 4) позволяет считать, что возникновение высоких концентраций фосфора в расслоенных массивах в значительной мере определяется содержаниями его в исходных расплавах. Чем выше такие содержания, тем больше вероятность обнаружения пород, обогащенных фосфором. Вместе с тем сопоставление данных по массивам и комплексам с равными или близкими содержаниями P_2O_5 в исходных расплавах (например, ельтозерский комплекс и Новомиргородский массив, лысанский и кизирский комплексы) указывает на существенную роль состава и направленности эволюции исходных магм.

Сопоставление содержаний рудных элементов в близких по значению K_{Φ} группах пород позволяет, с одной стороны, выявить массивы и комплексы в пределах одного формационного вида, обогащенные или обедненные рудными элементами, а с другой — установить в пределах конкретных массивов и комплексов группы пород, характеризующиеся максимальными концентрациями рудных элементов, и таким образом ориентировать направление поисковых работ.

Более сложной представляется связь оруденения, связанного с процессами ультраметаморфизма, примером которого является апатит-ильменит-титаномагнетитовое оруденение, заключенное в анортозитовой формации. В. Н. Мошкин и И. Н. Дагелайская показывают, что оруденение, так же как и сама анортозитовая формация, возникло в процессе ультраметаморфогенного преобразования (Na—Al-метасоматоз, анатексис и т. п.) докембрийских гранулит-базитовых комплексов, имевшего место в особых структурных зонах Земли начиная с раннего архея.

По типу строения рассматриваемые ультрамафитовые и габбровые формации образуют также две группы: 1) с дискретно-дифференцированным строением и 2) ритмично-расслоенным (стратиформным). Особенности строения интрузивных массивов определяют характер локализации оруденения.

Магматические формации первой группы дискретно-дифференцированного строения, образование которых связано с магматиче-

ской фазовой дифференциацией, — дунит-перидотитовая, пироксенит-перидотитовая, верлит-габбровая, дунит-клинопироксенит-габбровая*, — характеризуются дискретностью петрографического состава. Наблюдающиеся сравнительно редко промежуточные между ультрамафитами и габброидами разновидности пород развиты ограниченно и образуются обычно в результате реакционного взаимодействия уже затвердевших пород с позднее внедрившимися порциями магматического расплава. В ультрамафитовой и габбровой частях массивов отмечается внутрикамерная дифференциация, а общее строение интрузивных тел нередко имеет асимметричный характер, обусловленный размещением ультрамафитов в нижних, а габброидов в верхних частях этих массивов.

Ультрамафиты и габброиды в интрузивных комплексах указанных формаций иногда бывают несколько оторваны друг от друга по времени (т. е. относятся к самостоятельным интрузивным фазам), но почти всегда совмещены в пространстве. На их генетическую общность указывают сопряженность составов, ряд геохимических признаков, а также общность аксессуарных минералов, как, например, присутствие хромшпинелидов в габброидах [Зимин С. С., 1964 г.; Павлов Н. В. и др., 1974 г.; Глазунов О. М., 1981 г.].

Для формаций этой группы в последнее время выявляется все больше данных об их дифференцированности, выраженной в элементах зонального строения интрузивных тел, связанного как с их становлением («первичная зональность» или «зональность становления»), так и с позднейшим преобразованием («зональность преобразования»), отражающими различные типы и степень метаморфизма [34, 49], а также оказывающими влияние на размещение таких полезных ископаемых, как хризотил-асбест, тальк и др. Особенно это относится к альпинотипной дунит-перидотитовой формации, внутреннее строение массивов которой конкордантно с их внешней формой. В крупных по размерам (до нескольких десятков квадратных километров) массивах дунит-перидотитовой формации устанавливается зональное строение, выражающееся в смене по их вертикальному разрезу пород различного состава. В нижних горизонтах развиты дуниты и гарцбургиты, сменяющиеся лерцолитами; верхние горизонты слагают верлиты, клинопироксениты, троктолиты, оливиновые габбро.

Для дунит-перидотитовых комплексов характерно полосчатое строение, выраженное в чередовании полос дунитов и гарцбургитов, т. е. пород с различными количественными соотношениями оливина и ортопироксена. Для массивов небольших размеров характерно однородное строение. Важной особенностью строения альпинотипных комплексов является структурная и временная сопряженность ультрамафитов с габброидами, обычно количественно им резко подчиненными. В некоторых случаях среди аль-

* Эти формации обладают чертами как дискретно-дифференцированного строения, так и расслоенности.

пинотипных комплексов встречаются массивы со значительным развитием габбро; при этом в составе габброидных массивов появляются кальциево-магниево-верлиты и клинопироксениты, рассматриваемые как контактовые образования или дифференциаты габбровой магмы [Леснов Ф. П., 1980 г.]. Выявление зональности в строении дунит-перидотитовых комплексов имеет большое значение при выяснении характера размещения внутри массивов рудных концентраций, как магматических, так и метаморфических (см. ниже).

В массивах пироксенит-перидотитовых комплексов наблюдается линзовидно- и клиновидно-полосчатое строение. В телах, сложенных слабо измененными породами, полосчатость выражается в чередовании дунитов (оливинитов), гарцбургитов, бронзититов; в интенсивно преобразованных вторичными процессами массивах полосчатое строение обусловлено чередованием амфиболитов, амфибол-цоизитовых, флогопит-бронзититовых пород и серпентинитов, в которых устанавливаются реликты первичных пород [Зак С. И. и др., 1974 г.; 1980 г.]. Следует отметить, что природа первичной полосчатости пироксенит-перидотитовых комплексов во многом еще не ясна.

Среди формаций рассматриваемой группы отмечаются виды с признаками строения интрузивных тел, свойственными комплексам и интрузивным телам из группы формаций стратиформного строения. Это — дунит-клинопироксенит-габбровая и верлит-габбровая формации. Дунит-клинопироксенит-габбровая формация рассматривалась до недавнего времени как типичный представитель ассоциаций зонального строения, закономерности в строении и составе которой устанавливались на примере интрузий платиноносного комплекса Урала (Н. К. Высоцкий, А. Н. Заварицкий, Г. Л. Падалка, О. А. Воробьева и другие). Эта зональность строения определяется наличием в центральных частях массивов дунитов, которые обособляются в виде небольших изометрических тел («ядер»), окруженных сплошной или прерывистой оторочкой малоглиноземистых оливиновых клинопироксенитов, на контакте между ними развиваются зоны верлитов небольшой мощности. Такие зональные ультрамафитовые тела залегают в более крупных массивах габбро, оливиновых габбро, габбро-норитов или среди вулканических базальтовых ассоциаций.

В последние годы появилось много работ с различной интерпретацией как соотношения ультрамафитов и габбро в массивах, так и их генезиса [49]. Дискуссионность вопроса о происхождении комплексов этой формации стала особенно острой в связи с тем, что, с одной стороны, доказывается самостоятельность дунит-клинопироксенитовых и клинопироксенит-габбровых ассоциаций, а с другой — генетическое единство всей серии горных пород от ультрамафитов до габброидов. Зональное распределение ультрамафитовых пород от центра к периферии интрузивных тел выражается в смене дунитов дунитами с повышенной железистостью, переходящими в оливиниты, верлитами, оливиновыми клинопиро-

ксенитами, клинопироксенитами и титаномагнетитовыми клинопироксенитами. Особенно хорошо изучено это для Косьвинского дунитового тела, Кытлымского массива на Урале (Фоминых В. Г. и др.). На аналогичный характер зональности указывает О. К. Иванов [1980 г.] для Нижнетагильского массива.

Важным элементом строения габбровых тел является полосчатое расположение в них рудных зон, обогащенных титаномагнетитом. Таким образом, особенности строения дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов указывают, с одной стороны, на разделение ультраосновной и габбровой частей на глубине (на уровне генерации магм) и на последовательное их внедрение, а с другой — на явление внутрикамерного расслоения, наиболее четко выраженного в габбровой части интрузий.

В строении массивов верлит-габбровой формации, типичным представителем которой является Пильгуярвинский массив (Печенга), отмечается отчетливая асимметрия: от подошвы к кровле верлиты и клинопироксениты сменяются габброидами, которые через меланократовые габбро переходят в лейкократовые оливковые габбро, обогащенные титаномагнетитом и лейкоксеном. Постепенные переходы между породами и элементы расслоенности в отдельных частях массивов свидетельствуют о генетическом единстве всей серии и дифференциации на месте становления интрузий.

Вторую группу составляют ультрамафит-габбровые формации, главной чертой которых является первично-расслоенное строение интрузивных массивов, выражающееся в ритмичном чередовании выдержанных магматических слоев разного состава, залегающих в виде стратифицированных пачек. Общее внутреннее строение таких стратиформных (расслоенных) интрузий, как и строение их отдельных ритмов (макро- и микроритмов), всегда асимметрично, что обусловлено сменой снизу вверх относительно высокотемпературных минеральных ассоциаций (кумулятов) более низкотемпературными. Для расслоенных интрузий характерно отсутствие дискретности петрографического состава: ультрамафиты связаны постепенными переходами через плагиоклазсодержащие разновидности с габброидами, отсутствуют реакционные взаимоотношения между ультрамафитовыми и габброидными членами интрузивных комплексов.

В группу формаций, объединяющих расслоенные интрузивные комплексы, отнесены перидотит-ортопироксенит-норитовая, сиенит-габбровая, габбро-анортозитовая, габбро-диабазовая, а также ультраметаморфогенная анортозитовая.

Предложенный Л. Уэйджером и Г. Брауном термин «расслоенные плутоны» нецелесообразно распространять на охарактеризованные выше дифференцированные интрузивные тела. Для расслоенных интрузий типичны проявления макро-, микро и скрытой расслоенности, петрографическая последовательность смены элементарного набора слоев и ритмическое (возвратно-поступательное) изменение всех свойств кумулатов. Сопоставление вертикальных

разрезов расслоенных интрузий указывает на этапы их формирования в такой последовательности: инъекция расплава — закалка эндоконтактовой фации — образование краевых групп — дальнейшее их разрастание и образование расслоенной серии [Уэйджер Л., Браун Г., 1970 г.; 56; 65; Слодкевич В. В., 1978 г.]. Внутренняя морфология интрузий находится в тесной связи с их внешней формой, определяющей существование двух типов расслоенных тел. Интрузии первого типа имеют преимущественно уплощенные формы (Златогорская, Казахстан; Бушвелд, ЮАР, и др.), второго — главным образом изометрические (Шельтингский, Сахалин; Скергаард, Гренландия, и др.).

Последовательность пород в разрезе расслоенной серии в направлении от подошвы к кровле в общем случае отражает эволюцию исходного расплава в ходе становления интрузивных тел. Эта главная закономерность внутреннего строения имеет важное значение для понимания процессов магматической дифференциации. Она является решающей и для разработки методов и способов, применяющихся для установления формационной принадлежности габбровых и ультрамафитовых интрузий и оценки их потенциальной рудоносности.

Смена пород в разрезе расслоенных массивов происходит путем многократного ритмичного переслаивания различных по минеральному составу дифференциатов с постепенным увеличением мощности низкотемпературных минеральных ассоциаций в этих ритмах снизу вверх по разрезу. Переход от ультрамафитовой к вышележащей габброидной части разреза обычно осуществляется путем редуцирования нижних частей ритмов и появления габброидов в их верхних частях. Нередко такая смена происходит на коротком (единицы—десятки метров) по вертикали расстоянии. В габброидной части разреза расслоенных интрузий ритмы представлены чередованием слоев пород с разными количественными соотношениями темноцветных минералов и плагиоклаза.

Анортозиты, габбро-анортозиты (лейкогаббро), норит-анортозиты в расслоенных массивах перидотит-ортопироксенит-норитовой формации обычно локализуются в средней и верхней частях разреза расслоенных серий. Место анортозитов и лейкократовых габброидов в разрезах расслоенных серий обуславливается соотношением мафической и салической частей исходных расплавов, а также железо-магниевым и кальций-натровым отношениями, определяющими порядок кристаллизации эволюционирующих расплавов, и в частности место и время массовой кристаллизации плагиоклаза. В массивах сиенит-габбровой формации анортозиты и ассоциирующие с ними габбро-анортозиты (лейкократовые габбро) локализуются в нижних частях ритмических единиц ниже меланократовых и рудных габбро [65].

В габбро-диабазовых комплексах строение тел зависит от их формы и размеров, а также от условий внутрикамерной кристаллизации. Маломощные дайки однородны по составу, но разнородны по структуре пород: от полнокристаллических в центральных

частях тел до афанитовых, иногда со стекловатой основной массой, в зонах эндоконтакта. В силлах и дайках значительных размеров всегда проявляется внутрикамерная дифференциация, выраженная в симметрично- или асимметрично-зональном строении: в лежащем боку тел находятся меланократовые породы до пикритов и пироксенитов, а в висячем — более лейкократовые породы (до диоритов и гранофиров).

Исследование расслоенных интрузий показало, что в разрезе расслоенных серий из числа петрохимических параметров наиболее устойчиво и однонаправленно меняется значение коэффициента фракционирования K_{ϕ} . Серия пород ультрамафит-габбровых интрузий, в которой они расположены по возрастанию значения этого параметра, наиболее близка к ряду дунит—перидотит—пироксенит—габбро—плаггиоклазит—диорит и хорошо отражает возрастную стратиграфическую позицию пород в разрезе расслоенных серий. Это позволяет использовать K_{ϕ} в качестве основы для первичной группировки пород и на этой базе выявлять закономерности магматической дифференциации в ходе становления расслоенных интрузий [49].

Введение единого количественного параметра в характеристику серии пород ультрамафит-габбровых интрузий имеет также важное значение при межформационных сопоставлениях.

При общем анализе петрохимических особенностей габброидных формаций, как описываемых в группе расслоенных формационных типов, так и в охарактеризованной выше группе дифференцированных формаций, а также интрузий, где развиты другие типы магматических пород, возникшие при дифференциации ультраосновных и базальтовых расплавов, могут быть получены данные, позволяющие сравнивать ход эволюции расплавов в зависимости от их исходного состава. Такой анализ, учитывающий все многообразие связи петрохимических и рассеянных элементов в эволюционирующих системах, может быть проведен методом главных компонент.

При выявлении признаков строения интрузивных тел рассматриваемых формаций важное значение имеют форма и истинные размеры, устанавливаемые для случаев их глубинного залегания с помощью геофизических методов. Форма массивов преимущественно линзовидная и пластообразная, а крупных и гарполитообразная.

Признаки соотношения дунит-перидотитовых и пироксенит-перидотитовых комплексов с окружающей средой очень характерны и устойчивы. Соответствующие формации, как уже указывалось, связаны с одним классом эндогенных режимов — геосинклинальным. Дунит-перидотитовые комплексы проявляются в зонах эвгеосинклинального типа развития, где они пространственно сопряжены с вулканическими комплексами натриевых базальтов и с которыми они составляют устойчивые парагенезы эвгеосинклинальных магматических формаций. Перидотит-пироксенитовая формация проявляется во внешних частях геосинклиналь-

ных систем (миогеосинклинальных зонах, обычно в их геоклиналильных поднятиях) и в окраинных частях срединных массивов; характерно, что эта формация в отличие от дунит-перидотитовой проявляется вне связи с эффузивами. В то же время комплексы рассматриваемой формации, ксеногенные по отношению к вмещающим структурам, но связанные с геосинклинальным развитием и территориально размещающиеся в пределах геосинклинальных систем, формируются в условиях жестких, консолидированных структур. Эта формация по своим главным признакам состава, строения и соотношения с окружающей средой занимает как бы промежуточное положение между дунит-перидотитовой формацией эвгеосинклиналей и стратиформными ультрамафит-габбровыми формациями древних консолидированных структур. Тектоническое положение комплексов пироксенит-перидотитовой формации и особенности их вещественного состава позволяют предполагать, что генерация исходных для них магм происходила на более глубоких уровнях, в условиях режима высоких давлений, чем для дунит-перидотитовых комплексов. Этим объясняются, вероятно, некоторые геохимические и петрохимические особенности отдельных пироксенит-перидотитовых комплексов [49].

Для ультрамафитовых массивов обеих формаций, размещение которых контролируется глубинными разломами, характерны тектонические взаимоотношения с вмещающими породами. Зоны тектонических нарушений как в приконтактных, так и во внутренних частях массивов фиксируются расщеплением, смятием, брекчированием, что делает их благоприятными для циркуляции гидротермальных растворов и интенсивных процессов минералообразования (в том числе образования хризотил-асбеста, талька и др.).

В поднятиях эвгеосинклинальных зон непосредственно перед внедрением батолитовых тоналит-плагиогранит-гранодиоритовых интрузий формируются комплексы сиенит-габбровой формации, характеризующиеся ритмичной расслоенностью. В этих же зонах формируются габбро-диабазовые комплексы, тела которых, значительные по размерам, обнаруживают отчетливую дифференциацию.

В подавляющем большинстве случаев расслоенные габбровые интрузии приурочены к консолидированным блокам земной коры и формировались в относительно спокойной тектонической обстановке [56]. Обычно они внедряются в уже метаморфизованные и претерпевшие складчатость толщи, залегающие в срединных массивах или в окраинных частях щитов. Расслоенные габбровые интрузии отчетливо тяготеют к зонам пересечения глубинных разломов мантийного заложения и нередко образуют пояса, размещаясь либо непосредственно в зонах глубинных разломов, либо вдоль крупных зон тектонических нарушений, оперяющих эти разломы.

Особенности интрузивных формаций данной группы обусловлены также глубиной становления интрузивных тел, которые формируются преимущественно в мезозойскую эру (на глубинах 5—

10 км) и в редких случаях в абиссальных условиях. Этим объясняется одна из важнейших особенностей этих интрузивных формаций — отсутствие видимых комагматических связей с одновозрастными вулканическими образованиями. Последовательность проявления во времени всех этих интрузивных формаций в развитии складчатых областей отражается и в эволюции их состава — от существенно ультрамафитового (дунит-перидотитовая формация) к ультрамафит-габбровому (дунит-клинопироксенит-габбровая формация) и сиенит-габбровому. Одновременно эволюционирует и степень их дифференцированности — от слабодифференцированной дунит-перидотитовой формации до расслоенной сиенит-габбровой. Металлогенические особенности этих формаций отражаются в последовательной смене рудных формаций: хромитовой с платиноидами — титаномагнетитовой.

Следует подчеркнуть тектоническую позицию верлит-габбровой формации, отличающейся клинопироксеновым характером пород как в ультрамафитовой, так и в габбровой части. Комплексы формации залегают в зонах осевых грабенов рифтогенных структур, гипабиссальные интрузии этих комплексов обнаруживают пространственную связь (устойчивый парагенез) с комагматичными и близкими по возрасту и составу эффузивами. Особое положение занимает анортозитовая формация, становление которой, как это обосновывают В. Н. Мошкин и И. Н. Дагелайская, происходило в условиях абиссальной мегафации (p — T -условия гранулитовой фации повышенных давлений). Становление этой формации авторы связывают со сложными процессами ультраметаморфизма, обусловившими особенности внутреннего строения и состава.

Металлогеническая специализация рассматриваемых групп магматических формаций относительно хорошо изучена. Общей особенностью металлогении этих формационных видов является генетическая связь с ними оруденения преимущественно магматического и реже гидротермально-метасоматического и метаморфогенного генезиса, что и определяет принадлежность всех формаций к рудопродуктивным (рудогенерирующим).

3. Критерии реальной рудоносности комплексов

Хромитоносные комплексы

Ультрамафиты и габброиды являются единственными концентраторами хромшпинелидов, однако их промышленные скопления известны только в комплексах дунит-перидотитовой, пироксенит-перидотитовой, перидотит-ортопироксенит-норитовой и габбро-анортозитовой формаций. Рудные тела хромитовой формации, размещающиеся в камере интрузивных тел, генетически связаны с вышеуказанными магматическими ассоциациями и формируются на определенной стадии их становления.

Хромитовые месторождения, связанные с разными магматическими формациями, различаются составом руд, формой рудных тел, характером генетических связей с вмещающими их породами и закономерностями пространственного положения в теле интрузий. Хромшпинелид является главным источником хрома. Согласно предложенной И. В. Павловым [1949 г.] классификации среди хромшпинелидов выделяются минеральные виды: магнохромит, алюмохромит, субферрихромит и субферриалюмохромит.

Наиболее крупные промышленные месторождения хромитовых руд на территории СССР связаны с дунит-перидотитовой формацией, причем главная их масса находится в пределах Уральской складчатой области. Известные к настоящему времени критерии рудоносности хромитоносных комплексов основаны главным образом на изучении хромитовых месторождений Урала и Малого Кавказа [Бетехтин А. Г., 1937 г.; Павлов Н. В., Григорьева И. И., 1974 г.; 88; Москалева С. В., 1976 г.].

Крупных месторождений хромитов, генетически связанных с перидотит-ортопироксенит-норитовой формацией, на территории СССР не известно. Установленные в связи с этой формацией концентрации хромитовых руд в Шельтингском массиве на о. Сахалин и в Лукиндинском массиве в хр. Становом имеют характер рудопроявлений [Щека С. А., 1965 г.; Слодкевич В. В., 1976 г.]. В последнее время выявлены особенности состава и размещения хромитового оруденения в пироксенит-перидотитовой формации — сарановский комплекс на Урале [Павлов Н. В., Григорьева И. И., 1974 г.; 27; 88].

Хромитовые концентрации сплошных или густовкрапленных руд размещаются в определенных типах пород: 1) в дунитах и гарцбургитах дунит-перидотитовой формации, 2) в полосчатых дунит-гарцбургитовых (бронзититовых) горизонтах пироксенит-перидотитовой формации, 3) в расслоенной серии дунит — бронзитит с подчиненными гарцбургитами и в серии бронзитит — норит — анортозит в перидотит-ортопироксенит-норитовой формации.

В комплексах дунит-перидотитовой формации благоприятным признаком хромитоносности является наличие значительных масс дунитов среди гарцбургитов. При этом необходимо учитывать возможность образования вторичных дунитов, роль которых в концентрации хрома интерпретируется различными исследователями по-разному [8]. В частности, допускается образование главных масс дунитов при оливинизации гарцбургитов, которой сопутствует концентрация хромитовых руд [Савельев А. А., 1979 г., и др.]. Различное объяснение генезиса хромитовых руд не исключает пространственной приуроченности их к дунитам или зонам их контакта с гарцбургитами. Для установления природы дунитов важное значение имеет изучение акцессорного хромшпинелида, состав которого не обнаруживает сопряженности с составом «вторичных» дунитов [6].

Хромшпинелиды дунит-перидотитовых комплексов изменяются по составу от магнохромитов до алюмохромитов; хромшпинелиды

дунитов обычно более высокохромисты, чем в гарцбургитах. Повышенные содержания глинозема в хромшпинелидах сопровождаются увеличением содержания магния [Царицын Е. П., 1977 г.; Желязкова-Понайотова М. Д., 1971 г.]. Одним из показателей вторичного образования дунитов может служить несоответствие составов хромшпинелидов дунитам: для хромшпинелида в этом случае характерно повышенное содержание алюминия и пониженное хрома, отвечающее составу гарцбургита [6]. Свойственное всем комплексам дунит-перидотитовой формации повышенное (выше кларкового) содержание хрома не всегда может служить поисковым критерием рудоносности. Одним из главных показателей хромитоносности является повышенная дисперсия содержания хрома в породах, отражающаяся также в неравномерном распределении хромшпинелидов [Малахов И. А., 1972 г.; Велинский В. В., 1977 г.; 6; Глазунов О. М., 1981 г.]. В хромитоносных массивах отмечается общая тенденция более высокой концентрации хрома в дунитах по сравнению с гарцбургитами при незначительном различии состава хромшпинелидов.

Оценивая значение петрохимических особенностей для рудоносности комплексов дунит-перидотитовой формации, следует сослаться на работы ряда исследователей [Малахов И. А., 1972 г.; Богидаева М. В., Колбанцев Р. В., Ланда Э. А., 1977 г.; Велинский В. В., 1970 г.], подчеркивающих устойчивую высокую магнезиальность как хромитоносных, так и безрудных комплексов. При этом приводятся данные о вариациях магнезиальности дунитов и гарцбургитов, характеризующие крупные провинции (Урал, Каракия, Казахстан и т. д.). В пределах же региона комплексы с наиболее высокой магнезиальностью ультрамафитов оцениваются как перспективные на хромитовое оруденение, и в этом случае повышенная магнезиальность отдельных массивов выступает как дополнительный признак.

В соответствии с особенностями строения массивов дунит-перидотитовой формации закономерности размещения хромитового оруденения определяются положением рудовмещающих пород, которое в свою очередь определяется размером и формой интрузивных тел. Благоприятным признаком хромитоносности считаются крупные размеры интрузий (площадью до нескольких десятков квадратных километров) преимущественно гарполито- или лополитообразной формы. Такая форма массивов обеспечивает возможность возникновения зональности в размещении главных типов ультрамафитов, а также локализацию оруденения вблизи магмоподводящих каналов. При различном эрозионном срезе рудные пояса могут залегать на разной глубине от поверхности. В пределах Кемпирсайского массива отмечается приуроченность хромитовых тел к сводовым поднятиям [Павлов Н. В., Григорьева И. И., 1974 г.].

Небольшие интрузивные массивы (площадью первые десятки квадратных километров) с породами существенно гарцбургитового состава могут представлять интерес только в том случае, если

они являются частями или отторженцами более крупных, скрытых на глубине интрузивных массивов, что может быть обосновано геофизическими исследованиями. Малоперспективны пласто- и дайкообразные интрузивные тела однородного петрографического состава.

Строение рудоносных массивов характеризуется вертикальной зональностью: дунит—гарцбургит—лерцолит. Хромитовые концентрации приурочены к телам дунитов или шлирово-полосчатым зонам чередующихся дунитов и гарцбургитов.

Для хромитовых месторождений характерно большое разнообразие форм рудных тел и различие в их внутреннем строении. В качестве общих закономерностей отмечается преимущественно согласное залегание тел с общим простиранием зон, уплощенные, вытянутые, жилообразные, реже шлировидные тела [Павлов Н. В., Григорьева И. И., 1974 г.].

В крупных массивах не могут считаться перспективными для обнаружения хромитового оруденения их апикальные части, насыщенные различными жильными образованиями (габбро-пегматитами, натровыми гранитоидами), свидетельствующими о малом эрозийном срезе интрузии; жильные породы типа пироксенитов и габбро-диабазов рассматриваются как положительный признак хромитоносности.

Для рудоносных комплексов пироксенит-перидотитовой формации характерны фазовая дифференциация и полосчатое стратиформное строение хромитоносной дунит-гарцбургитовой части массивов. Хромитовое оруденение размещается в нижней их части, сложенной преимущественно гарцбургитами. Примером хромитоносных комплексов пироксенит-перидотитовой формации является Сарановский массив (Центральноуральское поднятие). Ранее сарановский интрузивный комплекс или объединялся с альпино-типными дунит-перидотитовыми комплексами, или относился к дифференциатам базальтовой магмы [Штейнберг Д. С. и др., 1964 г.]; исследованиями последних лет выявлены черты стратифицированного строения Сарановского массива, что дало основание сопоставлять его с расслоенными интрузиями [Иванов О. К., 1977 г.]*. Однако такие особенности сарановского комплекса, как многофазный характер интрузий, отсутствие постепенных переходов между габбро и ультрамафитами, процессы интенсивно проявленных постмагматических изменений (серпентинизация, флогопитизация), дают больше оснований рассматривать его в составе пироксенит-перидотитовой формации [Магматические формации СССР, 1979 г.]. Стратифицированное строение ультрамафитовой части Сарановского массива, представленной дунитами и

* Данные относятся к Сарановскому хромитоносному массиву на Урале. Предполагается, что этот массив является частью крупной расслоенной интрузии перидотит-габбро-норитового состава [Павлов Н. В., 1974 г.]. Отсутствие постепенных переходов между ультрамафитами и габброидами дает основание О. К. Иванову [1977 г.] относить массив к полигенной дифференцированной интрузии.

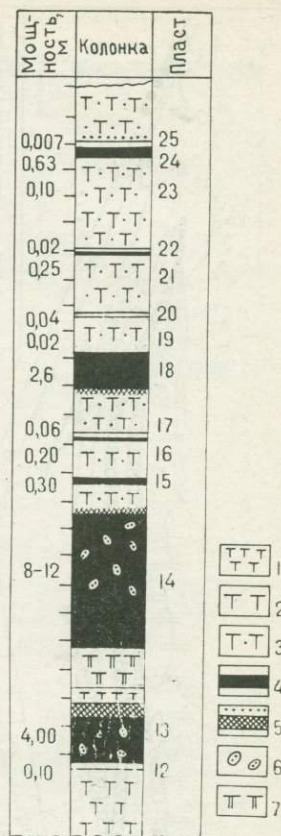
Рис. 5. Положение хромитовых руд в разрезе нижней стратифицированной части Сарановского массива (по О. К. Иванову [1977]).

1 — аподунитовые серпентиниты; 2 — апогарцбургитовые серпентиниты; 3 — полосчатые серпентинизированные дуниты и гарцбургиты; 4 — мелкозернистые хромитовые руды; 5 — хромит-оливиновые породы; 6 — оvoidные хромитовые руды; 7 — серпентинизированные ультрамафитовые пегматиты.

бронзитовыми гарцбургитами, подчеркивается расположением хромитовых тел, которые в разрезе образуют серию повторяющихся субпараллельных залежей (рис. 5), а также закономерным изменением состава хромшпинелидов в разрезе (снизу вверх): увеличением в них содержания Fe, Ti, Mn, V и уменьшением Mg, Al, Ni.

Условия формирования ультрамафитовых комплексов, зависящие от окружающей тектонической обстановки, в значительной мере определяют их рудоносность. Большая магматическая активность при условии значительной стабильности вмещающей рамы обуславливают возможность формирования хромитоносных ультрамафитовых комплексов. Жесткость блоков земной коры способствует длительности существования магмоподводящих глубинных разломов. Оба эти фактора в свою очередь являются необходимой предпосылкой для становления крупных дунит-перидотитовых интрузивных тел и эффективного проявления в них процессов дифференциации.

Однако тектоническая активность региона в последующие эпохи является отрицательным фактором, что не только отражается в тектонической нарушенности рудоносных массивов и их преобразовании, но и не благоприятствует сохранности рудных месторождений. Различная тектоническая активность глубинных разломов по простиранию и сравнительно незначительный период существования краевых разломов мигрирующих седиментационных бассейнов приводят к появлению региональной рудной зональности, фиксируемой рудными и безрудными комплексами. На примере Хоккайдо-Сахалинской складчатой области установлено, что хромитоносными оказываются ультрамафитовые тела, приуроченные к отдельным поперечным поднятиям и участкам центриклинального замыкания эвгеосинклинального прогиба и расположенные на противоположных его бортах в зонах разновозрастных глубинных разломов (рис. 6). Такие поперечные поднятия, представляющие собой слабо погруженный или обнажающийся докембрийский фундамент, придают наибольшую тектоническую стабильность



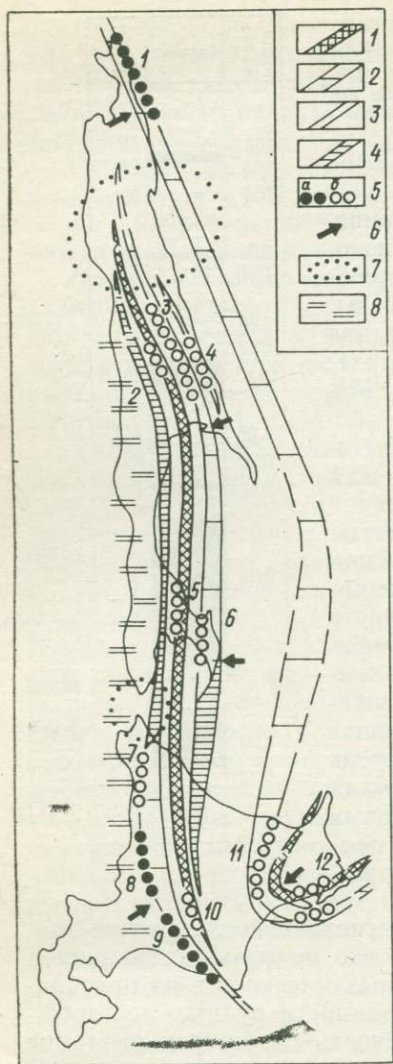


Рис. 6. Пояса дунит-перидотитовых комплексов Сахалина и Хоккайдо.

1—3 — комплексы дунит-перидотитовой формации: 1 — среднепозднепалеозойские, 2 — раннепозднемеловые, 3 — позднемеловые-палеогеновые; 4 — зоны, не содержащие ультрамафитов; 5 — группы ультрамафитовых массивов: а — реально хромитосных, б — со слабым развитием хромитового оруденения (1 — Шмидтовская, 2 — Абрамовская, 3 — Набильская, 4 — Центральная, 5 — Сусунайская, 6 — Тонино-Анивская, 7 — Китамии, 8 — Тэсно-Асахигава, 9 — Юбари-Уракава, 10 — Экуутикауси, 11 — Сарома-Тоёкоро, 12 — Ку-сиро); б — направление падения глубинных разломов; 7 — поперечные поднятия; 8 — миогеосинклинальная зона.

блокам, в пределах которых и фиксируются хромитосные комплексы. Остальные ультрамафитовые массивы, приуроченные к тем же зонам разломов, но уже в центральной части эвгеосинклинального прогиба, находятся за пределами жестких блоков и оказываются практически безрудными.

Стабильность блоков, способствующая длительной активности глубинных разломов и связанных с ними магматических очагов, а также максимальной дифференцированности интрузий ультрамафитового состава вплоть до появления в них хромитовых концентраций, обусловлена наибольшими мощностями земной коры в их пределах. Так, в Хоккайдо-Сахалинской складчатой области мощность земной коры, оцениваемая в 33—35 км в центральных зонах прогиба, сокращается до 25—28 км под зонами поперечных поднятий и возрастает до 36—40 км в зонах замыкания прогиба (рис. 7).

Здесь же происходит подъем поверхности раздела Конрада (до 7—12 км), фиксирующейся в остальных зонах на глубине 15—20 км. Аналогичное поднятие этого раздела до 6—7 км существует в центральной зоне эвгеосинклинального прогиба, где появляются уже расслоенные массивы перидотит-ортопироксенит-норитовой формации с зональным распределением платино-хромитового и титано-магнетитового оруденения в пределах одного интрузивного тела [Слодкевич В. В., 1975 г.].

Аналогичные геологические особенности присущи и Уральской складчатой области, где размещение массивов группы ультрамафитовых формаций также подчинено определенной металлогени-

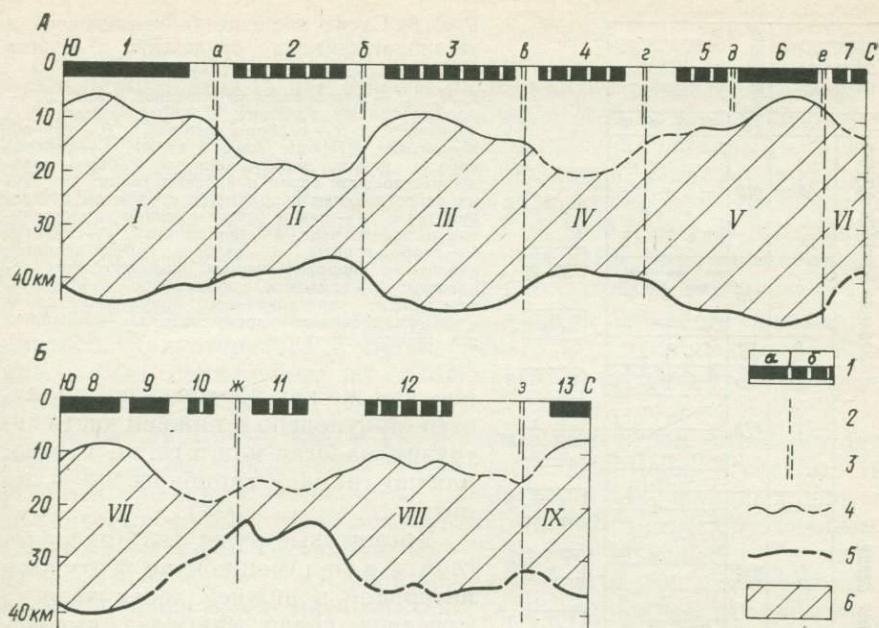


Рис. 7. Схематические разрезы земной коры эвгеосинклинальных прогибов Урала (А), Хоккайдо и Сахалина (Б).

1 — ультрамафитовая группа формаций: а — с промышленно хромитосными ультрамафитовыми массивами, б — с ультрамафитовыми массивами со слабым развитием хромитового оруденения (1 — Кемпирсайский, 2 — Сакмарский, 3 — Платиноносный, 4 — Салатимский, 5 — Хулагинский, 6 — Войкаро-Сыньинский, 7 — Ходатинский, 8 — Юбари-Уракава, 9 — Тэсио-Асахигава, 10 — Китами, 11 — Тонино-анивский, 12 — Набильский, 13 — Шмидтовский); 2 — границы блоков земной коры (I — Мугоджарский, II — Магнитогорский, III — Верхнетурунский, IV — Ивдельский, V — Северо-Уральский, VI — Полярноуральский, VII — Камуикотан, VIII — Центральносакхалинский, IX — Северо-Сахалинский); 3 — поперечные поднятия (а — Домбровско-Карабутацкое, б — Каратау, в — Полюдова Кряжа, г — Тимаизское, д — Кожимское, е — Лонготоганское, ж — Крильонское, з — Дагинское); 4 — граница Конрада; 5 — граница Мохоровичича; 6 — «базальтовый» слой.

ческой зональности. Выражается она в переходе от наиболее хромитосных массивов Южного и Полярного Урала к слабородносным — Среднего Урала. И если для Мугоджарского блока мощность коры составляет 43—45, для Верхнетурунского 45—47, для Северо-Уральского 43—47 км, то разделяющие их Магнитогорский и Ивдельский блоки имеют менее мощную кору — 36—41 км [Огаринов И. С., 1947 г.].

Хромитовые месторождения, занимающие в разрезе расслоенных ультрамафит-габбровых комплексов вполне определенное положение, пространственно и генетически связаны с более широким спектром вмещающих пород — от ультрамафитов до анортзитов. Хромитовые концентрации приурочены к критической зоне расслоенной серии; пределы распространения хромитового оруденения расширяются до бронзититов, норитов и анортзитов (Бушевельдский массив). В Шельтингском массиве хромитовое орудене-

Структурные единицы разреза		Мощность, м	Петрографическая колонка
		20	* * * *
Верхняя крайняя группа	A	190	Т Т Т Т Т Т Т Т Т
	B	130	Г Т Г Т Г Т Г Т Г
	B	50	Г Т Г Г Т Г
Расслоенная серия	ПГ	6	Х Х Х Х Х Х
	I	178	П П П П П П
			П П П П П П
			П П П П П П
	II	342	П П П П П П
			П П П П П П
			П П П П П П
			П П П П П П
			П П П П П П
	III	386	П П П П П П
П П П П П П			
П П П П П П			
П П П П П П			
П П П П П П			
Нижняя крайняя группа	84	Г Т Г Г Т Г	
	14	* * *	

* * * * 1

П П П П 2

П П П П 3

П П П П 4

П П П П 5

Т Т Т 6

Г Т Г 7

Г Х Г 8

Х Х Х Х Х Х 9

Г Г Г Г 10

Г Г Г 11

Рис. 8. Схема размещения хромитового и титаномагнетитового оруденения в разрезе Шельтингского расслоенного плутона.

I, II, III — макоритмы расслоенной серии; ПГ — промежуточный горизонт; А, Б, В — зоны: А — норитовая, Б — габбро-норитовая, В — габбро-диоритовая. Породы зоны закалки: 1 — габбро-нориты, нориты, габбро-диориты, габбро; породы расслоенной серии и крайних групп: 2 — пакки переслаивания перидотитов и дунитов, 3 — перидотиты, 4 — пакки переслаивания пироксенитов и перидотитов, 5 — пироксениты, 6 — нориты, 7 — габбро-нориты, 8 — габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты; породы промежуточного горизонта: 9 — тоналиты, лейкогаббро, габбро-плаггиоклазиты, плаггиоклазиты; оруденение: 10 — стратифицированное хромитовое, 11 — вкрапленное титаномагнетитовое.

ние, так же как и в массиве Стиллуотер, приурочено к нижней части интрузии, залегая или в гарцбургитах, или по границе гарцбургитов и дунитов.

Хромитовые руды либо располагаются в маломощном по вертикали интервале в нижней части разреза массивов среди наиболее высокотемпературных магнезиальных кумулатов (Стиллуотер, Маскокк, Шельтингский массив), либо мощность рудоносных зон достигает нескольких сотен метров, и тогда они связаны с более низкотемпературными кумулатами — от бронзититов до анортозитов (Бушвелд).

Характер распределения хромитовых слоев в интрузивах первого типа рассмотрен на примере Шельтингского плутона (Сахалин) —

стратифицированного хромитового оруденения [Слодкевич В. В., 1975 г.]. Направленно-ритмическая кристаллизация расплава в магматической камере приводит здесь к изменению состава и характера рудной минерализации в разрезе плутона. Хромитовые руды концентрируются в нижних горизонтах макоритма ультрамафитовой расслоенной серии, а сульфидно-никелевое и титаномагнетитовое оруденение — в одновременно кристаллизующихся габброидах боковой и верхней крайних групп (рис. 8). Изучение структурных особенностей хромитовых кумулатов и внутреннего строения интрузии показывает, что рудные тела достигают максимальной мощности в центральной ее части и выклиниваются по простиранию к стенкам камеры.

Аксессуарные хромшпинелиды в количестве до 1,5% постоянно присутствуют во всех ультрамафитовых кумулатах. Содержание их максимально в нижних горизонтах структурных единиц рас-

слоенной серии (до 4—7 %). Хромитовые слои с четкими нижними и расплывчатыми верхними ограничениями образуют среди дунитов и перидотитов, а чаще всего на их контактах отдельные сближенные слои мощностью 1—60 см, иногда до 1 м. Вверх по разрезу массивные руды быстро сменяются густовкрапленными, а последние обычной аксессуарной минерализацией. Параллельно происходят сокращение мощности хромитовых слоев и уменьшение размеров зерен хромшпинелидов (от 5—8 до 0,5 мм). В массивных рудах отмечается аккумулятивное дорастание хромшпинелидов. Общая мощность зоны массивных и крапленых руд достигает 30 м.

Следует также отметить, что поздние и конечные дифференциаты Стиллуотерского и Бушвелдского массивов содержат низкие и даже пониженные по сравнению с безрудными интрузиями концентрации хрома.

Состав хромитов, как и силикатных минералов, отражает общую эволюцию расплава в магматической камере: с ростом его кремнекислотности возрастает железистость минеральных фаз и хромитовые руды сменяются титаномагнетитовым оруденением. Содержание Cr_2O_3 составляет 45—23 %, снижаясь вверх по разрезу и от массивных руд к крапленным. В этой же последовательности уменьшается магнезиальность и возрастает глиноземистость руд. В хромитах присутствуют заметные количества платины, палладия, иридия и золота, концентрации которых имеют прямую коррелятивную связь с окисью хрома.

Сравнение рудных слоев Шельтингской интрузии со слоями других интрузий той же формационной принадлежности показывает, что существующая жесткая зависимость состава хромшпинелидов от типа вмещающих кумулатов — «стратиграфического» положения в разрезе и характера рудной концентрации, а также палладиево-платиновая их специализация являются универсальными особенностями хромитовых кумулатов во всех расслоенных плутонах мафит-ультрамафитового состава.

В интрузиях второго типа (Бушевелд) хромитовые слои связаны уже с менее магнезиальными кумулатами — с пироксенитами, норитами и даже с анортозитами. Они также приурочены к нижней, но к вполне определенной части разреза — Критической зоне — с наиболее развитой и контрастной по набору пород расслоенностью. Если в Базальной зоне полный микроритм является трехчленным (перидотит—пироксенит—норит), а в главной зоне четырехчленным (пироксенит—норит—габбро—анортозит), то в разделяющей их Критической зоне он состоит из семи типов пород (дунит — хромитит — перидотит — пироксенит—норит — габбро—анортозит).

Рудный интервал в отличие от интрузий первого типа растянут по вертикали на сотни метров, и хотя основные запасы хромитовых руд сосредоточены в Критической зоне, отдельные их слои присутствуют как в верхах Базальной зоны, так и в низах Главной. Причем в последних двух хромитовые кумулаты обладают

гораздо меньшей выдержанностью по простираанию [Камерон Ю. Н., Десборо Дж. А., 1973 г.].

Во всех расслоенных интрузиях общим признаком хромитов, отличающим их от хромитов интрузий дунит-перидотитового и пироксенит-перидотитового формационных видов, является образование их как продуктов магматической седиментации и именно в полости магматической камеры. Появление рудных пластов, их количество и состав определяются составом исходных расплавов, их объемом и степенью дифференцированности.

Известно, что состав хромитов изменяется в зависимости от их положения в разрезе расслоенной серии. При этом установлены некоторые закономерности: состав хромитов в определенном интервале Критической зоны имеет отношения Cr/Fe и Mg/Fe больше, чем в верхних горизонтах; одновременно установлено, что состав хромитов в определенном интервале разреза не зависит от ассоциирующей породы (хромит с бронзититом, хромит с плагиоклазитом практически имеют один состав). Наблюдается тенденция повышения концентрации хромитов с увеличением основности плагиоклаза [Камерон Ю. Н., Десборо Дж. А., 1973 г.].

Прямая зависимость хромитоносности расслоенных массивов перидотит-ортопироксенит-норитовой и габбро-анортозитовой формаций от их структурно-тектонического положения менее ясна и определяется в большей мере составом исходного расплава и степенью замкнутости магматической системы.

Оценивая в общем петрологические критерии хромитоносности комплексов рассмотренных формаций, следует подчеркнуть определяющее значение следующих признаков. Для дунит-перидотитовой и пироксенит-перидотитовой формаций благоприятны неоднородность состава ультрамафитовой части массивов, присутствие серий: дунит—гарцбургит—лерцолит в дунит-перидотитовых комплексах, дунит—гарцбургит (с бронзититом)—бронзитит в пироксенит-перидотитовой формации. Неоднородность состава интрузий подчеркивается высокой дисперсией в распределении хрома во вмещающих оруденение породах; характерны высокая магнезиальность пород, вмещающих руды, пространственная приуроченность оруденения к дунитам, зонам контакта их с гарцбургитами, полосчатым гарцбургитам (бронзититам), приуроченность оруденения к нижней части массивов.

Для перидотит-ортопироксенит-норитовой и габбро-анортозитовой формаций благоприятно присутствие в нижней части расслоенных серий и Критического горизонта, с наиболее контрастной серией пород, включающей гарцбургиты (дуниты), вмещающих донные залежи хромитовых руд, и серии бронзитит—норит—анортозитов.

На территории СССР известны три типа рудоносных комплексов, связанных с дунит-перидотитовой (Кемпирсайский массив), пироксенит-перидотитовой (Сарановский массив), перидотит-ортопироксенит-норитовой (Шельтингский массив) формациями. В последнем этот тип имеет значение рудопроявления.

Особое место в ряду хромитоносных ультрамафитовых и габбровых интрузий занимают архейские глубоко метаморфизованные габбро-ультрамафит-анортозитовые комплексы, к которым относятся комплексы Фискенессет в Гренландии, Ситтампунди и Кондапалли в Индии, Саутпансберг в Южной Африке, Сакени на Мадагаскаре и др. Для этих комплексов, по данным ряда исследователей [Gkislser M., Windley B. F., 1967 г.; Leelandam C., 1967 г.; Subramaniam A. P., 1965 г., и др.], характерно:

а) преобладание в составе тел высококальциевых, часто гранатсодержащих анортозитов (битовнититов и анортитов) и габбро-анортозитов, ассоциирующих с роговообманковосодержащими габбро, габбро-норитами и разнообразными, часто сапфирин-, корунд-, шпинельсодержащими ультрамафитовыми породами, пироксенитами и перидотитами (с клино- и ортопироксенами), часто почти нацело амфиболизированными;

б) отчетливая вертикальная расслоенность тел (с преобладанием анортозитов в центральных и верхних зонах, габбро и ультрамафитов в нижней и верхней краевой зонах) и их пластообразная форма при значительном превышении длины тел над мощностью;

в) приуроченность к выступам архейского фундамента древних платформ, в пределах которых габбро-ультрамафит-анортозитовые тела залегают согласно со сложно дислоцированными породами и вместе с ними подверглись региональному метаморфизму гранулитовой фации.

Петро- и геохимические особенности описываемых комплексов во многом близки к особенностям перидотит-ортопироксенит-норитовой формации (невысокая общая железистость с возрастанием ее вверх по разрезу тел от 30 до 60 %, повышенное содержание хрома, ванадия, платины и т. п.). Однако отличаются значительно более высоким содержанием глинозема и кальция, а также исключительной приуроченностью промышленного хромитового оруденения к существенно анортозитовым зонам расслоенных тел. Среди зон, обогащенных меланократовыми породами, встречаются лишь мелкие прослои и линзы хромитовых руд. Хромит описываемых комплексов высокожелезистый ($Cr/Fe=0,99 \div 1,12$) и в этом отношении близок к хромитам бушвелдского типа. Однако анализ пространственно-временных закономерностей их локализации позволяет предположить вероятность их обнаружения в пределах гранулитовых блоков Балтийского, Алдано-Станового и других щитов.

Никеленосные комплексы

Промышленные концентрации никеля связаны исключительно с ультрамафит-габбровыми и в меньшей степени с ультрамафитовыми комплексами различной формационной принадлежности. К числу наиболее важных в промышленном отношении принадлежат перидотит-ортопироксенит-норитовая, пироксенит-перидотито-

вая, верлит-габбровая формации и никеленосные комплексы платформенной базальт-долеритовой формации.* Сульфидная медно-никелевая минерализация встречается в интрузиях дунит-перидотитовой и габбро-анортозитовой формаций, однако крупные месторождения в них не известны.

Промышленные концентрации никеля в ультрамафитах, связанные с формированием интрузивных массивов или с их дальнейшим преобразованием, подразделяются на две группы: 1) сульфидные медно-никелевые месторождения — магматические и регенерированные метаморфогенные, 2) месторождения гидросиликатных никелевых руд в древних корях выветривания на ультрамафитах.

Магматические сульфидные медно-никелевые месторождения связаны с дифференцированными и расслоенными ультрамафит-габбровыми комплексами, где они ассоциируют преимущественно с ультрамафитовыми дифференциатами. К числу характерных особенностей сульфидных медно-никелевых месторождений относятся: 1) локализация рудных залежей в приподошвенных частях интрузивных тел; 2) наличие зон сульфидной вкрапленности, подчиненных внутренней структуре интрузивных массивов; 3) устойчивый состав рудных компонентов, выражающийся в стабильной ассоциации никеля, кобальта, меди и серы; 4) тесный парагенезис трех главных рудных минералов — пирротина, пентландита и халькопирита.

Сульфидные медно-никелевые руды метаморфогенного происхождения известны в связи с комплексами дифференцированных формаций (верлит-габбровой, пироксенит-перидотитовой), где они составляют большую или главную массу промышленных залежей. В пользу метаморфогенного генезиса этих руд свидетельствуют: 1) большой разрыв во времени между становлением интрузий и рудообразованием, 2) зональность рудных тел и их приуроченность к телам метаморфизованных ультрамафитов или залегание их вне последних, 3) большое разнообразие минерального состава руд и непостоянство количественных соотношений основных их компонентов и др. [Проскураков В. В., Баташев Е. В., Зак С. И. и др., 1981 г.].

Среди продуктивных в отношении никеля формаций комплексы перидотит-ортопироксенит-норитовой формации наиболее хорошо изучены. Характерной особенностью рудоносных интрузивных массивов этой формации является отчетливо выраженная расслоенность и интенсивно проявленная кристаллизационно-гравитационная дифференциация, что отражается в закономерной смене пород снизу вверх по разрезу расслоенных серий — от ультрамафитовых дифференциатов, представленных оливинитами, гарцбургитами, реже лерцолитами, через пироксениты (бронзититы), мела-

* Отдельные исследователи [Малич Н. С., Туганова Е. В., 1980 г.] рассматривают никеленосные комплексы Сибирской платформы в качестве самостоятельной оливинит-габбровой формации.

нократовые нориты к норитам, габбро-норитам и габбро. Ультрамафиты в массивах перидотит-ортопироксенит-норитовой формации играют подчиненную роль, составляя не более 10—20 % объема интрузивных тел. Среди габброидов значительным распространением пользуются лейкократовые разновидности, представленные габбро-анортозитами, габбро-норит-анортозитами, реже анортозитами.

Обычным является закономерное изменение состава породообразующих минералов в разрезе расслоенных серий (скрытая расслоенность). Снизу вверх по разрезу наблюдаются уменьшение основности плагиоклаза и увеличение железистости темноцветных минералов (рис. 9).

Как неоднократно подчеркивалось исследователями [Годлевский М. Н., 1968 г., и др.), благоприятными признаками никеленосности расслоенных интрузий является отчетливо проявленное фракционирование расплавов, способных к отделению значительных масс относительно магнезиальных ультрамафитов.

Рудоносные массивы рассматриваемого формационного вида имеют воронко-, лополито-, реже пластинообразную форму и нередко достигают по площади значительных размеров — в сотни и тысячи квадратных километров. Внутренняя структура массивов обычно чаше- или мультулообразная. Характерной особенностью расслоенных интрузий является дисконформность внутренней структуры по отношению к форме интрузивного тела.

Главные закономерности локализации сульфидных медно-никелевых руд в пределах расслоенных массивов перидотит-ортопироксенит-норитовой формации заключаются в следующем. Первичные вкрапленные сингенетические сульфидные медно-никелевые руды локализуются как в приподошвенных частях интрузивных тел — донные залежи, так и в виде «висячих» горизонтов, приуроченных обычно к нижней части разреза расслоенных серий. Сингенетические руды образуют пласты и пластообразные залежи, согласные с внутренней структурой массива, и не выходят за его пределы. Наряду с ними встречаются рудные тела сплошных сульфидных руд жиллообразной и неправильной формы, секущие породы расслоенных серий и иногда выходящие за пределы материнских интрузий. Такие эпигенетические руды иногда по простиранию и падению дают переходы к габбро-пегматитам. Их образование связано с поздними этапами формирования интрузий и процессами вторичного преобразования пород, а положение в теле интрузива контролируется трещинной тектоникой и в меньшей степени связано с первичной структурой массивов (рис. 9). В Мончегорском плутоне жилы сплошных эпигенетических сульфидных руд располагаются под горизонтами «висячих» вкрапленных руд, что позволяет рассматривать последние в качестве источника рудного вещества при образовании эпигенетических рудных жил. Как и в других никеленосных комплексах и формациях, главный рудный парагенезис представлен триадой пирротин—пентландит—

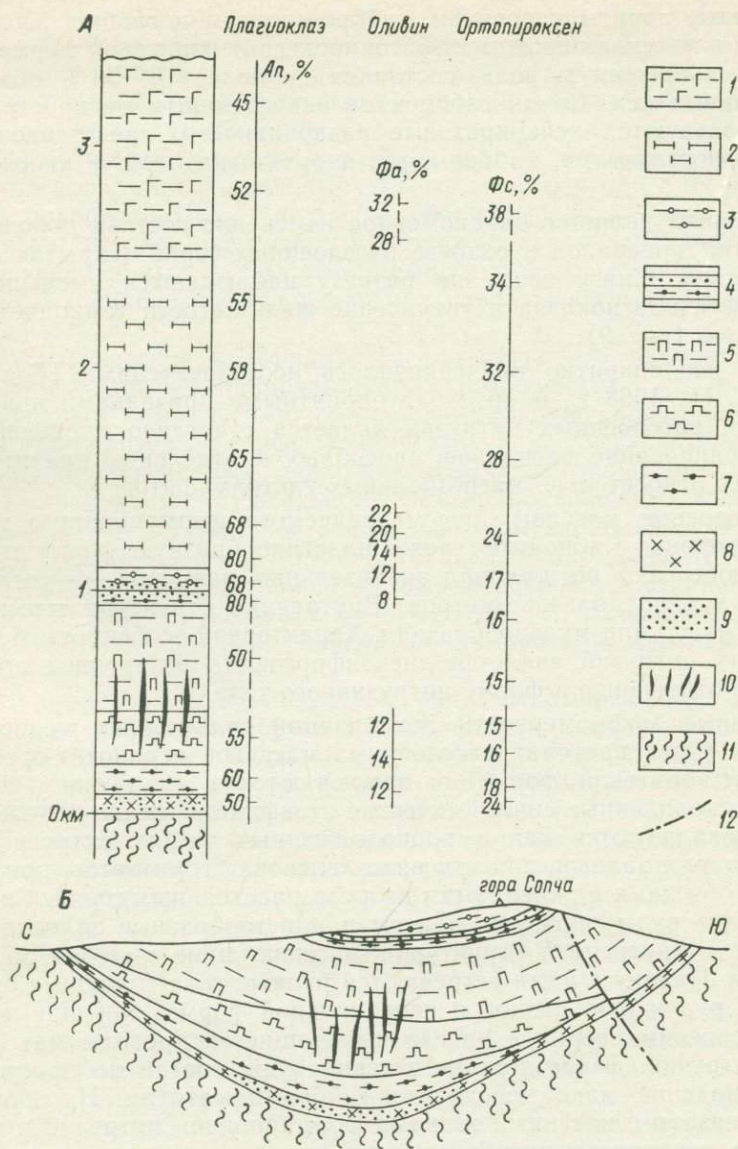


Рис. 9. Сводный разрез Мончегорско-Мончегундровского массива (А) и разрез никеленосного Мончегорского плутона на участке горы Сопчи (Б) (по Д. М. Орлову).

1 — габбро, габбро-анортозиты, анортозиты верхней части разреза; 2 — нориты, габбро-нориты, норит-анортозиты средней части разреза; 3 — оливиновые бронзититы второго ритма; 4 — оливиниты, гарцбургиты, бронзититы основания второго ритма («перидотитовый», или «рудный», пласт горы Сопчи); 5 — бронзититы верхней части первого ритма; 6 — зона переслаивания оливинитов, гарцбургитов, бронзититов средней части первого ритма; 7 — плагноклазовые оливиниты нижней части первого ритма; 8 — нориты, габбро-нориты краевой группы; 9 — сингенетическая вкрапленность сульфидов в придонной залежи и висячем рудном пласте горы Сопчи; 10 — эпигенетические сульфидные рудные жилы; 11 — биотитовые, биотит-гранатовые и амфиболовые гнейсы архея; 12 — разрывные нарушения.

халькопирит. Отношение Ni/Cu в рудах варьирует от 1/1 до 10/1, в среднем 2/1.

На территории СССР никеленосные комплексы рассматриваемой формации известны в Кольском регионе (мончегорский), в Северо-Байкальской области (довыренский).

Верлит-габбровый формационный вид, потенциально рудоносный на сульфидное медно-никелевое и хромит-титаномагнетитовое оруденение, наиболее хорошо изучен на примере пильгуярвинского комплекса, традиционно рассматриваемого обычно в составе «печенгского»*.

Характерной особенностью никеленосного комплекса верлит-габбровой формации является преобладание двух видов пород — верлитов (и плагноклазовых верлитов) и габброидов, составляющих крайние члены дифференционного ряда; другие виды и разновидности пород (оливиниты, лерцолиты, клинопироксениты, троктолиты, эссекситовые габбро, диориты, габбро-диабазы) составляют не более 10 % объема комплекса. Наиболее богатые вкрапленные и прожилковые сульфидные медно-никелевые руды приурочены к серпентинизированным верлитам, занимающим обычно нижнее положение в разрезе интрузии. Выше по разрезу в дифференцированных, наиболее крупных интрузиях рудовмещающие верлиты переходят в слабосерпентинизированные верлиты с бедными вкрапленными рудами, которые сменяются оливиновыми клинопироксенитами, переходящими в габброиды, обогащенные в верхних частях вкрапленностью титаномагнетита. Для ультрамафитов никеленосного комплекса помимо сульфидов отмечается присутствие аксессуарной титан-хромовой шпинели [Смолякин В. Ф., 1979 г.], являющейся, по-видимому, специфической для родоначального расплава пикрит-толентовой магмы. Для пород никеленосного комплекса верлит-габбровой формации характерно повышенное по сравнению с кларками содержание железа, титана, алюминия и относительно низкое магния и кальция. Для никеленосных верлитов и габброидов характерны высокие содержания никеля, меди, хрома, кобальта, а также ванадия, цинка, галлия, стронция, элементов группы платины — золота, серебра, селена, фтора, фосфора, бора, селена и др. Ультрамафиты характеризуются низкими значениями коэффициента Хесса (1,5—3,7).

Интрузивные тела верлит-габбровой формации имеют пласто-, линзо- или хонолитообразную форму. Из числа рудоносных массивов развиты наиболее дифференцированные тела; для последних характерно закономерное расположение пород от подошвы к кровле: верлиты и (или) полевошпатовые верлиты со шлирами оливинитов, пироксениты, габброиды (от меланократовых до эссекситовых), иногда диориты и пегматиты (рис. 10). В телах наблюдается скрытая расслоенность, выражающаяся в изменении состава минералов от подошвы к кровле. По отношению к струк-

* По мнению авторов, печенгский комплекс представляет собой полиформационное образование.

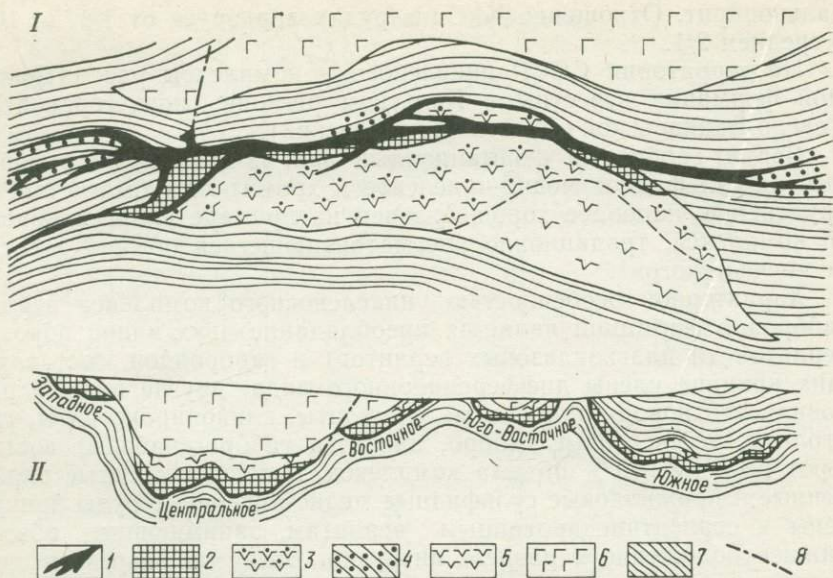


Рис. 10. Схематический геологический план горизонта медно-никелевого месторождения Каула (I) и продольный разрез Восточного рудного узла (II) (по А. А. Глазковскому).

1 — сплошные и брекчиевидные сульфидные руды; 2 — богатые вкрапленные руды в серпентинитах; 3 — рядовые вкрапленные руды в серпентинитах; 4 — оруденелые филлиты; 5 — серпентиниты; 6 — габбро; 7 — филлиты; 8 — тектонические нарушения.

турам вмещающих пород массивы являются согласными, кососекущими, реже секущими.

Структурно-геологическим фактором, контролирующим размещение никеленосных интрузий верлит-габбровой формации, является их пространственная и, возможно, генетическая связь с вулканогенно-осадочными образованиями и их тектоническим положением в структуре региона. Специфическая черта вулканитов — присутствие коматитов, характеризующихся высокой магнезиальностью, пониженным содержанием глинозема и наличием «спинифекс»-структур [Суслова С. Н., 1978 г.].

Генетическое родство пород верлит-габбровой формации и ассоциирующих с ними комплексов пикрит-(коматит-)базальтового состава обуславливается петрохимическим и геохимическим сходством этих пород (натриевой специализацией, повышенной железистостью и титанистостью и обогащенностью сходными элементами — никелем, медью, хромом, кобальтом, ванадием и сходной толентовой направленностью дифференциации интрузивных и вулканогенных комплексов [Дагелайская И. Н., 1979 г.; Суслова С. Н. и др., 1980 г.].

В тектоническом отношении никеленосные интрузии и ассоциирующие с ними вулканогенные комплексы приурочены к депрессионным наложенным прогибам (мульдам). Последние тяготеют

к границам разновозрастных структур, являющихся зонами глубинных разломов, благоприятных для проникновения мантийных мафит-ультрамафитовых магм. Эти прогибы характеризуются рядом специфических черт [Загородный В. Г., 1976 г.; 57], сближающих их с образованиями рифтовых зон континентов (значительные мощности вулканогенно-осадочных пород, до 10—12 км, тип складчатости, слабый метаморфизм или его отсутствие, антидромная направленность магматизма и т. д.). Характеристика структур подобного типа была дана Д. В. Рундквистом и В. Е. Поповым [1978 г.], которые пришли к выводу о приуроченности сульфидно-никелевого оруденения во многих никеленосных провинциях мира к своеобразным рифтогенным структурам.

Благоприятными для локализации сульфидного медно-никелевого оруденения в массивах верлит-габбровой формации являются: 1) участки лежащих экзо- и эндоконтактов интрузивных тел; 2) продольные тектонические зоны, проходящие вдоль подошвы интрузивных тел и иногда во вмещающих эффузивно-осадочных породах, где сконцентрированы брекчиевидные и сплошные медно-никелевые руды; 3) интенсивно измененные участки ультрамафит-мафитовых пород, серпентинизированных, оталькованных, хлоритизированных и актинолитизированных под воздействием различных метаморфических процессов (автометаморфизма, регионального метаморфизма, метасоматоза и динамометаморфизма). Для пород этих участков характерны ассоциации сульфидов с низкотемпературными минералами. В целом для никеленосных комплексов верлит-габбровой формации характерно нахождение сульфидного медно-никелевого оруденения преимущественно в ультраосновных дифференциатах. В центральных частях массивов первичное магматическое оруденение проявлено в виде рассеянной вкрапленности.

Как и в других формационных видах, сульфидное медно-никелевое оруденение в массивах верлит-габбровой формации представлено тесной ассоциацией пирротина, пентландита и халькопирита. В рудных телах нередко проявлена зональность, выражающаяся в увеличении отношения Cu/Ni от центральных частей к периферии. В целом отношение никеля к меди близко к 2/1.

Никеленосные комплексы, входящие в состав базальт-долеритовой формации (или ее пикрит-долеритовой субформации), как комплексы определенной металлогенической специализации [Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы, 1974 г.], принадлежащие к самостоятельному формационному виду, характеризуются наличием отчетливой дифференциации, развившейся в образовании непрерывной серии пород — от богатых оливином ультраосновных разновидностей (плагноклазовых оливинитов и перидотитов, пикритовых габбро-долеритов) в нижних горизонтах интрузий до основных пород, содержащих кварц и гранофировый мезостази́с в верхних их частях. В строении массивов наблюдается последовательная смена пород снизу вверх: контактовые габбро-долериты и оруденелые такситовые габбро-доле-

риты; офитовые, призматическофитовые и пятнистоофитовые оливиновые габбро — оруденелые породы с собирательным названием пикритовых (чередующиеся прослои пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов, троктолитов, реже плагиоклазовых перидотитов и оливинитов); габбро со спорадическим оливином, безоливиновые габбро с кварцем, пегматоидные габбро, габбро-пегматиты, средние и кислые гибридные породы. Снизу вверх по разрезу интрузий наблюдается уменьшение основности пород и изменение состава минералов. В плагиоклазе уменьшается содержание анортитового компонента (от 90 до 55 %). В оливине и пироксене увеличивается количество железа и ферросилита (4—30 %), соответственно уменьшается количество форстерита (90—63 %). В том же направлении уменьшается количество оливина и исчезает ортопироксен [46].

Массивы обладают пологосекущей пласто- и хонолитообразной формой, мощность пластов до 100—350 м. В экзоконтактах массивов возникают роговики санидиновой, пироксеновой, биотит-эпидотовой и хлоритовой фаций, адиолы, альбититы, спилзиты, магнезиальные и известковистые скарны, щелочные метасоматиты. Медно-никелевые месторождения, связанные с указанными массивами, характеризуются широким развитием вкрапленных сингенетических пирротин-пентландит-халькопиритовых руд, образующих промышленные концентрации в их нижних частях, сложенных в основном пикритовыми, такситовыми габбро-долеритами и габбро-троктолитами с участием плагиоклазсодержащих оливинитов и перидотитов. Сплошные и жильные руды пентландит-халькопирит-пирротинового состава приурочены к низам интрузий, к их контакту с подстилающими породами или к подстилающим породам. Характерным является преобладание меди над никелем. Отношение Ni/Cu варьирует от 1/1 до 1/15, в среднем 1/2.

Положение никеленосных комплексов базальт-долеритовой формации характеризуется приуроченностью к окраинным частям платформ, к зонам сочленения разнородных структур, наличием более подвижного фундамента, наиболее мощным чехлом в пределах грабеноподобных впадин по сравнению с другими частями платформ.

Наименее изученной является никеленосность пироксенит-перидотитовой формации, характеристика которой основывается на данных по аллареченскому комплексу Кольского полуострова. К этому же типу рудоносных комплексов могут быть отнесены массивы пояса Томпсон в Северной Манитобе.

Характерной особенностью массивов данного формационного вида является преимущественное развитие в их составе ультрамафитовых дифференциатов, представленных оливинитами, гарцбургитами и бронзититами. Имеются указания на тесную пространственную и, вероятно, генетическую связь этих пород с амфиболитами и флогопит-амфиболовыми породами, часть которых имеет явно апопироксенитовое и апогаббровое происхождение. Это расширяет представления о составе аллареченского комплекса и по-

зволяет полагать, что в его составе наряду с ультрамафитами играют существенную роль пироксениты и габбро.

Интрузивные тела аллареченского комплекса имеют пластообразную, линзовидную или неправильную форму и небольшие размеры. Для них характерны слабая дифференциация, проявляющаяся в неясной полосчатости, и метаморфические преобразования, сопровождающиеся брекчированием и будинажем интрузивных тел. В слабо измененных оливинитах и гарцбургитах отмечается повышенная железистость оливина (12—18 % фаялитовой составляющей) и ортопироксена ($\Phi_c = 10 \div 17$). В качестве акцессорных минералов присутствуют магнетит, титаномagnetит, плеонаст, хромшпинелид и сульфиды.

Эти особенности состава аллареченского комплекса наряду с дифференцированным строением интрузивных массивов и тектоническим положением их в краевых частях гранито-гнейсовых куполов, играющих роль жестких структур, обрамляющих «зеленокаменные пояса», дают основание сопоставлять этот комплекс с другими интрузивными комплексами пироксенит-перидотитовой формации миогеосинклинальных зон фанерозойских эпох. Признаком пироксенит-перидотитовых комплексов является зонально-полосчатое строение интрузивных тел, причем важную роль здесь играет вторичная метасоматическая зональность, обусловившая экстрагирование никеля из первичных магматических ультрамафитов и локализацию его в метасоматически измененных (главным образом тремолитизированных, флогопитизированных) породах [Зак С. И., 1980 г.].

Сульфидные медно-никелевые руды в аллареченском комплексе приурочены к пласто- и линзообразным телам ультрамафитов, испытавшим интенсивный региональный метаморфизм. Внутри интрузивных тел не отмечается строгой закономерности в приуроченности оруденения к какому-либо определенному уровню разреза массивов. В целом для сульфидных медно-никелевых руд отмечается следующее: 1) слабое распространение сидеронитовой вкрапленности; 2) приуроченность ее к наименее измененным участкам массивов; 3) отсутствие тенденции к концентрации сульфидов в придонных частях интрузивных тел; 4) широкое распространение жильных сплошных руд со сложной морфологией в участках интенсивной трещиноватости и будинажа внутри массивов; 5) широкое развитие процессов перекристаллизации сульфидов; 6) высокое содержание в рудах пентландита и соответственно высокое отношение Ni/Cu, колеблющееся в пределах 5/1—10/1; 7) присутствие в сложных рудах роговой обманки, биотита, граната и широкое проявление околорудных изменений с образованием биотита, флогопита и граната в оторочках рудных жил [Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И., Проскураков В. В., 1972 г.].

Помимо упомянутых выше формаций и комплексов сульфидное медно-никелевое оруденение встречается в массивах дунит-перидотитовой, габбро-анортозитовой и некоторых других формаций

ультрамафической и габбровой групп. Однако в них оно не образует промышленных концентраций.

Специфические особенности рассмотренных никеленосных комплексов, обусловленные составом, внутренней структурой и их тектоническим положением, определяют своеобразие критериев рудоносности каждого формационного вида и вместе с тем обладают некоторыми общими чертами.

Залежи сингенетических вкрапленных и эпигенетических сплошных, брекчиевидных и жильных руд в таких комплексах локализуются преимущественно в придонных частях массивов и связаны с ранними ультрамафитовыми дифференциатами. Эти породы характеризуются повышенной железистостью по отношению к ультрамафитам с хромитовой специализацией однако более низкой по сравнению с соответствующими породами массивов с титано-железистой специализацией.

Во всех сульфидных медно-никелевых месторождениях, связанных с интрузивными массивами рассматриваемых комплексов, в рудах постоянно ассоциируют три главных минерала — пирротин, пентландит и халькопирит и соответственно отмечается повышенная концентрация таких элементов, как никель, кобальт, медь и сера в ранних ультрамафитовых дифференциатах.

Титаноносные комплексы

Металлогенетически специализированными на титан являются габбровые формации — анортозитовая, габбро-анортозитовая, перидотит-ортопироксенит-норитовая, сиенит-габбровая, габбро-диабазовая, базальт-долеритовая, верлит-габбровая и дунит-клинопироксенит-габбровая. Титаноносность перечисленных формаций может считаться однозначно доказанной (с каждой из них связаны месторождения или крупные проявления ильменита и титаномагнетита ± апатит), а поэтому все интрузивные комплексы, принадлежащие к какой-либо из этих формаций, являются потенциально титаноносными.

Анализ пространственной локализации ильменит-титаномагнетитового и сопутствующего апатитового оруденения, связанного с анортозитовой формацией, позволил выявить некоторые закономерности, имеющие значение для установления петрологических критериев оценки титаноносности конкретных анортозитовых комплексов и массивов. С этой формацией в Канаде, США и Норвегии связаны крупнейшие промышленные эндогенные месторождения титана (Лак-Тю, Сенфорд-Хилл, Блаафелд, Телнес и др.). Месторождения титана в связи с анортозитовой формацией выявлены и в нашей стране, в пределах Алдано-Станового щита.

По минеральному составу месторождения, связанные с рассматриваемой формацией, довольно однотипны: почти все они апатит-ильменит-титаномагнетитовые, хотя количественные соотношения рудных минералов варьируют в них в значительных пределах. В рудах, особенно богатых титаномагнетитом, содержится

значительная примесь ванадия (до 0,3 % в руде и до 1,5—1,7 % в титаномагнетитовом концентрате). Поэтому большинство рассматриваемых месторождений является комплексными на титан, железо, фосфор, ванадий. По структуре и составу выделяются вкрапленные и сплошные руды. Силикатную основу вкрапленных руд составляют как мафитовые и ультрамафитовые (существенно пироксеновые) породы, так и анортозиты и габбро-анортозиты.

Содержание полезных компонентов в рудах также варьирует в очень широких пределах. В месторождениях с очень богатыми сплошными титановыми рудами (Лак-Тю, Иври, Блаафелд и др.) среднее содержание TiO_2 превышает 18—20 %. В нашей стране комплексными существенно апатит-ильменитовыми рудами представлены месторождения Гаюмское и Давакитское (данные В. В. Гаврилова и Е. А. Панских).

По форме рудных тел выделяются согласный пластовый и секущий дайко-, штоко- и жилообразный типы оруденения. Разделение это нечеткое, и нередко в одном месторождении присутствуют рудные тела разных типов и подтипов. Генезис месторождений дискусионен, так же как дискусионен генезис всей формации. Авторы настоящего раздела считают, что железо-титановое ($\pm P$, $\pm V$) оруденение возникает за счет переконцентрации (при частичном привносе фосфора) рудных компонентов, имевшей место в процессе ультраметаморфогенной анортозитизации гранулит-базитового слоя Земли. По мнению многочисленных сторонников магматической гипотезы генезиса анортозитов, это оруденение связано главным образом с кристаллизацией остаточных расплавов [Origin of anorthositic, 1969 г., и др.].

Почти все месторождения и большая часть проявлений ильменитов и ванадиеносных титаномагнетитов располагается в пределах анортозитовых массивов. Вне массивов известно лишь одно крупное ильменит-титаномагнетитовое месторождение Мегпи-Маунтин (Канада), представленное несколькими дайкообразными телами сплошных руд и оруденелых анортозитов и габбро-анортозитов, залегающих среди докембрийских гранито-гнейсов структурной провинции Гренвилл и контролируемых разломами. Рудопроявлений подобного типа за пределами анортозитовых массивов среди докембрийских образований рамы, особенно в зонах их анортозитизации и базификации, довольно много.

Наиболее интенсивное комплексное апатит-ильменит-титаномагнетитовое оруденение приурочено к анортозитовым массивам андезинит-лабрадоритового состава (джугджурский, адирондакский и другие комплексы), в то время как в анортозитовых массивах лабрадоритового и лабрадорит-битовнититового состава (комплексы анабарский в СССР и Анкафотия-Маномбаги на Мадагаскаре) крупные месторождения пока не известны. По преобладающему составу оруденения среди андезинит-лабрадоритовых массивов выделяются две группы. В одной из них, представленной прежде всего большинством массивов адирондакского и норвежского комплексов, оруденение имеет железо-титановый состав

(ильменитовые и ильменит-титаномагнетитовые руды) с существенной примесью ванадия и при незначительной роли фосфора [Rose E. R., 1969 г.]. В другой, к которой относятся массивы древнеджурского комплекса, анортозитовый Баладекского блока на Дальнем Востоке СССР и частично массив Сент-Джон и Сент-Урбан в Канаде, оруденение представлено рудами, где апатит играет важную, а нередко ведущую роль (апатит-ильменитовые руды Гаюмского и Давакитского месторождений). Четкой зависимости такого изменения в составе оруденения от состава анортозитовых комплексов не установлено. Намечаются некоторые закономерности локализации различных морфогенетических типов титанового и фосфорно-титанового оруденения внутри анортозитовых массивов. Жильный или штоко- и дайкообразный тип оруденения может встречаться в любой части анортозитовых массивов. Пластовый тип ильменит-титаномагнетитового или апатит-ильменит-титаномагнетитового оруденения преимущественно тяготеет к крайним зонам массивов, относительно богатым линзами габброидных пород. В ассоциации с этими породами наиболее распространены месторождения и проявления существенно титаномагнетитовых руд — месторождения Геранское, Джанинское, Богидейское Главного массива древнеджурского комплекса в СССР, месторождения и проявления краевой зоны массива Морин, месторождение Сент-Чарлз и ряд проявлений массива Сент-Джон в Канаде и др. В центральных частях массивов, сложенных преимущественно анортозитами, и в тех частях краевых зон, где преобладают анортозиты, располагаются месторождения и проявления пластовых и жильных руд преимущественно ильменитового или существенно ильменитового состава (месторождение Лак-Тю и Иври в Канаде и Сэнтфорд-Хилл в США). Рудные тела этих месторождений располагаются или прямо среди анортозитов, или на контакте анортозитов с мезо- или меланократовыми породами (рис. 11). Сходное положение в структурах Геранского массива занимают и месторождения богатых комплексных апатит-ильменитовых руд гаюмского типа (рис. 12).

Для установления пространственного положения руд среди пород перспективных массивов широко используют данные о характере магнитного поля над месторождениями. Как показывает анализ данных по Канаде, проведенный Е. Р. Роузом [Rose E. R., 1969 г.], и известных нам данных, касающихся древнеджурского комплекса, большая часть существенно титаномагнетитовых месторождений и проявлений располагается в пределах локальных положительных магнитных аномалий интенсивностью 8000—9000 гамм. Однако эта закономерность не абсолютна, так как в ряде мест над телами ильменит-титаномагнетитовых руд наблюдаются либо слабые, положительные, либо отрицательные магнитные аномалии [Rose E. R., 1969 г.]. Еще более различны магнитные поля над существенно ильменитовыми месторождениями.

Существенное влияние на размещение апатит-ильменит-титаномагнетитового оруденения оказывает характер взаимоотноше-

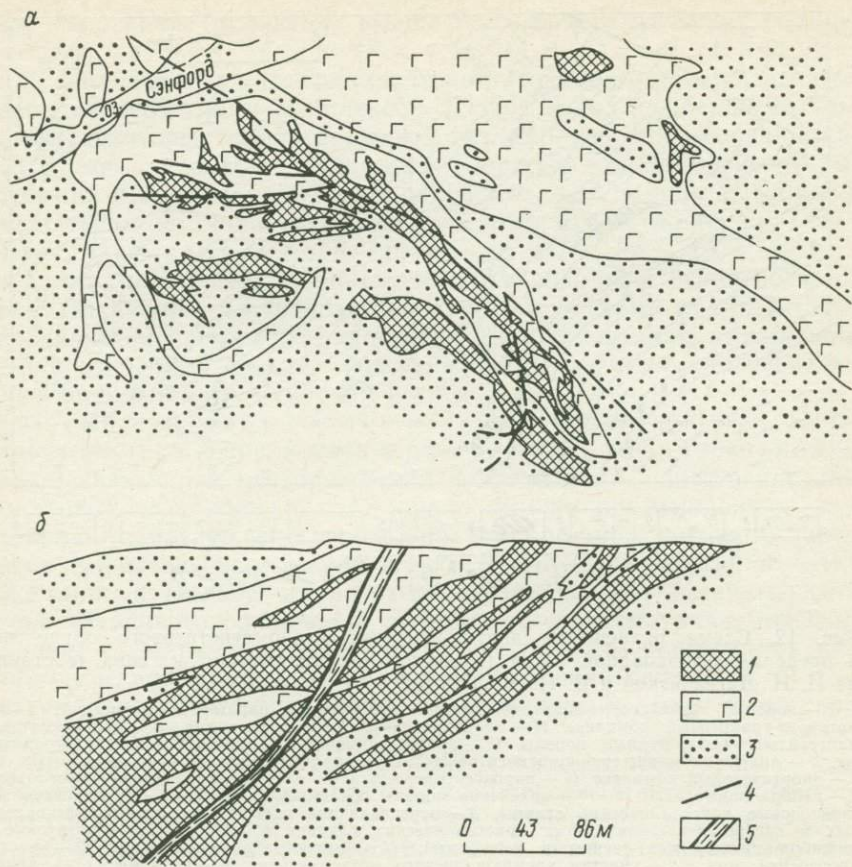


Рис. 11. Ильменит-титаномагнетитовое месторождение Сэнфорд-Хилл (США) в адирондакском комплексе аноктозитовой формации (по С. О. Гроссу [Gross S. O., 1968 г.], с изменениями).

a — геолого-петрологическая схема строения месторождения (в плане); *b* — форма залегания рудных тел (в разрезе).

1 — ильменит-титаномагнетитовые руды; 2 — габбро; 3 — аноктозиты; 4 — разломы; 5 — зоны дробления.

ния аноктозитовых массивов с окружающей средой. Во-первых, установлены возникновение этого оруденения в зонах аноктозитизации (и сопряженной с нею базификации) вмещающих кристаллических сланцев и гнейсов и его развитие в не полностью переработанных реликтах вмещающих пород внутри аноктозитовых тел (например, Геранское месторождение). Во-вторых, отмечена повышенная концентрация оруденения в зонах контакта аноктозитовых тел с мангерит-гранитовыми породами в зонах мангеритизации аноктозитовых комплексов. Месторождения такого типа широко развиты в юго-западной окраине Джугджурского аноктозитового массива, особенно в Сорога-Богидейском

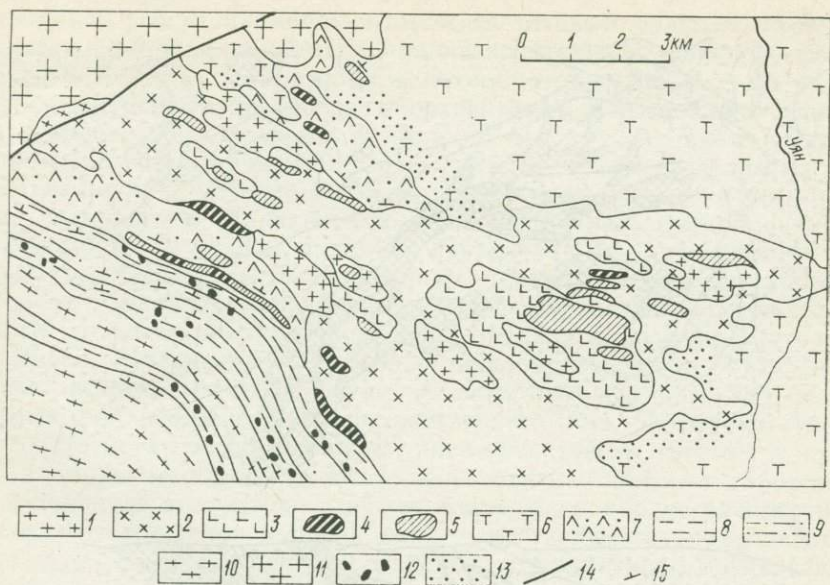


Рис. 12. Схема размещения апатит-ильменит-титаномagnetитового оруденения в пределах юго-западной части Геранского анортозитового массива (составлена И. Н. Дагелайской и В. Н. Мошкиным).

1—7 — породы архейского анортозит-мангерит-гранитового парагенеза формаций: 1—3 — мангерит-гранитовый комплекс (1 — лейкократовые, 2 — мезократовые, 3 — меланократовые мангериты), 4—5 — рудные породы (4 — апатит-ильменит-титаномagnetитовые ультрамафиты, 5 — апатит-ильменит-титаномagnetитовые габбро, габбро-анортозиты и мангериты), 6—7 — анортозитовый комплекс (6 — пироксеносодержащие и анхимономинеральные анортозиты, 7 — габбро-анортозиты); 8—10 — архейские породы джанинской серии: 8 — двупироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы, 9 — переслаивание гиперстен-кордиерит-плагноклазовых и гиперстен-плагноклазовых кристаллических сланцев и гнейсов, 10 — биотитовые и амфибол-пироксеновые гнейсы и мигматиты; 11 — мезозойские гранитоиды; 12 — участки анортозитизации; 13 — участки кремне-калиевого метасоматоза; 14 — разломы; 15 — элементы залегания пород.

рудном районе (рис. 12), по окраинам массивов Роузлэнд в США и Морин в Канаде [Мошкин В. Н. и др., 1981 г.; Hargraves R. B., 1962 г.; Rose E. R., 1969г.].

Среди благоприятных петрологических критериев, используемых для оценки реальной титано- и апатитоносности отдельных комплексов, массивов и их частей, в настоящее время можно выделить следующие.

1. Наиболее благоприятными для локализации оруденения являются анортозитовые массивы и комплексы существенно андезитового или андезинит-лабрадоритового состава. При этом рудносные комплексы и массивы характеризуются, как правило, повышенной титанистостью и железистостью, высокими дисперсиями содержания TiO_2 и P_2O_5 в различных породах.

2. Благоприятным для локализации оруденения признаком является резкая неоднородность строения и контрастность состава анортозитовых массивов: наличие в них наряду с анортозитами многочисленных шпиров габброидов, не полностью переработан-

ных включений (реликтов) вмещающих кристаллических сланцев и т. д.

3. Наличие зон интенсивной мангеритизации (чарнокитизации) пород анортозитовых комплексов. В этих зонах, особенно на стыке анортозитовых и мангеритовых тел, нередко локализованы как пластовые и секущие тела апатит-ильменит-титаномагнетитовых мафитов (Сорога-Богидейский район в СССР, Морин в Канаде), так и дайки нельсонитов, в том числе рутиловых (район Роузлэнд, США).

4. Благоприятным петрологическим признаком вероятного наличия титано-фосфорного оруденения за пределами анортозитовых тел является проявление процессов анортозитизации вмещающих пород основного состава (бассейн р. Кунь-Манье, низовья рек Сивокан и Ток в хр. Становом и др.).

С габбро-анортозитовой формацией, краткая общая характеристика которой дана в работе [49], у нас в стране и за рубежом связан ряд месторождений и проявлений существенно ильменитовых руд, иногда содержащих также промышленные концентрации апатита (месторождения габбро-анортозитового комплекса Коростеньского плутона в СССР, Айрон-Маунтин в США, Кжемянка в Польше и др.). Выделяется несколько генетических типов титанового оруденения, связанного с рассматриваемой формацией: 1) магматический сингенетический, 1а) раннемагматический сегрегационный, 1б) позднемагматический фузивный, 2) гидротермально-метасоматический, 3) остаточный (кор выветривания), 4) россыпной.

Оруденение магматического типа связано со всеми фазами становления габбро-анортозитового комплекса. Раннемагматическое сегрегационное апатит-ильменитовое оруденение, преобладающее в габбро-анортозитах и габбро ранних фаз, представлено, как правило, очень бедными вкрапленными рудами (apatит-ильменит-содержащими габбро и анортозитами) с максимальным содержанием TiO_2 4,0—4,5, P_2O_5 — до 2—3 %. Само по себе такое бедное оруденение практического значения в настоящее время не имеет. Однако общее содержание рудных компонентов в таких рудах в связи с их огромными запасами весьма велико и при переконцентрации титана и фосфора в ходе гидротермально-метасоматического преобразования пород габбро-анортозитового комплекса могут возникать и богатые руды. За счет таких бедных руд формируются также и значительная часть ильменитовых россыпей, и остаточные руды кор выветривания.

Более богатым подтипом является позднемагматическое фузивное апатит-ильменитовое оруденение. Его формирование происходило во все фазы становления габбро-анортозитовых комплексов, но наиболее характерно оно для высокожелезистых габброидов и ультрамафитов поздних фаз. Соответствующие тела имеют дайко-и штокообразную форму, крутое залегание и сложены серией расслоенных пород от мелано- и лейкократовых троктолитов до перидотитов и анортозитов в одних случаях и от габбро-норитов

(часто оливинсодержащих) до габбро-перидотитов — в других. Фузивное оруденение в этих телах представлено относительно крупнозернистыми выделениями ильменита, реже магнетита и апатита, выполняющими промежутки между силикатными минералами. Содержание TiO_2 в существенно троктолитовых телах в среднем составляет 6—8, изредка 10—12 %, а P_2O_5 — 3—4 %. Отмечается относительная обогащенность ильменитом меланократовых троктолитов и перидотитов. В существенно габбро-норитовых дайкообразных телах (габброиды «полосовых зон» по В. П. Бухареву [1977 г.]) наиболее обогащены титаном и фосфором также ультрамафиты. Содержание в них TiO_2 обычно колеблется в пределах 3—7, иногда 10 %, а P_2O_5 обычно не превышает 3 %.

Наложенное гидротермально-метасоматическое прожилково-вкрапленное и жильное оруденение, по-видимому, является наиболее богатым. Содержание TiO_2 достигает 20 % (жильное тело района Пинязевичи на Украине). Богатые руды подобного же типа с содержанием $TiO_2 = 10 \div 15$ % слагают значительную часть месторождения Айрон-Маунтин в габбро-анортозитовом массиве Ларами в США [Gross S. O., 1969 г.]. Оруденение такого типа распространено в пределах габбро-анортозитовой формации довольно широко и связано с гидротермально-метасоматическим преотложением рудных компонентов как под влиянием интрузии гранитов рапакиви, так и, возможно, под влиянием постмагматического изменения самих габбро-анортозитовых тел. Богатые титановые руды подобного генезиса (табл. 11) содержат незначительные концентрации апатита ($P_2O_5 \approx 1$ %). Поведение фосфора в процессе гидротермально-метасоматической переработки пород габбро-анортозитового комплекса остается не вполне выясненным.

Главным минералом титана во всех типах эндогенного оруденения является ильменит, который обычно резко преобладает над титаномагнетитом и магнетитом. Содержание TiO_2 в ильменитах из пород коростеньского габбро-анортозитового комплекса колеблется в пределах 49—51, FeO —41—43, а Fe_2O_3 —3—10 % [Кудинова А. А., 1976 г., 1977 г.; Тарасенко В. С. и др. 1979]. При этом отмечено, что содержание Fe_2O_3 в ильмените падает, а содержание TiO_2 увеличивается от лейкократовых к высокожелезистым меланократовым породам. В этом же направлении увеличивается содержание TiO_2 в титаномагнетитах. Ильмениты из руд всех типов в большинстве случаев образуют самостоятельные зерна и, как правило, свежие. Единственным минералом фосфора является апатит, представленный фторапатитом [5; Тарасенко В. С. и др., 1979 г.].

Анализ имеющихся материалов по пространственной локализации титанового оруденения в пределах габбро-анортозитовых массивов позволяет наметить некоторые закономерности. Устанавливается отчетливая связь интересного в промышленном отношении титанового ($\pm P$) оруденения с габбро-анортозитовыми комплексами, характеризующимися повышенной железистостью пород

($K_{\Phi} \geq 60$). В пределах высокожелезистых рудоносных комплексов из упомянутых выше типов эндогенного оруденения титановое характеризуется своими закономерностями локализации.

Раннемагматическое сегрегационное оруденение преимущественно приурочено к краевой верхней относительно более железистой части разреза габбро-анортозитовых тел, где широко развиты габброиды. Более богатое, достигающее промышленных кондиций позднемагматическое оруденение фузивного типа приурочено к дайкообразным телам высокожелезистых габброидов и ультрамафитов поздних фаз, расположение которых, судя по Коростеньскому плутону, контролируется дугowymi или линейными глубинными разломами (магмоподводящими каналами). Гидротермально-метасоматический жильный и прожилково-вкрапленный тип оруденения приурочен к зонам (участкам) интенсивного изменения (амфиболизация, сосюритизация, хлоритизация, окварцевание, катаклаз и т. д.). Пространственно этот тип оруденения тяготеет к зонам контактов габбро-анортозитового и рапакиви-гранитового комплексов, но нередко встречается и вне видимой связи с гранитами (например, в Стремгородском теле). В этом случае либо приходится предполагать наличие гранитов на глубине, либо связывать эти изменения с интенсивно проявившимися процессами автометасоматической переработки.

На основе анализа закономерностей пространственной локализации апатит-ильменитового оруденения и его места в общем процессе петрогенезиса намечаются некоторые петрологические критерии оценки рудоносности габбро-анортозитовых комплексов.

В качестве благоприятных петрологических признаков, увеличивающих вероятность нахождения апатит-ильменитового оруденения в том или ином конкретном массиве габбро-анортозитовой формации, могут быть перечислены следующие:

1) высокая железистость ($K_{\Phi} \geq 60$) преобладающих типов пород комплекса или отдельных массивов, значительная дисперсия содержаний TiO_2 и P_2O_5 в различных породах и направление главного тренда дифференциации расплава в сторону обогащения его поздних фаз железом, титаном и фосфором;

2) резкая неоднородность строения (элементы вертикальной расслоенности и латеральной неоднородности, развитие продуктов разных фаз мафитовой интрузии и т. д.) и глубокая дифференцированность состава (от анортозитов до ультрамафитов габбро-анортозитовых массивов). Широкое развитие в пределах массивов штоко- или дайкообразных тел высокожелезистых и высокотитанистых мафитов и ультрамафитов поздних фаз становления. Развитие в массивах линейных ослабленных зон, которые в основном контролируют размещение титаносных ($\pm P$) мафитов и ультрамафитов поздних фаз;

3) наличие в мафитах зон гидротермально-метасоматического изменения, особенно вблизи контактов с гранитами рапакиви. В пределах таких зон нередко происходит переконцентрация руд-

ных компонентов и вероятно локализация богатого, нередко полигенного ильменитового или апатит-ильменитового оруденения.

Благоприятным признаком при оценке апатит-титаномагнетитового оруденения массивов габбро-анортозитовой формации является также их слабый эрозионный срез.

С комплексами перидотит-ортопироксенит-норитовой формации связаны крупные месторождения титаномагнетитов, нередко ванадиеносных. К числу крупнейших из них принадлежат титаномагнетитовые месторождения бушвелдского комплекса с запасами руд в несколько миллиардов тонн и содержанием TiO_2 12—14, Fe—55—58, P_2O_5 = 1,4—1,6 %. Титаномагнетитовые руды известны, по данным В. М. Немцова, Д. М. Орлова, В. Т. Свириденко, Е. В. Маркова, Б. А. Юдина и других, и в нашей стране — в пределах массивов Главного хребта и Чаги на Кольском полуострове, Кручининского и Чинейского в Забайкалье, Булкинского в Саянах и т. д.

Характерной особенностью большинства месторождений является то, что они в основном сложены магнетитом с тонкими вростками ильменита, из которого, хотя в нем и содержится до 16 % TiO_2 (при P_2O_5 до 2,40 %), титановый концентрат механическим путем получить не удастся. Кроме титаномагнетита в рудах этих месторождений, как правило, присутствует переменное количество самостоятельных зерен ильменита, а также апатита.

Среди титаномагнетитовых месторождений, связанных с перидотит-ортопироксенит-норитовой формацией, преобладают месторождения, представленные согласными пластообразными телами, протягивающимися на многие километры. Однако нередко встречаются месторождения со штокообразной или жильной формой рудных тел, часто сложенных пегматоидными рудами. Как правило, и те и другие рудные тела приурочены к верхней или средней частям расслоенных массивов, представленных габбро-норитами, габбро-анортозитами, феррогаббро и феррогаббро-диоритами и т. п. Формирование рудных тел происходило главным образом в поздние стадии становления массивов, по-видимому, за счет кристаллизации остаточных расплавов, обогащенных железом и титаном. Рудные тела обычно ассоциируют с габбро и анортозитами повышенной железистости ($K_{\text{ф}} > 50$ %).

Опираясь на закономерности пространственного размещения этого оруденения в массивах перидотит-ортопироксенит-норитовой формации и на данные о месте его в общем процессе становления интрузий, можно наметить следующие петрологические признаки, увеличивающие вероятность нахождения титаномагнетитовых (с ванадием) месторождений в комплексах этой формации:

1) повышенное содержание титана и железа в большинстве пород массива, отражающее, по-видимому, специализированный состав исходного расплава. Однако этот признак не имеет абсолютного значения, так как и при средних (кларковых) содержаниях TiO_2 в исходном расплаве на поздних стадиях его эволюции в

случае значительных объемов расплава и соответствующего (так называемого феннеровского) тренда кристаллизации могут накапливаться огромные массы TiO_2 (например, Бушвелдский массив);

2) высокая степень дифференциации состава габбровых или ультрамафит-габбровых массивов и наличие в них высокожелезистых серий пород со значительной дисперсией содержания TiO_2 ;

3) интенсивная расслоенность массивов, способствующая обогащению мощных и протяженных пластов сплошных титаномагнетитовых ($\pm V$) или ильменит-титаномагнетитовых руд;

4) незначительный или умеренный эрозионный срез интрузивных тел, вскрывающий верхние продуктивные в отношении титаномагнетита части расслоенных массивов;

5) наличие различного рода метаморфических преобразований, способствующих перекристаллизации руд и росту зерен ильменита.

С комплексами габбро-диабазовой формации, широко представленной в нашей стране, связана Кусинская группа промышленных титано-железорудных месторождений на Урале и ряд крупных проявлений (Тайменьское на Дальнем Востоке и др.).

Месторождения Кусинской группы (Кусинское, Медведевское, Копанское и Маткальское) представлены главным образом пласто- и линзообразными телами сплошных и вкрапленных ильменит-магнетитовых руд, приуроченных к пластообразным залежам габброидов, согласно залегающим среди докембрийских образований Урала [Малышев И. И., 1957 г.; Борисенко Л. Ф., 1978 г., и др.). Породы габброидных массивов кусинского комплекса, вмещающих месторождения, характеризуются элементами расслоенности, выраженной чередованием разновидностей от мелано- до лейкократовых. Они довольно интенсивно амфиболизированы и на многих участках превращены в габбро-амфиболиты. Петрохимические особенности кусинского комплекса свидетельствуют [49] о принадлежности его к группе комплексов с повышенной железистостью и титанистостью.

Для минерального состава руд характерны широкие колебания в содержании ильменита. Так, в руде Медведевского месторождения он преобладает, на Кусинском составляет 20—40 % рудной фракции, а на Маткальском содержание ильменита в рудах падает до 3—5 %. Кроме ильменита главными минералами руд являются лишенный титана магнетит (на Кусинском месторождении) и на остальных месторождениях высокотитанистый (TiO_2 до 13,4 %) магнетит. По химическому составу руды Кусинской группы месторождений достигают уровня богатых комплексных руд.

Среди петрологических признаков реальной титаноносности массивов габбро-диабазовой формации важнейшими, по-видимому, являются следующие:

1) преобладание в составе комплексов пород с повышенной титанистостью и железистостью;

2) относительно высокая степень дифференцированности состава, доходящая до обособления титаномагнетитов и ильменитов в самостоятельные пласты и линзы;

3) значительный метаморфизм первичных пород, способствующий образованию крупных самостоятельных зерен ильменита.

Для рудоносных комплексов сиенит-габбровой формации характерны повышенное содержание фосфора, титана и железа в породах, возрастание количества рудных минералов и апатита в эволюционном ряду габброидов и приуроченностью их к рудным габбро, рудным клинопироксенитам, верлитам, феррогаббро — поздним дифференциатам габброидов. Наличие в породах сидеронитовых структур свидетельствует о накоплении рудных компонентов в остаточных расплавах. Наиболее перспективными при формировании ритмично расслоенных серий сиенит-габбровых комплексов являются центральные и нижние части магматических тел. Отчетливая приуроченность титана и фосфора к поздним дифференциатам габброидов позволяет считать, по мнению Д. М. Орлова, наиболее перспективными для промышленных концентраций те массивы, у которых $K_f = 60 \div 85 \%$. Перспективными на титаномагнетитовое и апатитовое оруденение следует считать значительные по размерам (до десятков квадратных километров) рудоносные комплексы сиенит-габбровой формации.

С интрузивными фациями базальт-долеритовой формации, сводная характеристика которой дана в работе [49], связано Пудожгорское и Койкарское титан-ванадий-железорудные месторождения на Балтийском щите. Они приурочены к высокожелезистым дайкообразным телам габбро-диабазов, обнаруживающим иногда (например, Пудожгорская интрузия) отчетливую расслоенность [Малышев И. И., 1957 г.]. Месторождения представлены вкрапленными существенно титаномагнетитовыми рудами, содержащими TiO_2 (около 9 %) и P_2O_5 (около 0,5 %).

Благоприятными для образования месторождений петрологическими критериями являются высокожелезистый состав пород, дифференцированность массивов, обусловленная феннеровским трендом, и пологое залегание интрузивных тел.

Массивы верлит-габбровой и дунит-клинопироксенит-габбровой формаций вмещают месторождения малотитанистых магнетитовых и ильменит-титаномагнетитовых руд. Охарактеризованные ранее [49] формационные признаки состава и строения дают основание рассматривать их как образования, обладающие промежуточными признаками расслоенных и дифференцированных формаций.

Среди верлит-габбровых интрузий благоприятными на ильменит-титаномагнетитовое оруденение являются крупные дифференцированные массивы, в составе которых количественно преобладают габброиды. Внутри таких массивов наиболее перспективными на титан являются поздние высокожелезистые дифференциаты интрузий, представленные рудными (ильменит-титаномагнетитсодержащими) пироксенитами, мезо- и меланократовыми габброи-

дами. Содержание TiO_2 2,5—7,5, в среднем 2,75—4,0 % ($K_{\phi} = 60 \div 75$ %). Для них характерны повышенное содержание FeO (9—23 %), CaO (18—15 %) и MgO (до 17 %), а также геохимическая специализация на ванадий, иттрий, цирконий, медь, цинк, никель, кобальт.

Основным элементом внутреннего строения массивов верлит-габбровой формации, определяющим размещение ильменит-титаномагнетитового оруденения, является зональное расположение пород в массиве. При этом наблюдается более высокое по вертикальному разрезу тел положение габброидов, к которым приурочена главная масса титаномагнетитовых руд.

В массивах дунит-клинопироксенит-габбровой формации титаномагнетитовые руды тесно связаны с полосчатой, «псевдостратифицированной», структурой габбровой части тел. Наибольшие концентрации титаномагнетита приурочены к клинопироксенитовым обособлениям, причем наиболее значительные фиксируются в верхних частях тел (Качканарское месторождение). Рудные тела образованы как вкрапленными, так и сплошными рудами. Основным рудным минералом является титаномагнетит, содержащий 2—18 % ильменита [Штейнберг Д. С. и др., 1965 г.]. В титаномагнетите устанавливается постоянная примесь ванадия. Отсутствие во многих случаях соответствия состава руд и вмещающих пироксенитов свидетельствует о значительной роли метасоматических процессов в образовании титаномагнетитовых концентраций.

Резюмируя данные о критериях титаноносности ингузивных комплексов различных мафитовых и ультрамафит-габбровых формаций, можно отметить следующее. Для всех титаноносных комплексов рассматриваемых формаций характерна сравнительно высокая железистость пород ($K_{\phi} > 50$ %), преобладающая в составе массивов или их частей, вмещающих титановое оруденение. Для этих пород характерна также резкая дисперсия содержания TiO_2 (от 0,5 до 10—15 %) и коэффициента титанистости (Ti/Fe от 1—5 до 30—40). Непосредственно рудовмещающими породами являются, как правило, высокожелезистые габброиды и пироксениты, реже анортозиты. Для преобладающей части титаноносных комплексов указанных формаций характерны резкая дифференцированность состава тел (от ультрамафитов до анортозитов, иногда до сиенитов) и отчетливо неоднородная пятнисто-полосчатая или ритмично-расслоенная их макроструктура.*

4. Некоторые аспекты соотношения петрогенезиса и рудообразования

Рудные концентрации, связанные с ультрамафитовыми и габбровыми формациями, в подавляющем большинстве относятся к магматическому типу месторождений, а закономерности их формирования тесно связаны с образованием всей серии магматических пород. В последние годы высоко оценивается возможность метаморфизма как рудогенерирующего процесса, в частности в отношении источников никеля и серы.

* Исключение составляют титаноносные дайкообразные тела габбро-диабазовой формации, часто без признаков расслоенности или полосчатости.

Рудогенерирующая способность ультраосновных и основных магм общеизвестна и доказывается как геологическими, так и экспериментальными данными. Более сложным и дискуссионным представляется вопрос об условиях экстрагирования и концентрации рудных компонентов и о формах их обособления [Маракушев А. А., 1979 г.; Некрасов И. Я., Гончаров Н. С., 1979 г., и др.].

Среди рудогенных элементов, связанных с ультрамафитовыми и габбровыми формациями, по степени сродства с окисной и сульфидной фазами различаются:

— металлы, имеющие тенденцию выделяться в самородном виде (золото, платиноиды);

— сульфурофильные металлы, образующие сульфиды (железо, медь, никель, кобальт);

— металлы, выделяющиеся в виде окисных соединений (железо, хром, титан).

Кроме того, различное химическое сродство с серой и кислородом таких металлов, как железо, зависит еще от температуры, давления и химической среды минералообразования [53].

Рассмотрение вопросов петрогенезиса рудоносных ультрамафитовых и габбровых магматических формаций включает анализ факторов, при которых происходят выплавление магм из мантийного субстрата, перемещение их в верхние горизонты земной коры, кристаллизационная дифференциация при формировании интрузивных тел и позднейшие метаморфические и метасоматические преобразования последних.

Уже на уровне выплавления магм выявляется металлогеническое различие выделенных нами групп дифференцированных и расслоенных (стратиформных) ультрамафитовых и габбровых интрузий. Оно выражается в том, что формации с дифференцированными интрузиями с дискретным характером соотношения ультрамафитов и габброидов, как правило, несут раздельные для этих частей рудные компоненты (хромитовое и платиновое оруденение в ультрамафитах, малотитанистое магнетитовое — в габброидах), тогда как в формациях расслоенных интрузий те же рудные компоненты могут образовывать единый комплекс месторождений на разных уровнях их разреза. Можно сказать, что дискретность состава магматических формаций обуславливает и дискретность рудных формаций.

В формациях дифференцированных интрузий рудное вещество поступало с некоторых глубин в их рудоносные зоны, вероятно, уже в концентрированном виде, что подтверждается рядом признаков: формой рудных тел, резкостью их контактов с вмещающими породами, текстурой пород и руд, отражающей перемещение вещества, различием состава аксессуарных и рудообразующих хромшпиннелидов, оливинов во вмещающих породах и рудах [Павлов Н. В., 1978 г.]. Допускается и ликвационное отделение высокомагнезиальных ультрамафитов с рудным веществом (хромом) на стадии генерации магматического расплава в верхней мантии [53; Некрасов И. Я., Гончаров Н. С., 1979 г.].

Для концентрации хромитового оруденения благоприятны, как известно, высокомагнезиальные дунитовые расплавы, так как избыток магния способствует повышению валентности хрома и соответственно обогащению руд Cr_2O_3 . Эволюция таких расплавов обусловлена кристаллизационной дифференциацией и сопровождается увеличением значений коэффициента фракционирования и прогрессирующим увеличением концентрации Cr_2O_3 . В исходных и остаточных расплавах расслоенных интрузий со значениями $K_f \leq 40\%$ содержание окиси хрома 0,05—1, в среднем 0,2—0,3%. В аналогичных расплавах с $K_f = 40 \div 60\%$ содержание Cr_2O_3 0,02—0,2, в среднем около 0,1%. В высокожелезистых расплавах с $K_f = 70\%$ содержание Cr_2O_3 не поднимается выше 0,05%. На основании этого можно заключить, что перспективными на хромитовое оруденение могут быть только те интрузии, исходный расплав которых имеет K_f менее 50%. Массивы с хромитовым оруденением отличаются от безрудных более высоким отношением хрома к магнезию в исходном расплаве и на ранних стадиях его эволюции. Это позволяет использовать такое отношение в качестве критерия при оценке потенциальной хромитовосности расслоенных интрузий.

Для магматических типов оруденения при близком ультрамафит-габбровом составе комплексов с дискретно-дифференцированным строением интрузий и

комплексов с расслоенными плутонами закономерности распределения хрома значительно различаются. В комплексах дунит-перидотитовой формации прямой корреляционной связи хрома с магнием и железом не наблюдается [Ильвицкий М. М., Колбанцев Р. В., 1969 г.]. В пользу этого свидетельствуют данные по изучению состава акцессорного и рудного хромшпинелида. В то же время в расслоенных интрузиях перидотит-ортопироксенит-норитовой формации отмечается устойчивая связь хрома с магнием и железом, что может быть использовано при прогнозной оценке тех или иных интрузивных массивов как один из благоприятных признаков концентрации хромитовых руд определенного состава.

Дунит-перидотитовые и пироксенит-перидотитовые комплексы, специализированные на хром и платину, не несут сколько-нибудь значительных концентраций сульфидного медно-никелевого оруденения. Связанные с ультрамафитами пироксенит-перидотитовой формации медно-никелевые сульфидные руды обязаны своим происхождением главным образом метаморфическим процессам (серпентинизация, актинолитизация, флогопитизация), в результате которых происходило высвобождение никеля и кобальта из первичных силикатов и перераспределение первичной рассеянной сульфидной вкрапленности, связанной с собственно магматическим процессом [Зак С. И., 1980 г.].

Метаморфогенные процессы образования сульфидных медно-никелевых руд проявились на регрессивной стадии метаморфизма в сложных зонах смятия; они были сопряжены с тремолитизацией и хлоритизацией и с привнесением железа, серы и меди. Под влиянием богатых серой флюидов никель и кобальт, ассоциирующие с магнетитом, переходят в сульфидную форму. Таким образом, ультрамафиты играют роль источника никеля и кобальта на этапе кислотного выщелачивания и главного концентратора руд на стадии щелочного осаждения [Проскураков В. А., Баташев Е. В., Зак С. И. и др., 1981 г.]. Значение метаморфогенного рудогенеза в образовании сульфидных медно-никелевых руд оценивается различно; по мнению некоторых исследователей, роль рудогенерирующего процесса метаморфизма значительно преувеличена [Овчинников Л. Н., Яковлева В. В., Нерадовский Ю. Н. и др., 1981 г.].

Концентрация и перераспределение рудного вещества в расслоенных плутонах неразрывно связаны с внутрикамерной эволюцией магматического расплава и подчинены общим закономерностям его кристаллизации, хотя в некоторых случаях имеются признаки, указывающие на роль ликвации [Годлевский М. Н., Лихачев А. П., 1973 г.].

Каждый формационный вид расслоенных ультрамафит-габбровых интрузий характеризуется комплексной металлогенической специализацией, характер которой определяется следующими основными факторами.

1. Химизм исходного оливин-базальтового, базальтового расплава является начальной посылкой для определения состава оруденения. Протекающие в магматической камере процессы фракционной кристаллизации приводят к направленной смене состава остаточных расплавов, что определяет наиболее характерную особенность оруденения расслоенных плутонов — строгую локализацию рудной минерализации разных типов по разрезу, где в нижних частях развито преимущественно сульфидное медно-никелевое оруденение, а в верхних — окисные руды железа и титана; хромитовое оруденение развивается в нижних, редко в средних частях разреза расслоенных серий. Принято считать, что хромитовые, сульфидные медно-никелевые и титаномагнетитовые месторождения, занимающие определенное место в разрезе расслоенных массивов, характеризуют собой разные этапы кристаллизации последних.

2. Металлогеническая специализация кумулатов расслоенных плутонов непосредственно связана с их геохимическими особенностями. При этом поведение рудогенных элементов играет двойственную роль. В одном случае появление рудных концентраций обусловлено повышенными кларковыми содержаниями тех или иных элементов в расплаве; этот фактор является необходимым условием возникновения кумулятивных рудных месторождений; последующая эволюция расплава закономерно приводит к концентрированию определенного элемента на определенной стадии формирования интрузивного тела. В другом случае рудогенные элементы могут не насыщать исходный расплав, но тем не менее концентрироваться на определенных промежуточных стадиях его фракционной

кристаллизации. В частности, это касается редкоземельных элементов и в некоторых случаях титана. Тесная взаимосвязь составов оруденения и вмещающих пород определяется прежде всего их геохимическим сходством и составом среды минералообразования. Так, локализация высокохромистых руд приурочена исключительно к магнезиальным ортопироксеновым разновидностям ультраосновных пород, которые формировались в условиях резко пониженной щелочности. В расслоенных сериях концентрации хрома приурочены к их нижним частям и к критическому горизонту, где локализация руд отмечается в бронзититах, норитах и анортозитах. Промышленные месторождения такого типа имеются в Стиллоутере, Великой Дайке, Бушвелде.

Характер распределения хромитовых концентраций зависит, как представляется, от степени замкнутости магматической камеры. В одних случаях образование хромитовых кумулатов происходит в условиях замкнутой системы, когда эволюция расплава определяется преимущественно стабильными процессами фракционной кристаллизации, в других — магматическая камера, по-видимому, периодически приоткрывалась, что нарушало флюидный режим расплава и в первую очередь сказывалось на фугитивности кислорода. Последний показатель определяет время появления, количество и фазовый состав хромшпинелидов, а также температуру кристаллизации силикатов [Hill R., Roeder P., 1974 г.], что обуславливает появление рудных слоев в окружении кумулатов разного петрографического состава. В тех же зонах расслоенной серии стратиформных интрузий, где повышается щелочность среды и происходит вытеснение ортопироксена клинопироксеном, хромит не образует рудных скоплений и вместо него формируются концентрации титанистого магнетита в клинопироксенитах и рудных габбро.

Сульфидное медно-никелевое оруденение связано с расплавами промежуточного состава, возможно пикритового типа (т. е. с уже значительным содержанием «базальтовых компонентов»). Соотношение Ni/Cu в месторождениях прямо коррелируется со степенью основности вмещающих пород: с переходом от ультраосновных пород к основным значительно возрастает роль меди относительно никеля. Одним из благоприятных признаков никеленосности является повышенная железистость ультрамафитов, вероятно потому, что богатая закисным железом среда обладает высоким химическим средством к сере; в связи с этим возрастание железистости ультрамафитов повышает их емкость в отношении серы [53], что способствует выделению железа, меди, никеля в виде сульфидов. При этом промышленные концентрации медно-никелевых сульфидов исключают возможность значительных проявлений хромитового или титаномагнетитового оруденения, которые могут локализоваться только в совершенно других зонах, где геохимический режим благоприятен для концентрации этих элементов.

Существуют и элементы сквозного типа, не имеющие прямой связи с химизмом вмещающих пород. К ним относятся прежде всего платина, ассоциирующая как с магнием и хромом, так и с железом и титаном. Концентрирование платиновидов может происходить, вероятно, на любом уровне разреза расслоенных плутонов — в дунитах, хромититах, пироксенитах и в рассеянных сульфидных среди анортозитов. Еще большим «геохимическим космополитизмом» обладает углерод, который на разных уровнях разреза может сопровождать никелиновую, хромитовую и сульфидную медно-никелевую минерализацию, а на последних стадиях формирования плутонов он образует самостоятельные месторождения графита.

3. Состав рудных концентраций определяется также типом внутрикамерной дифференциации, выдерживающимся на протяжении всего процесса становления интрузии или определенной его стадии. Выделяются два типа такой дифференциации:

— бушвелдский, который фиксирует направленное уменьшение основности плагиоклаза и параллельно слабое повышение железистости меланократовых минералов снизу вверх по разрезу интрузий, сопровождается сульфидным медно-никелевым оруденением и нередко хромитовой и платиновой минерализацией;

— скергаардский, отражающий резкое повышение железистости фемических минералов и параллельно понижение основности плагиоклазов, предопределяет появление титановой и апатитовой минерализации и никогда не приводит к образованию сульфидных медно-никелевых месторождений.

Определяющая роль процессов фракционной дифференциации отражается прежде всего на составе оруденения. В хромитовых кумулатах снизу вверх по разрезу расслоенной серии уменьшаются отношения Cr/Fe и Mg/Fe , что находится в прямой зависимости от состава силикатных минералов. Существование коррелятивной зависимости между содержаниями магния и железа в сосуществующих рудных и силикатных минералах, варьирующей при изменении их объемных соотношений, свидетельствует о равновесии минеральных ассоциаций. Аналогично происходит изменение состава и титаномагнетитовых руд; в них количество титана возрастает вверх по разрезу, а с увеличением основности кумулятивного плагноклаза намечается повышение содержания ванадия в руде.

Сульфидное оруденение меняется по составу от пентландит-пирротинового в нижних горизонтах разреза через пирротин-халькопиритовому в верхних горизонтах. Соответственно происходит и смена рудовмещающих кумулатов — от существенно оливниновых к плагноклазовым.

4. Большое влияние на распределение рудных элементов, особенно сульфидов, оказывает насыщенность исходного расплава летучими компонентами и последующий режим газовой фазы (ее состав и эволюция, накопление или отвод из кристаллизующейся системы).

Рудоносность ультрамафит-габбровых расслоенных интрузий определяют прежде всего наличие и преобладание серы и водорода в газовой фазе. При незначительных их концентрациях появляются хромитовые руды, при повышенных — месторождения меди, никеля и халькофильных металлов. Появление хромитовых руд на разных уровнях разреза интрузий среди петрографически различных кумулатов отражает изменение режима кислородной газовой фазы, что сказывается и на фазовом составе кристаллизующихся хромшпинелидов, и на объемном их количестве. Поэтому такие рудные ассоциации, как хромит — магнетит, являются типичными для ультрамафит-габбровых интрузий и размещаются в них на разных гипсометрических уровнях.

С появлением в расплаве хлора, что типично для расслоенных плутонов существенно габбрового состава, связано формирование уже титаномагнетитовых руд. Нередко параллельно с хлором идет накопление и фосфора, приводящее к формированию фторапатитовых руд. Вообще хлоридно-фосфорный характер газового режима развит достаточно широко и наиболее интенсивно проявляется на последних стадиях формирования интрузий, когда происходит кристаллизация габброидов, анортозитов, сиенитов, плагiogранитов. При этом роль хлора и фосфора относительно сульфидной серы значительно повышается, что связано, вероятно, с повышением окислительной обстановки среды кристаллизации.

Изначальная насыщенность исходного расплава ювенильным углеродом может приводить к появлению графитовой минерализации или даже к кристаллизации алмазов [Слодкевич В. В., 1980 г.].

5. С составом газовой фазы неразрывно связан и характер среды кристаллизации. По мере эволюции расплава возрастает его кислотность и щелочность, что является универсальным процессом. Это способствует более полной экстракции из расплава таких рудогенных металлов, как титан, железо, ванадий, марганец.

Восстановительные либо окислительные условия предопределяют состав рудной фазы. Даже в одном массиве переход от первых ко вторым приводит к смене ильменитового оруденения на титаномагнетитовое. Повышение щелочности расплава препятствует обособлению сульфидно-никелевых компонентов, приводя к их рассеиванию в силикатных и алюмосиликатных минералах.

6. Степень замкнутости кристаллизующейся магматической системы не отражается непосредственно на появлении и характере оруденения, но влияет на все факторы, от которых это оруденение зависит. Относительное время приоткрытия магматической камеры может обуславливать отделение либо только летучих компонентов, либо и остаточных расплавов, что отрицательно сказывается на возможности образования рудных концентраций. Поэтому интрузивы, формирование которых происходило в условиях частых нарушений сплошности стенок камеры, являются практически малоперспективными в рудном отношении. С другой стороны, кратковременное открытие системы в некоторых случаях может приводить к концентрации рудного вещества в камерных пегматитах. С последними наиболее часто локализуется сульфидное медно-никелевое оруденение.

7. Важное значение для распределения медно-никелевого и титанового оруденения в пределах расслоенных ультрамафитовых и габбровых интрузивных тел имеют гидротермально-метасоматические процессы, связанные с автоматоматическими, метаморфическими и контактовыми преобразованиями пород. С этими процессами связаны перекоцентрация рудных элементов и появление богатых вкрапленных и прожилково-вкрапленных медно-никелевых руд в ряде месторождений в комплексах верлит-габбровой формации (печенгский тип). В массивах габбро-анортзитовой формации гидротермально-метасоматические процессы нередко приводят к появлению богатых ильменитовых руд (Коростеньский и Ларамы массивы).

По-иному представляются генетические связи Fe—Ti±P-оруденения с анортзитовой формацией. Как показали исследования В. Н. Мошкина и И. Н. Дагелайской [1967 г., 1977 г.], это оруденение, как и сама анортзитовая формация, возникло в процессе ультраметаморфического преобразования (Na—Al-метасоматоз, анатексис и т. п.) докембрийских гранулит-базитовых комплексов, имевшего место в особых структурных зонах Земли в раннем архее — позднем протерозое. Подавляющая часть рудных тел, по-видимому, возникла метасоматическим путем в течение двух главных этапов образования и преобразования анортзитовой формации. В первый этап (этап образования формации) железотитан-ванадий-фосфорные месторождения возникали в ходе ультраметаморфического замещения анортзитами различных пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и гнейсов за счет перекоцентрации рудных компонентов и осаждения их в зонах сопряженной базификации. Широкое развитие таких процессов установлено в пределах Джугджурско-Станового анортзитового пояса. В ходе таких процессов разнообразие пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, плаггиогнейсов и метагабброидов со средним содержанием $TiO_2 > 1\%$ замещаются породами анортзитового комплекса со средним содержанием TiO_2 менее 0,5% (с учетом площадного развития различных пород). Расчет баланса вещества показывает [Дагелайская И. Н., Мошкин В. Н., 1977 г.], что в ходе анортзитизации 1 км³ пород гранулит-базитового субстрата происходит вынос до 20—30 млн. т TiO_2 и до 200 млн. т железа, частично фиксируемых в зонах базификации в виде богатых окислами титана и железа меланократовых пород. В этих же зонах, правда не всегда, отмечается и повышенная концентрация апатита.

Процессы анортзитизации происходили в *p*—*T*-условиях, близких к условиям гранулитовой фации, под влиянием глубинных флюидов, обогащенных натрием и алюминием, и контролировались линейными глубинными разломами большой протяженности.

Во второй этап — этап мангеритизации и гранитизации анортзитовой формации — вновь имела место частичная перекоцентрация рудных компонентов, обусловившая приуроченность ряда титановых (±P) месторождений и проявлений к метасоматическим зонам такого типа. Метасоматическое рудообразование этого типа также было широко распространено, но происходило в условиях несколько меньшей (чем в первый этап) глубинности под влиянием флюидов, обогащенных калием, кремнием, фтором и некоторыми редкометалльными (Zr и Hf) и редкоземельными (La) элементами.

Б

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ, ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНЫЕ И ЩЕЛОЧНО-ГАББРОИДНЫЕ, ФОНОЛИТОВЫЕ И НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

К интрузивным и вулкано-интрузивным формациям щелочного состава (или формациям повышенной щелочности) относятся магматические комплексы, содержащие в своем составе фойдитовые

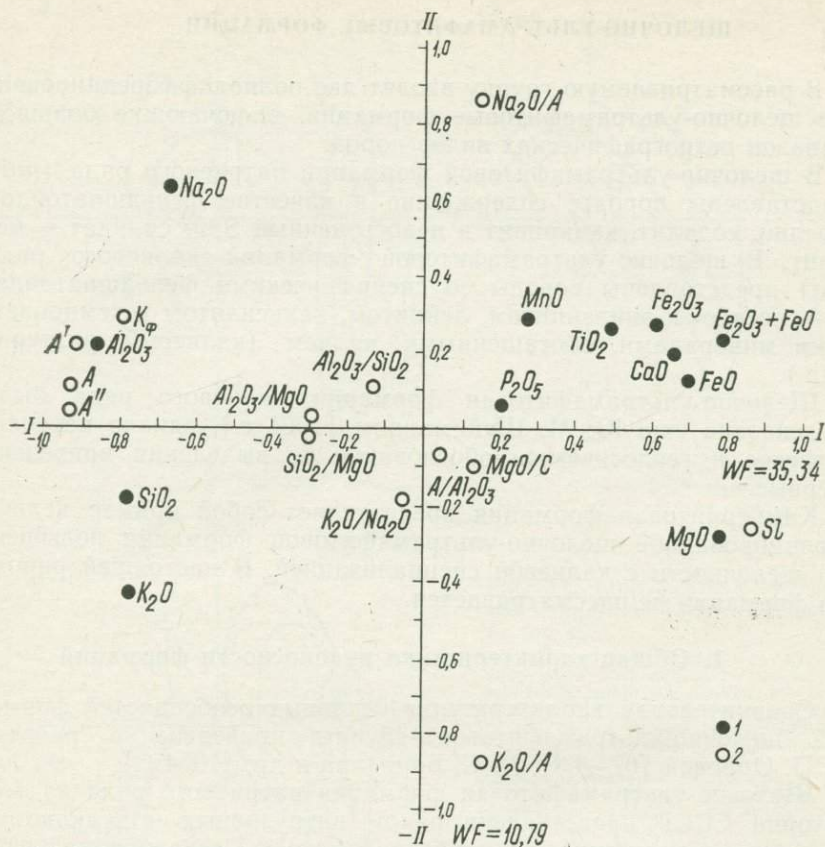


Рис. 13. Распределение факторной нагрузки между I и II факторами. Количество анализов (n) 4628.

1 — окислы; 2 — петрохимические коэффициенты: $K_{\text{ф}} = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$; $S1 = \text{MgO} \cdot 100 / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $A' = \text{Na}_2\text{O} + 0,7 \text{K}_2\text{O}$; $A'' = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{C}$, где $\text{C} = \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. WF — вес факторов.

(фельдшпатоидные) горные породы и щелочные разновидности горных пород, включающие наряду со щелочными силикатными минералами (фельдшпатоидами и щелочными полевыми шпатами) щелочные темноцветные минералы — пироксены, амфиболы, слюды и др. [17; 32; 67; 68; 102; The alkaline rocks, 1974 г.; Орлова М. П., 1978 г.].

В целях уточнения формационного расчленения щелочных комплексов территории СССР при оценке их рудоносности наряду с общепринятыми петрографическими и петрохимическими методами [49; Орлова М. П., Краснов В. И., 1977] проведен факторный анализ методом главных компонент. При этом использовано свыше 5000 химических анализов пород щелочных комплексов территории СССР. Факторная структура этой задачи и значения петрохимических коэффициентов, введенных в нее, приведены на рис. 13.

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

В рассматриваемую группу входят две полнодифференцированные щелочно-ультрамафитовые формации, включающие большой диапазон петрографических видов пород.

В щелочно-ультрамафитовой формации натриевого ряда (nuf) представлены породы, содержащие в качестве фельдшпатоидов нефелин, содалит, канкринит и недосыщенный SiO_2 силикат — меллит. В щелочно-ультрамафитовой формации калиевого ряда (kuf) представлены породы со специфическими фельдшпатоидами — псевдо- и эпилейцитом, лейцитом, кальсилитом и темноцветными минералами, обогащенными калием (калиевый рихтерит и др.).

Щелочно-ультрамафитовая формация калиевого ряда была предложена еще Ю. М. Шейнманном [1961 г.], однако петрохимическое и геологическое обоснование ее выделения приведено впервые.

Кимберлитовая формация представляет собой пример недифференцированной щелочно-ультрамафитовой формации повышенной щелочности с калиевой специализацией. В настоящей работе эта формация не рассматривается.

1. Общая характеристика рудоносности формаций

Сравнительная характеристика основных особенностей формаций щелочно-ультрамафитовой группы приведена в работах М. П. Орловой [67—69], Л. С. Бородина и др. [1974 г.].

Щелочно-ультрамафитовая формация натриевого ряда на территории СССР представлена рядом интрузивных и вулкано-интрузивных комплексов, но наиболее полно в Северо-Сибирской и Карело-Кольской провинциях. В Северо-Сибирской провинции щелочно-ультрамафитовая формация представлена крупнейшими маймеча-котуйским и уджинским интрузивными комплексами, при этом каждый комплекс сопровождается рядом даек. С маймеча-котуйским комплексом пространственно и во времени тесно связаны вулканические щелочно-ультрамафитовые и щелочно-мафитовые образования, рассматриваемые разными исследователями то в качестве самостоятельных комплексов (котуйский), соответствующих вулканическим свитам (арыджанской, нижнедельканской подсвитам, котуйской свите [Бутакова Е. Л., Егоров Л. С., 1962 г.; Егоров Л. С., 1970 г., 1979 г.; Шихорина К. М., 1970 г.; 10, вып. 3]), то в составе единых вулкано-интрузивных ассоциаций или формаций [49, т. I].

На факторной диаграмме щелочно-ультрамафитовых образований (рис. 14) для этой ассоциации, развитой в междуречье Маймеча — Котуя, видно, что интрузивные и вулканические породы образуют резко дифференцированные, почти непрерывные серии от ультрамафитов (высокомagneзиальных и существенно калиевых, почти безрудных), дунитов, оливинитов, якупирангитов к высоконатриевым фельдшпатоидным габброидам — мельтейгитам (ийолитам), нефелиновым и щелочным сиенитам. Последние переходят в поле существенно калиевых пород.

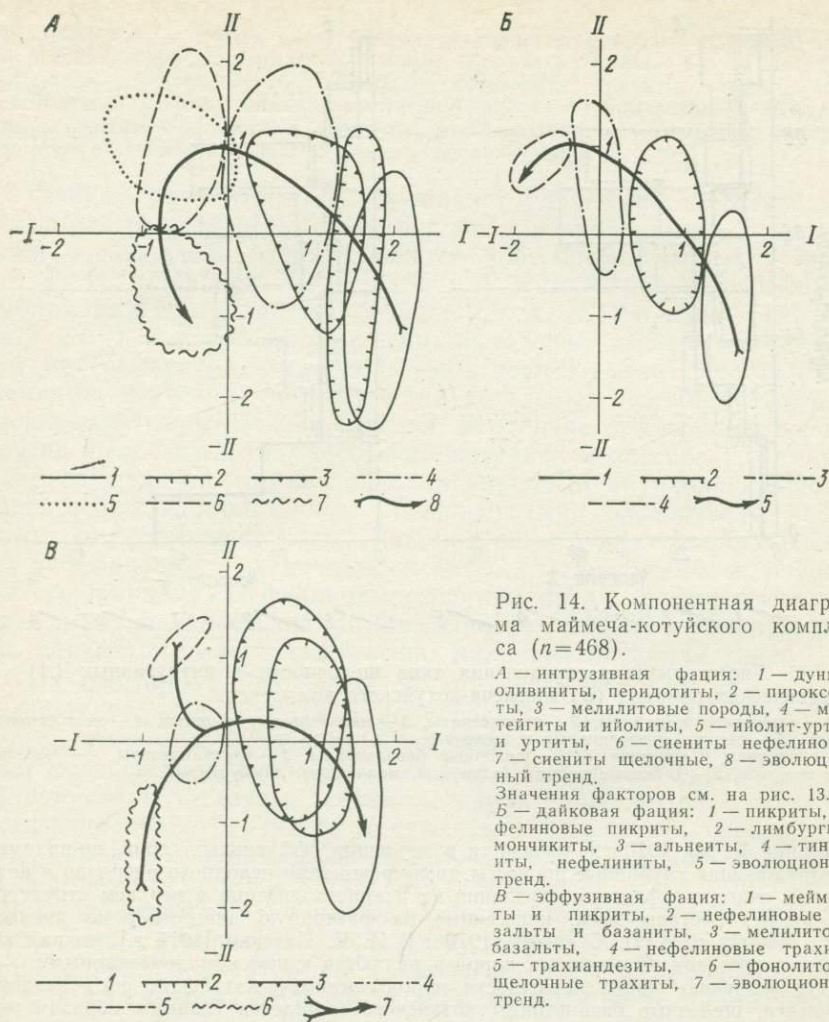


Рис. 14. Компонентная диаграмма маймеча-котуйского комплекса ($n=468$).

А — интрузивная фация: 1 — дуниты, оливиниты, перидотиты, 2 — пироксениты, 3 — меллититовые породы, 4 — мельтейгиты и ийолиты, 5 — ийолит-уртиты и уртиты, 6 — сиениты нефелиновые, 7 — сиениты щелочные, 8 — эволюционный тренд.

Значения факторов см. на рис. 13.
Б — дайковая фация: 1 — пикриты, нефелиновые пикриты, 2 — лимбургиты, мончикиты, 3 — альвены, 4 — тингуиты, нефелиниты, 5 — эволюционный тренд.

В — эффузивная фация: 1 — меймечиты и пикриты, 2 — нефелиновые базальты и базаниты, 3 — меллититовые базальты, 4 — нефелиновые трахиты, 5 — трахиандезиты, 6 — фонолитовые щелочные трахиты, 7 — эволюционный тренд.

Смена интрузивных меланократовых пород лейкократовыми по значениям I фактора и K_{ϕ} от высоких положительных к отрицательным соответствует временной эволюции формирования щелочно-ультраосновных интрузий центрального типа [Бутакова Е. Л., Егоров Л. С., 1962 г.; Егоров Л. С., 1969 г., 1970 г.]: дуниты → пироксениты → меллититовые породы → мельтейгиты — ийолиты, уртиты → нефелиновые и щелочные сиениты. Она отвечает гомодромной тенденции и отражает стадии процесса кристаллизационной дифференциации от высокотемпературных голомеланократовых высокомагнезиальных пород к более низкотемпературным лейкократовым и более железистым породам, часто совпадающие с порядком интрузивных фаз.

На факторной диаграмме вулканических пород в целом наблюдается сходный тренд по положению точек в системе координат I и II факторов, но в целом более короткий, с меньшим разбросом по K_{ϕ} . Следует подчеркнуть и здесь существенно калиевый состав ультрамафитовых пород — меймечитов и пикритов, как и для дунитов, оливинитов и перидотитов. Стрелкой на диаграмме показана антидромная [Бутакова Е. Л., Егоров В. М., 1962 г.; Егоров В. М., 1979 г.;

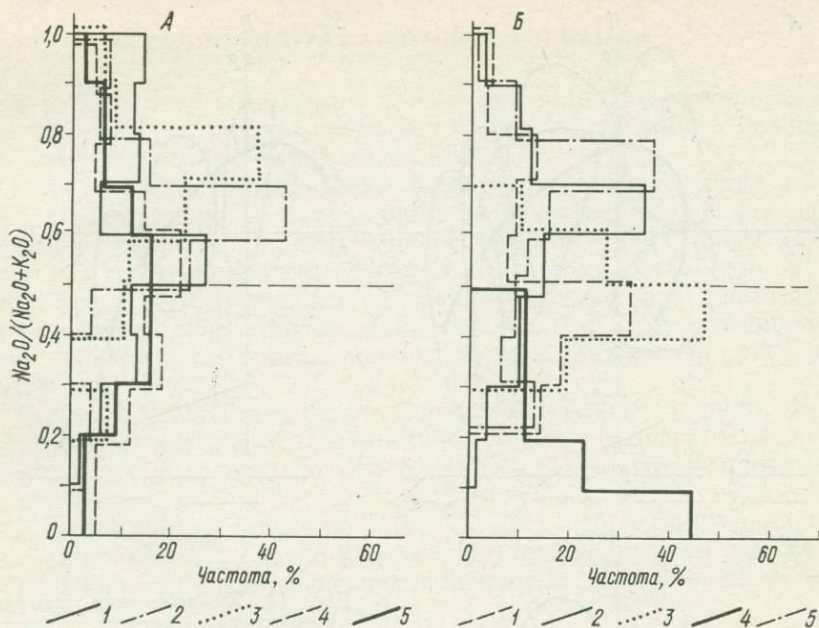


Рис. 15. Гистограммы распределения типа щелочности в интрузивных (А) и вулканических породах (Б) маймеча-котуйского комплекса.

А: 1 — оливиниты и дуниты, 2 — пироксениты, 3 — мельтейгиты, ийолиты, 4 — меллитовые породы, 5 — сиениты нефелиновые и щелочные.

Б: 1 — пикриты и меймечиты, 2 — щелочные базальтоиды, 3 — трахиандезиты, 4 — фонолиты и трахиты, 5 — дайковые породы (альвёиты, мончкиты, лимбургиты).

Шихорина К. М., 1970 г.] тенденция в эволюции эффузивных серий, по-видимому отражающая глубинные процессы дифференциации исходного расплава в подкоровом очаге и порядок поступления их и кристаллизации в верхнем структурном этаже. Составы даек, нанесенные на факторную диаграмму по данным А. Г. Жабина и Н. П. Суриной [1970 г.], И. К. Пятенко [1976 г.], совпадают с полями составов интрузивных пород и являются к ним комплементарными.

По значению общей щелочности породы маймеча-котуйского интрузивного комплекса, щелочные базальтоиды котуйского комплекса главным образом попадают в поле щелочных пород, исключение составляют меймечиты и отдельные составы дунитов и оливинитов. По типу щелочности, как уже отмечалось, ультрамафиты, обогащенные магнием, и отдельные разновидности меллитовых пород (кугдиты, флогопитсодержащие турьяиты) являются калиевыми, в то время как фельдшпатоидные габброиды и нефелиновые сиениты характеризуются натриевой специализацией, а щелочные сиениты являются натриево-калиевыми или существенно калиевыми (рис. 15).

Принципиальное совпадение роев точек интрузивных, вулканических и дайковых пород на факторной диаграмме (факторы I—II), большое сходство петрохимических диаграмм для пород различных фаций, пространственная приуроченность их и сближенность во времени проявления позволяют рассматривать маймеча-котуйский интрузивный, котуйский вулканический и сопряженные с ними дайковые рои [Сурина Н. П., 1968 г.] как различные фациальные проявления одной формации или ассоциации щелочно-ультрамафитовых, щелочно-мафитовых пород и карбонатитов натриевого ряда.

На диаграмме типа щелочности (рис. 15) для интрузивных пород максимумы по частоте для всех типов пород располагаются выше линии $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} +$

+K₂O) > 0,5, т. е. породы имеют натриевую специализацию. Все дайковые породы рассматриваемого комплекса главным образом натриевые. Среди щелочных эффузивов устанавливается следующая особенность: трахиты, трахиандезиты, меймечиты и пикриты имеют существенно калиевую специализацию. Щелочно-ультраосновные эффузивы и базаниты, меланефелиниты и лимбургиты характеризуются преимущественно натриевой специализацией.

Особого рассмотрения заслуживает уджинский комплекс щелочно-ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, по которому в последние годы появился ряд новых данных [Поршнев Г. И., Степанов Л. Л., 1980 г.], существенно дополняющих публикации Э. Н. Эрлиха [1964 г.] и А. А. Рябченко [1970 г.; 1974 г.]. К настоящему времени достаточно хорошо исследован массив Томторский, погребенный под пермско-мезозойскими отложениями, изученный на основании детальных наземных геофизических работ и глубокого бурения. В отличие от большинства интрузий щелочно-ультрамафитовой формации в массиве Томтор наряду со щелочно-ультраосновными породами якупирангит-ийолитовой серии, карбонатитами (кальцитовыми, доломитовыми и доломит-анкеритовыми) и связанными с ними рудами широко развиты нефелиновые и щелочные сиениты, слагающие более половины его площади. Нефелиновые сиениты представлены высококальцевой разновидностью типа рисчорритов, щелочные сиениты также характеризуются существенно калиевой специализацией.

На факторной диаграмме точки составов пород уджинского комплекса располагаются в поле состава пород маймеча-котуйского комплекса. Отмечаются высокие содержания в пироксенитах, мельтейгитах и ийолитах железа, титана, фосфора. Для нефелиновых и щелочных сиенитов характерны низкие значения коэффициента алгаитности и существенно калиевая специализация, как в рисчорритах Хибинского массива и в конечных дифференциатах маймеча-котуйского комплекса. На диаграмме общая щелочность — кремнекислотность эволюционная кривая состава пород уджинского комплекса ведет себя своеобразно: для ранних дифференциатов она располагается в поле фельдшпатонидных, недосыщенных SiO₂ пород (как эволюционные линии щелочно-ультрамафитовой формации), затем она отклоняется в поле составов щелочных габброидов и уходит в поле высокощелочных сиенитов.

По-видимому, уджинский комплекс представляет собой новый тип магматической щелочной формации, в которой интрузии центрального типа Богдо, Томтор и другие имеют своеобразный состав, эволюционирующий от щелочных ультрамафитов через щелочные мафиты к высокощелочным сиенитам. В этой же провинции представлены дайки и трубки щелочно-ультраосновных пород (мелилитовых пикритов, альнеитов и др.) и кимберлитов, что сближает уджинский комплекс и саму щелочную провинцию со щелочным магматизмом Кольско-Карельского авлакогена или Фенноскандинавского палеорифта [Эккерманн, фон, Г., 1972 г.; 48].

В Карело-Кольской провинции щелочные образования представлены разновозрастными комплексами разных формаций. К щелочно-ультрамафитовой формации относятся африканда-ковдорский комплекс интрузий центрального типа (D_{2-3}), дайки кандалакшского комплекса и некоторые массивы ($O-D_1$). Контозерская вулкано-интрузивная (C_{1-2}) структура, с породами которой по геологическому положению, возрасту и петрографическому составу сопоставимы щелочные пикриты, базальтоиды, туфы и туфобрекчии и осадочные породы ловозерской свиты (D_3-C_1), образована, по-видимому, телами щелочно-мафитовой формации с карбонатитами или промежуточными между щелочно-ультрамафитовой и щелочно-мафитовой [Кириченко Л. А., 1970 г.; Кухаренко А. А. и др., 1971 г.; Пятенко И. К., Сапрыкина Л. Г., 1981 г.; 48].

На компонентной диаграмме факторных значений интрузивные породы африканда-ковдорского комплекса занимают положение, аналогичное породам маймеч-котуйского комплекса. В африканда-ковдорском комплексе среди оливинитов и пироксенитов присутствуют рудные разновидности наряду с безрудными. Эволюция составов пород африканда-ковдорского комплекса является гомолромной: от меланократовых (рудных и безрудных) щелочных ультрамафитов к фельдшпатоидным габброидам и к салическим, более насыщенным кремнеземом и более высокожелезистым нефелиновым и щелочным сиенитам.

Точки состава дайковых пород кандалакшского комплекса почти полностью (за исключением голомеланократовых оливинитов и рудных разновидностей ультрамафитов) попадают в рой точек составов интрузивных пород с гомолромной тенденцией эволюции и существенно натриевой специализацией. По значению общей щелочности почти все породы попадают в поле высокощелочных. По типу щелочности главнейшие типы пород относятся к высоконатриевым [$Na_2O/(Na_2O+K_2O) > 0,5$], хотя отдельные точки состава оливинитов, пироксенитов и мельтейгитов, обогащенных флогопитом, располагаются в слоях высококалиевых пород.

Породы Контозерской структуры по петрохимическим особенностям занимают промежуточное положение между породами формаций щелочных ультрамафитов с карбонатитами натриевого ряда и щелочных мафитов натриевого ряда. Щелочные ультрамафиты играют существенную роль в составе пород Контозерской структуры, специализация их главным образом натриевая. Остальные комплексы щелочно-ультрамафитовой формации натриевого ряда представлены неполными в петрографическом и петрохимическом отношении редуцированными сериями пород. Таковыми являются арбарастахский комплекс Восточного Алдана, белозиминский Восточного Саяна, кокшаровский Сихотэ-Алиния.

К щелочно-ультрамафитовой формации калиевого ряда (kuf) могут быть отнесены следующие комплексы: красномайский, разбитый на Кокчетавском срединном массиве, инаглинский, представленный одноименным массивом в Центральноалданской субпровинции Алдано-Станового щита, и чадобецкий в Сибири.

Красномайский комплекс щелочно-ультрамафитовых, мафитовых пород, нефелиновых и щелочных сиенитов и карбонатитов Кокчетавской глыбы, относимый [Ефимов А. А., 1968 г.; Михайлов Н. П., Орлова М. П., 1971 г.; 69] также к щелочно-ультрамафитовой формации с карбонатитами, наряду с принципиальным сходством с комплексами щелочно-ультрамафитовой формации натриевого ряда [68, 69] имеет и характерные отличия. Он представлен редуцированной серией пород: пироксениты нормальные,

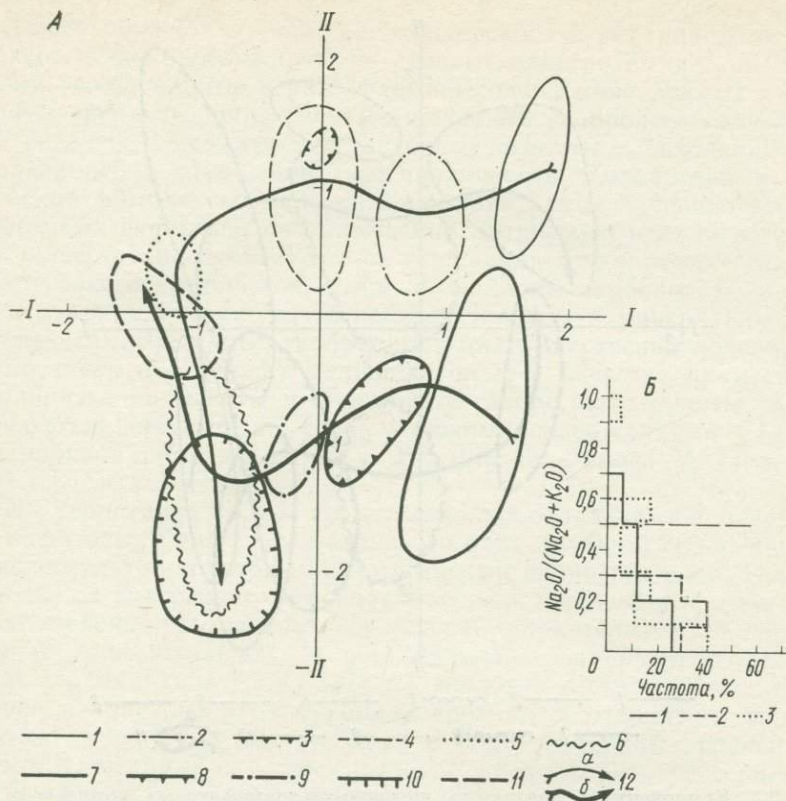


Рис. 16. Компонентные диаграммы белозиминского и красномайского комплексов (А) и гистограммы распределения типа щелочности в породах красномайского комплекса (Б).

А: 1—6 — поля составов пород белозиминского комплекса ($n=44$) (1 — пироксениты, 2 — мельтейгиты, 3 — турьяиты, 4 — ийолиты, 5 — сиениты нефелиновые, 6 — сиениты щелочные, микроклиниты); 7—11 — поля составов пород красномайского комплекса ($n=72$) (7 — пироксениты, 8 — шонкиниты, 9 — ледмориты, 10 — сиениты щелочные, 11 — сиениты нефелиновые); 12 — эволюционные тренды белозиминского (а) и красномайского (б) комплексов. Значения факторов см. на рис. 13.

Б: 1 — пироксениты, 2 — шонкиниты и ледмориты; 3 — сиениты нефелиновые и щелочные.

рудные, биотитсодержащие → шонкиниты → ледмориты → нефелиновые и щелочные сиениты → карбонатиты. Почти все породы на компонентной диаграмме (рис. 16, А) (кроме нескольких точек состава рудных пироксенитов и нефелиновых сиенитов) располагаются по значению фактора II в поле существенно калиевых пород. Существенно калиевый состав подавляющего большинства пород рассматриваемого комплекса легко видеть и на диаграмме типа щелочности (рис. 16, Б).

Инаглинский массив, сопоставимый с кондерским щелочно-ультрасосновным натриевого ряда, обнаруживает с ним сходство по возрасту, строению [Ельянов А. А., Моралев В. М., 1973 г.; 69]

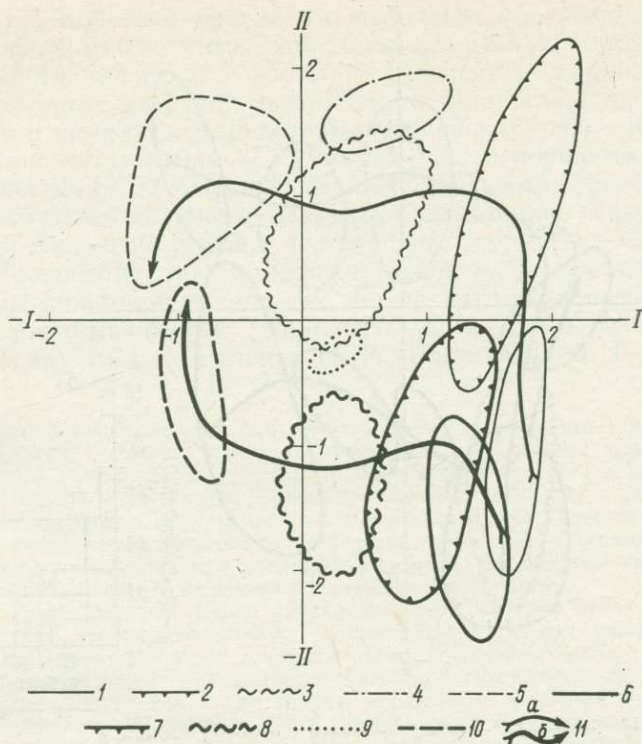


Рис. 17. Компонентная диаграмма щелочно-ультрамафитовых комплексов Алдано-Станового щита.

1—5 — поля составов пород кондерского комплекса ($n=89$): 1 — дуниты и оливиниты, 2 — пироксениты (нормальные и рудные) и перидотиты, 3 — габбро щелочные и субщелочные, 4 — мельтейгиты и ийолиты, 5 — сиениты нефелиновые; 6—10 — поля составов пород инаглинского комплекса (массива) ($n=40$): 6 — дуниты и оливиниты, 7 — пироксениты и оливиновые пироксениты, 8 — шонкиниты, малиниты и меласиениты, 9 — сиениты эпидейцитовые с эгирином, 10 — сиениты щелочные и нефелиновые; 11 — эволюционные тренды кондерского (а) и инаглинского (б) комплексов. Значения факторов см. на рис. 13.

и набору пород, но отличается малой ролью в его составе пироксенитов и их рудных разновидностей, а главное, существенно калиевой специализацией всех пород. На компонентной диаграмме (рис. 17) точки составов всех пород располагаются в существенно калиевой части. По типу щелочности все разновидности пород Инаглинского массива, кроме части нефелиновых пегматитов, обогащенных эгирином, имеют калиевую специализацию. Минералогически это выражается в существенно различных парагенезисах однотипных пород Инаглинского и Кондерского массивов и в четкой специализации по типу щелочности всех щелочных комплексов Центральноалданской провинции на калий и щелочных комплексов Восточно-Алданской провинции на натрий [Орлова М. П., Шаденков Е. М., 1980 г.; Орлова М. П. и др., 1981 г.].

Таким образом, на примере кондерского и инаглинского комплексов четко прослеживаются сходные в петрохимическом отношении эволюционные серии: флогопитсодержащие дуниты и оливиниты → верлиты, пироксениты → щелочные габброиды → нефелиновые сиениты и пегматиты и щелочные сиениты с различной специализацией в отношении типа щелочности. Кондерский и инаглинский комплексы, являясь представителями щелочно-ультрамафитовых формаций соответственно натриевого и калиевого рядов, существенно отличаются от африканда-ковдорского и маймеча-котуйского комплексов: в них не найдены карбонатиты и карбонаты как минералы почти не представлены в минеральных парагенезисах. Щелочные габброиды в них существенно полевошпатовые (хотя и содержат фельдшпатоиды в качестве примеси) — шонкиниты, малиньиты и биотитовые габбро, зато дуниты характеризуются значительно более высокими содержаниями Si_2O_3 и платиноидов [Рожков И. С. и др., 1961 г.; Орлова М. П. и др., 1981 г.].

На территории СССР значительно преобладают щелочно-ультрамафитовые комплексы натриевого ряда (nuf) по сравнению со щелочно-ультрамафитовыми комплексами калиевого ряда. В зависимости от внутреннего строения массивов и размера эрозийного среза щелочно-ультраосновные массивы характеризуются определенной горизонтальной и вертикальной зональностью [Орлова М. П., Дядькина И. Я., 1978 г.], щелочно-ультрамафитовые интрузии натриевого ряда специализированы в отношении определенных типов руд. Так, массивы с более глубоким эрозийным срезом, сложенные породами щелочно-ультрамафитовой серии, несут перовскит-титаномagnetитовые и ильменит-титаномagnetитовые, реже хромитовые и титаномagnetитовые руды фузивного типа (массивы Хабозерской группы на Кольском полуострове, Жидойский массив в Восточном Саяне и некоторые другие, табл. 12).

Массивы малых глубин и с малым эрозийным срезом, в которых представлены главным образом фельдшпатоидные габброиды (мельтейгиты, ийолиты, уртиты) и карбонатиты (кальцитовые, доломитовые, анкерит-сидеритовые), специализированы в отношении нефелиновых бесполевошпатовых руд (массивы Салмагорский на Кольском полуострове, Одихинча на севере Сибирской платформы), месторождений и рудопроявлений апатита (массивы Песочный, Салмагорский на Кольском полуострове, Одихинча и другие в Маймеча-Котуйской субпровинции) и редкометальных месторождений карбонатитового типа с комплексным редкометально-барит-apatитовым оруденением (массивы Салланлатви на Кольском полуострове, массивы озерного и зиминского комплексов в Сетте-Дабане и Восточном Саяне, Ыраас, Ессей в Маймеча-Котуйской субпровинции, массив Томтор в Куонамско-Уджинской зоне Северо-Сибирской провинции) [Апатиты, 1968 г.; Апатитоносность севера Сибирской платформы, 1970 г.; Фролов А. А., 1975 г.; Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С., 1972 г.; Ничипуренко В. И. и др., 1980 г.].

Рудоносность щелочно-ультрамафитовых формаций

Магматические формации	Генетическая группа, тип и связь с материнскими породами
Меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатондных габброидов и карбонатитов (щелочно-ультрамафитовая с карбонатитами натрия ряда пnf)	<p>Магматическая, фузивный тип в связи с оливинитами и пироксенитами</p> <p>Фузивный тип в связи с дунитами</p> <p>Магматогенный в связи с ийолит-уртитам</p> <p>Пневматолито-гидротермальная — камафориты</p> <p>Контактово-реакционная и пегматитовая в контактах ультрамафитов и фельдшпатондных пород, мелилитовые породы</p> <p>Автометасоматическая, пневматолито-гидротермальная — карбонатиты</p>
Щелочных ультрамафитов, щелочных габброидов и карбонатитов (щелочно-ультрамафитовая с карбонатитами калиевого ряда kuf)	<p>Пегматитовая в связи с ультраосновными пегматитами, частично перекристаллизованными в контакте с сиенит-пегматитами</p> <p>Автометасоматическая</p>

* Названия рудных формаций здесь и далее по Д. В. Рундквисту и др. [39], В. И.

В массивах средних глубин формирования, малоэродированных, на современном срезе представлены как щелочно-ультрамафитовые, так и щелочно-мафитовые серии пород с широким проявлением контактово-реакционных и автометасоматических процессов преобразования ультрамафитов и мафитов. К ним приурочены и наиболее крупные месторождения и рудопроявления высокомагнезиальных слюд — флогопита, а в коре выветривания — вермикулита (Ковдорское, Вуориярвинское, Себляврское в Карело-Кольском регионе, Гулинское, Одихинча в Маймеча-Котуйской щелочной провинции), кальцит-магнетит-апатитовых руд (камафоритов) и редкометалльных руд карбонатитового типа (те же массивы Карело-Кольского и Маймеча-Котуйского регионов, массивы Арбарастах на Алдане и др.) [Дядькина И. Я., Орлова М. П., 1976 г.; Львова И. А. и др., 1971 г.].

Генетические типы руд и связь их с определенным петрографическим типом пород показаны в табл. 12. Особенности локализации руд в зависимости от петрографического типа массивов (состава, типа щелочности и внутреннего строения, глубины эрозионного среза) иллюстрируются блок-диаграммами (рис. 18).

Рудные формации*	Комплексы (массивы)
Перовскит-титаномагнетитовая	Африканда-ковдорский (Хабозерский и др.), белозиминский (Жидойский)
Апатит-титаномагнетитовая	Кондерский (Кондер, Чад, Сыбах)
Хромитовая	Кондерский (Кондер)
Апатит-нефелиновая	Африканда-ковдорский (Ковдор, Песочный)
Апатит-магнетитовая (с редкими металлами)	Маймеча-котуйский (Одихинча и др.)
Апатит-магнетитовая (с редкими металлами)	Африканда-ковдорский (Ковдор, Себлявр, Vuориярви и др.), маймеча-котуйский (Ёссей, Ыраас), уджинский (Томтор и др.)
Флогопитовая и апатит-флогопитовая	Африканда-ковдорский (Ковдор, Себлявр, Vuориярви и др.), маймеча-котуйский (Гулинский, Одихинча)
Апатит-пироксоловая (с баритом, стронцианитом и др.)	Белозиминский (Тагнинский и др.), африканда-ковдорский (Себлявр, Салланлатви и др.)
Хромдиопсидовая	Инаглинский (Инагли)
Апатит-флогопитовая	То же

Смирнову и др. [1978 г.], А. А. Фролову [100].

Наряду со сквозной минерагенической и геохимической специализацией большинства карбонатитовых массивов в отношении редких металлов (Zr, Nb, Ta и др.), редких земель (иттриевой и цериевой групп), бариевых, стронциевых и апатитовых руд эндогенного и фосфатных (штаффелит, франколит и др.) экзогенного типа, убедительно показанной в ряде работ [Кухаренко А. А. и др., 1965 г.; Булах А. Г., 1980 г.; Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С., 1972 г.; Капустин Ю. Л., 1971 г.; Карбонатиты, 1969 г.; 55; 96; 100], в отдельных петрографических провинциях и минерагенических зонах устанавливается дополнительная — провинциальная — геохимическая специализация [68, 69].

То же самое надо сказать и в отношении сингенетического оруденения, связанного с ультрамафитами. Массивы описываемой Карело-Кольской субпровинции специализированы в отношении железо-титанового оруденения с геохимически повышенными содержаниями редких металлов (Zr, Nb и др.) и фосфора (африканда-ковдорский комплекс), в то же время массивы кондерского комплекса Восточно-Алданской субпровинции наряду с титаномагнетит-апатитовым оруденением характеризуются металлогениче-

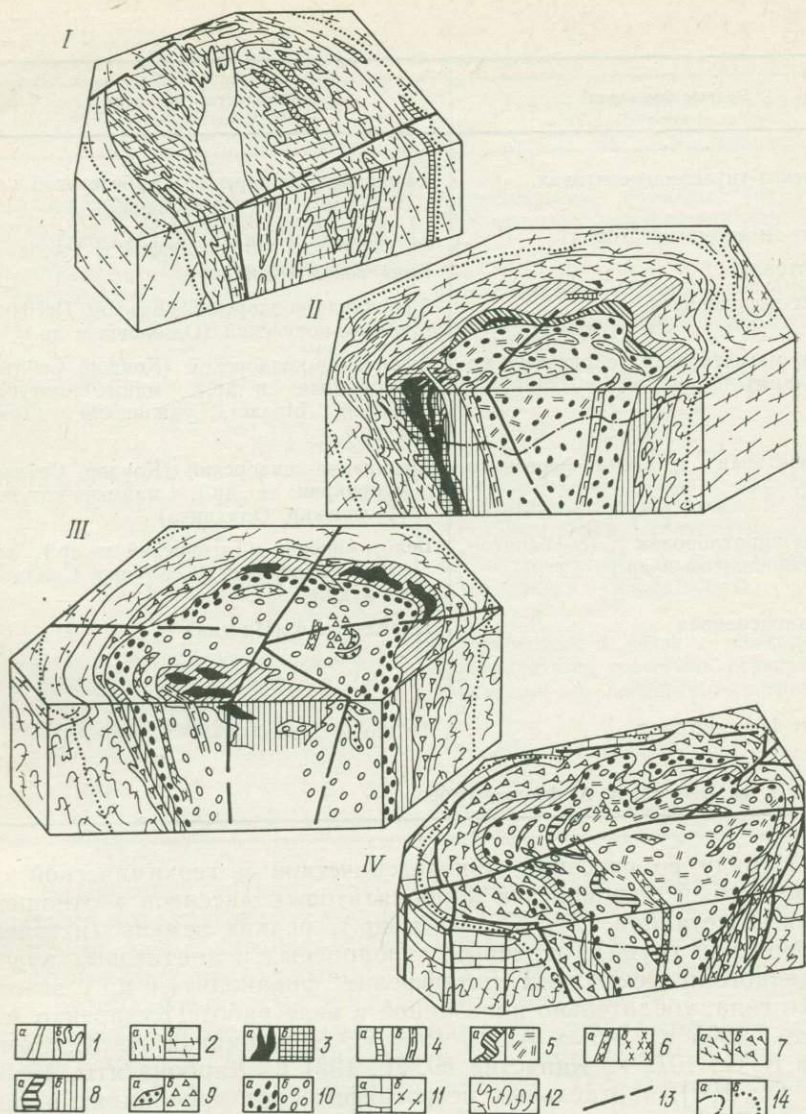


Рис. 18. Блок-диаграммы щелочно-ультрамафитовых массивов. Построены по геологическим картам А. А. Фролова [1975 г.], А. А. Кухаренко, М. П. Орловой, А. Г. Булаха и др. [1965 г.], М. П. Орловой, Г. К. Шнай [1977 г.], А. М. Корчагина [1974 г.] и др., с дополнениями.

I—IV — массивы: I — Зиминский (Восточный Саян), II — Ковдорский (Кольский полуостров), III — Кондерский (Восточный Алдан), IV — Инаглинский (Центральный Алдан).
 1, 2 — карбонатиты: 1 — доломитовые и анкеритовые (а — жилы, б — зоны и штокверки), 2 — кальцитовые (а — мелко-, б — крупнозернистые); 3 — породы рудной серни (а — апатит-магнетитовые, с редкими минералами, б — кальцит-apatит-форстеритовые — камафориты); 4 — дайки (а — нефелиновые сиениты, б — ийолиты); 5 — флогопит-диоксидные породы и флогопитовые слюдиты (а — неполнокольцевые и линейные дайки, б — гнезда и вкрапленности); б — нефелиновые (или псевдолейцит-нефелиновые) и щелочные сиениты

ской специализацией в отношении хрома и платиноидов [Орлова М. П., Соседко Т. А., Шаденков Е. М., 1981 г.]. Маймеча-котуйский комплекс от указанных двух отличается другим типом железо-титанового оруденения [Егоров Л. С., 1970 г.], но характеризуется повышенным содержанием Cr_2O_3 в ультрамафитах [Васильев Ю. Р., Золотухин В. В., 1975 г.]. Указанные различия объясняются разным глубинным строением территорий провинций и различиями в исходных расплавах [Орлова М. П. и др., 1976 г.; Абрамович И. И., Клушин И. Г., 1978 г.; 68].

Щелочно-ультрамафитовые комплексы и массивы калиевого ряда (куф) представлены конфокальными интрузиями центрального типа или линзовидными трещинными телами в зависимости от условий локализации. Как и предыдущий формационный тип (пиф), они могут быть протяженными по вертикали и характеризоваться зональным строением в плане (воронкообразная зональная интрузия Инагли на Алдане, трещинные тела красномайского комплекса в Северном Казахстане).

В силу высококалиевого состава ультрамафитов, мафитов и салитов щелочные массивы этой формации слюдоносны (флогопит, биотит) и к коре выветривания их приурочены вермикулитовые и апатит-вермикулитовые месторождения (Барчинское, Красномайское и другие в Северном Казахстане, Инагли на Алдане). Геохимическая специализация этих двух комплексов в отношении редких щелочей (Rb, Sr), скандия и редких металлов (Zr, Nb и др.) и апатитовая минерализация однотипны. Кроме того, красномайский комплекс характеризуется редкометальной (Zr, Nb и др.) минерализацией карбонатитового типа, а к инаглинскому комплексу приурочены месторождение ограночного камня — хромдиоксида — и россыпи хромита [Глаголев А. А. и др., 1974 г.].

2. Формационная принадлежность комплексов как критерий потенциальной рудоносности

К числу ведущих признаков формационной принадлежности, предопределяющих и потенциальную рудоносность или минералогическую специализацию комплексов, в группе щелочно-ультрамафитовых формаций относятся тип щелочности и полнота дифференциации или редуцированность петрографических серий пород, слагающих щелочно-ультрамафитовые интрузивные массивы, интрузивные и вулкано-интрузивные комплексы.

В зависимости от типа щелочности щелочно-ультрамафитовые комплексы натриевого и калиевого рядов специализированы на различные виды полезных ископаемых (табл. 12). О типе щелоч-

(а — дайки, б — интрузии расслоенные и неполнокольцевые); 7 — щелочные габброиды (а — мельтейгиты, ийолиты, уртиты, б — шонкиниты и малиниты); 8 — клинопироксениты (а — жилы хромдиоксидовые, б — неполнокольцевые, неполноконические тела диоксидитов); 9 — хромитовые руды (а — шпирь, б — вкрапленные); 10 — ультрамафиты (а — оливиниты, б — дуниты); 11, 12 — вмещающие породы: 11 — чехла (а — карбонатные толщи, б — алевролиты, сланцы и др.), 12 — фундамента (гранито-гнейсы и граниты); 13 — разломы; 14 — границы (а — кор выветривания, б — ореола контактовых изменений).

ности описываемых комплексов можно судить по минеральному составу пород, а также по петрохимическим признакам.

Полнота дифференциации, являющаяся функцией глубинных процессов зарождения мантийных щелочно-ультраосновных расплавов, насыщения их летучими и рудными компонентами и условий формирования вулкано-интрузивных и интрузивных структур (фациальности комплексов) в земной коре, когда возникают зональные по вертикали и латерали массивы и вулкано-интрузивные структуры, предопределяет типы рудных формаций соответствующих месторождений. Наряду с фациальными особенностями комплексов должна быть учтена и глубина эрозионного среза, так как руды того или иного состава тяготеют к определенным зонам или горизонтам протяженных и асимметричных интрузивных тел.

Более полно дифференцированные интрузивные массивы сопровождаются и более широким набором руд комплексного состава, в частности, с ультрамафитами (оливинитами, дунитами, пироксенитами, верлитами) ассоциируют фузивные, пневматолито-гидротермальные или пегматитовые типы руд: перовскит-титаномагнетитовые, апатит-титаномагнетитовые, хромитовые, хромдиопсидовые и др. Фельдшпатоидные мафиты включают нефелиновые ($Al_2O_3-Na_2O$) месторождения и рудопроявления; мелилитовые породы сопровождаются флогопитовыми слюдитами, а карбонаты независимо от типа щелочности ультрамафитовых формаций, как правило, комплексной минерализацией (пирохлор, анкилит и др.). Связанные с карбонатитами натриевого ряда камафориты (кальцит-магнетит-форстерит-apatитовые породы) потенциально продуктивны на апатит, магнетит, редкие металлы.

Проявление ультрамафитовой и щелочно-мафитовой серий, как правило, приводит к интенсивным контактно-реакционным процессам, сопровождающимся флогопитизацией и карбонатизацией, часто являющихся рудогенерирующими и приводящими к образованию зон флогопитовых слюдитов [Терновой В. И. и др., 1969 г.; Дядькина И. Я., Орлова М. П., 1976 г., и др.] и редкометалльных карбонатитов [Гинзбург А. И. и др., 1970 г., 1968 г.; Кухаренко А. А. и др., 1965 г.; Бородин и др., 1973 г., 1974 г. и др.; 55; 96; 100].

В то же время редуцированность петрографических серий, которая отражает первичный состав исходных расплавов и региональные условия становления массивов, предопределяет и более простой тип оруденения, зависящий от конкретного состава массивов и комплексов, направленности и полноты проявления рудных процессов. Так, редуцированные красномайский и кокшаровский (kuf и puf) комплексы несут лишь апатит-биотитовую минерализацию, обуславливающую возникновение в коре выветривания апатит-вермикулитовых месторождений. Редуцированный ингилийский ийолит-карбонатитовый комплекс (puf) специализирован в отношении камафоритового и карбонатитового типов руд. Менее дифференцированные эффузивные серии с антидромным трендом эволюции, как правило, нерудоносны.

3. Критерии реальной рудоносности комплексов

Массивы щелочно-ультрамафитовой формации (puf), содержащие в своем составе рудные ультрамафиты — оливиниты и пироксениты, несут перовскит-титаномагнетитовые месторождения и рудопроявления фузивного типа (массивы Хабозерской группы Карело-Кольской субпровинции), в то время как массивы этого же комплекса, сложенные главным образом безрудными ультрамафитами (массивы Ковдорский, Вуориярви), специализированы на апатит-магнетитовые (редкометалльные — Zr, Nb и др.), апатит-редкометалльные руды камафоритового и карбонатитового типов.

Массивы, в составе которых наряду со щелочными ультрамафитами (главным образом оливинитами, в меньшей мере пироксенитами) большую роль играют щелочные мафиты (ийолиты, уртиты, мелилитовые породы), слюдоносны [Орлова М. П., 1973 г.; Дядькина И. Я., Орлова М. П., 1976 г.; Орлова М. П., Дядькина И. Я., 1978 г., и др.].

Массивы, в которых породы ультрамафитовой серии играют подчиненную роль, сильнее развиты щелочно-салические породы и карбонатиты, специализированы в отношении редкометалльно-apatитовых руд карбонатитового типа. При этом состав карбонатитов в свою очередь предопределяет состав и масштаб оруденения [Кухаренко А. А. и др., 1965 г.; Бородин Л. С. и др., 1966 г., 1971 г.; Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С., 1972 г.; Орлова М. П., Дядькина И. Я., 1978 г., и др.; 96; 100]. Резкодифференцированные массивы с большой ролью щелочных мафитов несут нефелиновые руды (Ковдорский, Салмагорский и Песочный массивы в Карело-Кольской субпровинции, массивы Одихинча, Маган в Маймеча-Котуйской субпровинции и др.) [Нефелиновое сырье, 1978 г.].

Ведущими петрологическими критериями рудоносности щелочных комплексов щелочно-ультрамафитовой формации натриевого ряда (puf) являются степень дифференцированности интрузивных массивов, наличие или отсутствие ранних дифференциатов (ультрамафитов), проявленность в них определенных петрографических серий пород (щелочно-ультрамафитовой, щелочно-мафитовой — ийолит-уртитовой, существенно кальциевых — мелилитовой и карбонатитовой), интенсивность автометасоматических процессов — флогопитизация и сопряженная с ними карбонатизация. Роль их бывает как положительной, ведущей к образованию руд, так и отрицательной, когда они вызывают разубоживание и изменение состава руд [Прохорова С. М. и др., 1966 г.; Орлова М. П., 1973 г.; Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С., 1972 г.; Орлова М. П., 1973 г., и др.].

Щелочные комплексы щелочно-ультрамафитовой формации калиевого ряда (kuf) еще недостаточно изучены в петрологическом отношении. Но и для них существенными являются те же петрологические факторы рудоносности: степень дифференцированности обуславливает наличие или отсутствие фузивного типа хромитовой и хромдиопсидовой минерализации (Инаглинский массив) или

железо-титанового оруденения (красномайский комплекс) и также ведет к образованию ультрамафитовых пегматитов, многократная перекристаллизация которых может способствовать образованию драгоценного и ограночного камня — хромдиоксида. Проявление процессов аутометасоматоза приводит к возникновению в интрузивных комплексах апатит-флогопитовых и биотитовых пород, дающих в коре выветривания фосфатно-вермикулитовые месторождения.

Анализ структурных критериев показывает, что рудоносными являются обычно наиболее дифференцированные интрузии центрального типа и трещинные многофазные интрузивы, исключая дайки и трубки (жерловины), которые могут рассматриваться как признак распространения в регионе интрузий или слепых интрузивных тел, комагматичных со щелочно-ультраосновными дайками [Сурина Н. П., 1968 г., и др.].

А. А. Фроловым [100] показано, что форма (морфология) интрузива зависит от положения его в зоне разлома (узле пересечения) или на удалении от него. Анализ минерагенической специализации щелочных магматических провинций, субпровинций и зон по территории СССР [68] позволил заключить, что массивы, расположенные в узлах пересечения крупных разломов и на флангах магмоконтролирующих дизъюнктивов, характеризуются различной рудоносностью (например, Гулинский массив и массив Ессей, Ыраас и др.). В Карело-Кольской субпровинции к массивам одного пояса, контролируемым одной системой субширотных разломов, но разными узлами пересекающихся разломов, приурочены разные рудные месторождения: Ковдорский массив с апатит-магнетитовым и флогопит-apatитовым оруденением (вермикулит-фосфатными рудами в коре выветривания) на западном фланге зоны и массивы Хабозерской группы с перовскит-титаномagnetитовыми рудами и лишь апатитовой минерализацией [68]. Указанные особенности свидетельствуют о первичной неоднородности глубинных магматических очагов.

Обычно рудоносны даже малые интрузии щелочно-ультрамафитовых комплексов натриевых и калиевых рядов, площадь которых более 1 км². На рис. 19 приведена гистограмма рудоносности массивов в зависимости от их размеров в современном эрозионном срезе. Наиболее мелкие тела (0,1—1 км²) наименее рудоносны, а массивы более 5 км² рудоносны практически все, за небольшими исключениями. С наиболее крупными массивами щелочно-ультрамафитовой формации натриевого ряда связаны и более крупные месторождения комплексных руд (флогопит-вермикулитовое, апатит-магнетитовое, редкометальное — Ковдорский массив площадью более 50 км²).

Большое значение имеют глубина формирования массивов и размер эрозионного среза зональных по вертикали конфокальных интрузий, так как в размещении определенных типов руд устанавливается определенная тенденция: фузивные железо-титановые и хромитовые руды располагаются относительно глубже по

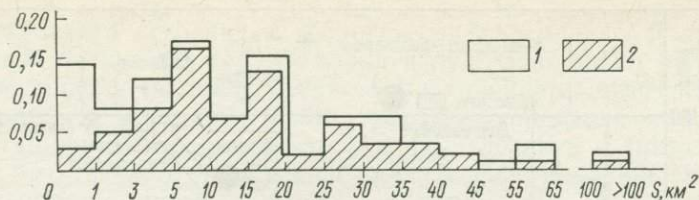


Рис. 19. Гистограммы распределения площадей щелочно-ультрамафитовых карбонатитовых массивов на современном эрозионном срезе.

1 — общее количество массивов; 2 — рудоносные. Всего на континентах учтено 80 массивов.

сравнению с апатит-флогопитовыми и особенно магнетит-апатитовыми (с редкими металлами) и апатит-пироксеновыми (с баритом, стронцианитом и др.) рудами карбонатитового типа [Кухаренко А. А. и др., 1965 г.; Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М., 1968 г.; Орлова М. П., Дядькина И. Я., 1978 г.; 100]. Схематически зависимость типов оруденения от наложения в структуре массивов показана на блок-диаграммах (рис. 18).

Следует отметить, что состав вмещающих толщ на петрографический состав самих массивов и связанного с ними эндогенного оруденения, как правило, не влияет. Хотя контакты интрузий, внедряющихся как активные диапиры, как правило, резкие с широко развитыми высокотемпературными преобразованиями — скарнообразованием, ороговикованием, частичным плавлением, фенинизацией, и здесь могут возникать магнетитовые руды скарнового и редкометалльная минерализация фенитового типов [Сергеев А. С., 1967 г.; Орлова М. П., Шнай Г. К., 1976 г.].

Контрастность состава пород разных фаз определенно влияет на образование контактово-реакционного оруденения в щелочно-ультрамафитовых комплексах (флогопит, апатит, карбонатиты). Типоморфные минералы фенитов и скарнов, связанных со щелочно-ультрамафитовыми комплексами, и сами ореолы контактово-метасоматических пород могут служить четким признаком при поисках слепых рудных тел.

Рассмотрение петрологических критериев рудоносности данной группы формаций целесообразно завершить петрогенической моделью формирования интрузивного комплекса и связанных с ним руд. Количественная модель образования щелочно-ультрамафитовых комплексов и связанных с ними поликомпонентных гетерогенных руд (первично-магматических, пневматолито-гидротермальных и гидротермальных) рассмотрена (рис. 20) на примере африканда-ковдорского (пиф). Она рассчитана по методу Л. Уэйджера и Г. Брауна [1970 г.] с модификацией расчета по Д. М. Орлову [1980 г., 1981 г.]. Модель построена на основе геологических карт щелочно-ультраосновных массивов различных глубин формирования и разных эрозионных срезов [Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др., 1965 г.] с учетом их многофазного

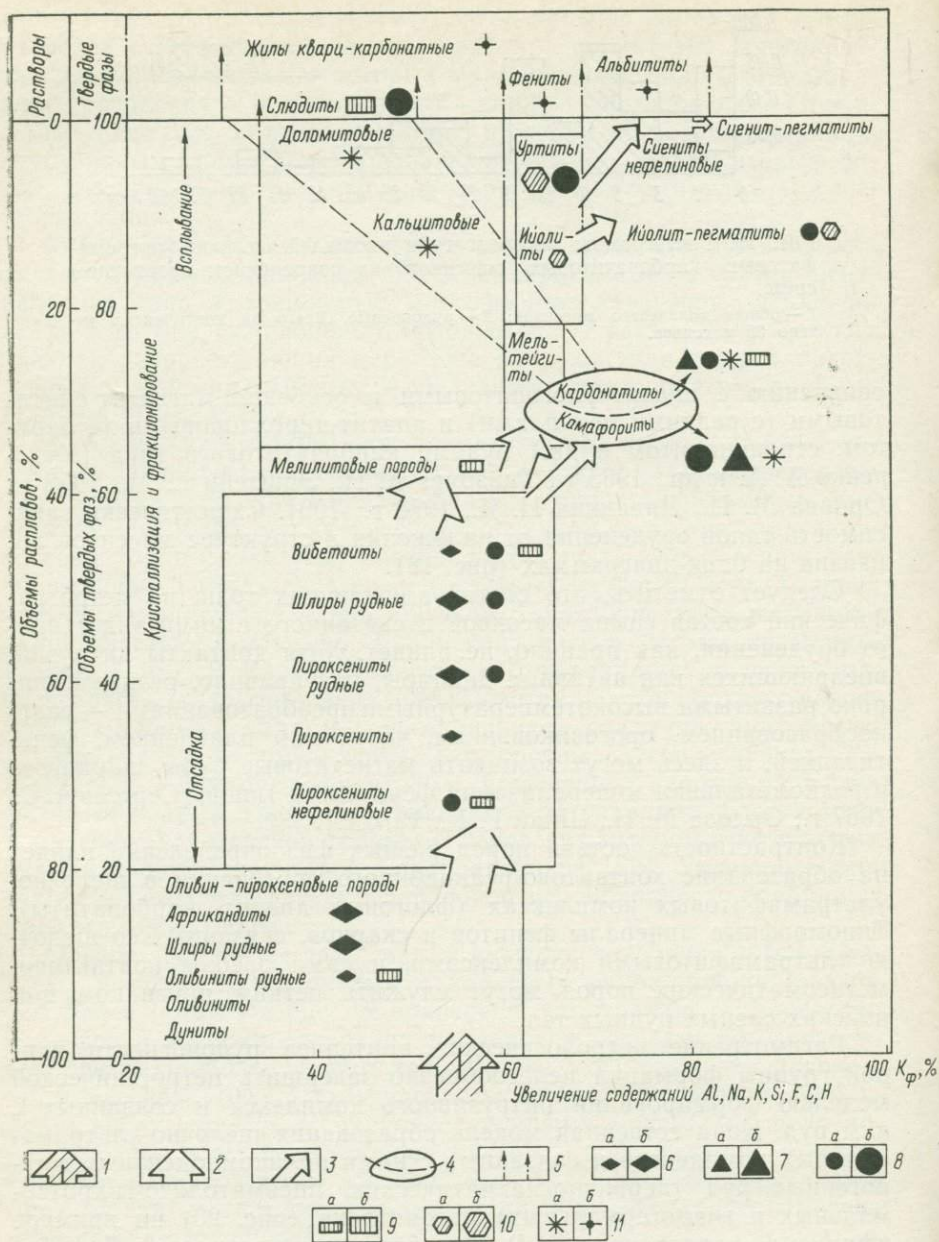


Рис. 20. Модель формирования африканда-ковдорского комплекса щелочных ультрамафитов, фондитов и карбонатитов и связанного с ним оруденения.

1 — исходный расплав; 2 — эволюционирующие промежуточные и остаточные расплавы; 3 — апофизы и дайковые тела; 4 — расплав-флюид, ликвирующий на две фазы; 5 — отделение растворов и продукты метасоматоза; 6—11 — минерализация: 6 — перовскит-титаномагнетитовые руды с ильменитом (а — вкрапленность, б — шлиры, линзы, жилы), 7 — магне-

конфокального строения и геологических временных и пространственных отношений горных пород и руд. Основными процессами в этой модели являются кристаллизационная дифференциация (глубинная и местная — *in situ*), фракционирование с явлениями гравитационной отсадки и всплывания, отделения и ликвации рудно-карбонатитового расплав-флюида и формирования гидротермальных образований.

Состав исходных расплавов, дающих щелочно-ультрамафитовые комплексы, рассмотрен рядом исследователей [Шейнманн Ю. М. и др., 1961 г.; Бутакова Е. Л., Егоров Л. С., 1962 г. и др.; Кухаренко А. А., Орлова М. П., 1964 г.; Кухаренко А. А. и др., 1965 г., 1971 г. и др.; Бородин Л. С. и др., 1974 г., и др.]. Рассчитанный нами состав родоначального исходного расплава [68] принципиально близок к опубликованным данным [Кухаренко А. А., Орлова М. П., 1964; Кухаренко А. А. и др., 1965, 1971], а объемные соотношения твердых фаз — главных типов пород африканда-ковдорского комплекса — аналогичны таковым для маймеча-котуйского комплекса той же формации [Шейнманн Ю. М. и др., 1961 г.; Бутакова Е. Л., Егоров Л. С., 1962 г., и др.], хотя для маймеча-котуйского комплекса наиболее характерны мелилитовые породы, являющиеся своеобразным заместелем высококальциевых флогопитсодержащих пироксенитов.

Согласно рассматриваемой модели сегрегационные и гистеромагматические руды возникают неоднократно. А эволюция силикатного расплава и отделение камафорит-карбонатитового расплав-флюида после кристаллизации мелилитовых пород позволяют рассматривать и выделять следующие формации: а) докарбонатитовые рудные (перовскит-титаномагнетитовая, апатит-титаномагнетитовая), пространственно и генетически связанные со щелочными ультрамафитами; б) собственно карбонатитовые (apatит-магнетитовая камафоритовая, апатит-пирохлоровая с редкими металлами и редкими землями), пространственно сопряженные с формированием фельдшпатоидных габброидов (мельтейгитов, ийолитов, уртитов) и пород карбонатитовой серии; в) собственно ийолит-уртитовые (apatит-нефелиновая, нефелиновая).

Минерогения контактово-реакционных внутренних зон сложных массивов (apatит-флогопитовая рудная формация) и экзоконтактовых ореолов — фенитов (apatитовая с редкими минералами) не нашла полного отражения в этой модели. Этому вопросу посвящена специальная литература [Терновой В. И. и др., 1967 г.; Орлова М. П., 1973 г.; Орлова М. П., Дядькина И. Я., 1978 г.; Ланда Э. А., 1970 г. и др.; Прохорова С. В. и др., 1966 г.; Эпштейн Е. М. и др., 1961 г., и др.].

титовые руды (а — вкрапленность, б — гнезда, линзы, шпильки и жилы), 8 — апатитовые руды (а — вкрапленность, б — гнезда, линзы, шпильки), 9 — высокомагнезиальные слюды (а — вкрапленность, б — гнезда, линзы, пластообразные залежи), 10 — нефелиновые руды (а — гнезда, б — линзы, пластообразные залежи), 11 — редкометальная минерализация (а — карбонатитового типа, циркон, бадделит, циркелит, пирохлор, анкилит, паризит и др., б — альбититового, циркон, эвдиалит, астрофиллит и др.).

ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНЫЕ И ЩЕЛОЧНО-ГАББРОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

В эту группу [49] наряду с резко дифференцированными щелочно-мафитовыми формациями натриевого и калиевого рядов (nbf и kbf) может быть включена также недифференцированная формация малых тел, некков и трубок — щелочных габброидов и лампрофиров [Орлова М. П., Краснов В. И., 1978 г.; 68], здесь не рассматриваемая.

1. Общая характеристика рудоносности формаций

Краткая характеристика щелочно-мафитовых формаций приведена в работе [49], а также в работах Е. Д. Андреевой, В. Н. Довгаля, В. А. Широких, Л. С. Бородина, М. П. Орловой и других. Среди щелочно-габброидных (базальтоидных) комплексов натриевого ряда представлены как типично интрузивные (елетьозерский в Карело-Кольском регионе, сайжинский в Забайкалье, чикский в Сангилене), так и вулкано-интрузивные (припятский, покрово-киреевский в европейской части СССР, горячегорский в Кузнецком Алатау) комплексы. Их принадлежность к натриевому ряду определяется преобладанием Na_2O над K_2O [48, 49, 67].

Точки состава пород елетьозерского комплекса на факторной диаграмме (рис. 21) располагаются почти полностью в натриевом поле, с гомодромной тенденцией в эволюции составов пород от меланократовых расслоенных габброидов, включая фельдшпатоидные и полевошпатовые разновидности (малиниты, тералиты) и бесполевошпатовые (ийолиты), к нефелиновым и щелочным сиенитам. Конечные члены дифференцированных серий являются существенно калиевыми. Породы елетьозерского комплекса обнаруживают отчетливую фернеровскую тенденцию изменения состава пород в пределах I фактора габброидной фазы (поле нормальных и рудных разновидностей габброидов является исключительно протяженным). Следует подчеркнуть также, что и на факторной диаграмме породы елетьозерского комплекса имеют высокие значения по II фактору, что отражает высокие содержания в их составе TiO_2 , Fe_2O_3 и FeO . Интрузивные щелочно-габброидные комплексы Забайкалья и Прибайкалья (сайжинский, тажеранский) представлены более редуцированными по сравнению с елетьозерским и горячегорским комплексами сериями пород натриевого ряда с калиевой специализацией конечных дифференциатов — щелочных сиенитов.

Иную тенденцию в направлении эволюции последовательно формирующихся дифференциатов обнаруживают породы гипабиссально-вулканических комплексов Припятско-Донецкого авлакогена Русской платформы, представленные тремя щелочно-базальтоидными комплексами — припятским, белоцерковским и покрово-киреевским. Здесь наряду с существенно натриевыми щелочными базальтоидами (анкаратритами, лимбургитами, нефелинитами) представлены и существенно калиевые породы — щелочные трахиты, лейцитовые нефелиниты, пикриты и шонкиниты. Эволюция пород рассматриваемых комплексов является отчетливо антидромной [48]. На диаграммах щелочности можно видеть, что среди ультрамафитов и мафитов елетьозерского и горячегорского комплексов присутствуют породы как с повышенной, так и с нормальной щелочностью [49, т. 1, с. 280]. Вулканиты припятского, белоцерковского и покрово-киреевского комплексов представлены главным образом щелочными, меньше субщелочными разновидностями пород [48].

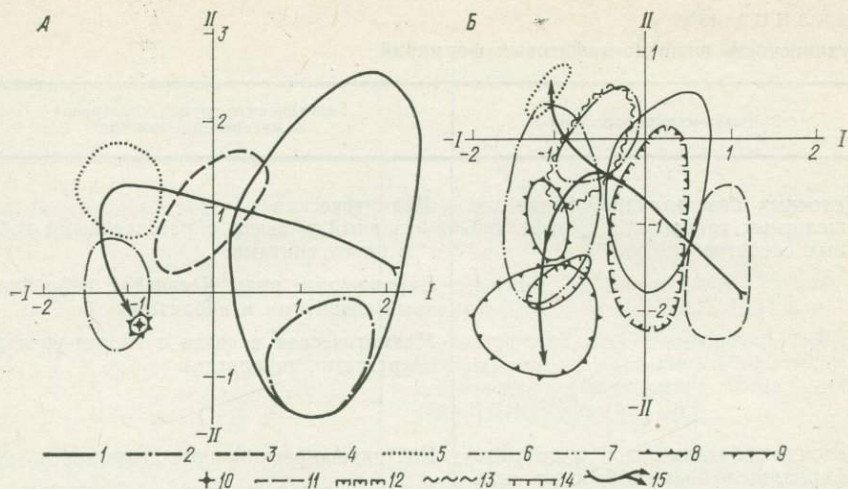


Рис. 21. Компонентные диаграммы щелочно-мафитовых комплексов: А — ельёзерского ($n=119$), Б — ыльмааского ($n=267$).

1—10 — поля составов интрузивных пород: 1 — расслоенные габброиды, 2 — субщелочные габброиды (эссекситы), 3 — фельдшпатоидные габбро натриевого ряда (малиньиты, мельтейгиты, ийолиты), 4 — то же, калиевого ряда (шонкиниты), 5 — нефелиновые сиениты, 6 — щелочные сиениты (пуласкиты), 7 — сиениты псевдолейцит-нефелиновые, 8 — псевдолейцитолиты, 9 — щелочные граниты и граносиениты, 10 — эгириновые граниты; 11—14 — поля составов вулканических пород: 11 — шонкинит-пикриты, 12 — щелочные базальтоиды, 13 — эпидейцитофиры и эпидейцититы, 14 — трахиты щелочные; 15 — эволюционные тренды ельёзерского и ыльмааского комплексов.

Значения факторов см. на рис. 13.

На диаграмме щелочности — кремнекислотности эволюционные кривые ельёзерского комплекса (для пород массивов Ельёзерского и Гремяха-Вырмес) соответствуют двум ветвям: 1) щелочные расслоенные габбро — ийолиты и уртиты → агпантовые нефелиновые сиениты, 2) щелочные расслоенные габбро — нефелиновые и щелочные сиениты. Эволюционная кривая состава пород горячего комплекса повторяет две ветви составов пород, аналогичные ельёзерскому комплексу, хотя и несколько менее короткие и несколько менее щелочные.

Среди комплексов щелочно-габброидной (базальтоидной) формации калиевого ряда на территории СССР представлены гипабиссальные интрузивные (дункельдыкский на Южном Памире), вулкано-интрузивные (ирисуйский в Таласском Алатау, ыльмааский на Алдане) и типично вулканогенные (кольбашинский в Киргизском Алатау) комплексы.

Ирисуйский комплекс характеризуется довольно сложной дифференцированной серией в интрузиях с гомодромной эволюцией: пироксениты и псевдолейцитовые пироксениты → монзониты и шонкиниты, фергуситы → нефелиновые и щелочные сиениты и пегматиты. Породы характерны главным образом калиевой специализацией, за исключением конечных дифференциатов — нефелиновых сиенитов и их пегматитов. Даубабинский стратовулкан, объединяемый в один таласский вулкано-интрузивный комплекс вместе с интрузиями (Ирису, Каинды и др.), отличается меньшей дифференцированностью.

Рудоносность щелочно-мафитовых формаций

Магматические формации	Генетическая группа оруденения и материнские породы
Щелочных базальтоидов, фонолитов, щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов (пbf)	Магматическая Фузивный в связи с расслоенными габбро и пироксенитами Вкрапленные руды в связи с нефелиновыми сиенитами и ийолитами Магматическая в связи с ийолит-уртитам, уртитам, тералитами
Щелочных базальтоидов и лейцитифиров, щелочных габброидов, псевдолейцит-нефелиновых сиенитов (kbf)	Контактково-реакционные скарны Магматическая в связи с ийолит-уртитам и псевдолейцит-нефелиновыми сиенитами Магматическая, вкрапленные руды в связи с биотитовыми пироксенитами Контактково-метасоматическая в зоне фени-тов в связи с карбонатитами

Ыллымахский (центральноалданский) и мурунский (западноалданский) комплексы характеризуются высокой степенью дифференциации как в интрузивных, так и в вулканических сериях пород, обычно совмещаемых в пределах единых вулкано-интрузивных структур центрального типа (Ыллымахский, Томмотский, Рябиновый, Мурунский и другие массивы) [Билибин Ю. А., 1939 г.; Билибина Т. В. и др., 1967 г.]. Среди интрузивных гипабиссальных пород наблюдаются дифференцированные серии от биотитовых пироксенитов и щелочных габброидов (малиньитов и шонкинитов) к нефелиновым, псевдолейцитовым, кальсилитовым и щелочным (пуласкитам) и субщелочным сиенитам и эгириновым гранитам с четко выраженной калиевой специализацией пород и гомодромной эволюцией их состава. При этом конечные дифференциаты могут иметь как четко выраженную калиевую (псевдолейциты, кальсилит-нефелиновые сиениты), так и натриевую (нефелиновые сиениты и пегматиты, обогащенные альбитом) специализацию. Следует подчеркнуть, что ыллымахский и мурунский комплексы щелочных пород сопровождаются, как и таласский, менее щелочными (щелочноземельными) породами типа монцонитов, сиенито-диоритов и др., являющихся по своей специализации калиево-натриевыми. С мурунским комплексом щелочных пород ассоциируют бенстонитовые карбонатиты и высококальциевые чароитовые породы [Владыкин Н. В., 1981 г.; Лазеб-

Рудные формации	Комплексы (массивы)
Ильменит-титаномагнетитовая апатитом) (с	Елетьозерский (Елетьозерский, Гремяха-Вырмес)
Апатитовая	Елетьозерский (Елетьозерский, Тикшозерский)
Нефелиновая	Кия-шалтырский (Горячегорский, Кия-Шалтырский, Андрюшкина Речка и др.), сайжинский (Сайжинский и др.), чикский (Дахунурский и др.)
Медно-кобальтовая	Таласский (Ирису, Каннды)
Псевдолейцит-нефелиновая (с редкими щелочами)	Мурунский (Мурун и др.), ылымахский (Рябиновый и др.)
Апатитовая	Мурунский (Мурун)
Чароитовая	То же

ник К. А., 1977 г.; Рогова В. П., Рогов Ю. Г., 1978 г.; Драгоценные и цветные камни, 1980 г., и др.]

Минерогения щелочно-мафических комплексов натриевого ряда (pbf) определяется участием в составе интрузивных дифференцированных массивов фельдшпатоидных (нефелиновых) габброидов: ийолитов, уртитов, ийолит-уртитов и тералитов, представляющих собой нефелиновые руды — высокоглиноземистое и химическое сырье (сода). Месторождения нефелиновых руд известны во многих щелочных провинциях и комплексах территории СССР, наиболее крупные в Кузнецко-Минусинской и Байкальской провинциях (табл. 13). Наряду с нефелиновыми рудами к отдельным комплексам приурочены повышенные концентрации апатита, а также железо-титановые руды, связанные с расслоенными сериями (рис. 22), и редкометальное (Nb—Zr) оруденение в связи с нефелиновыми сиенитами и сиенито-пегматитами. Нефелиновые руды и апатитовая минерализация (или соответствующая специализация) присущи почти всем интрузивным комплексам pbf, а железо-титановое оруденение и редкометальная минерализация отражают лишь провинциальные особенности этих комплексов [Кухаренко А. А. и др., 1969 г.; Андреева Е. Д., 1968 г., 1981 г.; 55; 67].

Генетические типы оруденения перечислены в табл. 13. Для щелочных мафитов натриевого ряда характерны собственно магматические месторождения, связанные с кристаллизацией и рас-

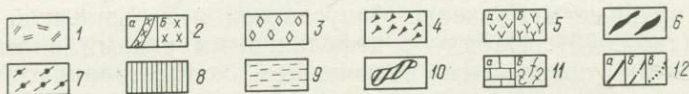
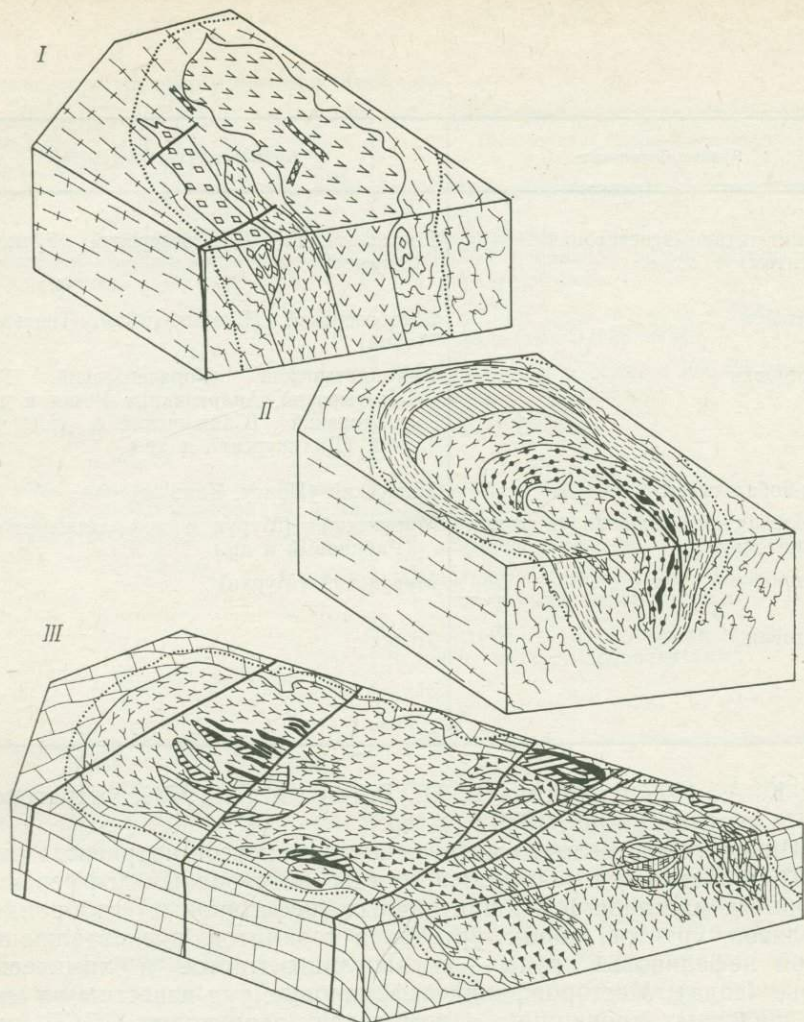


Рис. 22. Блок-диаграммы щелочно-мафитовых массивов. Составлены по геологическим картам А. И. Мостовского [1974 г.], А. А. Кухаренко и М. П. Орловой [1969 г.], М. П. Орловой [1970 г.], с использованием материалов А. А. Куденко и др. [1968 г.].

I—III — массивы: I — Кня-Шалтырский (Кузнецкий Алатау), II — Еletzозерский (Северная Карелия), III — Ирисуйский (Таласский Алатау).

I — биотитовые и вермикулитовые слюдиты; 2 — нефелиновые сиениты (а — дайки, б — неполнокольцевые зоны); 3 — ийолит-уртиты и уртиты; 4 — шонкиниты; 5 — субщелочные (ортотлазовые) габбро (а — массивные, б — трахитоидные); 6 — ильменит-титаномagnetитовые или магнетитовые руды; 7 — расслоенные габбро (перидотиты — габбро-анортозиты); 8 — пироксениты; 9 — мелкозернистые габбро краевой зоны; 10 — скарны; 11 — вмещающие породы (а — известняки и доломиты мраморизованные, б — гнейсы, гранито-гнейсы, сланцы и карбонатные породы, ороговикованные, скарнированные); 12 — разрывные нарушения (а) и контуры ореолов — границы коры выветривания (б), границы контактовых ореолов (в).

слоением массивов в процессе становления. С меланократовыми членами расслоенных серий (оливиновые габбро, рудные габбро, перидотиты, анортозиты и др.) связаны месторождения и рудопроявления железотитановых руд [Богачев А. И. и др., 1963 г.; Кухаренко А. А., Орлова М. П., Багдасаров Э. А., 1969 г.; 55].

К дифференцированным телам лейкократовых фельдшпатоидных габбро приурочены залежи существенно нефелиновых руд — уртитов и тералитов. Обычно они образуют самостоятельные тела в сложно дифференцированных и расслоенных интрузиях. Уртиты и тералиты приурочены к висячему боку сложных интрузий (рис. 22).

2. Формационная принадлежность комплексов как критерий потенциальной рудоносности

Ведущими признаками формационной принадлежности, определяющими рудоносность щелочно-мафитовых комплексов, являются значение общей щелочности и степень недосыщенности SiO_2 , тип щелочности, интенсивность проявления и направленность процессов дифференциации, отражающие глубинные мантийные процессы генерации щелочно-базальтоидных расплавов, с одной стороны, и локальные условия становления комплексов в условиях земной коры — с другой.

Большая недосыщенность кремнекислотой, натриевый тип щелочности и высокая степень дифференцированности пород приводят к формированию бесполовошпатовых кумулатов, т. е. к образованию ийолит-уртитов, уртитов и тералитов, представляющих собой природные нефелиновые руды (высокоглиноземистое и химическое сырье для производства соды). Им часто сопутствует концентрация апатита, а при автотетасоматозе и образовании альбититов — апатит-редкометалльная минерализация [Кухаренко А. А. и др., 1969 г., 1971 г.; Андреева Е. Д., 1981 г.]. В отдельных провинциях (например, Карело-Кольской) расслоение субщелочных габброидов, первично обогащенных железом, титаном и фосфором, приводит к формированию апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд фузивного типа. Наложенные автотетасоматические процессы (серцитизация, альбитизация, цеолитизация и др.) ухудшают качество высокоглиноземистых нефелиновых руд [Данциг С. Я., Шморгуниенко Н. С., 1978 г.].

Щелочно-мафитовые комплексы натриевого ряда характеризуются геохимической специализацией в отношении ряда элементов (табл. 13). Это предопределяет наличие в высоконатриевых комплексах редкометалльной минерализации — в щелочных пегматитах и альбититах.

Высокая недосыщенность SiO_2 , калиевый тип щелочности и высокая степень дифференцированности способствуют формированию зональных и расслоенных интрузий, а также вулкано-интрузивных структур и стратовулканов, несущих в качестве полезного ископаемого калийное (K_2O , Al_2O_3) сырье в виде существенно

псевдолейцитовых, кальсилитовых, эпилейцитовых и лейцитовых пород, являющихся продуктами гравитационной кристаллизации и фракционирования салических расплавов.

Контактово-реакционные образования — скарны — в связи с габброидами калиевого ряда характеризуются полиметаллической (Co, Ag, Cu, Fe) минерализацией и магнетитовым оруденением, а щелочные метасоматиты экзоконтактового ореола (фениты) несут редкометальную минерализацию и чароит. Щелочно-мафитовые комплексы калиевого ряда, геохимически специализированные на медь, серебро, могут давать их повышенные концентрации в скарновом типе оруденения или при формировании аллювиальных россыпей. К меланократовым разновидностям пород приурочены, как правило, вкрапленные и гнездово-вкрапленные высокомагнетизальные слюды, превращающиеся в корях выветривания в вермикулит с образованием месторождений вермикулита [Львова И. А. и др., 1971 г.] и концентрации апатита [Владыкин Н. В., 1981 г.]. С карбонатами щелочно-габброидных комплексов может быть связана барие-стронциевая и редкоземельно-редкометальная минерализация.

На рудообразование кроме состава исходных расплавов влияют проявление и направленность процессов магматической дифференциации, обуславливающие возникновение ильменит-титаномагнетитового оруденения фузивного типа и образование конечных дифференциатов или мономинеральных кумулатов преимущественно нефелинового или кальсилит-нефелинового состава, проявляющиеся в зависимости от размера и формы магматической камеры, условий закрытости системы для летучих компонентов. Наиболее благоприятными для локализации магнетитовых руд и нефелиновых кумулатов являются пологозалегающие пластинчатые расслоенные тела типа массивов Елетьозерского и Гремяха-Вырмес.

Размеры массивов играют малую роль. Так, даже сравнительно небольшие щелочно-габброидные интрузии (первые квадратные километры) могут содержать значительные объемы лейкократовых дифференциатов, представляющих собой руды на высокоглиноземное сырье [Михайлов Б. М., Мошкин В. Н., Орлова М. П., 1978 г.]. Более крупные интрузии, естественно, создают и более мощные зоны скарнов, являющихся практически интересными в контактах крупных (десятки квадратных километров) интрузивных тел с карбонатными толщами. При образовании контактово-реакционных скарнов и сопровождающего оруденения контролирующим фактором является состав вмещающих толщ и структурный контроль оруденения (висячий бок интрузии, зоны повышенной трещиноватости, останцы крупных ксенолитов мраморов и др.).

3. Критерии реальной рудоносности комплексов

Комплексы щелочно-мафитовой группы значительно беднее ассоциирующими полезными ископаемыми по сравнению со ще-

лочно-ультрамафитовыми, что, возможно, связано с проявлением их не столько в форме интрузий, сколько в форме вулкано-интрузивных, менее дифференцированных комплексов.

Щелочно-мафитовые комплексы повышенной мафичности, железистости и титанистости натриевого ряда (nbf) специализированы на ильменит-магнетитовое и апатитовое оруденение (табл. 13). Более лейкократовые щелочно-габброидные массивы натриевого ряда несут высокоглиноземные нефелиновые руды.

Щелочно-мафитовые комплексы формации калиевого ряда (kbf) характеризуются наличием псевдолейцит-нефелиновых пород, являющихся сырьем для получения глинозема, поташа и соды. Со щелочно-габброидными массивами калиевого ряда связаны также контактово-реакционные скарновые месторождения, рудопроявления халькопирит-магнетитовых руд с кобальтовой и серебряной минерализацией [Бадалов С. Т., Панкратов А. А., 1960 г.; Смирнов В. И., 1980 г.] и контактово-метасоматические образования фенитов, содержащие в качестве полезного компонента декоративный и поделочный камень — чароит [Драгоценные и цветные камни, 1980 г.]. В отдельных комплексах устанавливаются и повышенные содержания апатита: в Ишимском щелочном массиве Северо-Казахстанской провинции, в Мурунском массиве Западного Алдана [Владыкин Н. В., 1981 г.; 61].

В заключение полезно обрисовать общую модель формирования щелочно-мафитовых комплексов на примере елетьозерского щелочно-габброидного (nbf). Состав исходного расплава рассчитан тем же методом, что и в случае модели формирования щелочно-ультрамафитового африканда-ковдорского. При построении этой конкретной модели (рис. 23) учтены по возможности все литературные данные о составе елетьозерского комплекса [Полканов А. А., Елисеев Н. А., 1941 г.; Полканов А. А. и др., 1969 г.; Богачев А. И. и др., 1963 г.; Кухаренко А. А., Орлова М. П., Багдасаров Э. А., 1969 г.; Кухаренко А. А. и др., 1971 г., и др.].

В основе построения модели лежат представления о процессах кристаллизационной дифференциации и расслоения на месте, в камере интрузии, эволюции исходного родоначального щелочно-базальтоидного расплава и промежуточных эволюционирующих расплавов: от кристаллизации кумулатов — оливинитов, верлитов и пироксенитов, до остаточных нефелин- и щелочно-сиенитовых и, наконец, эвтектических расплавов — эгириновых гранитов.

Порядок формирования интрузивных пород, судя по их геологическим отношениям, соответствует боуэновскому тренду — увеличению железистости пород и минералов и содержания в них SiO_2 от более ранних к более поздним.

В елетьозерском комплексе (массивы Елетьозерский, Гремяха-Вырмес, Тикшозерский) не известны карбонатиты, как, например, в мурунском (kbf), но он характеризуется многостадийной комплексной минерагенией. В связи с этим авторы рассматривают три мегаритма:

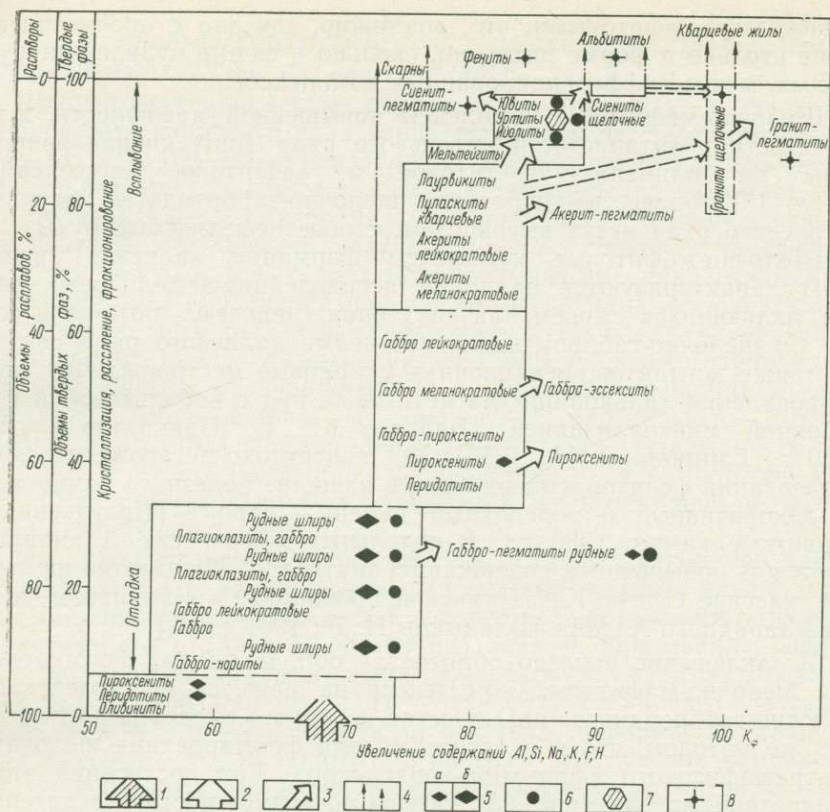


Рис. 23. Модель формирования ельтозерского комплекса щелочных габброидов и связанного с ним оруденения.

1 — исходный расплав; 2 — эволюционирующие промежуточные и остаточные расплавы; 3 — апофизы и дайковые тела; 4 — отделение растворов и продукты метасоматоза; 5—8 — минерализация: 5 — ильменит-титаномagnetитовые руды (а — вкрапленность, б — гнезда, шлиры, линзы), 6 — апатитовые руды (вкрапленность, гнезда, линзы, шлиры), 7 — нефелиновые руды (гнезда, линзы, пластообразные залежи), 8 — редкометалльная минерализация (циркон, пирохлор и др.).

1) ильменит-титаномagnetитовые руды формируются на ранних стадиях кристаллизации расслоенных интрузий (первый мегаритм или первый комплекс-плутон по А. А. Полканову);

2) апатит-нефелиновые и нефелиновые руды представляют собой продукты фракционирования и эволюции исходного щелочно-габброидного расплава (второй мегаритм или комплекс-плутон);

3) остаточные нефелин-сиенитовые и щелочно-сиенитовые расплавы несут редкометалльную (Zr, Nb и др.) минерализацию (третий мегаритм или комплекс-плутон).

Эгириновые граниты и гранитные пегматиты самостоятельной фазы внедрения, возможно, являются продуктами кристаллизации гранитного эвтектического расплава, отщепленного на стадии об-

разования щелочных кварцевых сиенитов, и характеризуются редкометальной минерализацией (ортит, циркон и др.).

Остаточная природа нефелин-сиенитовых и щелочно-сиенитовых расплавов наряду с продуктами гравитационной кристаллизации (мельтейгитами и ийолит-уртитами) промежуточного салического щелочно-габброидного расплава, выявляемая при рассмотрении модели формирования щелочно-мафитовых комплексов натриевого ряда (nbf), позволяет наметить генетические «корни» щелочно-салической нефелин-сиенитовой агпайтовой формации, имеющей большое петрохимическое, минерагеническое и геохимическое сходство с рассматриваемой щелочно-габброидной формацией натриевого ряда [Герасимовский В. И. и др., 1966; Кухаренко А. А. и др., 1971 г.; Галахов А. В., 1975; 33].

ФОНОЛИТОВЫЕ И НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫЕ (ФОЙДОВЫЕ) ФОРМАЦИИ

В рассматриваемую группу входят три формации: 1) нефелиновых агпайтовых сиенитов натриевого ряда, 2) псевдолейцит-нефелиновых сиенитов и трахитов калиевого ряда, 3) нефелиновых миаскитовых и щелочных сиенитов калиевого и натриевого рядов [49].

1. Общая характеристика рудоносности формаций

Формация нефелиновых агпайтовых сиенитов или натриевых фойдитов (nft) в пределах СССР представлена хибинским комплексом (Хибинский и Ловозерский массивы). Петрологии и оруденению этих массивов посвящен ряд работ [Буссен И. В., Сахаров А. С., 1972 г.; Галахов А. В., 1975; Герасимовский В. И. и др., 1977 г.; Кухаренко А. А. и др., 1971 г.; 33], а краткая характеристика формации приведена в работах [49, т. 2; Бородин Л. С. и др., 1974 г.].

На компонентной диаграмме (рис. 24) нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты и апатит-нефелиновые руды Хибинского массива занимают взаимно перекрывающиеся поля в «высоконатриевых» и «высокосалических» участках. Особняком располагаются точки состава апатит-нефелиновых пород рудной серии (более меланократовые, высоконатриевые — титановые), четко тяготеющие по корреляционным связям к полю ийолит-уртитов. Поле составов рисчорритов частично перекрывается с полем нефелиновых сиенитов, с которыми эти породы связаны постепенными переходами и геологически [15], и уходит в сектор высококальциевых составов. Устанавливается гомодромное развитие малоотличающихся по степени дифференциации нефелиновых сиенитов, с четкой тенденцией к обособлению меланократовых высокофосфатных рудных пород (ийолитов). Точки составов пород Ловозерского расслоенного массива, в его вскрытой и изученной части, также группируются в поле высокощелочных, натриевых, почти гололейкократовых составов.

В целом для хибинского комплекса характерна феннеровская тенденция изменения железистости пород от более меланократовых, менее железистых, к гололейкократовым высокожелезистым при слабом изменении содержаний SiO_2 .

По типу щелочности все породы Хибинского массива, за исключением рисчорритов, имеют натриевую специализацию. Рисчорриты отличаются существенно

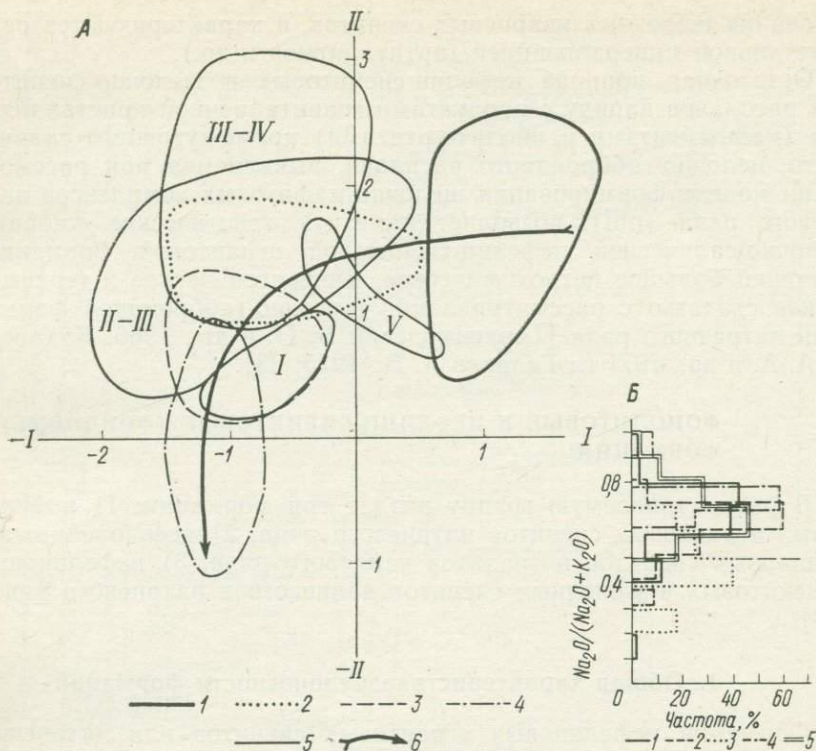


Рис. 24. Компонентная диаграмма (А) и гистограммы распределения типа щелочности (Б) пород хибинского комплекса.

А: 1-4 — поля составов пород Хибинского массива ($n=102$) (1 — апатит-нефелиновые породы, 2 — ийолиты и уртиты, 3 — нефелиновые сиениты, 4 — рисчорриты); 5 — породы Ловозерского массива ($n=104$) в соответствии с интрузивными фазами I-V [Буссен И. В., Сахаров А. С., 1972 г.]; 6 — эволюционный тренд Хибинского массива. Значения факторов см. на рис. 13.

Б: 1-4 — породы Хибинского массива (1 — апатит-нефелиновые, 2 — ийолиты и уртиты, 3 — рисчорриты, 4 — нефелиновые сиениты); 5 — породы Ловозерского массива.

калевой специализацией (рис. 24). Все породы Ловозерского массива без исключения имеют натриевую специализацию. На диаграмме общей щелочности — кремнекислотности, построенной по средним составам пород хибинского комплекса [49, т. 2, с. 200], точки составов располагаются в крайнем верхнем углу диаграммы — в поле ультращелочных и недосыщенных SiO_2 пород.

Формация псевдолейцит-нефелиновых сиенитов и трахитов, являющаяся калиевым аналогом формации нефелиновых (агпайтовых) сиенитов натриевого ряда, выделена после открытия и исследования крупнейшего Сыннырского массива псевдолейцитовых пород в Северном Прибайкалье [Жидков А. Я., 1961 г., 1962 г., 1980 г.; 24]. На территории СССР известно несколько подобных высокощелочных комплексов калиевой специализации: сыннырский интрузивный в Северном Прибайкалье, тежсарский вулкано-интрузивный в Армении (Малый Кавказ), оротокойский интру-

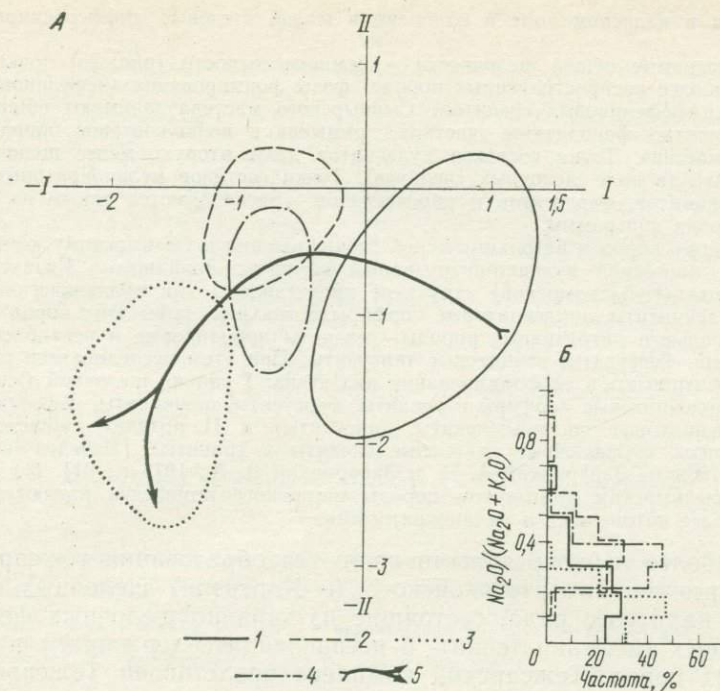


Рис. 25. Компонентная диаграмма (А) и гистограммы распределения щелочности (Б) пород Сыннырского массива ($n=208$).

1-4 — поля составов пород: 1 — шонкиниты, меласиениты, 2 — сиениты нефелиновые, 3 — сиениты псевдолейцитовые и псевдолейцитолиты (сынныриты), 4 — сиениты щелочные (пуласкиты); 5 — эволюционный тренд. Значения факторов см. на рис. 13.

живный в Киргизском хребте, ишимский вулcano-интрузивный в Западном Казахстане, сакунский интрузивный в западной части Алдано-Станового щита [Меликсетян Б. М., 1971 г.; Заварицкий А. Н. и Заварицкий В. А., 1973 г.; Лебедев-Зиновьев А. А., 1969 г.; Жидков А. Я., 1961 г., и др.; Билибина Т. В. и др., 1967 г.; Зак С. И., Пак А. С. и др., 1969 г.; Тихоненкова Р. П. и др., 1971 г.; Орлова М. П., Жидков А. Я., 1978 г.; Архангельская В. В., 1974 г., и др.).

Сыннырский комплекс Северного Прибайкалья, представленный двумя интрузивными массивами, Сыннырским и Якшинским, является по своему составу ультракалийевым, интенсивно дифференцированным. На компонентной диаграмме (рис. 25) дифференцированная серия пород Сыннырского расслоенного массива (шонкиниты и фергуситы → нефелиновые и псевдолейцит- и калсилит-нефелиновые сиениты и сынныриты → пуласкиты → субщелочные граносиениты) располагается в нижней, существенно калиевой части диаграммы. Эволюционная кривая пород I фазы от щелочных габброидов следует к нефелиновым и псевдолейцит-нефелиновым сиенитам с ответвлениями к отдельным существено кальцитовым и псевдолейцитовым (сынныритам) и калсилит-нефелиновым (лейкократовым нефелиновым сиенитам) дифференциатам. Пуласкиты и гедрумиты также рас-

полагаются в калиевом поле и отличаются малой степенью дифференцированности.

На диаграмме общей щелочности — кремнекислотности (рис. 25) точки составов наиболее распространенных пород I фазы формирования (нефелиновых и псевдолейцит-нефелиновых сиенитов) Сыннырского массива занимают обширное поле на занятых фонолитами участках, примыкая к полю составов пород Хибинского массива. Точки составов пуласситов дают вторую, менее щелочную, ветвь вправо (в поле щелочных сиенитов). Точки составов меланократовых пород — шонкинитов, фергуситов и пироксенитов — располагаются также на «щелочных» полях диаграммы.

По набору пород и петрохимической специализации к сыннырскому комплексу близок ишимский вулкано-интрузивный комплекс Западного Казахстана. В Ишимской (Кубасадырской) структуре представлены как вулканические породы (эпилейцититы, эпилейцитовые порфиры и трахиты, туфы этих пород), так и гипабиссальные интрузивные породы — сиениты нефелиновые и псевдолейцит-нефелиновые, фергуситы, лейцитовые тингуаиты. При этом исследователи структуры рассматривают в ее формировании два этапа: I ранний щелочной (эпилейцититы, эпилейцитовые порфиры и трахиты, фергуситы, шонкиниты, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, ювиты, тингуаиты) и II поздний субщелочной (кенталлениты, субщелочные кварцевые сиениты и граниты) [Лебедев-Зиновьев А. А., 1969 г.; Заварицкий А. Н. и Заварицкий В. А., 1973 г.; 61]. По сравнению с сыннырским комплексом породы ишимского комплекса являются несколько более натриевыми и меланократовыми.

Еще более лейкократовыми являются образования тежсарского (в Армении) и ортококойского (в Киргизии) щелочных комплексов калиевого ряда, состоящие из типично щелочных фельдшпатоидных (нефелин-лейцит- и псевдолейцитсодержащих) и субщелочных пород. Тежсарский комплекс представлен Тежсарским и Бундукским массивами, а также серией малых тел и даек. Тежсарский массив представляет собой вулкано-интрузивную структуру центрального типа [Багдасарян Г. П. и др. 1966 г.; Меликсетян Б. М., 1971 г.], аналогичную Ишимской структуре, но прекрасно сохранившуюся в современном рельефе.

Ортококойский комплекс представлен интрузивными массивами — собственно Ортококойским и Сандык [Туровский С. Д., 1951 г.; Злобин Б. И., 1960 г.; Захаров А. Д., 1968 г.; Орлова М. П., Жидков А. Я., 1978 г.]. Существенно калиевая специализация тежсарского комплекса вытекает из химического состава пород [67, 68], а наличие двух серий пород (лейкократовой щелочной и лейкократовой субщелочной) и эволюционная направленность изменения состава пород, совпадающая с таковой ишимской структуры, отчетливо выявляются на диаграмме общая щелочность — кремнекислотность.

Породы ортококойского комплекса являются менее щелочными по сравнению с породами тежсарского и сыннырского комплексов, но отличаются от тежсарских более четко выраженной калиевой специализацией (исключение составляют нефелиновые пегматоидные сиениты). В ортококойском комплексе, так же как в тежсарском, ишимском и сыннырском, наряду с лейкократовыми фельдшпатоидными породами представлены лейкократовые субщелочные сиениты, и субщелочные полевошпатовые пироксениты и отчетливо проявлена гомодромная тенденция эволюции образующихся пород.

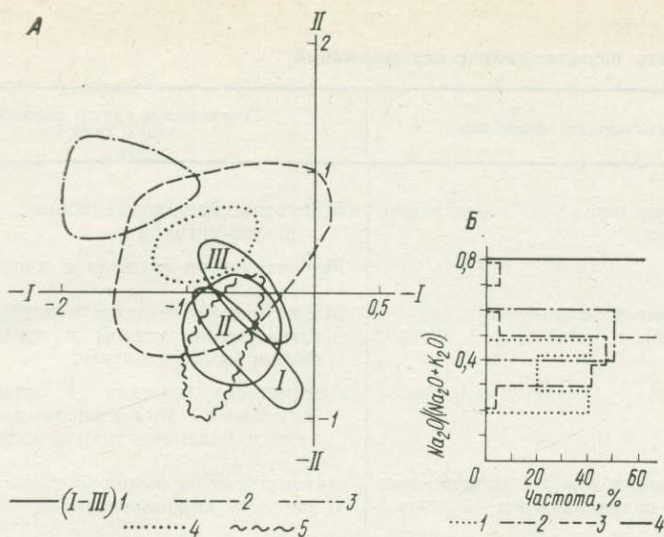


Рис. 26. Компонентная диаграмма (А) некоторых миаскитовых комплексов и гистограммы распределения щелочности (Б) пород бурпалинского комплекса. А — комплексы: 1 — бурпалинский (по фазам I—III, $n=24$), 2 — ильменско-вишневогорский ($n=35$), 3 — борсуксайский ($n=16$), 4 — бердяшский ($n=22$), 5 — кушвинский ($n=10$). Значения факторов см. на рис. 13. Б — породы: 1 — нефелиновые сиениты, 2 — граносиениты, 3 — пуласкиты, 4 — щелочные граниты.

Сакунский комплекс Западного Алдана недостаточно полно освещен в литературе, но по имеющимся петрохимическим данным [Архангельская В. В., 1974 г.; Свешников К. И., 1977 г., и др.] близок к ортотокойскому.

Нефелин-сиенитовая (миаскитовая) формация в противоположность формации агпаитовых нефелиновых сиенитов наряду с фельдшпатоидными (нефелиновыми) сиенитами включает щелочные сиениты и граносиениты. Поэтому породы ильменско-вишневогорского [Роненсон Б. М., 1966 г.; Левин В. Я., 1972 г., 1975 г.], борсуксайского, бердяшского, кушвинского (Урал), заангарского — среднетатарского [Свешникова Е. В. и др., 1978 г.], бурпалинского (Северное Прибайкалье) комплексов по своим петрохимическим особенностям часто занимают промежуточное положение между типичными щелочными нефелин-сиенитовыми и субщелочными сиенит-граносиенитовыми комплексами.

По общей щелочности и коэффициенту агпаитности породы формации редко достигают высоких значений, подобно хибинскому или сыннырскому комплексам. По типу щелочности представлены как натриевые (борсуксайский), так и калиевые (тозбулакский) комплексы, хотя преобладают калиево-натриевые (ильменско-вишневогорский и др.). На компонентной диаграмме указанные особенности выражаются в смещении полей по типу щелочности в участки натриевых (рис. 26) или калиевых пород, а об-

Рудоносность щелочно-салических формаций

Магматические формации	Генетическая группа оруденения (типы связей)
Нефелин-сиенитовая (натриевая) агпайтовая	Магматическая, ликвационный тип в связи с ийолит-уртитам Магматическая в связи с ийолит-уртитам
Псевдолейцит-нефелин-сиенитовая (калиевая)	Магматическая в связи с псевдолейцитолитами (сынныритами) и псевдолейцит-нефелиновыми сиенитами Автометасоматическая в связи с переработанными (ослюдененными) шонкинитами и меланократовыми сиенитами
Нефелин-сиенитовая (калиево-натриевая) миаскитовая	Автометасоматическая в связи с альбитизацией и карбонатизацией Магматическая в связи с ийолит-уртитам и уртитам

шее расположение точек составов пород рассматриваемых комплексов вблизи начала координат для I и II факторов отражает их малую меланократовость и меньшую щелочность по сравнению с ультращелочными агпайтовыми нефелин-сиенитовой и нефелин-псевдолейцит-сиенитовой формациями. Эволюционный тренд составов пород этого комплекса заканчивается в поле фельдшпатоидных и щелочных сиенитов.

Наиболее разнообразное полезное ископаемое — нефелиновые (высокоглиноземные руды и химическое сырье для производства соды), апатитовые (агроруды и сырье для извлечения редких земель и стронция), редкометальные (Zr, Nb, Ta и др.), сфеновые (титановые) — присущи резко недосыщенной SiO₂ формации агпайтовых нефелиновых сиенитов натриевого ряда (nft) (табл. 14). Массивы хибинского комплекса, единственного представителя этой формации на территории СССР, отличаются и четко выраженной геохимической специализацией в отношении фтора, хлора, бария, ниобия, тантала, циркония и др. [Герасимовский В. И. и др., 1966; Кухаренко А. А. и др., 1967 г., 1971 г., и др.]. Следует подчеркнуть богатство пород летучими компонентами — фтором, хлором, углекислым газом, водой, метаном и др., что отражает высокую насыщенность ими расплавов и имеет влияние на все петрогенетические процессы, приводящие к высоким концентрациям полезных компонентов — апатита, редкометальных минералов и др., а также карбонатов, недавно выявленных в Хибинском щелочном массиве [15, 33 и др.]. Расслоенные интрузии хибин-

Рудные формации	Комплексы (массивы)
Апатитовая, апатит-нефелиновая	Хибинский (Хибинский, Ловозерский)
Нефелиновая	То же
Калюмная (кальсилит-нефелин-полевошпатовая)	Сыннырский (Сыннырский, Якшинский), тежсарский (Тежсарский)
Апатитовая	Сыннырский (Сыннырский)
Редкометалльно-apatитовая, редко-металльно-apatит-биотитовая (вермикулитовая)	Ильменско-вишневогорский (ряд массивов), бурпалинский (Бурпала)
Нефелиновая	Сангиленский, (Баянкольский, Кундусский, Тоскульский и др.)

ского комплекса содержат мощные прослои или неполноконические интрузивные тела бесполовошпатовых нефелиновых пород — ийолитов и уртитов — и приуроченные к ним апатит-нефелиновые залежи (рис. 27). Это — высококачественные природные нефелиновые высокоглиноземные и апатит-нефелиновые, т. е. фосфат-глиноземные, руды. В табл. 14 перечислены генетические типы оруденения, связанные с хибинским комплексом. Все апатитовые месторождения приурочены к неполнокольцевой интрузии ийолит-уртитов [Иванова Т. Н., 1963 г.]. Геологические, петролого-геохимические и экспериментальные исследования месторождений хибинского комплекса позволили А. В. Галахову [15], И. Д. Буссен и А. С. Сахарову [1972 г.], Л. Н. Когарко [33] прийти к выводам о магматогенном формировании нефелиновых и апатитовых месторождений.

Псевдолейцит-нефелин-сиенитовая формация калиевого ряда (kft) является менее недосыщенной кремнеземом по сравнению с формацией нефелиновых (агпаитовых) сиенитов, что отчетливо видно по средним химическим составам пород типовых комплексов [67, 68] и по минеральному составу пород. Почти все комплексы этой формации (табл. 14) имеют сходную минерагеническую и геохимическую специализацию. Представленные в резко дифференцированных интрузивных массивах разновидности псевдолейцитовых и псевдолейцит-нефелиновых пород являются комплексными рудами на калюмное (кальсилит-полевошпатовое или кальсилит-нефелин-полевошпатовое) сырье для получения глинозема, пота-

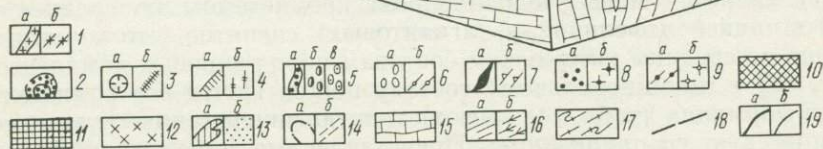
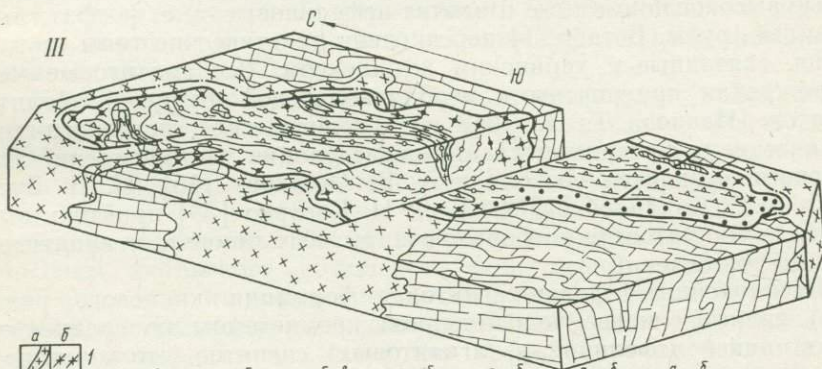
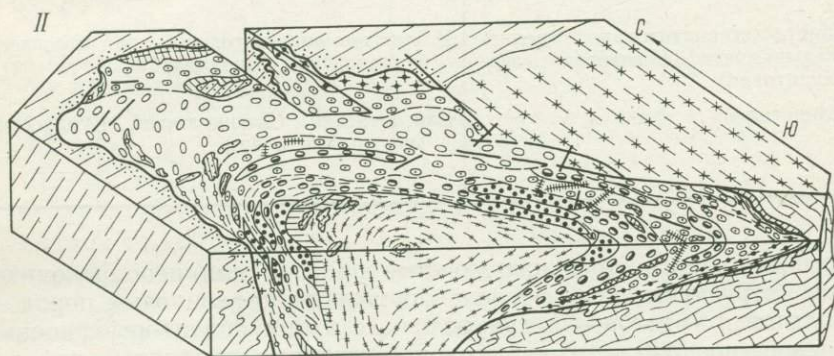
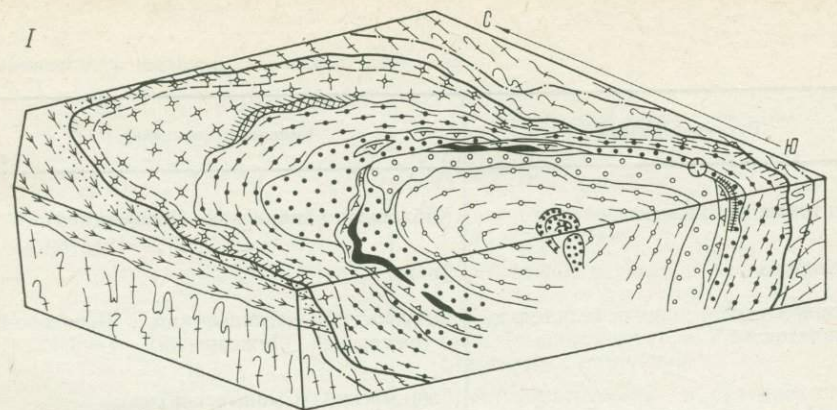


Рис. 27. Блок-диаграммы щелочно-салических массивов.
 I—III — массивы: I — Хибинский (Кольский полуостров), II — Сыннырский (Северное Прибайкалье), III — Баянкольский (Сагилен). Построены по данным С. И. Зака и др. [1972 г.], А. В. Галахова [1975 г.], А. С. Пака и др. [1969 г.], А. Я. Жидкова [1978 г.], Л. Л. Донченко, М. М. Козлова и др. [1980 г.].

ша, соды, высокосортной керамики и др. (табл. 14). Они геохимически специализированы на редкие щелочи. Наиболее крупные месторождения приурочены к тежсарскому [Багдасарян Э. А., 1966 г.; Меликсетян Б. М., 1971 г.] и сыннырскому [Жидков А. Я., 1965 г., 1978 г., и др.] комплексам. В этом отношении несомненный интерес представляют и массивы ортококойского комплекса в Прииссыккулье (Тянь-Шаньская провинция) и некоторые другие [Злобин Б. И., 1960 г.; Захаров А. Д., 1968 г.; Курепин В. А., 1964 г.; 61; 69]. Почти все комплексы калиевого ряда отличаются повышенной фтористостью, а некоторые из них еще и редкометальной минерализацией (табл. 14), связанной с зонами альбитизации.

В целом комплексы калиевого ряда менее перспективны в отношении апатитовых руд по сравнению с комплексами натриевого ряда, но наиболее крупный и сложный в петрографическом отношении Сыннырский массив содержит апатитовые руды. Они приурочены к метасоматически измененным меланократовым членам расслоенной серии — щелочным габброидам (биотитизированным шонкинитам) и нефелиновым сиенитам, а также метасоматически измененным содалитизированным нефелиновым и псевдолейцит-нефелиновым сиенитам [Пак А. С., Зак С. И., и др., 1969 г.; Тихоненкова Р. П. и др., 1971 г.; Дядькина И. Я., Орлова М. П., Егоров Л. С. и др., 1978 г.].

Строение типичных расслоенных дифференцированных интрузий формации калиевого ряда и положение в них псевдолейцит-нефелиновых и псевдолейцитовых залежей показано на блок-диаграммах (рис. 27). Следует подчеркнуть роль гравитационных процессов в формировании существенно лейцитовых и псевдолейцитовых разновидностей пород [69].

Нефелин-сиенитовая (миаскитовая) формация (tgi), комплексы которой являются самыми распространенными в рассматриваемой группе, включает полевошпатовые ийолиты, ийолит-уртиты, нефелиновые сиениты, являющиеся нефелин-полевошпатовыми рудами [Кононова В. А., 1978 г.; Михайлов Б. М., Мошкин В. Н., Орлова М. П., 1978 г.]. Наиболее крупные массивы, в строении которых, как подчеркивает Е. Л. Бутакова [1978 г.], нефелиновые сиениты слагают самостоятельные тела и составляют самостоятельную интрузивную фазу, нефелиноносны. Часто нефелин-сие-

1 — гранитоиды (а — гранитные пегматиты, б — гранитоиды, более молодые по отношению к щелочным комплексам); 2 — карбонатиты; 3 — дайковая фация щелочных комплексов (тингуанты, сиенит-пегматиты, сиенит-аплиты, шонкинит-порфиры, фергуситы) (а — трубки, б — дайки); 4 — щелочные сиениты (а — неравномернозернистые краевой фации, б — гедрумиты и пуласкиты); 5 — псевдолейцитовые породы [а — сынныриты — псевдолейцитолиты, б — псевдолейцит (кальцит) — нефелиновые сиениты, в — нефелиновые сиениты с псевдолейцитом]; 6 — нефелиновые сиениты — фойяиты в Хибинском массиве, ювиты в Байнкольском (а — массивные, б — трахитоидные); 7 — породы ийолит-мельтейгитовой серии (а — апатит-нефелиновые породы и руды, б — уртиты и ийолит-уртиты и малиньиты); 8 — рисчорриты (а — типичные пойкилитовые, б — пегматонидные краевой фации); 9 — хибиниты (а — трахитоидные, б — массивные); 10 — щелочные габброиды; вмещающие породы; 11 — ромбен-порфиры, 12 — гранитоиды; 13 — породы экзоконтактового ореола (а — скарны, б — роговики); 14 — границы ореола фенитизации (а), зон рассланцевания (б); 5 — карбонатные породы; 16 — осадочно-вулканогенные породы (а — песчаники, кварциты, сланцы, б — преимущественно сланцы); 17 — гранито-гнейсы и граниты; 18 — разломы; 19 — границы массива в целом (а), между породами (б).

нитовые массивы являются расслоенными (рис. 27) и в строении ритмов, слагающих массивы, наряду с нефелиновыми и щелочными сиенитами присутствуют прослои разной мощности бесполовошпатовых или слаболовошпатовых существенно нефелиновых пород — ийолитов и уртитов, представляющих собой нефелиновые руды. Таковы массивы сангиленского комплекса Восточной Тувы (Баянкольский, Тоскульский и др. [Кононова В. А., 1976 г.; 102]). Отдельные щелочные комплексы нефелин-сиенитовой миаскитовой формации характеризуются редкометальным оруденением карбонатитового и альбититового типов и обогащены апатитом и биотитом (ильменско-вишневогорский комплекс). В корях выветривания их могут возникнуть концентрации апатита и вермикулита. Редкометальная (Zr, Nb и др.) минерализация и повышенные содержания апатита приурочены к кальцитовым жилам (карбонатитам) во внутренних частях массива и биотит-карбонатным телам в зоне экзоконтакта [43]. В отношении геохимической специализации ильменско-вишневогорский комплекс имеет много общего с таймырским комплексом Фадью-Куда, отличаясь лишь размерами самих интрузий и соответственно масштабами минерализации. К щелочно-сиенитовым массивам Центральнотаймырской зоны приурочены и флюоритсодержащие карбонатиты [Равич М. Г., 1959 г.; Гулин С. А., 1970 г.].

По характеру редкометальной минерализации, насыщенности щелочных пород летучими компонентами и проявлению аутометасоматических процессов ильменско-вишневогорский комплекс во многом сходен с хибинским, сильно уступая ему в объеме интрузивных масс и степени недосыщенности SiO_2 , что предопределяет и минерагению комплекса. Отдельные комплексы Восточного Саяна (ботогольский), Восточной Тувы (баянкольский) графитоносны, что связано с явлениями ассимиляции в контактовых зонах [Костюк В. П., Базарова Т. Ю., 1966 г.; Кононова В. А., 1980 г.].

2. Формационная принадлежность комплексов как критерий потенциальной рудоносности

Из характеристики фонолитовых и нефелин-сиенитовых формаций и их минерагении можно сделать вывод, что ведущими признаками формационной принадлежности, предопределяющими потенциальную рудоносность, или минерагеническую специализацию, являются степень недосыщенности пород SiO_2 , общая щелочность и апатитность, тип щелочности и насыщенность летучими компонентами (F, Cl, CO_2 , H_2O и др.), отражающие глубинные условия зарождения щелочных расплавов и их становления.

Резко недосыщенные кремнеземом расслоенные, дифференцированные остаточные расплавы натриевой специализации, обогащенные летучими компонентами, несут комплексное оруденение — апатит-нефелиновое, редкометально-apatитовое и др., в то время как высокощелочные калиевые магмы могут приводить к формированию калюмных (кальсилит-полевошпатовых, кальсилит-нефе-

лин-полевошпатовых) и редкометалльно-флюоритовых рудопроявлений и месторождений. Часто оруденение приурочено к контрастным по составу расслоенным дифференцированным залежам и определенным частям разреза расслоенных тел. Гололейкократовые кумулаты — нефелиновые и псевдолейцит-нефелиновые породы, представляющие собой комплексные руды (Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5), нередко приурочены к определенным частям расслоенных залежей (к лежащему боку мельтейгит-ийолит-рисчорритовой залежи Хибинского массива, к висячему боку шонкинит-нефелин-сиенит-сынныритовой расслоенной интрузии Сынырского массива и др.). С разновидностями пород, насыщенными кальцием и натрием, связаны концентрации апатита (ийолит-уртиты в Хибинском, шонкиниты и нефелиновые сиениты в Сынырском массивах); обогащенность летучими компонентами (F, Cl, PO_4 , H_2O) при натриевой специализации пород обуславливает редкометалльную минерализацию хибинского типа, а в случае обогащенности углекислотой — редкометалльную минерализацию карбонатитового типа.

Таким образом, петрографические, петрохимические и геохимические признаки принадлежности комплексов к той или иной формации описываемой группы наряду со степенью, особенностями и направленностью дифференциации, обуславливающей внутреннее строение массивов, тип их зональности и расслоенности, являются решающими при оценке потенциальной рудоносности.

3. Критерии реальной рудоносности комплексов

Для фельдшпатоидных формаций в числе признаков состава на первое место следует поставить общую щелочность, апатитность, недосыщенность SiO_2 и тип щелочности, предопределяющие тип оруденения, а затем интенсивность проявления автотасоматических и контактово-метасоматических процессов, обуславливающих редкометалльное (Nb, Zr, TR и др.) оруденение. В связи с этим очень важны петрографические, петрохимические и минералого-геохимические критерии (табл. 14).

Минералого-петрографический состав пород щелочно-салических комплексов (нефелиновые сиениты апатитового или миаскитового типов), структурно-текстурные особенности пород (порядок выделения редкометалльных и редкоземельных минералов) позволяют судить о реальной рудоносности. Высокая степень недосыщенности пород SiO_2 , высокий коэффициент апатитности, натриевая специализация и характерные минеральные ассоциации хибинского типа благоприятны для обнаружения нефелиновых (собственно уртитовых), апатит-нефелиновых и редкометалльно-apatитовых руд.

Миаскитовый состав и калиево-натриевая специализация пород служат указанием на вероятное наличие полевошпат-нефелиновых парагенезисов (полевошпатовых уртитов и полевошпатовых ийолит-уртитов), перспективных в отношении собственно нефели-

новых апатит-биотитовых (вермикулитовых) концентраций [Герасимовский В. И. и др., 1966 г.; Семенов Е. И., 1972 г.; Бородин Л. С., 1959 г., 1969 г., 1974 г.; Когарко Л. Н., 1975 г. и др.; Кононова В. А., 1976 г.; Гинзбург А. И., 1978 г. и др.].

Наличие в породах дактилотипных сростаний фельдшпатоида с полевым шпатом, калиевый тип щелочности при резкой недосыщенности их SiO_2 являются благоприятным признаком на обнаружение в массивах существенно псевдолейцитовых (кальсилит-полевошпатовых) пород — сынныритов [Жидков А. Я., 1965 г., 1981 г.; 24; 69], несущих калийное ($\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$) сырье. Минеральные ассоциации высокощелочных и редкометалльных минералов фенитов, альбититов, карбонатитов и нефелин-сиенитовых пегматитов хибинского, ильменско-вишневогорского или бурпалинского типов в сочетании с геохимическими признаками могут служить и поисковыми критериями обнаружения новых рудных тел, в том числе слепых.

Для разных типов оруденения ведущими являются различные структурные факторы контроля размещения щелочных массивов и комплексов в региональных структурах в целом и размещения оруденения в отдельных массивах. Уникальный по разнообразию месторождений и рудопроявления хибинский комплекс контролируется зоной Кольского авлакогена (палеорифта) и участками пересечения глубинных разломов [15, 48, 55].

Размещение апатитовых месторождений хибинского комплекса отражает геолого-структурные и тектонические факторы, обуславливающие приуроченность апатитовых руд к тем или иным участкам расслоенных конических тел (рисчоррит-ийолит-уртитовым), на распределение которых в процессе и после формирования массива влиял тектонический режим формирования интрузива [Вирвянский Г. М., 1978 г.; 15].

Структурно-геологические факторы определяют размещение и других комплексов; таковыми являются, в частности, зоны глубинных разломов и палеорифтов. Размещение руд в массивах контролируется особенностями внутреннего строения конфокальных и расслоенных тел, так как существенно нефелиновые или псевдолейцитовые (кальсилитовые) руды являются продуктами кристаллизационно-гравитационной дифференциации щелочно-салических селективных или остаточных магм. Руды локализируются в апикальных частях нефелин-сиенитовых и псевдолейцит-нефелин-сиенитовых массивов (рис. 27), в висячих боках неполноконических или неполнокольцевых тел [15; 68; 69; Орлова М. П., и др., 1971 г.; Меликсетян Б. М., 1971 г.; Жидков А. Я., 1981 г., и др.]. Редкометалльные руды, сопряженные с формированием зон альбитизации и карбонатизации, контролируются зонами повышенной проницаемости, т. е. жильными полями, роями даек, штокверками жил и дизъюнктивными нарушениями мелкого масштаба.

Таким образом, степень и контрастность дифференциации щелочно-салических расплавов, являющиеся функцией состава, насыщенности их летучими компонентами и условий кристаллиза-

ции остаточных от родоначальных базальтоидных магм, определяют возникновение мономинеральных (нефелиновых, псевдолейцитовых) кумулатов и концентраций редкометалльных минералов. Поэтому к локальным критериям реальной рудоносности относятся в первую очередь степень дифференцированности, морфология массивов, строение макроритмов и положение в них существенно нефелиновых или псевдолейцитовых пород, а также зон альбититов и карбонатитов. Глубина формирования и степень эродированности массивов и для щелочно-салических формаций являются решающими при прогнозировании типично щелочных типов нефелиновых, псевдолейцит-нефелиновых, апатит-нефелиновых и редкометалльных руд. Наиболее благоприятными в отношении орудения являются лополитоподобные и пологозалегающие пластообразные резко дифференцированные тела (рис. 27).

Практически почти всегда рудоносны крупные мезоабиссальные интрузивные щелочные массивы и гипабиссальные вулканоинтрузивные структуры (1350, 650, 580, 180 км² и т. д.), хотя сравнительно средним и мелким массивам (единицы — десятки квадратных километров) также присущи залежи уртитов (высокоглиноземистых руд) и редкометалльные проявления.

Апатитовые и апатит-нефелиновые руды хибинского типа приурочены к наиболее меланократовым высококальциевым дифференциатам. Та же особенность присуща и апатитовым концентрациям щелочных комплексов других формационных типов. Апатитоносными являются наиболее меланократовые высококальциевые члены расслоенных серий, приуроченные к средним и нижним частям макроритмов [Буссен И. В., Сахаров А. С., 1974 г.; Геология и апатитоносность Сыннырского массива, 1969 г.; 15; 68].

Рассмотрение моделей формирования крупнейших щелочных интрузий разбираемой группы формаций — Хибинского и Ловозерского [15; 33; Буссен И. В., Сахаров А. С., 1972 г., и др.], Сыннырского и Тежсарского массивов [Жидков А. Я., 1965 г., 1980 г.; Меликсетян Б. М., 1971 г.; Пак А. С., Зак С. И. и др., 1969 г.; Орлова М. П. и др., 1971 г.; 68 и др.] — показывает, что в формировании пород и руд решающими являются как процессы гравитации или отсадки и всплывания кристаллических фаз, локальной ликвации и расщепления щелочных расплавов, так и метасоматической переработки щелочных (автометасоматоз) и вмещающих интрузии (фенинизация) пород [Роненсон Б. М., 1966 г.; Левин В. Я., Роненсон Б. М., 1980 г., и др.].

Детальное структурное картирование щелочно-салических интрузий, установление ритмичности и места в макроритмах, различных по составу кумулатов и ликвационных образований определяют правильность прогнозирования рудоносности массивов. Наиболее благоприятными для локализации апатитовых и нефелин-apatитовых (ийолит-уртитов) руд являются придонные и нижние слои макроритмов, для локализации лейкократовых существенно нефелиновых или псевдолейцитовых руд — верхние слои макроритмов или пологозалегающих расслоенных серий.

В свою очередь зоны альбититов и карбонатитов контролируются участками повышенной проницаемости как во внутренних, так и в экзоконтактных частях щелочных массивов. Как показано в работах А. И. Гинзбурга, Б. М. Роненсона, В. Я. Левина и других, при поисках и прогнозировании альбититов и карбонатитов и связанной с ними минерализации на первое место выдвигаются локальные структуры и геохимические критерии. Наиболее благоприятными являются линейные зоны трещиноватости и дробления, совпадающие с региональным простиранием миекиновых интрузий и жильных полей альбититов и карбонатитов, апикальные и краевые эндо- и экзоконтактные части щелочных интрузий. В качестве минералого-геохимических признаков редкометалльного оруденения хибинского типа необходимо указать на ассоциацию высокощелочных (эгирин, арфведсонит, рибекит, рихтерит, холмквистит, нефелин, содалит, гакманит, цеолиты и др.) и редкометалльных минералов (цирконосиликаты, титаносиликаты, ниобаты) [Минералогия Хибин, 1979 г.; Семенов Е. И., 1972 г.; Бородин Л. С. и др. 1974 г.] и соответствующих элементов. То же касается редкометалльной минерализации карбонатитового типа [Гинзбург А. И., 1958—1968 гг., и др.; Фролов А. А., 1975 г.; Кухаренко А. А. и др., 1965 г., 1971 г.; Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С., 1972 г., и др.].

Состав вмещающих толщ, по-видимому, не влияет на состав и эндогенную рудоносность (магматического типа) крупных массивов, являющихся производными глубинных процессов дифференциации и возникновения высокощелочных селективных остаточных расплавов натриевой (Хибинский и Ловозерский массивы) и калиевой (Сыннырский, Тежсарский и др.) специализации. Состав более мелких по размерам массивов может сильно меняться в процессе становления интрузий [Кононова В. А., 1976 г., и др.]. Литологический контроль вмещающих толщ играет первостепенную роль при формировании контактово-метасоматических рудопроявлений, сопряженных с процессами фенитизации и альбитизации.

К корам выветривания массивов приурочены проявления высокоглиноземного сырья (каолины и др.), вермикулита и фосфатов (апатита, штаффелита и др.).

В

ГРАНОДИОРИТОВЫЕ, ГРАНИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ И ПАРАГЕНЕЗЫ ГРАНИТОВЫХ И ЛИПАРИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

1. Общая характеристика рудоносности формаций

Магматические тела гранодиоритовой и гранитовой групп формаций, парагенезов последних с липаритовой группой формаций сопровождаются месторождениями весьма разнообразного со-

става и генезиса. Промышленные концентрации образуют халькофилы (медь, свинец, цинк, золото, серебро), сидерофилы (железо, кобальт), литофилы (вольфрам, молибден, олово, фтор, бор, редкие земли, тантал, ниобий). Преобладают месторождения гидротермально-метасоматического и грейзенового генетических типов, широко развиты также скарновые и пегматитовые.

Гранодиоритовая группа объединяет следующие интрузивные формации: тоналит-плагиогранит-гранодиоритовую, диорит-гранодиоритовую, монзонит-сиенитовую и габбро-диорит-плагиогранитовую, а также комплексы габбро-диорит-гранодиоритового состава, формационная принадлежность которых достоверно не устанавливается. На Карте магматических формаций СССР [1971 г.] дайковые тела таких комплексов или отождествлялись с тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формацией или же рассматривались как субвулканические тела в составе базальт-андезитовых комплексов. Вулканические аналоги этой группы интрузивных формаций представлены базальт-андезитовой, андезитовой и трахиандезитовой формациями.

Гранитовая группа включает гранитовую, лейкогранитовую, аляскитовую, гранит-граносиенитовую, щелочногранитовую и гранитов рапакиви формации и их вулканические аналоги — дацит-липаритовую, липаритовую и трахилипаритовую. К этому же классу относится формация натриевых липаритов, имеющая определенное сходство с дифференцированными базальтовыми формациями по типу ассоциирующего оруденения. Рудоносность ее, рассмотренная в многочисленных публикациях [Чернов В. И., 1971 г.; Хисамутдинов М. Г., 1975 г.], в настоящем разделе не освещается.

Изучению связи рудных месторождений с гранитоидами без четкого определения их формационной принадлежности посвящена обширная литература. Важнейшие работы в этой области принадлежат А. Е. Ферману, А. Н. Заварицкому, С. С. Смирнову, В. И. Смирнову, Д. С. Коржинскому, А. А. Беусу, В. А. Жарикову, Ю. А. Билибину, Ю. А. Кузнецову, Д. В. Рундквисту, Г. Н. Щербе, Г. А. Твалчрелидзе, А. В. Таусону, И. Г. Магакьяну, Г. В. Ферштатеру, Э. П. Изоху и многим другим советским геологам. Из числа зарубежных исследований выделяются работы В. Эммонса, Р. Горансона, В. Линдгрена. Несмотря на обширные исследования в области выявления связи рудных месторождений и гранитоидных образований и выявлений критериев рудоносности последних, эти вопросы остаются достаточно сложными и не до конца решенными. Наиболее достоверно устанавливается связь с гранитоидами пегматитовых месторождений, которые, однако, не играют большой роли в балансе рудного вещества.

В общем плане достаточно уверенно фиксируется связь скарновых месторождений с соответствующими гранитоидами. В то же время, как отмечают многие исследователи [Смирнов В. И., 1969 г., и др.], процесс образования этих месторождений длительный и многостадийный. В общем случае выделяются четыре стадии: 1) известково-силикатных роговиков (безрудная), 2) желези-

стых скарнов, 3) водно-силикатная, 4) кварц-карбонатно-сульфидная. В последние три стадии и происходит накопление рудного вещества в условиях, соответствующих гидротермально-метасоматическому процессу. И если образования первой стадии чаще всего могут быть «привязаны» к соответствующим гранитоидам, то связь рудных концентраций (третья — четвертая стадии) с образованием тех или иных формационных видов (особенно в полихронных массивах) устанавливается не всегда достаточно уверенно. Возможны и такие варианты, когда более ранние интрузии лишь формируют безрудные скарны, которые благоприятствуют рудоотложению в связи с более поздними фазами.

С еще меньшей степенью надежности выявляется связь гранитоидных образований с месторождениями гидротермального генезиса. В. И. Смирнов [1969 г.] намечает ряд критериев такой связи общего характера, выявление которых, однако, для групп гранитоидных формаций является более трудным, чем для других групп интрузивных формаций. К тому же из-за отсутствия геологических данных или же в связи со сложным геологическим строением регионов и многократно проявившимся в их пределах магматизмом многие из таких критериев часто не могут быть оценены однозначно. Тем не менее статистически устанавливается достаточно устойчивая пространственная и временная сопряженность рудных месторождений с определенными группами гранитоидных формаций. Однако, как полагают многие исследователи [Благов Г. Я., 1979 г., и др.; Изох Э. П., 1981 г.], связь эта не генетическая, а парагенетическая. Она определяется тем, что рудогенез занимает вполне определенное место в развитии сложного рудно-магматического процесса, в ходе которого формируется весь интрузивный комплекс в целом, от зарождения гранитоидной магмы, ее перемещения, становления массивов и до их последующего гидротермально-метасоматического преобразования.

При выявлении критериев рудоносности гранитоидных формаций следует иметь в виду и провинциальные особенности региональных проявлений. Хорошо известны металлогенетические провинции, отличающиеся «сквозной» рудоносностью на какой-либо вид полезного ископаемого. К числу «сквозных» железорудных провинций принадлежит Алтае-Саянская область, золоторудных — Северо-Восток СССР, медно-железорудных — Малый Кавказ и т. д.

В связи с представлениями, развиваемыми в работе [39], в преобладающем большинстве случаев рассматриваемые в данном разделе гранитоидные интрузивные формации являются рудоносными материнскими, иначе говоря такими, с которыми конкретные рудные формации обнаруживают структурную (пространственную и временную) связь. Реальная рудоносность этих формаций обуславливается в большей степени не только первичными особенностями вещественного состава и строения, но в значительной мере флюидным режимом, масштабами метасоматических образований, способствующими переконцентрации рудного вещества.

При этом большая роль отводится характеру взаимодействия с окружающей средой и ее вещественному составу. В этой связи следует отметить, что критерии рудоносности гранодиоритовых и гранитовых, гранит-липаритовых ассоциаций применимы к конкретным комплексам в целом с учетом их провинциальных особенностей и носят вероятностный характер.

Особенно сложны взаимоотношения процессов магматизма и рудогенеза в вулкано-интрузивных ассоциациях, в связи с чем невозможно во многих случаях установить конкретный источник рудного вещества. В то же время опыт изучения месторождений, локализованных в пределах таких сложных (обычно кольцевых) структур, позволяет уверенно выделять специфические рудные формации, присущие только данным образованиям. К ним принадлежат, например, олово-свинцово-цинковые и др. В пределах кольцевых вулкано-интрузивных структур локализуются сложные, полихронные и полиформационные рудные узлы с отчетливым зональным строением, в которых рудные формации образуют единый ряд от низко- (вулканогенных) к среднетемпературным (плутоногенным). Преимущество же в развитии отдельных стадий гидротермальных процессов при формировании рудных тел, сходный характер рудных и жильных минералов с чертами рудопроявлений обоих типов являются свидетельством того, что одновременные рудопроявления связаны между собой, как и разновозрастные члены вулкано-интрузивных ассоциаций. И в связи с этим рудоносность последних должна рассматриваться во многих случаях совместно.

Гранодиоритовые формации

Металлогенический профиль интрузивных формаций гранодиоритовой группы в целом однотипен. Наибольшее число рудных формаций и соответственно наиболее разнообразная рудная специализация характерны для полидифференцированных формаций: тоналит-плаггиогранит-гранодиоритовой и диорит-гранодиоритовой, для которых одинаково типичны месторождения лито-, сидеро- и халькофильных элементов (табл. 15). С формациями габбро-диорит-плаггиогранитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой связан более ограниченный круг полезных ископаемых.

Наибольшую промышленную ценность в связи с рассматриваемой группой представляют месторождения железа, золота, меди, молибдена, в меньшей мере вольфрама (шеелит), отчасти кобальта; значение полиметаллов в балансе минерализации данной группы невелико.

В целом для формаций гранодиоритовой группы характерны семь ассоциаций рудных компонентов: 1) Fe(CO) — Cu, Pb, Zn(Au); 2) W (шеелит) — Mo(Au, Cu); 3) W (шеелит) — Au; 4) Au (As) — Mo — Pb, Zn, Cu; 5) Au — Bi; 6) Cu — Mo(Pb, Zn); 7) Sn — Pb, Zn(Ag).

Интрузивная формация	Генетическая группа месторождений	Рудная формация	Магматические комплексы (м. — месторождения, гр. м. — группа месторождений, р. — рудопроявления)
Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая	Скарновая	Железорудная скарновая	Сарбай-соколовский (Сарбай-Соколовская гр. м., Урал), тельбесский (Тельбесская гр. м., Кузнецкий Алатау), магнитогорский (Магнитогорское м., Урал), абхазский (Дашкесанское м., Малый Кавказ)
	”	Вольфрам-молибденовая скарновая с золотом	Улень-туимский (гр. м., Кузнецкий Алатау)
	”	Медно-железорудная скарновая	Турьинский, конгорский (Турьинские м., Урал)
	Гидротермальная	Золоторудная кварцевая (и золоторудная сульфидная)	Мартайгинский (Центральное, Бериккульское, Комсомольское м., Кузнецкий Алатау), пластовский, милютинский (Березовское, Кочарское, Джетыгоринское м., Урал)
	Скарновая	Вольфрам-золоторудная скарновая	Ольховский (гр. м., Восточный Саян)
	Гидротермальная	Медно-молибденовая	Джанганинский (Салаватское м., Урал)
	”	Железорудная гидросиликатная	Сарбай-соколовский (Сарбай-Соколовский р. узел, Урал), таятский (Таят-Табратская гр. м., Восточный Саян)
Габбро-диорит-плагиогранитовая	Скарновая	Железорудная скарновая	Собский и его аналоги (ряд р. Войкарского синклинория, Урал)
	Гидротермальная	Золоторудная кварцевая Железорудная альбититовая	Анзасский (Маннский) (Анзасское м.)
Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая	”	Золото-сурьмяная березитовая	Басугуньинский (Сарылахское, Раздольнинское, Удерейское м., Северо-Восток СССР)
	”	Золоторудная кварцевая и золото-сульфидная	Басугуньинский (м. Улахан-Сизского р-на, Северо-Восток СССР)
Диорит-гранодиоритовая	Скарновая	Вольфрам-молибденовая скарновая с золотом	Кызылсайский и кенкольский (Чорух-Дайрон, Ингичке м. (Средний Тянь-Шань))
	”	Полиметаллическая скарновая	Топарский (Гульшат, Акджал, Аксаран м., Центральный Казахстан) Шахтаминский (Шахтаминское м., Забайкалье)
	”	Медно-железорудная скарновая	Топарский (Саякское м., Центральный Казахстан)
	Гидротермальная	Золоторудная кварцевая (и золото-сульфидная)	Охотский (р-ны Охотска, Золотой хребет, Охотско-Чукотский пояс), нижнеамурский (гр. м. Приморья)
	”	Медно-молибденовая порфировая	Топарский (Коунрадское м., Центральный Казахстан)
	Скарновая	Редкометалльно-железорудная скарновая	Заринский (Дворкинское м., Западное Забайкалье)
	”	Бор-железорудная оловосодержащая	Колымский (Титовское м., Верхоянье)
	Гидротермальная	Свинцово-цинковая березитовая	Янский (гр. м., Западное Верхоянье)
Лейкогранитовая	Скарновая	Оловорудная скарновая	Омсукчанский (м. Большой каньон, Северо-Восток СССР), лубинский (Быстринское м., Забайкалье)

Первая ассоциация принадлежит к скарновому типу месторождений. В большинстве случаев преобладает железное оруденение, хотя иногда медь и полиметаллы достигают промышленных концентраций. Месторождения этого типа размещаются в пределах экзо- и реже эндоконтактовых ореолов гранитоидных интрузий, контактирующих с карбонатными (чаще с глинисто-карбонатными) или вулканогенными (эффузивы и туфы среднего и основного состава), как правило, сложно переслаивающимися толщами. Эти месторождения связаны со всеми интрузивными формациями гранодиоритовой группы. Наиболее крупные железорудные месторождения ассоциируют с тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формацией. Они отличаются и наибольшей чистотой. В месторождениях, сопряженных с диорит-гранодиоритовой формацией, значительно выше концентрация сульфидов меди, свинца и цинка. Ассоциации W—Mo (Au, Cu) и W—Au часто бывают совмещены в пределах одних и тех же рудных полей, хотя встречаются и изолированно. Первая ассоциация принадлежит к скарновому генетическому типу, вторая — к кварцевожильному. Наиболее крупные месторождения связаны с диорит-гранодиоритовой формацией, более мелкие — с тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой и комплексами габбро-диорит-гранодиоритового состава.

Ассоциация золота, молибден и полиметаллы, представленная кварцевожильными месторождениями, характерна для всех формационных видов гранодиоритовой группы. Наиболее золотосными являются формации геосинклинальной стадии — тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая, а также комплексы габбро-диорит-гранодиоритового, реже габбро-диорит-плагиогранитового состава. В связи с орогенными формациями обычно шире распространены существенно полиметаллические месторождения.

Золото-сурьмяные месторождения установлены в связи с комплексами габбро-диорит-гранодиоритового состава, которые еще недостаточно хорошо изучены и выявлены лишь в ограниченном числе регионов. Интрузии этого типа образуют пояса дайкообразных тел, становление которых предшествует становлению гранитных «батолитовых» массивов. Нередко интрузии рассматриваемого типа образуют полихронные массивы, в строении которых участвуют тела гранитовой формации, с которыми чаще всего и связывается золото-сурьмяное оруденение.

Медно-молибденовые месторождения образуются при совмещении интрузий гранодиоритовой группы с эффузивами базальтовой и андезитовой групп: комплексами габбро-диорит-плагиогранитового состава и эффузивами натриевых базальтов (Салаватское, Бошекульское месторождения), диорит-гранодиоритовой и андезитовой (месторождение Коунрад), монцитит-сциенитовой и трахиандезитовой (месторождения Аджаро-Триалетской зоны). Наиболее крупные месторождения этого типа связаны с диорит-гранодиоритовой формацией, в связи с тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формацией больших скоплений медно-молибденовых руд пока не известно. Соотношения меди и молибдена в этих ме-

сторождениях варьируют в значительных пределах. Как правило, существенно меднорудными являются месторождения геосинклинальной стадии, находящиеся в ассоциации с более основными по составу магматическими образованиями.

Олово-полиметаллические месторождения ассоциируют с небольшими по размеру массивами, в строении которых принимают участие диориты, гранодиориты, граниты, лейкократовые граниты, аляскиты, граносиениты, широко развитые на Северо-Востоке СССР. Исследователи этого региона [Геологическое строение СССР, т. XXX, 1970 г.] выделяют эти интрузии как самостоятельную диорит-лейкогранитовую формацию. Не исключено, что в данном случае имеет место совмещение тел, принадлежащих соответственно к диорит-гранодиоритовой и лейкогранитовой формациям.

Силикатно-сульфидно-касситеритовые и березитовые полиметаллические серебросодержащие месторождения концентрируются вблизи и в пределах указанных типов интрузий, размещающихся в наложенных впадинах и сопряженных поднятиях, связанных с активизацией консолидированных структур.

Гранитовые формации

С интрузивными формациями гранитовой группы ассоциируют месторождения вольфрама, молибдена, олова, тантало-ниобатов, редких земель и флюорита (табл. 16).

Достаточно отчетливо выявляются две парагенетические ветви рудных месторождений ряда элементов, связанных с гранитовыми формациями: 1) олово, вольфрам, флюорит, редкие земли, тантал, ниобий; 2) вольфрам, молибден, флюорит, свинец, цинк, висмут, тантал, ниобий и редкие земли. Первая из них типична для орогенов и областей повторного орогенеза (областей тектоно-магматической активизации по А. Д. Щеглову [1968 г.]) эпи-миогеосинклинального типа, вторая — для эпи-эвгеосинклинального типа.

Ведущим генетическим типом месторождений является гидротермальный, в меньшей мере пегматитовый и скарновый.

Скарновые месторождения редкометалльно-железородной, арсенидно-кобальтовой и вольфрам-молибденовой рудных формаций ассоциируют с массивами гранитовой формации, редкометалльные скарны — со щелочно-гранитовой и гранит-граносиенитовой. В контактах с массивами последней иногда образуются железородные скарны, однако лишь в регионах со «сквозной» железородной специализацией. Для других формационных видов гранитовой группы скарны нехарактерны.

В целом с гранитовой группой формаций связано ограниченное число скарновых месторождений, хотя некоторые из них (редкометалльно-железородные, вольфрам-молибденовые), достигают крупных размеров (Тырнауз, Кавказ; группа месторождений Забайкалья и т. д.). В этих случаях на скарновые образования, как правило, наложен гидротермально-метасоматический процесс. В

Интрузивная формация	Генетическая группа месторождений	Рудная формация	Магматические комплексы (м. — месторождения, р. — рудопроявления)	
Гранитовая	Гидротермальная	Оловорудная силикатно-сульфидная	Мяочанский (Смирновское, Тигриное м., Приморье)	
	Пегматитовая	Редкометалльно-пегматитовая	Калбинский (гр. р. Восточного Казахстана)	
	Гидротермальная	Редкометалльно-флюоритовая	Вознесенский (Вознесенское м., Южное Приморье)	
	Скарновая		Редкометалльно-железородная скарновая	Колымский (Титовское м., Якутия)
			Кобальтовая сульфоарсенидная	Колымский (Кандидатское м., Якутия)
	Грейзеновая		Вольфрам-молибденовая кварц-грейзеновая	Калдырминский (гр. р.)
			Олово-вольфрамовая кварц-грейзеновая	Колымский (Алтинское м.), Баргузинский (ряд р.)
Гидротермальная		Вольфрамовая кварц-полевошпатовая гумбеитовая	Шапшальский (Урзарсайское м., Горный Алтай)	
Лейкогранитовая	Пегматитовая	Редкометалльно-пегматитовая	Харалгинский (Мензенская группа м., Юго-Западное Забайкалье)	
	Грейзеновая	Редкометалльно-флюоритовая	Кукульбейский (м. Белуха, Шерлова Гора, Юго-Восточное Забайкалье)	
	„	Вольфрам-молибденовая кварц-грейзеновая	Калдырминский (ряд р., Казахстан)	
Гранитов рапакиви	Гидротермальная	Олово-вольфрамовая кварц-грейзеновая	Иультинский (Иультинская группа м., Центральная Чукотка)	
		Вольфрамовая кварц-полевошпатовая гумбеитовая	Калдырминский (м. Верхнее Кайракты, Центральный Казахстан)	
	Скарново - грейзеновая Пегматитовая	Железо - олово-редкометалльно-полиметаллическая Топаз-мориононосная пегматитовая	Салминский (Питкярантская группа м.) Коростеньский (Вольнское м.)	
Гранит-граносиенитовая	Грейзеновая	Редкометалльно-флюоритовая	Куналейский (м. Забайкалья)	
	„	Молибденовая кварц-березитовая	Куналейский (Западное Забайкалье)	
	„	Редкометалльно-редкоземельная апогранитовая	Кукульбейский (Этькинское м., Восточное Забайкалье)	
	Пегматитовая	Редкометалльно-редкоземельно-пегматитовая	Огнитский (гр. р., Восточный Саян)	
	Скарновая	Железородная скарновая	Ирбинский (Ирбинское м., Восточный Саян)	
Аляскитовая	Грейзеновая	Редкометалльно-флюоритовая	Акчатауский (Центральный Казахстан)	
	„	Вольфрам-молибденовая кварц-грейзеновая	То же	
	„	Молибденовая кварц-березитовая	„	
	„	Олово-вольфрамовая кварц-грейзеновая	Линлинейский (ряд м., Чукотка)	
Щелочно-гранитовая	„	Редкометалльно-флюоритовая	Куналейский (ряд м., Забайкалье)	
		Редкометалльно-редкоземельная апогранитовая	Керегетас-эспинский (Керегетасское м., Чингис-Тарбагатай)	

частности, шеелитовое оруденение размещается в зонах скарнов и ороговикованных пород, а молибденовое накладывается как на скарны, так и на граниты.

Оловорудные пегматитовые месторождения, как правило не представляющие большого промышленного интереса, связаны с интрузиями гранитовой формации миогеосинклинальных зон. С ними же ассоциируют редкометальные пегматиты, не имеющие, однако, промышленной ценности. Важнейшие месторождения этого типа принадлежат к образованиям щелочно-гранитовой и в меньшей мере лейкогранитовой и гранит-граносиенитовой формаций. Тантал-ниобиевое оруденение в пегматитах ассоциирует в основном с интрузиями щелочно-гранитовой формации.

Наибольшее промышленное значение представляют месторождения альбититовые, грейзеновые и собственно гидротермальные. Альбититовые месторождения размещаются в апикальных частях и куполах гранитных массивов, обычно под плотным покровом алюмосиликатных вмещающих пород. Главную промышленную ценность в них представляют отчасти молибден, вольфрам (в связи с гранитами лейкогранитовой формации), тантал, ниобий, рублидий (в связи с массивами гранит-граносиенитовой и щелочно-гранитовой формациями).

Грейзеновые месторождения характеризуются сравнительно небольшими размерами, но высокими содержаниями полезных компонентов. Они размещаются в апикальных частях массивов и вмещающих толщах различного, но чаще алюмосиликатного состава. Форма — штокверковая, штоковая, жильная. Главную ценность представляют руды вольфрама, молибдена, олова и др. Наибольшие по масштабам рудные концентрации приурочены к гранитным телам лейкогранитовой и аляскитовой формаций.

К собственно гидротермальным месторождениям, ассоциирующим с массивами гранитовой группы, принадлежит вольфрамовая шеелит-кварц-гумбеитовая, вольфрамовая кварц-полевошпатовая, гюбнерит-сульфидная кварц-березитовая и молибденовая кварц-березитовая формации. Все они, за исключением шеелит-кварц-гумбеитовой, размещаются как в теле массивов, так и во вмещающих толщах, иногда на заметном удалении от материнских гранитов. Для месторождений шеелит-кварц-гумбеитовой формации, достигающих часто громадных размеров, связь с теми или иными гранитоидами лишь предполагается, так как размещаются они в зоне ороговикованных пород, среди которых сами граниты очень часто отсутствуют.

Среди гранитовых формаций в позднем докембрии известны комплексы гранитов рапакиви, тесно ассоциирующие с ранее рассмотренной габбро-анортозитовой формацией. Именно этот парагенез формаций характерен для эоплатформенного этапа развития всех континентов Земли. С формацией гранитов рапакиви генетически связан широкий спектр полезных ископаемых: олово, вольфрам, молибден, фтор, полиметаллы, редкие земли, золото и ювелирное сырье, а также частично фосфор и титан. Из них

олово, иногда в ассоциации с некоторыми другими редкими металлами и полиметаллами и топаз-мориононосные пегматиты образуют промышленные месторождения; практическое значение других полезных ископаемых пока не ясно.

Оловянное оруденение встречается в скарнах, апоскарнах, грейзенах, хлоритовых метасоматитах, в минерализованных зонах дробления и пегматитовых жилах. С камерными пегматитами гранитов рапакиви связаны месторождения топазов, которые ассоциируют с так называемыми гибридными гранитами ранних фаз. Месторождения редких и редкоземельных элементов сопряжены с поздними фазами становления рапакиви-плутонов: пегматитами, аплитами, а также альбитизированными и грейзенизированными гранитами.

Установленная генетическая связь с формацией гранитов рапакиви промышленных месторождений олова, флюорита, ювелирного сырья и значительных проявлений некоторых редкометалльных и редкоземельных элементов, полиметаллов и золота позволяет в принципе считать все интрузивные комплексы этой формации потенциально перспективными в отношении перечисленных полезных ископаемых. В связи с этим система признаков, позволяющих относить тот или иной гранитовый массив к формации гранитов рапакиви, одновременно может рассматриваться как обобщенный региональный критерий его вероятной рудоносности на указанный комплекс полезных ископаемых.

Парагенезы гранитовых и липаритовых формаций

Магматогенные центральнокольцевые структуры, являющиеся порой главной формой проявления магматизма, вызывают большой интерес в связи с тем, что они контролируют размещение и содержат достаточно разнообразный комплекс рудных месторождений, характерных, с одной стороны, для интрузивных, а с другой — для вулканогенных формаций. В итоге возникают сложно построенные рудные поля полиформационных месторождений, зональность в которых подчиняется строению этих центральнокольцевых структур.

В данном разделе кратко охарактеризованы центральнокольцевые магматогенные структуры, в строении которых принимают участие интрузивные образования гранитовой группы (лейкогранитовая, аляскитовая формации) и вулканические — липаритовой группы (дацит-липаритовая, липаритовая, трахилипаритовая формации), образующие парагенетические ассоциации последовательно развивающихся генетически родственных магматических формаций.

Парагенезы гранитовых и липаритовых формаций характерны для областей орогенеза и тектоно-магматической активизации (повторного орогенеза). Они слагают обращенные магматогенные центральнокольцевые структуры [Шарпенко Л. Н., 1979 г.]. В пределах этих структур широко развиты месторождения молибдена,

меди, золота, серебра, вольфрама, свинца и цинка, флюорита, олова, висмута и др., принадлежащих к грейзеновому и гидротермальному генетическим типам.

Тесная связь вулканитов липаритовой группы и интрузий гранитовой группы в пределах таких структур и окончательное формирование рудных месторождений главным образом в конце магматического цикла не позволяют рассматривать рудоносность каждой формации в отдельности. В то же время, как это показано выше, месторождения редкометально-флюоритовой, вольфрам-молибденовой кварц-грейзеновой, олово-вольфрамовой кварц-грейзеновой, вольфрамовой кварц-полевошпатовой гумбеитовой, редкометально-редкоземельно-апогранитовой и некоторых других в одинаковой мере сопровождают интрузии гранитовой группы, развитые как в пределах вулcano-интрузивных структур, так и вне последних.

С другой стороны, месторождения таких рудных формаций, характерных для вулcano-интрузивных структур, как сурьмяная антимонитовая аргиллизитовая, цезиеносных вулканических стекол, оловорудная сульфосольная, оловорудная риолитовая, алуни-товая и некоторые другие, связаны с полями развития эффузивов и субвулканических тел липаритовой группы формаций, в пределах которых интрузии гранитовой группы очень часто отсутствуют.

Месторождения ртутных метациннабарит-киноварной карбонатно-аргиллизитовой и метациннабарит-киноварной листовитовой формаций локализируются по обрамлению вулcanoгенных впадин и поясов в породах фундамента. Связаны они, вероятно, с корневыми частями эродированных вулканических покровов преимущественно липаритового состава и образуются первые — по существу карбонатным толщам, вторые — в пределах ультрамафитовых тел.

Особенность вулcano-интрузивных структур состоит в том, что все эти рудные формации в их пределах сопряжены, а металлогеническая зональность согласуется со строением вулcano-интрузивных структур. Более того, в силу непрерывности магмато-генно-рудогенного процесса происходят многократные перекоцентрация и переотложение рудного вещества и окончательная его фиксация на завершающих стадиях этого процесса.

Среди обращенных центральнокольцевых вулcano-интрузивных структур выделяются три типа, различающиеся по строению: 1) ведущую роль играют вулcanoгенные образования, а комагматичные интрузии несколько обособляются в пространстве; 2) в равной мере принимают участие вулканические и интрузивные комплексы; 3) главным элементом является изометричный гранитный массив, эффузивы играют подчиненную роль. Соответственно в каждом из этих типов несколько изменяется и профиль рудной минерализации — более «вулканический» в первом из них и более «интрузивный» в третьем.

В табл. 17 дана характеристика рудоносности магматических формаций гранитовой и липаритовой групп, слагающих централь-

нокольцевые структуры. В ней перечислены рудные формации, которые ассоциируют с собственно вулканическими геологическими формациями, а также те рудные формации, которые вероятнее всего связаны с парагенезами вулканических и интрузивных формаций. Рудные формации, встречающиеся в вулкано-интрузивных структурах, но генетически связанные лишь с собственно интрузивными образованиями гранитовой группы, приведены в табл. 16 при характеристике последней.

2. Формационная принадлежность комплексов как критерий их потенциальной рудоносности

Формационные признаки состава и строения гранодиоритовых и гранитовых комплексов, которые статистически устойчиво сопровождаются вольфрамовым, молибденовым, золоторудным, железорудным и другим оруденением, представляют собой критерии их потенциальной рудоносности. Преобладающее большинство таких рудных объектов имеет гидротермальный и пневматогидротермальный генезис, а связь их с конкретными интрузивными массивами, как теперь установлено, не генетическая, а парагенетическая. Еще сложнее связи рудных месторождений с вулкано-интрузивными комплексами. В этих структурах процесс рудогенеза отличается многостадийностью и включает первичное накопление, многократную гидротермально-метасоматическую переработку, дополнительный привнос рудных компонентов. В связи с этим собственно петрографические критерии рудоносности служат лишь для определения общего потенциала.

Петрографический состав рассматриваемых магматических формаций характеризуется сочетанием диоритов, гранодиоритов, различных гранитов и щелочноземельных сиенитов. В гранодиоритовой группе формаций ведущую роль играют гранодиориты, с которыми постоянно ассоциируют габбро-диориты и диориты. Во второй группе типоморфными породами являются граниты.

В гранодиоритовую группу входят габбро-диорит-плагиогранитовая, тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая, диорит-гранодиоритовая, монцонит-сиенитовая формации и комплексы габбро-диорит-гранодиоритового состава, которые, вероятно, целесообразно объединить в единый формационный вид. В строении всех перечисленных формационных видов принимают участие практически одни и те же породы. Наиболее широкой дифференциацией отличается тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая формация, типоморфными породами которой являются гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, кварцевые диориты, в меньшей мере развиты габбро-диориты, граниты, сиениты и сиенито-диориты. Сходной по составу является диорит-гранодиоритовая формация, где ведущую роль играют гранодиориты и кварцевые диориты, биотит-рогообманковые граниты, а тоналиты и плагиограниты практически отсутствуют. Для монцонит-сиенитовой формации характерны биотитовое габбро, монцониты, сиениты, граносиениты. Габбро-дио-

рит-гранодиоритовая ассоциация включает габбро, габбро-диориты, гранодиориты, натровые граниты. К числу контрастных по составу принадлежит габбро-диорит-плагиогранитовая формация, тела которой сложены в основном габбро (I фаза) и плагиогранитами (II фаза).

Одной из особенностей всех этих формаций является большая изменчивость состава как в отдельных комплексах, так и в отдельных массивах.

Интрузивные тела гранодиоритовой группы обладают зональным строением: их центральные части сложены более кислыми, а краевые — более основными породами, последние обычно имеют неравновесный состав и обладают директивными структурами, содержат многочисленные ксенолиты. Наиболее четко зональность проявлена в массивах, принадлежащих к монцонит-сиенитовой формации. Наибольших размеров (сотен и тысяч квадратных километров) достигают тела тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации, размеры массивов диорит-гранодиоритовой колеблются от первых десятков до многих сотен квадратных километров. Массивы монцонит-сиенитовой формации и габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации обычно невелики, последние часто имеют дайкообразную форму.

Породы гранодиоритовой группы формаций образуют петрохимические серии, дифференцированные по SiO_2 от 45—48 до 70—75 %, различающиеся прежде всего по содержанию щелочей. Все формации относятся к калиево-натриевому типу, за исключением монцонит-сиенитовой, относящейся к калиевому, отличающейся наиболее высоким содержанием щелочей.

Для пород всех формаций гранодиоритовой группы характерны повышенные содержания никеля, кобальта, хрома, ванадия, меди и пониженные иттрия, урана, тория, тантала, ниобия, рубидия, цезия.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация связана с завершением раннегеосинклинальной стадии развития складчатых областей. Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая знаменует общую инверсию и переход от позднегеосинклинальной стадии к орогенной. Принадлежащие к ней массивы размещаются в первую очередь в пределах поднятий, но нередко и внутри прогибов. Интрузии габбро-диорит-гранодиоритовой формации в мио- и миктогеосинклинальных зонах предшествуют внедрению батолитовых тел гранитовой формации. Остальные формационные виды связаны с развитием орогенного и повторно орогенного (тектоно-магматическая активизация) режимов; как правило, внедрение их тел относится к начальному периоду развития орогенеза.

Характеристика рудоносности рассматриваемых формационных видов приведена в табл. 15, 16.

К гранитовой группе принадлежат формации: гранитовая, лейкогранитовая, аляскитовая, гранит-граносиенитовая, щелочно-гранитовая, гранитов рапакиви. Состав их более однообразен по сравнению с предыдущей группой. Типоморфными для каждого вида

являются различные граниты, к которым добавляются либо гранодиориты, либо сиениты.

В строении комплексов гранитовой формации принимают участие биотитовые, двуслюдяные и биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты. Те же породы входят в состав комплексов лейкогранитовой формации с той разницей, что доля гранодиоритов и биотит-роговообманковых гранитов здесь незначительна. Типоморфные породы аляскитовой формации — аляскиты и лейкократовые граниты. Ведущими в составе комплексов гранит-граносиенитовой формации являются лейкократовые граниты и граносиениты, подчиненными — кварцевые сиениты. Массивы щелочно-гранитовой формации сложены щелочными гранитами и в небольших количествах сиенитами, субщелочными гранитами, нефелиновыми сиенитами. Своеобразной, проявившейся только в докембрии является формация гранитов рапакиви. В ее строении ведущими являются роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты рапакиви и рапакивиподобные граниты; биотитовые порфировидные граниты и гранит-порфиры слагают мелкие тела поздних фаз внедрения.

Размер интрузивных массивов, принадлежащих к гранитовой группе, от нескольких тысяч до первых десятков квадратных километров. Наибольшими размерами отличаются массивы формаций гранитов рапакиви и гранитовой, наименьшими — тела аляскитовой формации. Зональность в массивах гранитовой группы в целом выражена слабо, наиболее четкая зональность проявлена в телах гранитовой формации.

Наибольшими вариациями в содержании кремнезема отмечаются серии пород формации гранитов рапакиви (65—77 % и гранит-граносиенитовой (64—78), меньшими — лейкогранитовой (69—78), наименьшими — лейкогранитовой (69—74), щелочно-гранитовой (71—76) и аляскитовой (72—75); вариации в содержании SiO_2 в породах гранитовой формации 65—74 %.

По содержанию щелочей большинство пород принадлежит к щелочноземельному ряду; наибольшие колебания в их содержании характерны для формации гранитов рапакиви. В целом тип щелочности калиево-натриевый с соотношением калия и натрия, приближающимся в среднем к единице.

Становление интрузий гранитового семейства происходило в присутствии значительных количеств летучих. Весьма существенную роль играли процессы щелочного и кремнекислотного метасоматоза (альбитизация, микроклинизация, грейзенизация и др.). Внедрение интрузий гранитовой формации совпадает с завершением позднегеосинклинальной стадии развития миегосинклинальных зон. Они размещаются главным образом в пределах геоантиклинальных поднятий и на срединных массивах. Все остальные формационные виды связаны с развитием орогенного режима и режима тектоно-магматической активизации (повторно орогенного). Интрузии этих формаций локализируются по обрамлению вулканогенных впадин или в их пределах.

В парагенетическую ассоциацию вулканических и интрузивных фаций входят пространственно сопряженные и близко одновременные вулканогенные образования дацит-липаритовой, липаритовой и трахилипаритовой формаций и интрузивные — лейкогранитовой и аляскитовой.

В строении дацит-липаритовой формации принимают участие липариты, плагиолипариты, дациты, в меньшей мере андезито-дациты, андезиты, трахиандезиты. Липаритовая формация отличается более широким развитием липаритов и ультракислых липаритов и весьма ограниченным андезито-дацитов и андезитов. И в той и в другой формации в том или ином количестве присутствуют трахилипариты. Для трахилипаритовой формации типоморфными являются ультракислые липариты повышенной щелочности калиевого типа, калиевые или (и) натриевые трахилипариты, плагиолипариты, калиевые трахиты, часто присутствуют ортофиры.

Среди вулканогенных образований липаритовой группы заметно преобладают игнимбриды (до 70 %), массивные и флюидальные лавы и лавобрекчии развиты более ограниченно, как и пепловые, бомбовые и лапиллиевые туфы и пемзы.

Формации липаритовой группы принадлежат к категории слабодифференцированных. Среди пород дацит-липаритовой и липаритовой формаций преобладают известково-щелочные разности, а в трахилипаритовой — известково-щелочные с повышенной щелочностью. Диапазон колебаний содержания кремнезема для дацит-липаритовой формации 68—77 % (мода 73 %), липаритовой 70—78 % (мода 74 %), трахилипаритовой 65—77 % (мода 74 %). Тип щелочности первых двух формаций калиево-натриевый при примерно равном соотношении калия и натрия, сумма $\text{Na}_2\text{O} + 0,7 \text{K}_2\text{O} = 6,5 \div 7$ %. Породы трахилипаритовой формации отличаются повышенной щелочностью калиевого, редко натриевого типа, сумма $\text{Na}_2\text{O} + 0,7 \text{K}_2\text{O} = 6,5 \div 8$ %.

В целом для пород перечисленных формаций характерны высокие кларки молибдена, олова, отчасти редких щелочей, а также фтора, бора, галлия, серебра, золота, ртути, вольфрама. Формирование вулканических поясов, в строении которых принимают участие эффузивы липаритовой группы, связано с орогенным и повторно орогенным (активизационным) режимом развития земной коры. Как правило, развитие магматизма в таких структурах идет гомодромно и ритмично: андезитовая → дацит-липаритовая → трахилипаритовая формации. Нередко последняя является латеральным аналогом липаритовой. Обычно с каждым из ритмов связано формирование своих вулкано-интрузивных структур, например 1-й ритм — андезитовая и комагматичная ей диорит-гранодиоритовая формации, 2-й ритм — дацит-липаритовая, липаритовая и лейкогранитовая, 3-й ритм (часто отчетливо не проявленный) — трахилипаритовая и аляскитовая. Формационные признаки указанных интрузивных формаций рассмотрены при характеристике гранитовой группы.

Охарактеризованные выше формации сопряжены в пространстве, являясь нередко элементами одних и тех же магматогенных центральнокупольных структур, столь характерных для орогенного или активизационного этапов [Шарпенюк Л. Н., 1979 г.]. Эти структуры, как говорилось выше, подразделяются на три типа исходя из соотношений в них различных фаций магматических пород.

Первый тип — это овальные синвулканические («конседиментационные») вулканогенные мульды, окаймленные вдоль дугообразных ослабленных зон жерловинами и субвулканическими телами; коагматические гранитоиды обычно несколько обособлены в пространстве и обрамляют мульды; роль синвулканической тектоники в образовании этих структур относительно невелика. Этот тип условно назван вулканическим по преобладанию в их строении вулканогенных элементов.

Второй тип (вулкано-интрузивный) представляет собой сочетание изометричных компенсационных синвулканических мульд-впадин с многочисленными коническими, радиальными, реже кольцевыми разломами, вдоль которых расположены многочисленные жерловины, субвулканические тела, дайки и интрузивы гранитоидов, иногда образующих и центральные массивы. Роль синвулканической тектоники значительна.

Основным элементом обращенных структур третьего типа (плутонического) является изометричный куполовидный интрузив, пространственно приуроченный к котлообразной депрессии и сопряженный с зонами кольцевых расколов, вдоль которых расположены многочисленные дайки, жерловины, субвулканические тела; иногда в строении этих структур принимают участие и покровные вулканы, заполняющие кальдерообразные мульды-впадины. Роль синвулканической, точнее синмагматической, тектоники в их образовании достаточно велика.

3. Критерии реальной рудоносности комплексов

Металлогеническая специализация гранодиоритовой и гранитовой групп существенно различна, хотя некоторые элементы (вольфрам, молибден и др.) одинаково типичны для той и другой. В то же время различия вещественного состава формационных видов внутри каждой группы не столь существенно сказываются на их реальной рудоносности. Так, железное оруденение почти одинаково характерно для всех членов гранодиоритовой группы, а вольфрамовое — для формаций гранитовой и гранодиоритовой групп; близкие по составу комплексы гранитовой группы в одних регионах оловоносны, в других — лишь вольфрамо- и молибденоносны.

Увеличение роли тех или иных пород в строении интрузивных массивов, принадлежащих к одной и той же формации, влияет, и иногда существенно, на характер их реальной рудоносности, чаще определяя тип оруденения, реже его вещественный состав.

В целом увеличение доли калийных пород приводит к увеличению роли концентраций литофильных элементов, а мафических — халькофильных. В меньшей мере сказываются на рудоносности различия вещественного состава отдельных интрузивных комплексов, принадлежащих к единому формационному типу. В этой связи достаточно напомнить существенные различия таких золотоносных комплексов, как пластовский, крыккудукский, мартайгинский и улень-туимский. Иными словами, состав интрузивных образований существенно определяет рудоносность на уровне групп магматических формаций.

На современном уровне знаний можно наметить лишь самые общие различия в составе гранитоидных комплексов, сопровождающихся разнотипным оруденением. Золоторудная минерализация, сопряженная с гранитоидами гранодиоритовой группы, чаще ассоциирует с массивами, где ведущую роль играют плагиограниты. Наоборот, железное оруденение чаще ассоциирует с телами, сложенными главным образом диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами или же умеренно щелочными породами — сиенитами, граносиенитами, сиенито-диоритами. Наконец, шеелитовое оруденение более характерно для интрузий, в составе которых преобладают гранодиориты и граниты. Однако указанные соотношения составов комплексов и оруденения не всегда проявляются. Все три вида рудной минерализации бывают совмещены.

Медно-молибденовое оруденение более характерно для диорит-гранодиоритовой формации, в строении которой плагиограниты играют несущественную роль, а широко развиты гранодиориты.

Рудоносные комплексы лейкогранитовой формации, специализированные на вольфрам — олово и олово (табл. 16), представлены дифференцированными массивами зонального строения. Зональность выражается в чередовании крупно-, средне- и мелкозернистых гранитов. Они отличаются калиевой специализацией ($K \gg Na$) и низкой железистостью. Характерно распределение циркона: в глубинных частях он преобладает над апатитом, в апикальных — соотношения обратные. В апикальных частях, сложенных мелкозернистыми и аплитовидными гранитами, возрастает содержание касситерита, граната, флюорита. Устанавливается прямая корреляция олова с фтором и отсутствие такой связи с бором. Конечные дифференциаты являются концентраторами олова, свинца, скандия, титана, ниобия, мышьяка, фтора, рубидия.

Комплексы аляскитовой формации, вмещающие редкометальные и редкоземельные месторождения, характеризуются двухфазным строением. Обе фазы сложены биотитовыми гранитами близкого состава, но различной зернистости. Граниты характеризуются относительно низким содержанием SiO_2 (74 %). При сумме щелочей, равной 8,5 %, ведущая роль принадлежит натрию, что обусловлено процессами альбитизации гранитов. Таким образом, при общем калиевом типе редкометальноносные граниты, а именно альбитизированные участки, характеризуются резким возрастанием роли натрия. Оценка геохимических признаков позволяет с

определенностью утверждать, что рудоносные граниты обогащены цирконием, ниобием, свинцом, оловом, стронцием, иттрием, скандием, иттербием, которые концентрируются в породообразующих (микроклине, биотите) и аксессуарных минералах (топазе, амазоните и др.).

В отличие от аляскитовой формации, специализированной на редкие элементы и редкие земли, породы комплексов этой же формации, несущие оловянное оруденение (табл. 16), характеризуются кварц-калишпатовой ассоциацией, а плагиоклаз в количестве менее 20 % представлен преимущественно олигоклаз-альбитом и альбитом. По химическому составу граниты классифицируются как ультракислые: $\text{SiO}_2 = 75 \div 77 \%$, калий преобладает над иттрием (в 1,4 раза). Породообразующие (биотит, кварц), а также типоморфные аксессуарные (магнетит, турмалин) минералы являются концентраторами олова и редких элементов.

Характерным геохимическим признаком рудоносных гранитов является неоднородное распределение редких элементов и минералов. К апикальным частям массивов, сложенным мелкозернистыми гранитами, повышается содержание бора, фтора, рубидия, циркония, а также количество фергусонита и уменьшается содержание бария, меди, иттрия и аксессуарных минералов — апатита, магнетита, ортита. В то же время содержание олова и галлия во всех разновидностях гранитов, по существу, одинаково.

Вольфрамоносные комплексы аляскитовой формации (табл. 16) по особенностям состава и строения близки к оловоносным. Отличительными признаками их являются повышенные концентрации вольфрама, бора, иттрия, иттербия и свинца, причем содержание бора превышает кларк примерно в 5 раз. Концентраторами вольфрама являются вольфрамит, шеелит, ильменит, турмалин, биотит, мусковит; турмалин и ильменит обогащены еще и оловом. Отмечается постоянная обедненность гранитов фтором.

Комплексы щелочно-гранитовой формации специализированы на цирконий, тантал, ниобий и др. (табл. 16), которые, за исключением аляскитовой формации, содержатся в формациях гранитовой группы в основном в количествах ниже кларковых.

В химическом составе рудоносных щелочных гранитов устанавливается натриевая специализация ($\text{Na} > \text{K}$), повышенная щелочность, повышенное содержание FeO и умеренная общая железистость (76 %) при относительно низком отношении $\text{FeO}/\text{MgO} = 2$.

Калишпат представлен анортоклазом с высоким содержанием альбитового компонента (до 51—57 %). Биотит характеризуется повышенной магнезиальностью и титанистостью, высокой степенью окисленности (0,38—0,40 против 0,13—0,26 в рудоносных комплексах), повышенной щелочностью и пониженными содержаниями FeO, суммы железа. Геохимической особенностью биотита рудоносных комплексов являются повышенные концентрации фтора по сравнению с гидроксильной группой.

Специализация щелочных гранитов на редкие элементы отражена в составе отличающихся большим разнообразием аксессуар-

ных минералов, в том числе флюорита, редкоземельного циркона, сфена, ортита, чевкинита, торита, пирохлора, монацита, ксенотима, бритолита, паризита, колумбита, флюоцерита, эвксенита, малакона и др.

Все сказанное выше о корреляции состава пород интрузий и сопровождающего их оруденения, однако, носит самый общий характер, и в реальной обстановке указанные закономерности не всегда выдерживаются. Постмагматические преобразования, сопровождающие становление интрузий, и возникающие при этом минеральные метасоматические ассоциации являются одним из важнейших признаков, свидетельствующих о сопряженности с интрузиями определенных рудных концентратий.

Пропилитизация проявляется в образованиях близповерхностной интрузивной фации и сопровождается формированием медно-молибденовых месторождений, ассоциирующих с телами гранодиоритовой группы. Аргиллизация гидротермально-метасоматического происхождения, также относящаяся к малоглубинным, сопряжена с формированием кварц-шеллитовых (с золотом) месторождений, связанных с гранодиоритовой группой магматических формаций, и флюоритовых, сопряженных с гранитовой группой формаций.

Турмалинизация, хлоритизация, березитизация и гумбентизация развиваются на умеренных глубинах. Изменения этого типа сопровождают оловорудное силикатно- и сульфидно-касситеритовое, а также золото-сульфидное оруденение. С этой же группой метасоматически измененных пород сопряжены месторождения вольфрамовой гумбеитовой формации в терригенных миогеосинклинальных прогибах. Березитизация сопровождается месторождениями золото-кварцевой, золото-вольфрамовой кварцевой и медно-молибденовой порфириковой формаций в связи с интрузиями гранодиоритовой группы.

Метасоматические образования грейзенового типа характерны исключительно для интрузивных тел гранитовой группы, где они сопряжены с редкометальным оруденением (вольфрам-молибденовая грейзеновая, редкометально-флюоритовая, редкометально-редкоземельно-апогранитовая, олово-вольфрамовая и ряд других формаций).

В зонах развития фенитизации сосредоточено циркониевое, тантал-ниобиевое, редкоземельное оруденение, сопряженное главным образом с гранит-граносиенитовой и в особенности со щелочно-гранитовой формациями.

И, наконец, фельдшпатолиты, сопровождающие становление аляскитовой, гранит-граносиенитовой, щелочно-гранитовой формаций, определяют развитие месторождений тантала, ниобия в сочетании с вольфрамом, оловом, скандием.

Как уже упоминалось, характер постмагматических изменений гранитоидов и вмещающих их пород является одним из наиболее конкретных критериев их рудоносности. Наложение этих изменений на гранитоиды во многом определяет геохимическую специ-

фику последних и соответственно специфику присущих им акцессорных минералов.

Большинство рудных месторождений, сопряженных с гранитоидными телами, размещается в пределах их экзо- и эндоконтактовых ореолов. Одним из важнейших структурных критериев рудоносности в этом случае является уровень эрозионного среза массивов. Не меньшее значение приобретает и выявление строения кровли и закономерностей размещения останцов вмещающих толщ в теле массивов.

Таким образом, небольшой или умеренный срез гранитных массивов является весьма благоприятным признаком для обнаружения рудных месторождений практически любого генезиса. Столь же благоприятным обстоятельством является наличие в теле интрузий останцов кровли.

О сравнительно слабом эрозионном срезе массивов гранодиоритовой группы свидетельствуют широкое развитие гибридных пород повышенной основности, наличие слабо измененных ксенолитов, директивные текстуры пород. В массивах гранитовой группы свидетельством их малого среза являются зоны закалки, более мелкозернистые структуры пород, директивные текстуры, зональное чередование крупно-, средне- и мелкозернистых пород, изменчивость их состава, неравномерное развитие метасоматических образований.

Преобладающая часть богатых рудных месторождений, связанных с массивами как гранитовой, так и гранодиоритовой группы, ассоциирует с телами небольших (десятки квадратных километров) и средних (сотни, реже первые тысячи квадратных километров) размеров. Причем в последних оруденение чаще всего размещается вблизи тел-сателлитов. Массивы крупных размеров (если они не принадлежат к полихронным образованиям), как правило, слаборудоносны. Вероятно, это обстоятельство связано отчасти с тем, что крупные тела площадью во многие тысячи квадратных километров срезаны на большую глубину.

В настоящее время еще очень слабо изучен вопрос о соотношении оруденения с внутренним строением массивов, характером их зональности и прототектоники. Гораздо более определенно можно говорить о связи дайкового комплекса и оруденения, которое часто размещается в пределах полей обильного развития даек различного состава. Дайки первого этапа, по В. С. Коптеву-Дворникову [1968 г.], сопряжены во времени со становлением гранитоидных тел. Они слагаются аплитами, гранит-порфирами, микрогранитами, сиенит-порфирами и представляют собой отщепления остаточного магматического расплава в камере самой интрузии. Поэтому они, как правило, размещаются в экзо- и эндоконтактовой зонах массивов, где преимущественно и формируются рудные тела, нередко использующие те же направления трещиноватости. Становление даек первого этапа по времени ближе всего отвечает образованию скарных, альбитовых и грейзеновых месторождений. Становление даек второго этапа (габбро-диабазы,

лампрофиры) связано с поступлением магмы с больших глубин, на которых, надо полагать, происходило формирование рудных растворов. В связи с этим пояса даек второго этапа могут совпадать с ориентировкой трещин, по которым поднимались эти растворы.

Тектоническая позиция гранитоидных массивов и соотношение их с другими геологическими формациями (в том числе магматическими) в значительной мере определяют характер их рудоносности. К раннегеосинклинальной стадии принадлежит лишь комплекс, развитые в пределах эвгеосинклинальных зон и имеющие габбро-диорит-плагиигранитовый состав. С ними ассоциирует железорудная и золоторудная минерализация. В силу слабой изученности образований этого типа в настоящее время отсутствуют сведения, которые позволили бы судить о характере рудоносности в зависимости от тектонического положения.

Тоналит-плагиигранит-гранодиоритовая формация завершает становление эвгеосинклинальных систем. Характер ее рудоносности заметно варьирует в зависимости от тектонического положения региональных комплексов и массивов. Крупные месторождения железа контактово-метасоматического типа в связи с интрузиями этой формации образуются в пределах эвгеосинклинальных прогибов полидифференцированного (уральского) типа (месторождения Кузнецкого Алатау) или же в позднегеосинклинальных прогибах с интенсивным базальт-андезитовым вулканизмом (месторождения Сарбай-Соколовской группы).

Золоторудная минерализация более характерна для интрузий, развитых в геоантиклинальных поднятиях (Уральская группа месторождений). С геоантиклинальными поднятиями связано, как правило, и образование шеелитовых месторождений. Медно-молибденовое порфиоровое оруденение в связи с интрузиями данной формации образуется лишь в пределах вулканогенных прогибов (месторождение Бошекуль, Казахстан).

Становление комплексов гранитовой формации связано с завершением геосинклинального этапа развития мезо- и миктогеосинклинальных зон. В первом случае принадлежащие к ней интрузии несут часто значительное по масштабам вольфрам-молибденовое или оловянное оруденение (месторождения Большого Кавказа, Калбы, Северо-Востока СССР). В миктогеосинклинальных зонах масштабы редкометальной минерализации, как правило, незначительны, часто отмечается слабая золотоносность (хунгарийский комплекс Сихотэ-Алиня). Существенно сказывается тектоническое положение на рудоносности гранитоидов, размещающихся в орогенных и активизационных структурах складчатых областей. В качестве закономерности отмечаются большие масштабы оруденения, сопряженного с комплексами одного формационного вида, проявленными в активизированных (повторно орогенных) структурах, по сравнению с комплексами того же вида в орогенных. Примером, с одной стороны, могут служить интрузии Забайкалья, с другой — Горного Алтая. Орогенные интрузии,

следующие за вторичными геосинклиналями, обладают оруденением большого масштаба. Так, например, в Казахстане с герцинскими интрузиями гранитовой группы связаны более крупные редкометалльные месторождения по сравнению с каледонскими [Щерба Г. Н. и др., 1979 г.]. Установлено также, что только с эпи-, мио- и миктогеосинклинальными интрузиями гранитовой группы сопряжены оловорудные месторождения, которые не характерны для структур, прошедших эвгеосинклинальное развитие. В то же время медно-молибденовые порфировые месторождения образуются главным образом в пределах последних, причем непременно внутри вулканогенно-осадочных впадин.

Рудные месторождения, связанные с гранитоидами, размещаются как в пределах самих массивов, так и во вмещающих их образованиях. И вполне понятно, что на характер их рудоносности большое влияние оказывают геологические формации, сопряженные в пространстве с гранитоидами.

Скарновые месторождения, сопровождающие преимущественно массивы гранодиоритовой группы формаций, образуются при внедрении последних в известняки (известковые скарны), доломиты или доломитизированные известняки (магнезиальные скарны) или в вулканогенно-осадочные толщи основного и среднего состава (силикатные скарны). Железородные месторождения могут развиваться во всех этих трех типах скарнов, но непременно в структурах эвгеосинклинального, реже миктогеосинклинального типа (месторождение горы Магнитной, Сарбай-Соколовская группа и др.). В такой обстановке железородные скарны образуются даже в связи с телами гранит-граносиенитовой формации (Ирбинское месторождение на Восточном Саяне), железородная специализация для которых не характерна. В сходной обстановке образуются и железо-кобальтовые месторождения (Дашкесан, Малый Кавказ).

Шеелитоносные скарны формируются по известнякам, входящим в состав карбонатно-терригенных отложений (месторождение Лянгар, Средняя Азия), реже по самим гранитоидам, иногда на большом удалении от контакта (месторождение Чарух-Дайрон, Средняя Азия). С карбонатными толщами связано также образование свинцово-цинковых скарновых месторождений (Дальнегорское, Сихотэ-Алинь; Алтын-Топкан, Средняя Азия).

Одним из важнейших условий образования альбититовых месторождений, сопряженных с гранитовой группой формаций, является наличие в кровле массивов плотных, слабопроницаемых пород; грейзеновые месторождения формируются, наоборот, в условиях открытой системы, что обусловлено развитием в кровле легкопроницаемых трещиноватых алюмосиликатных пород (песчаников, сланцев, эффузивов и т. д.). Медно-молибденовые порфировые месторождения образуются при внедрении интрузий гранодиоритовой группы в вулканогенные толщи андезит-базальтового, андезитового, реже базальтового состава.

Месторождения вольфрамовой шеелит-кварц-гумбентовой формации, связь которых предполагается с гранитовой или лейкогранитовой формацией, приурочены в большинстве к зонам сочленения кремнисто-спилит-диабазовых и флишоидных толщ (Верхнее Кайракты, Батыстау, Казахстан; Урзарсай, Горный Алтай).

Существенное влияние на масштабы оруденения оказывает совмещение в пространстве разновозрастных и разноформационных гранитоидных тел, слагающих так называемые полихронные или полиформационные массивы. Чаще всего они образованы гранитными телами, представляющими единый временной ряд. Например, гранитовая→лейкогранитовая→аляскитовая→(щелочно-гранитовая) формации. Наиболее богатая рудная минерализация, в данном случае редкометальная, оказывается сопряженной с наиболее поздними членами ряда. Несомненно, что в ходе последовательного развития магматического процесса происходило поступление нового рудного вещества одновременно с переотложением рудных компонентов, возникших на более ранних стадиях этого процесса.

Таким образом, признаки, с помощью которых определяется формационная принадлежность гранитоидных комплексов, служат и для выявления реальной рудоносности региональных комплексов в массивах. Вещественный состав и строение региональных комплексов гранитоидов в первую очередь определяют их принадлежность к тому или иному формационному виду и соответственно геохимический профиль возможного оруденения, а особенности состава, присущего данному комплексу, позволяют более конкретно уточнить его потенциальную рудоносность. С другой стороны, тектоническое структурное положение гранитоидных тел одного формационного вида (принадлежность к тому или иному этапу, к той или иной структурно-формационной зоне) определяет реальные возможности образования в связи с ними тех или иных формационных типов рудных месторождений, а нередко и их вероятные масштабы.

Строение гранитоидных тел, зональность в распределении пород, закономерности распределения аксессуарных и рудных элементов и минералов, форма и размеры этих тел, состав и строение непосредственно вмещающих их пород позволяют прогнозировать возможность обнаружения в ассоциации с ними определенных типов месторождений, а в ряде случаев и вероятные места их локализации.

4. Характеристика некоторых рудоносных комплексов

Из рассмотрения взаимосвязи гранитоидного магматизма и рудогенеза видно, что установление реальной рудоносности применительно к гранитоидным формациям в большей степени, чем для ультрамафитовых и габбровых формаций, зависит от конкретной геологической обстановки. В качестве признаков рудоносности большое значение приобретают уровень эрозионного среза, харак-

тер и масштабы гидротермально-метасоматических изменений, морфология тел и т. д. На примере ряда гранитоидных комплексов, возникших в различных условиях в разное время, ниже показано относительное значение тех или иных признаков этих комплексов, используемых при оценке минерагенической продуктивности.

Гранитовая формация. Уллукамский комплекс (Большой Кавказ)

Уллукамский комплекс, развитый в пределах геосинклинальной структуры мезогеосинклинальной зоны Большого Кавказа, — позднепалеозойского возраста [Афанасьев Г. Д., 1958 г., и др.]. Его аналоги имеются в пределах Дзирульского, Храмского, Локского и Арзаканского выступов байкальско-герцинского основания альпийских структур. Комплекс представлен крупными секущими телами, вытянутыми вдоль простирания структур рамы (рис. 28). Он является типичным аллохтонным интрузивным образованием, сформировавшимся в глубинных (абиссальных) условиях. Форма тел — конформные штоки, пластообразные и неправильные дайкообразные массивы. По нашим представлениям, массивы формировались в одну или две фазы.

Типичной для комплекса является слабая дифференцированность его состава: существенно преобладают мелко-, средне-, редко крупно- и равномернозернистые и порфиридные двуслюдяные и биотитовые микроклиновые граниты, реже встречаются аляскиты. В состав комплекса входят гибридные, преимущественно эндоконтактные породы: кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты (Ушба-Эцкерский массив), монцититы (Уллукамский массив). Все разновидности пород, представляющие одну фазу внедрения, связаны между собой постепенными переходами. Поздняя фаза — мелкозернистые граниты и гранитпорфиры.

Средний (модальный) количественный минеральный состав гранита уллукамского комплекса отличается от среднего состава гранита гранитового формационного вида [49] несколько меньшим содержанием калиевого полевого шпата и более высоким содержанием кварца. Нормативный состав гранита практически не отличается от модального.

Средний состав плагиоклаза в граните изменяется от кислого до основного олигоклаза (Ap_{11-26}). Плагиоклаз относится к упорядоченной низкотемпературной серии (индекс упорядоченности по Слеммансу 70—90, ИК-упорядоченность >100). Калиевый полевой шпат представлен микроклич-пертитом состава $Or_{76-88}Ab_{11-24}An_{0-3}$, а биотит — магнезиально-железистой, реже железисто-магнезиальной разновидности, как правило пересыщенной глиноземом (избыток Al в тетраэдрической позиции), политипия 1M, 1M+хлорит, реже 1M±2M₁.

Гибридные породы уллукамского комплекса содержат зеленый амфибол, относящийся по составу к промежуточному ряду актинолит — роговая обманка. Наиболее характерными аксессуарными минералами являются циркон, гранат, апатит, молибденит, шеелит, касситерит и др.

Средний химический состав гранита уллукамского комплекса близок среднему составу гранита гранитового формационного вида [49]. Его отличает большее содержание глинозема и закисного железа и меньшее окисного железа. Характерна слабая дисперсия в содержании всех окислов, за исключением CaO, что свидетельствует об относительной однородности состава массивов.

Геохимическое опробование пород уллукамского комплекса обнаруживает, что содержания ряда рудных элементов в них выше кларков: свинца (в 1,5 раза), цинка (в 1,4 раза), меди (в 2 раза), молибдена (в 1,6 раза), олова (в

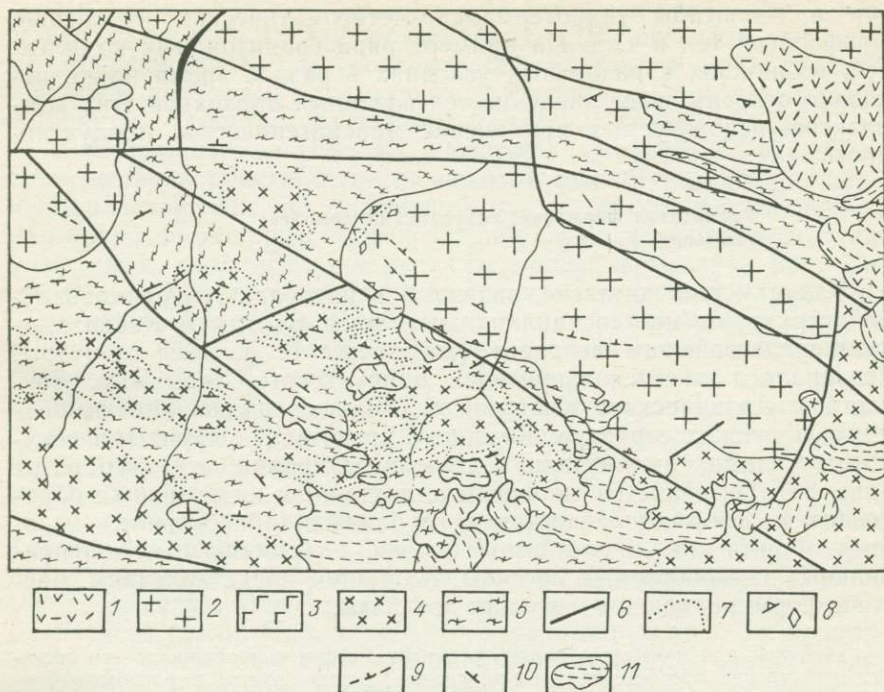


Рис. 28. Схема геологического строения Уллукамского массива. Составил Е. К. Станкевич с использованием материалов М. Л. Сомина [1971 г.] и СКГУ.

1 — липариты, липарито-дациты, андезиты-дациты, лавы и туфы (N_2-Q); 2—3 — уллукамский комплекс (C_2-3): 2 — равномернозернистые и порфиroidные двуслюдяные граниты, 3 — роговообманковые монзониты; 4 — комплекс порфиробластовых гранитов (PR_3-PZ_1); 5 — мигматизированные кварц-биотитовые кристаллические сланцы, плагиоклазовые и биотитовые гнейсы, мигматиты (PR—PZ); 6 — разломы; 7 — нечеткие границы между породами; 8 — элементы трахитоидной и гнейсовидной текстур; 9 — элементы крупнопластной системы сколов; 10 — элементы псевдостратификации; 11 — ледники.

2,3 раза). Для вольфрама, урана, тория установлены концентрации ниже кларков. Значительная дисперсия содержаний отмечается у свинца, меди, тория.

Рассматриваемые рудные элементы (кроме U и Th) почти повсеместно присутствуют во всех породообразующих минералах. Свинца больше всего накапливается в калиевом полевоом шпате и плагиоклазе, цинка, молибдена и олова — в биотите, меди — в кварце, вольфрама — в плагиоклазе. Сопоставление совокупного содержания рудных элементов в минералах и в исходной породе в целом показывает, что в породообразующих минералах накапливается 82 % валового свинца, 43 % цинка, 26 % меди, 21 % молибдена, 36 % олова и 52 % вольфрама. Остальная часть рудных элементов, по-видимому, концентрируется в собственных рудноакцессорных минералах. Все рассмотренные породообразующие минералы в той или иной степени несут информацию о рудной специализации интрузий. Кварц, плагиоклаз, биотит и амфибол лучше всего отражают медную рудную специализацию, а калиевые полевой шпат помимо медной может указывать на свинцовую.

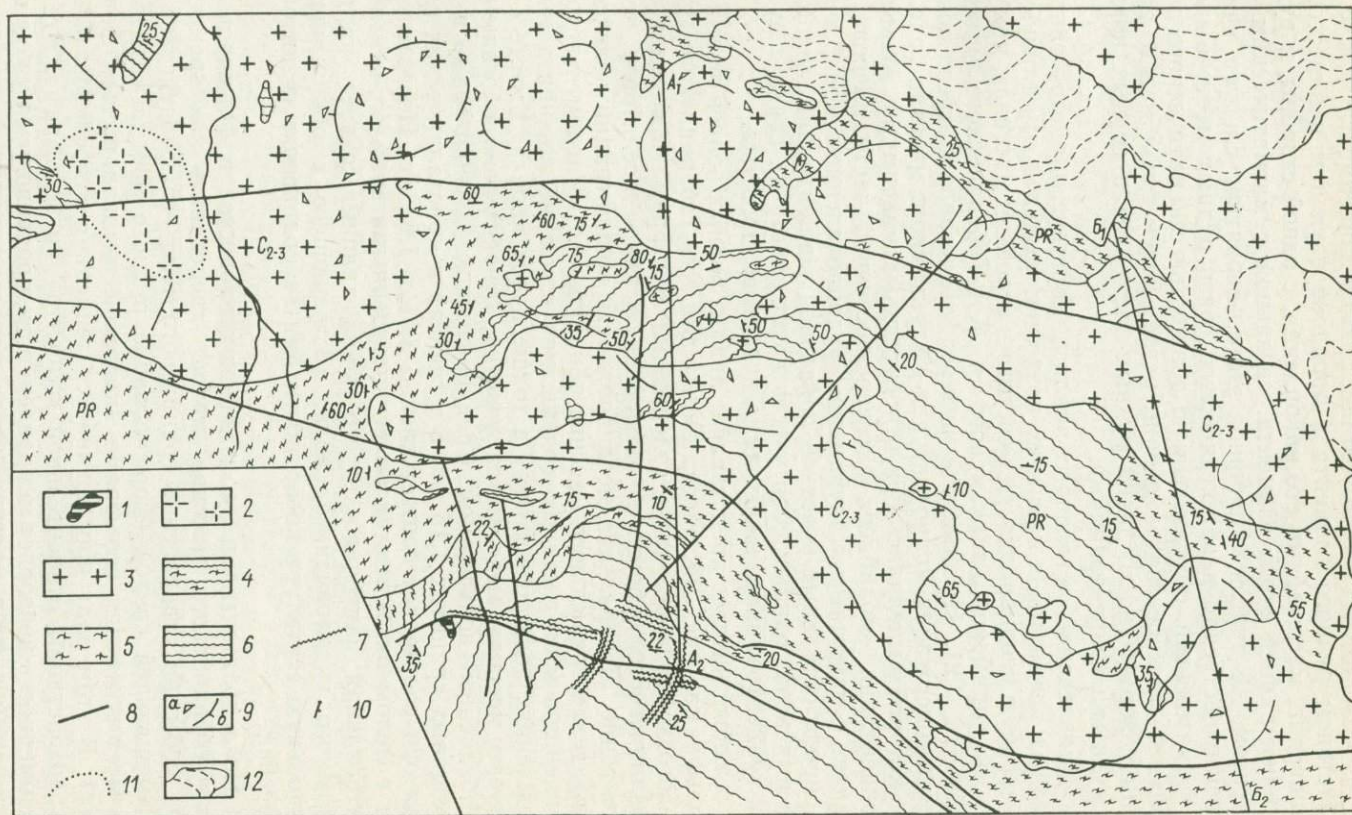
Акцессорные минералы в гранитоидах содержат более широкий спектр рудных элементов-примесей, чем породообразующие минералы, и в этом отношении их индикаторная роль оказывается предпочтительнее. Магнетит может указывать на свинцово-медно-оловянно-молибденовую специализацию, а апатит — на свинцово-медно-молибденовую.

Необходимо отметить, что нет прямой зависимости между присутствием рудного элемента в порообразующем и акцессорном минерале, масштабами его накопления, с одной стороны, и рудной концентрацией этого элемента, связанной с магматическим комплексом,—с другой. Причиной этого, вероятно, следует считать преимущественно парагенетическую связь рудных месторождений с гранитоидами, обусловленную общностью магматического очага. Поэтому важное значение приобретает поиск связи между рассеянной формой нахождения рудных элементов в горных породах и рудными концентрациями.

Привлечение детального анализа парагенезов петрогенных и рудных элементов в гранитах позволяет выявить отчетливую латеральную неоднородность в составе и строении массивов, как видно на примере Уллукамского и Кти-Тебердинского массивов (рис. 28, 29). Наибольший интерес представляет тренд-поверхность содержания молибдена для Уллукамского массива (рис. 30), на которой выделились три относительных максимума. Максимум концентрации молибдена в северо-восточной части массива совпадает с известным Уллукамским рудопроявлением молибденита. Природа остальных участков локальной концентрации молибдена не выяснена; однако, если учесть возможность их связи с рудными концентрациями, необходима детальная проверка.

Особый интерес представляет анализ равных концентраций для вольфрама (рис. 31), рассчитанных для Кти-Тебердинского гранитового массива без учета содержаний вольфрама в породах кристаллического субстрата, вмещающего кварц-шеелитовое месторождение. Латеральная неоднородность концентрации вольфрама в пределах гранитового массива обнаруживает в целом некоторую тенденцию к возрастанию содержания при приближении к месторождению, локализованному в толще пород кровли. Вместе с тем внутри массива выделяются участки, относительно обогащенные и обедненные вольфрамом. Среднее содержание вольфрама в двуслюдяных гранитах 1,15 г/т, а в гнейсах и кристаллических сланцах оно составляет соответственно 2,01 и 1,82 г/т. Породы кровли в целом оказываются более насыщенными этим элементом, а латеральная изменчивость его концентраций создает картину сложного куполовидного свода, наследующего в общих чертах купольную структуру поверхности Кти-Тебердинского гранитового массива.

Последовательность геологических процессов в формировании Кти-Тебердинского массива можно представить как временной ряд событий: становление гранитового тела→взаимодействие его с вмещающей средой→формирование рудного постмагматического месторождения вольфрама (кварц-шеелитовая рудная формация). В этом ряду прослеживается тенденция к последовательному возрастанию относительной концентрации вольфрама. Эта закономерность повторяет направленность, проявившуюся уже в процессе становления массива, когда породы поздних фаз интрузии



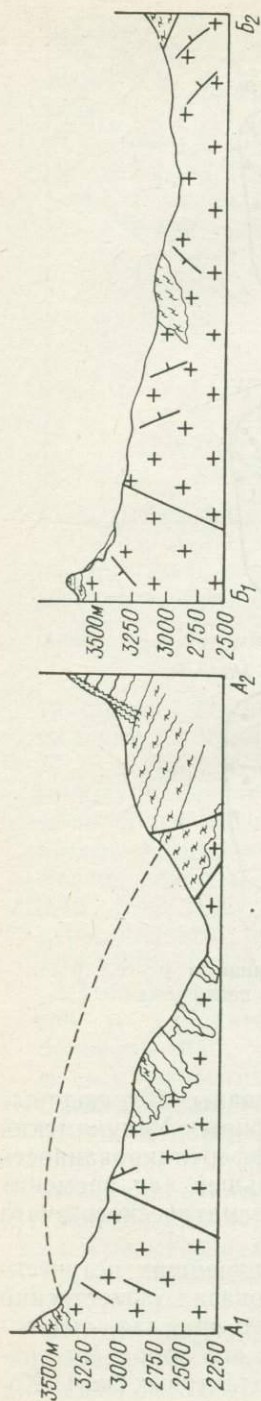


Рис. 29. Схема геологического строения Кти-Тебердинского массива. Составил Е. К. Станкевич.

1 — гранит-порфиры; 2 — аляскиты; 3 — двуслоидные граниты; 4 — амфиболиты, кристаллические сланцы, гнейсы (PR); 5 — гнейсы (PR); 6 — кристаллические сланцы (PR); 7 — кварцевые и кварц-полевшчатозые рудоносные жилы; 8 — разломы; 9 — структурные элементы в границах (а — ориентировка трахитонности); 10 — элементы псевдоэратификации и гнейсовидности; 11 — нечеткие границы между породами; 12 — ледники.

(гранит-порфиры) оказались более насыщенными вольфрамом (1,9 г/т), чем породы главной фазы (1,17 г/т).

Оценка геолого-петрологических признаков рудоносности уллукамского комплекса может быть сделана на примере сопоставления Уллукамского и Кти-Тебердинского массивов. Глубина становления и структурная позиция массивов в сходных по строению блоках коры, сложенных породами кристаллического субстрата зоны Центрального Кавказа, аллохтонная природа магматических тел и фациальные особенности пород свидетельствуют о близости условий формирования массивов, определяемых глубиной их становления. Это подтверждается также данными по типоморфизму породообразующих минералов (их составу и структурной упорядоченности) и термобарометрическими расчетами.

Массивы представляют собой наклонные и вытянутые в общекавказском направлении штоки. В Кти-Тебердинском массиве хорошо сохранилась апикальная часть интрузии, для которой характерна неровная поверхность с многочисленными куполообразными выступами. Интрузия занимает ядро крупной антиклинали. Сохранились обширные поля кровли, свидетельствующие об относительно слабой эродированности массива. Преобладают в целом нормальные интрузивные (не тектонические) контакты с породами рамы. Уллукамский массив сложен преимущественно породами глубинных фаий. Он более эродирован, и породы кровли повсеместно не сохранились. В массиве существенно преобладают тектонические контакты с вмещающими породами. Кти-Тебердинский массив сложен породами двух сближенных во времени фаз внедрения гранитового распла-

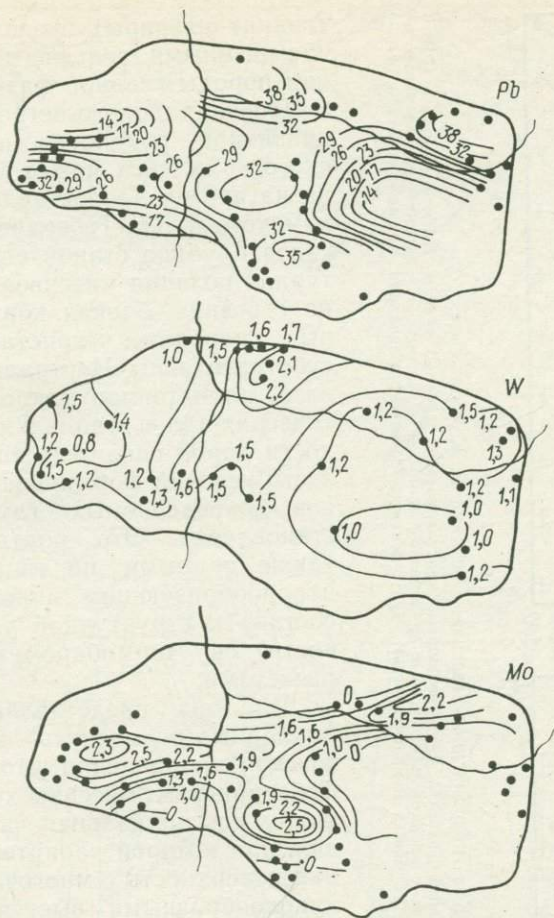


Рис. 30. Тренд-поверхности содержания свинца и молибдена и изолинии равных концентраций вольфрама (г/т) в породах Уллукамского массива.

ва. В первую (главную) фазу были сформированы двуслюдяные граниты и аляскиты, во вторую — гранит-порфиры. Уллукамский массив формировался в одну фазу. Такая дифференцированность массивов свидетельствует, по-видимому, о большей (во времени) активности и эволюционной направленности магматического очага для Кти-Тебердинского массива.

Анализ тренд-поверхностей содержания главнейших петрогенных элементов для сравниваемых массивов показал существенно большую неоднородность состава Уллукамского массива, связанную с большей дисперсией состава слагающих его пород (от гранитов до гранодиоритов и монцонитов эндоконтактных зон). Хо-

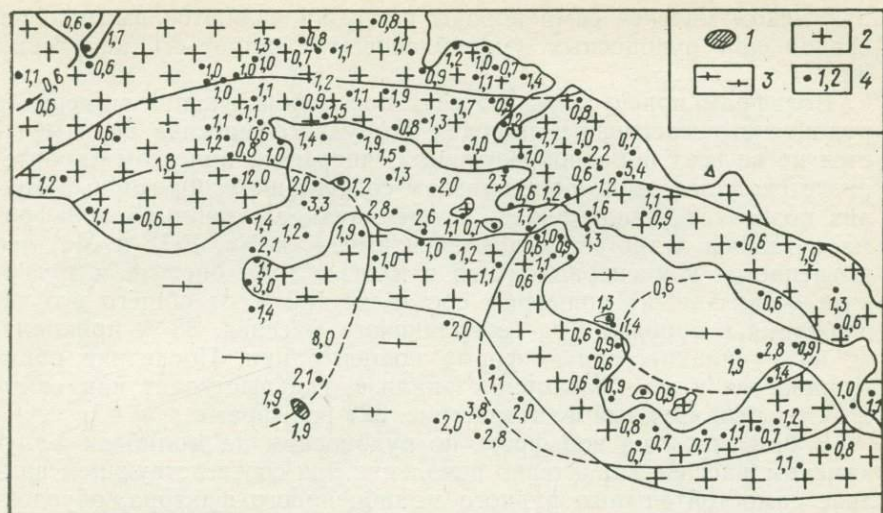


Рис. 31. Тренд-поверхность содержания вольфрама (г/т) в гранитах Кти-Тебердинского массива.

1 — гранит-порфиры; 2 — двуслюдяные граниты, аляскиты; 3 — кристаллические сланцы, гнейсы; 4 — точки геохимического опробования и содержания вольфрама (г/т).

тя степень дифференцированности пород массивов по SiO_2 (амплитуда колебания содержания) и оказывается близкой (69,80—75,10 и 66,28—72,17), изменчивость содержания остальных петрогенных элементов в Кти-Тебердинском массиве наблюдается на фоне более высокой общей кислотности и характеризуется сравнительно меньшей дисперсией. Так, содержание петрогенных элементов для Кти-Тебердинского массива, %: CaO 0,85—1,43; Na_2O 3,43—4,47; K_2O 3,35—3,92; Fe_2O_3 0,18—0,54; FeO 0,68—1,44. Содержания этих же элементов для Уллукамского массива, %: CaO 1,14—2,68; Na_2O 2,46—4,26; K_2O 2,08—5,44; Fe_2O_3 1,02—7,32.

Минерально-геохимические особенности двуслюдяных гранитов и аляскитов Кти-Тебердинского массива характеризуют более высокие, чем в Уллукамском массиве, содержания цинка, меди и, напротив, более низкие концентрации молибдена и олова. Свинец и вольфрам содержатся примерно в равных количествах, однако в породах Кти-Тебердинского массива концентрации этих элементов отличаются существенно большими дисперсией и средним квадратическим отклонением. Установлены различные типы тренд-поверхностей содержания рудогенных элементов в сравниваемых массивах. Для Кти-Тебердинского массива характерен тип тренда, показывающий «вынос», а для Уллукамского — «привнос» рудогенных элементов. Это связано в определенной мере с положением мест локальных рудных концентраций относительно интрузивного тела: для Кти-Тебердинского массива месторождение вольфрама (со свинцом) размещается в породах кровли, а в Ул-

лукамском массиве сами породы интрузии являются вмещающей средой для рудоносных (молибденовых, свинцовых) кварцевых жил.

Вольфрам присутствует во всех породообразующих минералах рудоносного массива. В породах безрудного массива он отмечается не во всех породообразующих минералах, при этом характеризуется существенно более низким содержанием. Факторный анализ позволяет устанавливать корреляцию «связанного» вольфрама с такими петрогенными элементами, как Na, Fe^{2+} и Mg, что объясняется концентрацией его в плагиоклазе, биотите и мусковите. «Связанный» вольфрам составляет 62 % от общего его содержания в породах Кти-Тебердинского массива, 38 % приходится на рудноакцессорную форму концентрации. Последняя обнаруживается и при факторном анализе, где выступает как самостоятельный «рудный фактор» (рис. 32) вольфрама.

В безрудном на вольфрам, но рудоносном на молибден Уллукамском массиве характерно появление при соответствующем анализе самостоятельного рудного молибденового фактора, обусловленного рудноакцессорной формой концентрации молибдена.

Вся совокупность данных свидетельствует о существовании парагенетической связи между становлением гранитового массива и формированием месторождения вольфрама. Парагенетический тип связи в природной системе гранитный массив — рудное месторождение не исключает возможности использования данных петрологических исследований для оценки рудоносности.

Наиболее существенный петрологический признак наряду с общими (малый эрозионный срез, многофазность становления, более высокое содержание в породах SiO_2 и др.), характеризующими рудоносность гранитоидных массивов уллукамского комплекса Кавказа, — присутствие рудогенных элементов, являющихся основными минералообразующими компонентами в акцессорных минералах. При этом содержание рудогенного элемента в породах не обязательно должно превышать кларковое. Характерна большая дисперсия содержания соответствующего элемента. Неравномерность распределения рудогенных элементов в массивах отражается в характере тренд-поверхностей их содержаний, что свидетельствует об их переконцентрации.

**Гранит-граносиенитовая, аляскитовая
и щелочно-гранитовая формации
(Ирбинский массив, Восточный Саян)**

В пределах ряда структурно-формационных зон Алтае-Саянской области (Сангиленский срединный массив, Западно- и Восточно-Тувинская, Кизир-Казырская зоны) развиты среднедевонские гранитовые комплексы орогенного режима. Они относятся к следующим формационным видам: лейкогранитовому, гранит-граносиенитовому, аляскитовому и щелочно-гранитовому, образующим временной ряд [49]. Интрузивным образованиям предшествуют

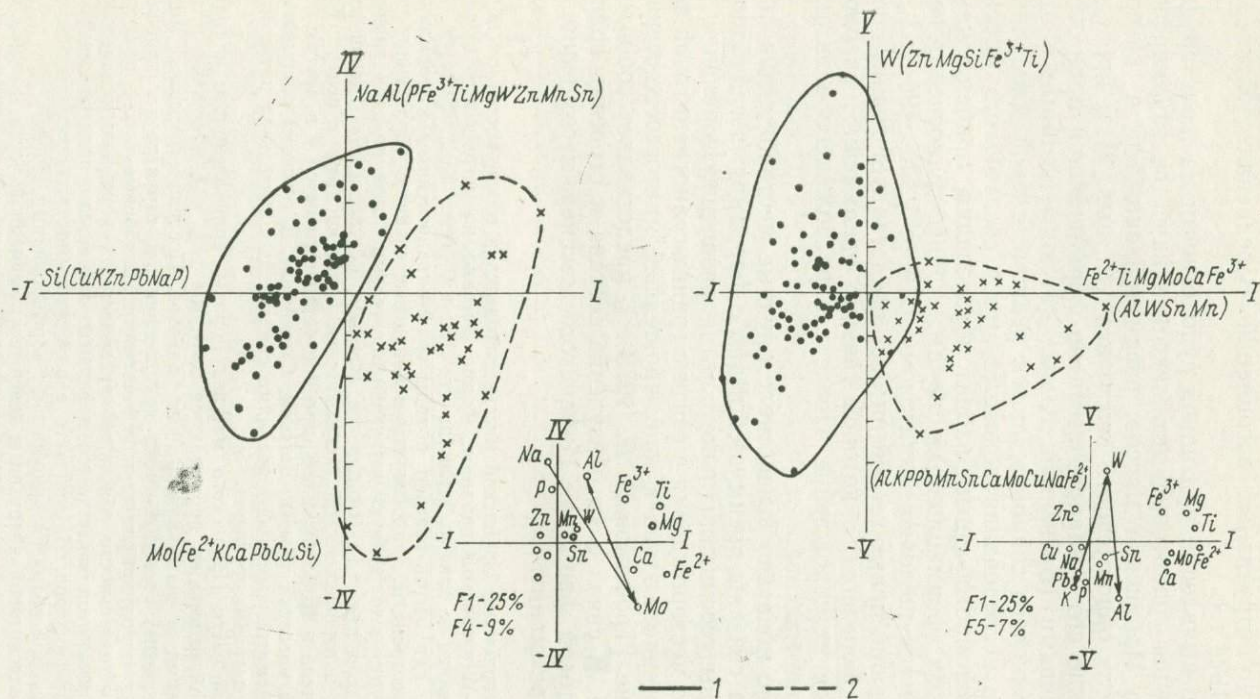


Рис. 32. Совместные диаграммы факторного анализа пород вольфрамоносного Кти-Тебердинского и молибденоносного (но без вольфрама) Уллукамского массивов.

1 и 2 — породы Кти-Тебердинского и Уллукамского массивов.

лавы, пирокласты и субвулканические тела трахилипаритового и трахиандезитового формационных видов, входящих в состав сложных вулкано-интрузивных ассоциаций. [Среднепалеозойские интрузии. . ., 1974 г.].

С целью выявления признаков рудоносности на железорудные месторождения гранитовых комплексов в качестве типоморфного был изучен Ирбинский массив, рассматривавшийся в качестве представителя одноименного комплекса [10, вып. 3], и проведено сопоставление его с аналогичными по формационной принадлежности массивами (Бренский, Кызыл-Дагский), которые в отличие от Ирбинского сопровождаются редкометальной минерализацией. Наши исследования показали, что в состав этого массива, считавшегося многофазным, входят образования, принадлежащие к нескольким формационным видам: гранит-граносиенитовому, аляскитовому и щелочно-гранитовому [Шнай Г. К., 1981 г.]. Из них наибольший практический интерес представляет гранит-граносиенитовая формация, с которой связано одноименное скарново-магнетитовое месторождение. Последнее расположено в экзоконтактной зоне массива.

Как было показано выше, железорудные месторождения скарнового типа связаны преимущественно с формациями гранодиоритовой группы геосинклинального этапа развития. Появление железорудного месторождения в связи с гранит-граносиенитовой формацией орогенного этапа в зоне, прошедшей миктогеосинклинальное развитие [Трофимов В. А., 1979 г.], представляет собой особый случай. В связи с этим изучение состава и строения гранит-граносиенитовой формации Ирбинского массива, несомненно, заслуживает внимания.

Полиформационный Ирбинский массив находится в северо-восточном обрамлении Южно-Минусинской впадины. Форма массива изометрическая в плане, круто наклоненная к западу, площадь его 150 км² (рис. 33). Большую часть массива и его сателлитов слагают породы гранит-граносиенитовой формации — мелкозернистые граниты, граносиениты и кварцевые сиениты, образующие кольцевую структуру, осложненную интрузивными телами более поздних гранитов. Интрузивное тело имеет грубозональное строение, обусловленное сменой менее кислых пород в периферической части массива более кислыми в центре. Кольцевая форма тела и грубозональное строение устанавливаются и в других полиформационных массивах (Кызыл-Дагском, Сыдинском, Бренском) описываемого региона. С рассмотренными образованиями связана дополнительная интрузивная фаза аплитов и гранит-порфиров.

В северной части Ирбинского массива породы, принадлежащие к гранит-граносиенитовой формации, прорываются крупным телом, а в восточной и юго-западной мелкими штоками аляскитовых гранитов. Последние содержат мелкие ксенолиты кварцевых сиенитов, имеют крупнозернистую структуру в отличие от мелкозернистых пород предшествующей интрузии. Указанные факты свидетельствуют о самостоятельности аляскитов, внедрившихся несколько позднее. Становление тел аляскитов завершается дайковым комплексом аплитов, микрогранитов и гранит-порфиров. На контакте с аляскитовыми гранитами породы гранит-граносиенитовой интрузии приобретают порфировидный облик.

Граниты аляскитовой интрузии в север-северо-западной части массива прорываются более молодой кольцевой структурой, сложенной щелочными гранитами, принадлежащими к щелочно-гранитовой формации. На контакте с щелочными гранитами аляскитовые граниты приобретают порфировидную структуру,

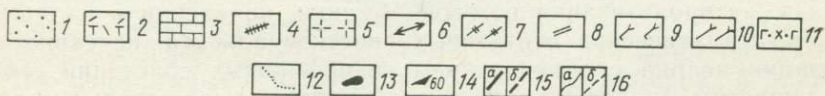
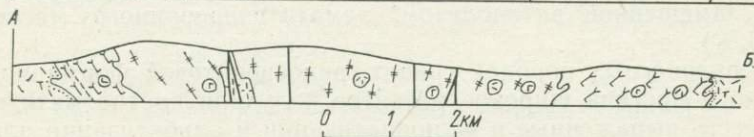
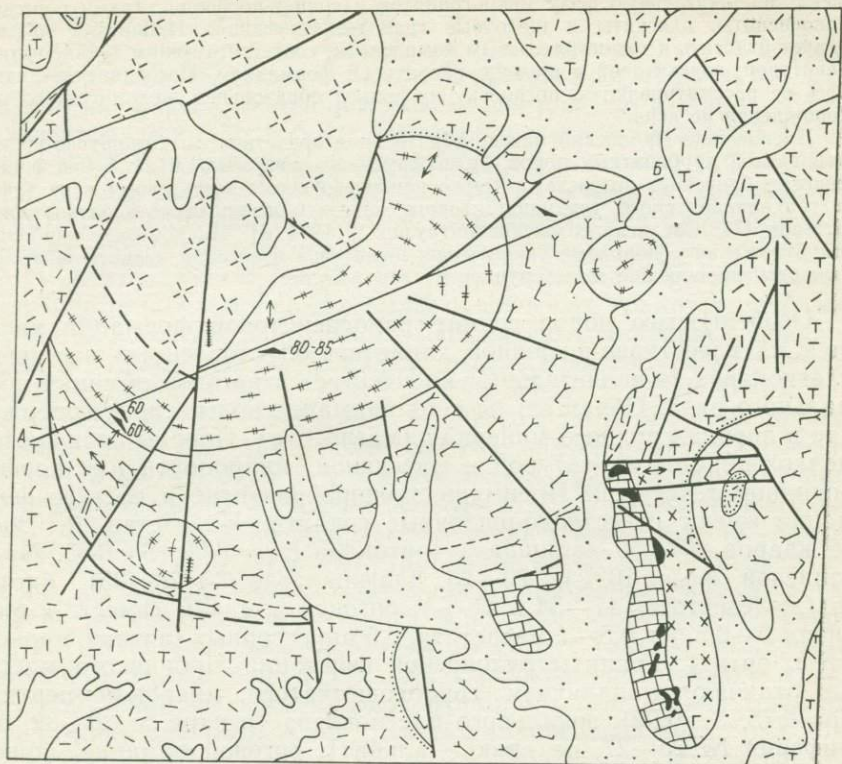


Рис. 33. Схематическая геологическая карта Ирбинского массива. Составила Г. К. Шнай с использованием материалов Г. В. Полякова и др. [Среднепалеозойские интрузии ..., 1974 г.].

1 — четвертичные отложения; 2 — туфы трахиллипаритов и трахидацитов, андезито-базальтовые порфириты, базальты и их туфы (D₁); 3 — кнышинско-ирбинская свита — карбонатные породы, зеленокаменные эффузивы и их туфы (E₁₋₂); 4-10 — интрузивные породы массива (D): 4 — дайки щелочных гранитов и гранит-порфиров, 5 — щелочные граниты, 6 — дайки аляскитовых гранитов и гранит-порфиров, 7 — аляскитовые граниты, 8 — дайки известково-щелочных гранитов, 9 — известково-щелочные граниты и граносиениты, 10 — известково-щелочные кварцевые сиениты; 11, 12 — контактово-метаморфизованные породы; 11 — сиенитизированные, 12 — ороговикованные; 13 — скаены; 14 — ориентировка порфировидности; 15 — тектонические разломы установленные (а), предполагаемые (б); 16 — геологические границы (а), постепенные переходы (б).

наблюдается амфиболизация биотита аляскитовых гранитов. Щелочные граниты имеют дополнительную фазу микрогранитов и гранит-порфиров. Таким образом, граносиениты, аляскиты и щелочные граниты, слагающие Ирбинский массив, следует относить к самостоятельным комплексам, соответствующим гранит-граносиенитовой, аляскитовой и щелочно-гранитовой формациям. Последние две нами здесь не рассматриваются, поскольку их роль в образовании железорудного месторождения не ясна.

Вмещающие Ирбинский массив образования представлены кнышинско-ирбинской свитой карбонатных пород, зеленокаменных эффузивов и их туфов ранне-среднекембрийского возраста, а также раннедевонскими эффузивами и их туфами трахилипаритового, трахиандезитового, андезито-базальтового и базальтового составов [74; Среднепалеозойские интрузии... 1974 г.]. На контакте карбонатных отложений с породами гранит-граносиенитовой формации развиты мраморы и скарны, вмещающие железорудное месторождение.

Особенностью пород гранит-граносиенитовой формации является их известково-щелочной характер, обусловленный наличием плагиоклаза (в значительном количестве) и роговой обманки нормального ряда. Обращает на себя внимание повышенное содержание в породах рудного минерала (магнетита). Породы отличаются мелкозернистой структурой и массивной, миароловой или порфировидной текстурой. Преимущественное развитие в составе формации имеют известково-щелочные граниты. Их состав, %: 30—35 кварца, 45—50 калишпата (ортоклаз с $\rho=0,02$, $S=0,65$, Na в калиевой фазе 10%), 20—25 плагиоклаза (№ 28—25), биотита (железистость 47—54 и 66%), роговой обманки (вместе с биотитом 0—0,5%), 0,5—1 магнетита, 0,5 аксессуарных (апатит, циркон, сфен, ортит). Граниты рудоносной формации Ирбинского массива отличаются наличием грубोरешетчатого микроклин-пертита ($\rho=0,75$, $S=0,92$), зонального плагиоклаза (в ядре № 30—32, периферия № 25—27, на краю — альбит), роговой обманки, полностью замещенной актинолитом, гематитизированного магнетита (до 3%).

В рудоносных породах гранит-граносиенитовой формации Ирбинского массива широкое развитие получили постмагматические процессы, выраженные в калишпатизации и альбитизации плагиоклаза, актинолитизации роговой обманки, появлении в калишпате метасоматических пертитовых вростков альбита, перекристаллизации кварца с образованием гранофириновых сростаний его с калишпатом, скоплений мозаичных зерен и самостоятельных тонких прожилков, появлении позднего магнетита, замещении пылевидным магнетитом калишпата по трещинам спайности и др. Формированию интрузивных пород сопутствовали широкие ореолы метасоматически измененных вмещающих пород. Подтверждается общая закономерность в характере постмагматических изменений вмещающих пород в районах железорудных месторождений [Кузнецов Ю. А., 1955 г.; Поляков Г. В., Телешев А. Е., 1960 г.; Алабин Л. В., 1979 г.]. Формирование пород гранит-граносиенитовой формации Ирбинского массива на прогрессивной стадии сопровождается калишпатизацией, альбитизацией и окварцеванием вмещающих пород. На регрессивной стадии проявляются те же процессы в той же последовательности, но к ним добавляются скар-

нирование, актинолитизация и магнетитовое оруденение, накладывающееся на все предыдущие.

Известково-щелочные граниты гранит-граносиенитовой формации обнаруживают значительные колебания SiO_2 (70—76 %), что связано не только с изменчивостью их состава, но и с процессами их окварцевания. Их также отличают низкие содержания MgO , FeO и CaO . Соотношение щелочей непостоянно: $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,75 \div 1,0$. Сопоставление гранитов с граносиенитами и кварцевыми сиенитами обнаруживает, что они характеризуются близкими значениями общей железистости, степени окисленности и FeO/MgO , что свидетельствует о родстве этой группы пород и формировании их в однотипной обстановке. Для рудоносных гранитов этой же формации в составе Ирбинского массива по сравнению с нерудоносными характерны более низкие содержания SiO_2 , FeO и отношение FeO/MgO и более высокие TiO_2 , Fe_2O_3 и Na_2O . Повышенное содержание Fe^{3+} связано с процессом гематитизации пород, что обуславливает также более высокое значение общей железистости (78 против 66 % в нерудоносных). Процессы альбитизации гранитов отражены в низких значениях CaO и более высоких Na_2O и суммы щелочей при преобладании Na над K ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,24 \div 1,43$). Таким образом, рудоносные граниты вследствие специфики постмагматических изменений обнаруживают характерные отличия от нерудоносных той же формации. Изучение структурных связей петрогенных элементов по методу главных компонент [Мишин В. И., Скублов Г. Т., 1977 г.] показывает отличие железорудной гранит-граносиенитовой формации (Ирбинский массив) от нерудоносной (Бреньский, Кызылдагский массивы) (рис. 34, 35).

По геохимическим особенностям породы гранит-граносиенитовой формации характеризуются устойчиво пониженными содержаниями элементов фемафильной группы (Cr , Co , Ni , V , Sr) и повышенными — халькофильной (Cu , Mo). Однако содержания меди и молибдена в них значительно ниже устанавливаемых в ассоциирующих с ними редкометалльных формациях (лейкогранитовой, аляскитовой и щелочно-гранитовой). Рудоносная формация отличается повышенными концентрациями цинка и бария, а также редких земель иттриевой группы (в отличие от нерудоносной с цериевой редкометалльной специализацией), церия, иттербия, ниобия, олова. Зараженность пород редкометалльными элементами обусловлена, по-видимому, процессами последовательной проработки их эманациями в связи с формированием более поздних гранитов аляскитовой и щелочно-гранитовой формаций, так как эта особенность слабо выражена в массивах, не находящихся в ассоциации с редкометалльными формациями.

Таким образом, наиболее существенными признаками реальной рудоносности (на железо) гранит-граносиенитовой формации представляются следующие: а) благоприятный состав рудовмещающей среды, контрастной по отношению к гранитоидам (карбонатные толщи и эффузивы и туфы основного состава); б) кис-

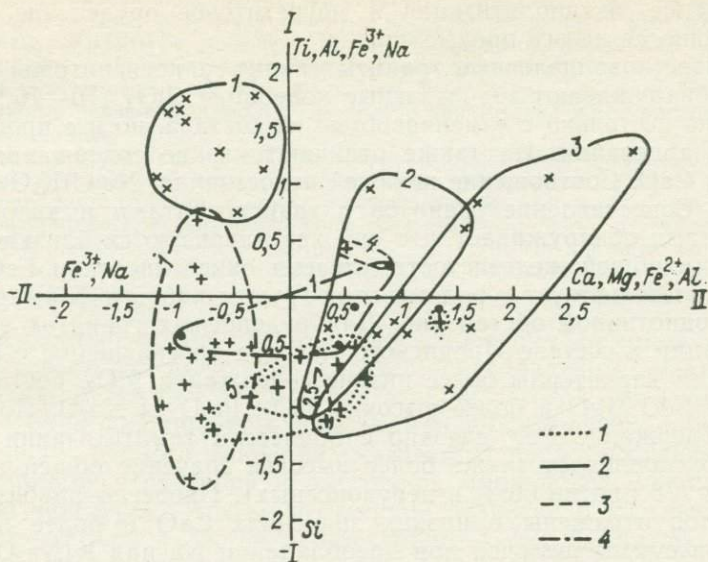


Рис. 34. Компонентная диаграмма гранитоидов.

Комплексы (поля): 1 — лейкогранитовый, 2 — гранит-граносиенитовый, 3 — аляскитовый, 4 — щелочно-гранитовый. Массивы (цифры): 1 — Ирбинский, 2 — Бренский, 3 — Кызылдагский, 4 — Ямалыг, 5 — Байдаг.

лый состав рудогенерирующей магмы, обогащенной железом и натрием, причем эта специализация проявляется в характере постагматических изменений пород рудоносной формации в виде ожелезнения и альбитизации; в) структурная (пространственная и близкая временная) связь с рудогенерирующей формацией пород поздних интрузий (полиформационный состав массивов), более насыщенных летучими, эманационная проработка которыми, возможно, способствовала процессам рудоотложения и регенерации руд; г) малая глубина формирования рудогенерирующего массива и слабая степень его эродированности; д) сохранность пород кровли.

Наряду с этим породы рудоносной формации характеризуются признаками вещественного состава, отличающими их от нерудоносных: а) более высокая степень упорядоченности калишпата, зональный плагиоклаз (№ 32—0), почти полное замещение роговой обманки актинолитом, а магнетита — гематитом;

б) пониженные содержания кремнекислоты, CaO и повышенные TiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O и суммы щелочей при преобладании Na над K , повышенная общая железистость, высокие значения FeO/MgO ;

в) устойчивая корреляционная связь Na и Fe^{3+} и зараженность пород рядом редких элементов, в том числе редкими землями иттриевой группы;

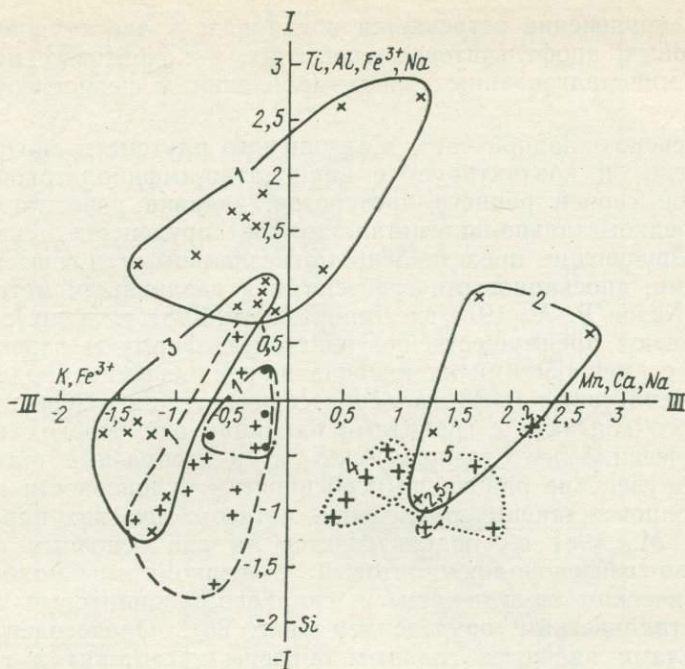


Рис. 35. Компонентная диаграмма гранитоидов.
Условные обозначения см. на рис. 34.

г) железо, являющееся рудогенным элементом, входит не только в состав породообразующих силикатов, но и образует самостоятельный аксессуарный магнетит (3%), что ведет к существенному изменению магнитных свойств этих гранитов.

Формация гранитов рапакиви* (коростеньский комплекс — Украина, салминский и выборгский — Южная Карелия, бушвелдский — Африка)

Докембрийские комплексы, принадлежащие к формации гранитов рапакиви, известные в пределах щитов древних платформ как на территории СССР, так и за рубежом, специализированы на ряд полезных ископаемых, из которых важнейшими являются олово, топаз.

Оловянное оруденение, связанное с формацией гранитов рапакиви, встречается как внутри гранитоидных тел, среди собственно гранитов, и в останцах и провесах кровли, так и в экзоконтактных зонах массивов. Оно представлено различными минеральными типами — силикатным, иногда касситерит-кварцевым. Оло-

* В. Н. Мошкин в своих публикациях употребляет термин рапакиви-гранитовая.

вянное оруденение встречается в скарнах, в апоскарновых, апогранитовых, апофельзитовых грейзенах, в хлоритовых метасоматитах, минерализованных зонах дробления, в пегматитовых жилах.

В северо-западной части Салминского плутона гранитов рапакиви, где он контактирует с карбонатно-амфиболитовой сортавальской серией раннего протерозоя, издавна известно железолово-редкометалльно-полиметаллическое оруденение скарнового типа. Оруденение представлено магниезальными и известковыми скарнами, апоскарновыми грейзенами и различными метасоматитами [Хазов Р. А., 1973 г.; Ларин А. М., 1981 г., и др.]. Рудные тела имеют преимущественно пластовую форму и залегают согласно с вмещающими их карбонатно-сланцевыми породами питкьярантской свиты (сортавальская серия). Лишь в зоне непосредственного контакта с гранитами рапакиви они переходят в морфологически более сложные жило- и трубообразные тела. Скарновое оруденение района по особенностям рудоносности и характеру сопровождающих оруденение метасоматических пород [Ларин А. М., 1981 г.] подразделяется на два основных подтипа: скарново-грейзеново-пропилитовый с редкометалльно-олово-полиметаллическим оруденением и скарново-пропилитовый с олово-полиметаллическим оруденением (рис. 36). Оловосодержащими минералами являются главным образом касситерит и гранат с аномально высокой концентрацией олова. Генетическую связь этого оруденения с Салминским плутоном гранитов рапакиви убедительно обосновывают большинство работающих здесь специалистов [Хазов Р. А., 1973 г.; Никольская Ж. Д. и др., 1976 г.; Гордиенко Л. И., 1978 г.; Ларин А. М., 1980 г., и др.], опираясь на положение оруденения в экзоконтактовой, а в отдельных случаях эндоконтактовой, зоне плутона, на наличие в породах акцессорного касситерита и резко повышенные концентрации олова как в валовых пробах этих гранитов и их альбитизированных разновидностей, так и в биотитах, магнетитах и некоторых других минералах.

Кроме Питкьярантского района близкий к нему тип оруденения намечается, по данным Ю. В. Богданова и А. М. Ларина, в Кодаро-Удоканском районе — в зоне контакта рапакивиподобных гранитов кодарского комплекса с карбонатными породами докембрия.

Оловянное ($\pm W, Cu, Zn, Mo, Be$) оруденение гидротермального и реже альбитит-грейзенового и пегматитового типов наиболее широко развито среди гранитов Бушвелдского плутона, также отнесенных нами (с некоторой долей условности) к формации гранитов рапакиви. Оруденение встречается как среди гранитов поздних фаз бушвелдского комплекса (граниты типа Боббиянокп и Лиз), так и среди фельзитов и лептитов ройбергской серии, представляющих собой метаморфизованные останцы нижнепротерозойской кровли Бушвелдского плутона [Strauss C. A., Truter F. C., 1944 г.; Willemsse J., 1969 г., и др.]. Оруденение в гранитах представлено силлообразными зонами минерализованных микрогранитов и нередко крупнозернистых красных биотитовых гранитов (бедная касситеритовая руда) и рудными трубками, более богатыми касситеритом. Положение рудных трубок и зон минерализации среди гранитов одного из районов

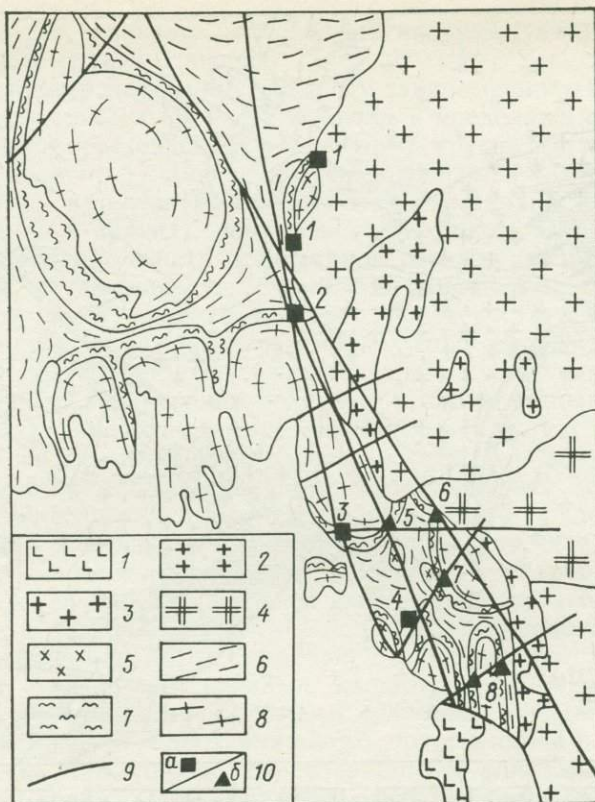


Рис. 36. Схематическая геологическая карта Питкярантского района (по А. М. Ларину [1980 г.]).

1 — базальтовые порфиры, туфы, гравелиты салминской свиты (PR₂); 2—4 — граниты рапакиви Салминского массива (PR₃): 2 — мелкозернистые лейкократовые (III фаза), 3 — средне-крупнозернистые биотитовые (II фаза), 4 — крупнозернистые оvoidные биотит-амфиболовые (I фаза); 5 — керамические пегматиты (PR₁); 6 — кристаллические сланцы ладожской серии (PR₁); 7 — амфиболовые сланцы и мраморы питкярантской свиты (PR₁); 8 — гнейсо-граниты куполов (AR—PR₁); 9 — разрывные нарушения; 10 — месторождения и рудопроявления: а — скарново-пропилитовый минеральный тип с олово-полиметаллическим оруденением (1 — рудопроявление Юкан-Коски, 2 — Китильское месторождение, 3 — старое рудное поле, 4 — рудопроявление Хепоселька), б — скарново-грейзеново-пропилитовый минеральный тип с олово-редкометалльно-полиметаллическим оруденением (5 — новое рудное поле, 6—8 — рудопроявления: 6 — Хопунваара, 7 — Люпикко, 8 — Укса).

Бушвелдского массива показано на рис. 37. Отмечается приуроченность многих из них к висьям-контактам тел поздних гранитов Боббиянкоп с гранитами более ранних фаз. Оловянное оруденение, располагающееся среди фельзитов и лептитов (Ройбергская группа месторождений и некоторые месторождения района Заайплатц), как правило, представлено пневматолитовыми и гидротермальными штокверками, телами замещения, минерализованными зонами дробления и т. п. Оловянное оруденение Бушвелда генетически связывают [Söhngе P. G., 1945 г.; Strauss C. A., Truter F. C., 1944 г.; Willemse J., 1969 г.] с поздней фазой интрузии гранитов (с гранитами типа Боббиянкоп), хотя она, судя по некоторым картам, встречается и в зоне экзоконтакта гранитов ранней главной фазы интрузии.

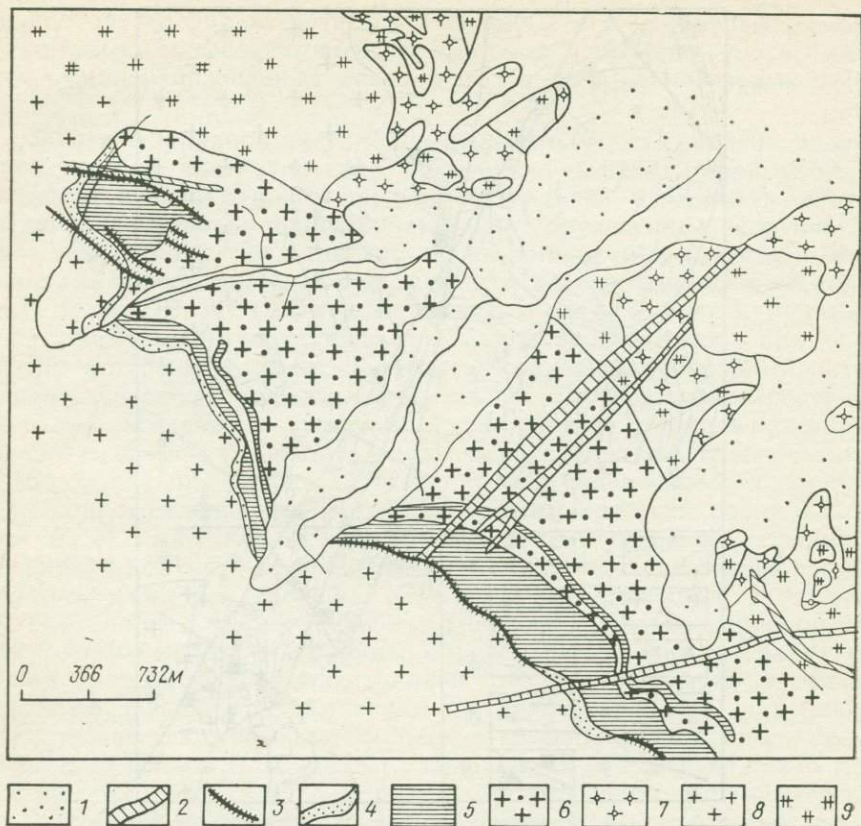


Рис. 37. Геологическая карта оловорудного района Заайплатц, ЮАР (по П. Г. Сонге [Söhng P. G., 1944 г.], с некоторыми изменениями).

1 — аллювий; 2 — дайки мафитов (диабазы и др.); 3 — оловорудные трубки; 4—9 — бушвелдский комплекс гранитов: 4 — контактовые пегматиты, 5 — микрограниты Лиз, 6 — грубозернистые красные или темно-розовые хлоритизированные биотитовые граниты Боббиянок, 7 — порфиroidные с мелкозернистой основной массой розовые или розовато-серые хлоритизированные биотитовые граниты, 8 — гранофировые граниты, 9 — серые грубозернистые порфиroidные биотит-роговообманковые граниты (Мэйн-граниты).

Кроме бушвелдских гранитов оловянное оруденение подобного типа отмечается в Выборгском, Лайтила, Коростеньском и некоторых других массивах формации гранитов рапакиви. В Выборгском и Лайтила массивах, по данным И. Хаапала [Haapala J., 1977 г.], оловянное оруденение, также генетически связанное с поздней фазой интрузии гранитов рапакиви, представлено касситерит (\pm топаз)содержащими грейзенами, кварцевыми и пегматитовыми жилами и зонами измененных гранитов. В Коростеньском плутоне, как показали исследования автора и Е. В. Гапошиной, аномально высокие содержания олова и некоторых других элементов (Pb, Zn, Bi, Ag, Mo) отмечаются в зонах гидротермально-метасоматического изменения гранитов и в апикальных частях

гранитовых тел, особенно поздних фаз интрузии, а также в дайках аплитов и гранит-порфиров.

Анализ пространственно-временных закономерностей локализации месторождений и проявлений олова в пределах Салминского, Выборгского, Коростеньского и некоторых других плутонов (Бушвелдского, Лайтилы), проведенный на основании материалов различных исследователей (Р. А. Хазова, А. М. Ларина, И. Хаапалы, Дж. Уиллемса и других), показывает следующее. Оловянное оруденение различных генетических типов связано преимущественно с поздними фазами интрузий гранитов рапакиви и стадиями их постмагматической переработки. Это подтверждается пространственной приуроченностью оруденения либо непосредственно к телам гранитов поздних фаз интрузии, либо к участкам их развития с заметным увеличением содержания олова в поздних гранитах, аплитах, пегматитах и апогранитовых альбититах как за счет повышения его концентрации в составе слюд (до 300 г/т), так и более частого присутствия аксессуарного касситерита.

В пространственной локализации оловянного оруденения различного типа намечаются свои особенности. Так, для олово-редкометалло-полиметаллического оруденения скарнового типа (Питкьярантский тип) характерны приуроченность его к области экзоконтакта поздних фаз интрузий с карбонатсодержащими толщами нижнепротерозойской кровли и локализация в пределах горизонтов, сложенных скарнами, кальцифирами, мраморизованными известняками, амфиболовыми сланцами и различными метасоматитами. Для гидротермального оруденения альбитит-грейзенового типа характерна приуроченность к апикальным частям тел поздних гранитоидов (большая часть месторождений района Заайплатц в Бушвелде и проявления Кюми и Вяккяря в Выборгском и Лайтильском плутонах формации) или же к останцам терригенно-вулканогенной кровли, превращенной в лептиты, фельзиты и различные гранофиры (Ройбергская группа месторождений в Бушвелде). Рассеянное касситеритовое оруденение, отмечаемое в пегматитах, кварцевых жилах и миароловых гранитах, концентрируется либо непосредственно в пределах тел поздних фаз интрузии, либо в зонах их экзоконтактов.

Можно наметить следующие главнейшие петрологические критерии оловоносности плутонов рассматриваемой формации.

1. Присутствие в составе плутонов и их сателлитов высокожелезистых кислых ($\text{SiO}_2 > 74\%$), богатых калием ($\text{K}_2\text{O} > 4,5\%$) и комплексом редких элементов (Sn, F, Rb±Be, W, Zn, Mo) гранитов поздних фаз интрузий.

2. Широкое развитие в пределах плутонов и их экзоконтактов зон грейзенизации, пропилитизации, совпадающих с геохимическими аномалиями по олову, фтору, рубидию и другим редким элементам.

3. Слабый эрозионный срез массивов и относительно широкое распространение апикальных частей гранитоидных тел и останцов вулканогенно-осадочной кровли.

4. Наличие в составе вмещающих толщ карбонатных пород. При этом наиболее благоприятными для локализации оруденения являются участки экзоконтактов гранитов поздних фаз интрузии с карбонатными или сланцево-карбонатными горизонтами.

Флюорит является одним из наиболее характерных акцессорных минералов пород формации гранитов рапакиви, особенно образовавшихся в поздние фазы. В ряде плутонов (Салминский, Кодавская группа, Коростеньский и др.) и в их экзоконтактах обнаружены крупные флюорит-кальцитовые и флюорит-мусковитовые жилы и зоны флюоритизации [Никольская Ж. Д. и др., 1974 г.; Свириденко В. Т., 1975 г., и др.]. Промышленные месторождения флюорита, связанные с гранитами рассматриваемой формации, известны в Бушвелдском плутоне. По данным М. Д. Уотсона и С. П. Снимана [Watson M., Snyman S. P., 1978 г.] и Дж. Уиллемса [Willemse J., 1969 г.], месторождения здесь представлены сериями флюоритовых жил и штокверков, приуроченных к фельзитовым и лептитовым останцам кровли гранитов (месторождения типа Буффало), а также богатыми флюоритом трубообразными телами в самих красных бушвелдских гранитах. Месторождения флюорита пневматолитового типа и генетически связываются с поздней фазой внедрения бушвелдских гранитов (с гранитами Боббиянкоп и их аналогами).

Пространственно-временные закономерности локализации флюоритового оруденения, связанного с рассматриваемой формацией, весьма близки к таковым для олова. Оно также связано преимущественно с гранитами поздних фаз и концентрируется в провесах вулканогенно-терригенной кровли, зонах экзоконтакта с карбонатными породами и зонах гидротермально-метасоматической переработки самих гранитов. Главные петрологические критерии флюоритоносности массивов формации гранитов рапакиви в общем совпадают с таковыми для олова. Намечаются лишь некоторые различия в составе акцессорных минералов; в частности, касситерит, вольфрамит, циркон и другие минералы редких металлов менее характерны, чем для оловорудных гранитов.

Генетическая связь камерных пегматитов, содержащих пьезооптические морионы, а также прекрасные кристаллы топаза, с формацией гранитов рапакиви установлено давно. Месторождения таких пегматитов известны на Украине, в пределах Коростеньского плутона. По данным ряда исследователей [Личак И. С., 1969 г.; Криволап Л. С. и др., 1970 г.; Бухарев В. П., Колосовская В. А., 1971 г.; Бернасовская О. Ф. и др., 1979 г.; Дагелайская И. Н., 1980], продуктивные топаз-морионосные камерные пегматиты приурочены к юго-западной части Коростеньского плутона, к эндоконтактовой зоне пород комплекса гранитов рапакиви с габбро-анортзитовым массивом. Многочисленными исследованиями установлена генетическая и структурная связь этих пегматитов с так называемыми гибридными гранитами ранних фаз интрузий гранитов рапакиви. Связь эта, по данным И. Н. Дагелайской, И. С. Личака и других, подчеркивается про-

странственной приуроченностью пегматитов к этим типам гранитов, наличием постепенных переходов от гранитов к пегматитам, широким развитием в гранитах графических и пегматоидных структур, близким составом породообразующих и аксессуарных минералов, близкими петрохимическими и геохимическими особенностями. Камерные пегматиты кроме мориона и топаза содержат флюорит, касситерит, слюды, не говоря уже о преобладающих в составе пегматитов калиевых полевых шпатах, различных кварцах и кислых плагиоклазах. Пегматиты отчетливо зональны. Жилы пегматитов достигают нескольких десятков метров в поперечнике.

Проявления хрусталеносных камерных пегматитов известны в пределах Корсунь-Новомиргородского, Выборгского, Улягского и других плутонов гранитов рапакиви. Пространственно-временные закономерности локализации камерных топаз-мориононосных пегматитов выявлены в пределах Коростеньского плутона работами многих украинских геологов (В. С. Соболева, Л. П. Чернышковой, Е. К. Лазаренко, И. С. Василишина, В. М. Егорова, В. П. Бухарева, Л. С. Криволап, О. Ф. Бернасовской, Я. И. Базилійского, В. Т. Латыша и другие). Обобщение результатов этих работ проведено в 1980 г. И. Н. Дагелайской, уточнившей и дополнившей их материалами собственных исследований.

Опираясь на обобщение И. Н. Дагелайской и учитывая ряд более ранних работ [Личак И. С., 1969 г.; Егоров В. М. и др., 1970 г.; Криволап Л. С. и др., 1970 г., и др.], можно отметить следующие главнейшие закономерности размещения топаз-мориононосных камерных пегматитов в Коростеньском плутоне. Камерные пегматиты приурочены к эндоконтактной зоне гранитов рапакиви с габбро-анортозитовыми телами. При этом подавляющая часть продуктивных топаз-мориононосных пегматитов сконцентрирована на тех участках зоны, где плоскости контакта преимущественно падают под габбро-анортозитовые тела или имеют очень сложную «занозистую» форму и где по геофизическим данным намечается подводящий канал гранитовой интрузии. Вмещающими для этих пегматитов являются так называемые гибридные гранитоиды (относимые нами к ранним фазам интрузии гранитов рапакиви), которые характеризуются умеренно кислым составом ($\text{SiO}_2 = 69,0 \div 70,5$) и постоянным присутствием среди цветных минералов кроме биотита и гастингситовой или феррогастингситовой роговой обманки также высокожелезистых пироксенов и оливина. При этом подавляющее большинство крупных продуктивных жил приурочено к особой четкоовоидной разности гибридных гранитов.

Весьма характерна для плутонов формации гранитов рапакиви также и специализация на некоторые редкие (Nb, Ta и др.) и редкоземельные элементы. Наиболее богаты в отношении этой минерализации породы поздних фаз становления плутонов — пегматиты, а также аплиты, альбитизированные и грейзенизированные граниты. Например, по данным В. Т. Свириденко [1975 г.],

содержание иттрия в жильном флюорите достигает 0,3—0,6 %. Высокие концентрации этого элемента отмечаются в Корсунь-Новомиргородском, Выборгском, Салминском и других массивах формации (данные В. В. Байдака, Ж. Д. Никольской, И. Хаапала и других).

5. Некоторые аспекты соотношения петрогенезиса и рудообразования

Проблема происхождения гранитов и сопряженных с ними рудных месторождений имеет давнюю историю и, по-видимому, остается еще далекой от окончательного решения. Изложение всех гипотез, возникших в ходе ее разработки, а тем более всех их аспектов выходит за рамки задач данного описания.

Существуют три основные гипотезы происхождения гранитов: магматическое (Ф. Тернер, Дж. Ферхуген, А. Н. Заварицкий, Н. А. Елисеев, Э. П. Изох и другие), метасоматическое (Х. Баклунд, Д. Рейнольдс, Н. Г. Судовиков и другие), путем магматического замещения (Д. С. Коржинский, Ю. А. Кузнецов и другие). Каждая из них имеет многочисленных сторонников, при этом следует иметь в виду существование многочисленных вариаций этих гипотез.

В последние годы теория гранитообразования активно разрабатывается в трудах Ю. А. Кузнецова и др. [1964 г., 1973 г.], Э. П. Изоха [29], Г. В. Ферштатера [1975 г.], Н. Л. и Г. Л. Добрецовых [1974 г.], Н. Ф. Шинкарева [1978 г.] и ряда других исследователей. Не вдаваясь в рассмотрение их представлений, отметим, что каждое из них имеет свои несомненные достоинства и слабые стороны.

Принимаемые нами [49] за основу исходные положения сводятся к следующему. Подавляющее большинство гранитов, за исключением гранитов мигматитовой и чарнокит-мангеритовой формаций, имеет магматическую природу. Зарождение магматического очага происходит в условиях амфиболитовой фации метаморфизма в глубоких горизонтах гранитового слоя земной коры. Ведущими процессами являются анатексис, палингенез и кремне-щелочной метасоматоз. Образование первичных очагов обусловлено разогревом верхней мантии и сопряжено с процессами ее дифференциации. В многоэпиклиналильных зонах и в срединных массивах, где мощности гранитового слоя достаточно велики, формирование очага происходило за счет слагающих его образований при воздействии флюидов, вероятно, мантийной природы. В орогенных и активизационных структурах, если расколы не выходили за гранитовый слой, первичные очаги формировались в подобных же условиях. Эти первичные очаги послужили источником магм гранитовой группы формаций. В эвгеосинклиналильных зонах, где мощность гранитового слоя, в котором зарождался первичный очаг, была невелика, формирование его происходило под влиянием и при непосредственном участии базальтовой магмы мантийного генезиса. В орогенах и областях так называемой тектоно-магматической активизации, где на начальной стадии расколы достигали больших глубин, образование первичных очагов имело ту же природу. Таков, на наш взгляд, источник магм гранодиоритовой группы формаций.

Проблема соотношения процессов рудо- и гранитообразования в той или иной мере затрагивается различными исследователями при обсуждении генезиса гранитов и широко обсуждается в учении о рудных месторождениях. К ней неоднократно обращались А. Г. Бетехтин [1953 г.], Дж. Кеннеди [1957 г.], Д. С. Коржинский [1953 г.], В. А. Николаев [1953 г.], А. М. Овчинников [1957 г., 1967 г.], В. И. Смирнов [1969 г.], С. С. Смирнов [1955 г.], А. А. Макарушев [53] и другие исследователи.

При построении модели гранито- и рудообразования обычно принимается во внимание ряд хорошо известных положений.

1. Несомненно существование корреляции между вещественным составом групп формаций и геохимической специализацией сопровождающего их оруденения. С гранодиоритовой группой ассоциируют месторождения сидеро-, халько- и литофильных элементов. Первые из них типичны для формаций с существенной ролью в их составе габброидов, а последние — гранитов. Ведущая минерализа-

ция гранитовой группы формаций представлена литофильными элементами. Более глубоко дифференцированные формации сопровождаются более разнообразным спектром оруденения по сравнению со слабо дифференцированными. Все эти особенности свидетельствуют об общности магматических и рудных источников. В то же время прямой корреляции между составом отдельных гранитоидных тел и ассоциирующей с ними рудной минерализации не устанавливается. Таким образом, связь рудных месторождений и конкретных массивов, надо полагать, является не прямой, а опосредованной. Магма и рудные растворы формировались, скорее всего, в едином глубинном очаге, а на пути следования к поверхности использовали одни и те же каналы. Из сказанного вытекает, что связь между гранитоидными телами и сопутствующим им оруденением как генетическая, так и парагенетическая, на что указывают многие исследователи [Афанасьев Г. Д., 1951 г.; Pitcher W. S., Read H. N., 1963 г., и др.].

2. Рудные месторождения, как это хорошо известно, размещаются зонально по отношению к гранитоидным телам, в основном, в апикальных их частях и зонах контактового воздействия. Формируются они, несомненно, после окончательной кристаллизации пород, слагающих эти массивы. Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что проникновение рудоносных растворов в верхние горизонты земной коры, а возможно, и их отделение из первичного магматического очага происходило не перед, а после перемещения магматических масс. Этот факт труднообъясним, если исходить из представления о «сквозьмагматических» растворах, формирующих гранитоидные тела. Скорее наоборот, расплавленная магма препятствовала движению флюидов, которые могли перемещаться после ее кристаллизации и образования первичного тектонического узора. Рудная зональность в таком случае обусловлена зональностью теплового поля, возникшего вокруг гранитоидных тел, конфигурация которого определяется их размерами, формой, строением контактов, теплопроводностью и теплоемкостью вмещающих пород.

3. Имеет место известная зависимость между составом образований, вмещающих и подстилающих гранитоиды и характером их рудоносности. Так, например, оловорудная минерализация связана лишь с теми магматическими комплексами гранитовой группы, которые формируются в структурах, прошедших мио- или миктогеосинклинальный путь развития. Наоборот, железорудные и медно-порфировые месторождения в связи с гранитоидами образуются преимущественно в эпизвогеосинклинальных структурах. В полихронных массивах, сложенных телами, принадлежащими к одной формационной группе, максимальные по масштабам рудные концентрации ассоциируют с наиболее поздними образованиями и т. д. Эти данные позволяют считать, что рудоносные растворы по пути своего следования взаимодействуют с окружающей средой, заимствуя рудное вещество и производя его переработку и переотложение.

Из этих положений вытекает, что формирование первичного магматического очага и рудоносных растворов происходило в глубоких горизонтах земной коры, вероятнее всего, под воздействием тепловых аномалий, располагающихся в верхней мантии. Соотношение объемов выплавленного корового материала и отщеплений мантийного вещества определяет состав этого первичного очага, а также геохимический профиль первичных рудных концентраций. Именно с этим в первую очередь и связано различие и сходство металлогенической специализации гранодиоритовой и гранитовой групп формаций.

Тектонические подвижки способствуют перемещению магмы к поверхности, вслед за которой устремляются и рудоносные растворы по тем каналам, где после отвердения магмы создаются благоприятные условия проницаемости. На пути движения в растворах изменяются концентрации рудного вещества в связи с их взаимодействием с окружающими породами, изменением температуры и давления. Окончательно масштабы и характер рудогенеза определяются изменением температурных градиентов, составом и строением как самих интрузивных тел, так и вмещающих их образований.

Своеобразие рудных месторождений, сопряженных с вулкано-интрузивными структурами орогенных поясов, обусловлено совмещением оруденения, присущего, с одной стороны, гранитоидам, а с другой — эффузивам, и связано с переотложением рудного вещества. В связи с этим и формируются сложные по

составу и генезису рудные узлы, зональность которых обусловлена воздействием более поздних по сравнению с вулканитами интрузивных образований.

Таким образом, помимо собственно петрологических критериев при оценке рудоносности образований гранодiorитовой и гранитовой групп формаций, необходимо привлечение других критериев, в частности историко-геологических, с учетом сложных связей, существующих между гранитоидами и ассоциирующими с ними рудными месторождениями.

Г

БАЗАЛЬТОВЫЕ И АНДЕЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

1. Общая характеристика рудоносности формаций

Вулканические формации по условиям генерации магм близки к интрузивным, а по условиям становления — к осадочным, что определяет в значительной степени и своеобразие связанных с ними месторождений.

Вопрос о рудоносности вулканических формаций и ее критериях начал интенсивно обсуждаться в геологической литературе с 50-х годов. Однако и до сих пор рудообразующая роль вулканизма нередко ставится под сомнение сторонниками представлений об интрузивном магматизме как исключительном источнике руд. Главнейшими критериями связи оруденения с вулканическими комплексами являются пространственная и временная их сопряженность, повторяемость парагенезов вулканических и рудных формаций, близость фаций глубинности, геохимическое родство пород и руд (в том числе по изотопному составу свинца и серы), переходы от вулканических пород к рудам [38, 97].

Обширная группа месторождений, связанных с вулканизмом, характеризуется рядом общих особенностей, которые наиболее полно проанализированы В. Н. Котляром [36—38], П. М. Татариновым и П. А. Строной [92, 93], В. И. Смирновым [87]. Главными такими особенностями являются следующие:

1) тесная пространственная и временная связь оруденения с вулканическими породами;

2) быстрое выклинивание оруденения с глубиной и в то же время более выдержанное (по сравнению с оруденением, связанным с интрузиями) распространение его по площади, по простиранию региональных рудоносных структур;

3) полифациальный характер оруденения;

4) очень широкая площадь распространения «околорудных» изменений вулканогенных пород, допускающая предположение о мобилизации рудных компонентов из вмещающих пород;

5) большая по сравнению с интрузиями роль вулканических процессов в формировании рудоносных структур;

6) связи оруденения с вулканическими образованиями чаще парагенетические; прямые генетические связи более редки, чем для интрузивных формаций;

7) широкое распространение месторождений стратиформного типа, образующихся в поверхностных и приповерхностных условиях при участии экзогенных процессов. Среди гидротермальных месторождений резкое преобладание низкотемпературных;

8) весьма существенная роль метеорной воды в составе рудоносных растворов (в отличие от растворов плутогенного происхождения), в то время как доля ювенильной воды не более 5%. Химическая активность растворов связана преимущественно с выносом из магм компонентов газовой фазы;

9) сосуществование различных минеральных ассоциаций, свидетельствующее о формировании месторождений в неравновесных условиях при резко меняющихся p — T -условиях, кислотности-щелочности и т. п.;

10) состав руд, характеризующийся широким распространением минералов, что свидетельствует о высоком потенциале кислорода при их образовании.

С вулканическими образованиями связан вполне определенный набор рудных формаций* (табл. 18). Прямое соответствие видов вулканических и рудных формаций устанавливается редко. Связь между теми и другими характеризуется конвергентностью и гетероморфизмом: одна рудная формация проявляется в связи со многими вулканическими и, наоборот, с одной вулканической формацией связаны несколько рудных [92].

Ввиду того что вулканогенные месторождения имеют более отдаленную связь с магматизмом, чем плутогенные, привязка тех или иных рудных формаций (как их моделей, так и конкретных объектов) к определенным видам вулканических формаций, как правило, является более трудной и менее определенной. Особенности сложности возникают при решении этого вопроса для вулканогенно-осадочных месторождений, часто удаленных от зон активного вулканизма на расстоянии в сотни километров. Не удивительно, что до сих пор для многих крупнейших месторождений предположительно вулканогенно-осадочного генезиса конкретный вулканический источник руды еще не ясен. Тем не менее опыт формационного анализа вулканических образований разновозрастных и разнотипных подвижных областей, с одной стороны, и опыт изучения локализованных в них рудных месторождений, с другой — позволяют в настоящее время достаточно уверенно выделять наиболее часто встречающиеся в природе взаимосвязанные сочетания вулканических и рудных объектов, относя их к категории рудоносных вулканических формаций. Причем в большинстве случаев эти формации относятся к рудоматеринским, выступая в то же время и как рудовмещающие; в более редких вариантах сами вулканические рудоматеринские формации не содержат концентраций полезных металлов, которые накапливаются в синхронных осадочных толщах.

* С интрузивными фациями вулканических и интрузивно-вулканических формаций могут быть связаны рудные формации, более характерные для плутогенных месторождений (например, железорудно-скарновые).

Рудоносность базальтовых и андезитовых формаций

Вулканические и интрузивно-вулканические формации, их разновидности	Рудные формации, ведущие рудные элементы	Отношение вулканической формации и рудной	Ассоциирующие геологи		Исторические формации, их отношение к рудной формации		Рудные районы (р. р.), рудные поля (р. п.), месторождения (м.), рудопроявления (р.)
			Вулканические	Интрузивные	Осадочные		
Коматит-базальтовая	Сульфидная медно-никелевая (Cu, Ni)	Рудопродуктивная или рудоматеринская	Базальт-андезитовая	Дунит-перидотитовая	Кремнисто-сланцевая	М. в Западной Австралии и в Канаде	
То же	Серноколчеданная (S)	Рудоматеринская	То же	То же		М. Хаутоварское и Парандовское в Центральной Карелии	
Пикрит-базальтовая	Самородной меди (Cu)	Рудопродуктивная		Габбро-верлитовая	Молассовая	Р. в печенгской серии Кольского п-ова, м. в районе оз. Верхнее Канады	
Натриевых базальтов	Медно-свинцовая колчеданная (Cu, Zn)	Рудопродуктивная и рудоматеринская	Натриевых базальтов-липаритов, базальт-андезит-липаритовая	Габбро-диорит-плагиогранитовая	Кремнисто-сланцевая	М. Западно-Мугоджарской зоны Урала, м. Ачик-Таш в Средней Азии	
То же	Медно-пирротиновая (Cu)	Рудоматеринская	Базальт-андезит-липаритовая (в субвулканической фации)	Габбро-диабазовая	Аспидная (рудовмещающая)	М. в зоне Южного склона Большого Кавказа	
"	Марганцево-кремнистая (Mn)	"			Кремнисто-сланцевая (рудовмещающая)	М. Западной Калифорнии, Жаксинское м. в Северном Казахстане	
"	Гематит-марганцево-кремнистая (Mn, Fe)	"			То же	М. Удско-Шантарской группы в Приморье	
Натриевых базальтов (субщелочная разновидность)	Самородной меди (Cu)	Рудопродуктивная				Р. на р. Сев. Сосьве в Тагило-Магнитогорской зоне Урала	
Натриевых базальтов-липаритов	Серно-медно-цинковая колчеданная (Cu, S)	Рудоматеринская и рудопродуктивная	Базальт-андезит-липаритовая		Глинисто-кремнистая	М. в Магнитогорской зоне Урала	
То же	Медноколчеданная (Cu)	Рудоматеринская		Дунит-перидотитовая		М. в Лабино-Малкинской зоне Большого Кавказа	
"	Медно-порфировая (Cu)	Рудопродуктивная и рудоматеринская	Базальт-андезит-липаритовая, андезит-базальтовая	Габбро-диорит-плагиогранитовая	Глинисто-кремнистая, карбонатная	М. в Казахстане, М. Салаватское на Урале	
"	Марганцево-кремнистая (Mn)	Рудоматеринская	Базальт-андезит-липаритовая		Кремнисто-сланцевая (рудовмещающая)	М. Кусимовское, Ниязгуловское в Тагило-Магнитогорской зоне Урала М. Лан-Дилльской группы в ФРГ	
"	Гематит-марганцево-кремнистая (Fe, Mn)						

Вулканические и интрузивно-вулканические формации, их разновидности	Рудные формации, ведущие рудные элементы	Отношение вулканической формации и рудной	Ассоциирующие геологические формации, их отношение к рудной формации		Рудные районы (р. р.), рудные поля (р. п.), месторождения (м.), рудопроявления (р.)	
			Вулканические	Интрузивные		Осадочные
Базальт-андезит-липаритовая: Нормальной щелочности разновидность	Полиметаллическо-колчеданная (Cu, Zn)	Рудопродуктивная и рудоматеринская	Натриевых базальтов-липаритов, андезит-базальтовая	Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая	М. XIX партсъезда, м. Красноуральской группы в Тагило-Магнитогорской зоне Урала; м. Кызыл-Таштып в Восточной Туве	
	Субщелочная разновидность	Железорудная скарновая (Fe)	Натриевых базальтов, натриевых базальтов-липаритов			
	Медно-порфировая (Cu)	„	„			То же
Андезит-базальтовая	Медноколчеданная (Cu)	Рудовмещающая	Натриевых базальтов-липаритов, базальт-андезит-липаритовая	То же	Кремнисто-сланцевая (рудовмещающая)	М. Горбуновское, Подольское в Тагило-Магнитогорской зоне Урала
То же	Марганцево-кремнистая (Mn)	Рудоматеринская	„			Р. в кремнистых прослоях на Урале
„	Железорудная скарновая (Fe)	„	„			
Калиевых базальтов-трахитов	Медноколчеданная (Cu)	Рудовмещающая	Трахиандезитовая, андезитовая	Сиенит-габбровая	Терригенно-карбонатная (флишоидная)	М. Левиха в Тагило-Магнитогорской зоне Урала
	Железорудная скарновая (Fe)	Рудоматеринская и рудопродуктивная				М. гор Высокой и Благодати в Тагило-Магнитогорской зоне Урала, м. Дзамское, Вакисджавари в Аджаро-Триалетской зоне Малого Кавказа
	Меднорудная ортоклазовая (Cu)	Рудопродуктивная				Р. хр. Кирганикского Камчатки
Липарит-базальтовая	Марганцево-карбонатная (Mn)	Рудоматеринская	„	То же	Карбонатная (рудовмещающая)	М. в Тагило-Кушвинском р-не Тагило-Магнитогорской зоны Урала
	Золото-серебряная (Au, Ag)	„	„	Гранит-лейкогранитовая	Молассовая	М. в Восточном Забайкалье
	Флюоритовая (F)	„	„	Гранит-лейкогранитовая, диорит-гранодиоритовая		М. Абагайтуйское, Шахтерское и др. в Восточном Забайкалье
	Самородной меди (Cu)	Рудопродуктивная	„			М. Анненское в Центральном Казахстане

Вулканические и интрузивно-вулканические формации, их разновидности	Рудные формации, ведущие рудные элементы	Отношение вулканической формации и рудной	Ассоциирующие геологические формации, их отношение к рудной формации		Рудные районы (р. р.), рудные поля (р. п.), месторождения (м.), рудопроявления (р.)																							
			Вулканические	Интрузивные		Осадочные																						
То же	Железо-марганцево-карбонатная (Mn, Pb, Zn, Fe)	Рудоматеринская			Терригенно-кремнисто-карбонатная (рудовмещающая)	М. Атасуйской группы в Центральном Казахстане																						
	Марганцевая терригенная (Mn)	„				М. Гегечкорского и Тетрицкаройского р-нов Армении																						
	Агатоносная	Рудопродуктивная				Р. в Зауралье																						
Базальтовая	Исландского шпата	„						То же																				
	Агатоносная	Рудопродуктивная						Р. на Тимане																				
Базальт-долеритовая (эффузивная фация)	Исландского шпата	Рудоматеринская									М. Шпат, Артек и др. на Сибирской платформе																	
	Агатоносная	„									Р. на Сибирской платформе																	
То же	Сульфидная медно-никелевая (Cu, Ni, Co, Pt)	Рудопродуктивная												М. Норильского р-на, р. Курейского р-на Сибирской платформы														
	Магнезиоферритовая скарновая (Fe)	Рудоматеринская												М. Аюгари-Илимского р-на Сибирской платформы														
„	Исландского шпата	„															М. Аламджах и др. на Сибирской платформе											
	Медистых карбонатных пород (Cu)	„															Карбонатная (рудовмещающая)	М. р. Сухарихи на Сибирской платформе										
„	Графит	„																		Угленосная (рудопродуктивная и рудовмещающая)	М. Курейское, Ногинское и др. на Сибирской платформе							
	Самородной меди (Cu)	Рудопродуктивная																		Габбро-диабазовая	Карбонатная, терригенная, карбонатно-терригенная	Р. Сетте-Дабана						
„	Медноколчеданная (Cu)	„																					То же	То же				
	Медистых песчаников и карбонатных пород (Cu)	„																					„	Карбонатная, терригенная, карбонатно-терригенная (рудовмещающая)	М. Сетте-Дабана			
Трахибазальтовая	Гематит-терригенная (Fe)	„																						Песчано-алевролитовая (рудовмещающая)	Р. западного склона Урала			
Трахибазальт-трахиандезит-трахипаритовая	Самородной меди (Cu)	„																									Алевролитопесчаная, молассовая	Р. в девонских эффузивах Патомско-Вилуйского, Днепровско-Донецкого авлакогенов и Минусинской впадины

Вулканические и интрузивно-вулканические формации, их разновидности	Рудные формации, ведущие рудные элементы	Отношение вулканической формации и рудной	Ассоциирующие геологи		Ческие формации, их отношение к рудной формации		Рудные районы (р. р.), рудные поля (р. п.), месторождения (м.), рудопроявления (р.)
			Вулканические		Интрузивные	Осадочные	
То же	Медноколчеданная (Cu)	То же	То же			То же	Р. в девонских эффузивах (наманинский комплекс) Патомско-Вилойского авлакогена
Базальт-андезитовая	Колчеданно-полиметаллическая (Cu, Pb, Zn)	Рудоматеринская, рудовмещающая		Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая		Туго-песчано-конгломератовая («зеленых туфов») — рудовмещающая	Камчатка, Центральнокамчатский р. р., м. Оганчинское, Лазурное
	Серноколчеданная с золотом (S, Au, Ag)	То же					Курильские о-ва, м. Валентиновское
	Самородная сера (S)	„		То же			М. Курильских о-вов (о. Парамушир)
	Железорудная скарновая (F)	Рудоматеринская		„			Соколовско-Сарбаевский р. р. (Тургай)
Андезитовая:	Медно-порфировая (Cu, Mo)	„				То же	
Сихотэ-Алинская разновидность	Олово-полиметаллическая; золото-серебряная; серебро-полиметаллическая (Pb, Zn, Au, Ag, Sn)	Рудоматеринская, рудовмещающая	Липаритовая, липарит-базальтовая	Диорит-гранодиоритовая, лейкогранитовая		Песчано-глинисто-карбонатная (морская, лагунная)	Вост. Сихотэ-Алинь (K ₂ -P) — Нижнеамурский, Дальнегорский, Тернейский, Фурмановский р. р.; Охотско-Чукотский вулк. пояс (P) — Арманский р. р.
Забайкальская разновидность	Золото-полиметаллическая (Pb, Zn, Au)	То же	Трахиандезитовая, липарит-базальтовая	Диорит-гранодиоритовая, монзонит-граносиенитовая		Песчано-конгломератовая (континентальная)	Вост. Забайкалье (J ₂₋₃), Широкинский р. р., Шадоронское, Талангуйское, Газимурозаводское р. п.
Карпатская разновидность	Ртутная метациннабарит-киноварная, серебро-полиметаллическая, алунитовая (Pb, Zn, Hg, Ag, Al)	Рудоматеринская рудовмещающая	Липаритовая, базальтовая	—		Карбонатно-глинисто-песчаная (рудовмещающая)	Вост. Карпаты (N) — Вышковский, Берегово-Беганский р. р.
Малокавказская разновидность	Медно-молибденовая, свинцово-цинковая, алунитовая, сурьмяно-аргиллизитовая (Cu, Pb, Zn, Mo, Sb, Al), Магнетит-апатитовая (Fe, Ph)	То же	Трахиандезитовая, липаритовая, базальтовая	Монзонит-сиенитовая		—	Малый Кавказ (P ₃ -N ₂), м. Гюмушхана, Айоцзорский, Зангезурский р. р. М. Абовянское
Трахиандезитовая	Полиметаллическая (Pb, Zn)	Рудоматеринская	Андезитовая, липарит-базальтовая	Монзонит-граносиенитовая		Песчано-алевритоглинистая (озерная)	Вост. Забайкалье (J ₂₋₃), Акатуйский, Александровозаводский р. р.; Алгачинское, Кличкинское р. п.

Примечание. В дополнение к формациям, охарактеризованным ранее [49], выделе (вместо «лейкобазальтовая» и «липарит-лейкобазальтовая» — «базальтовая» и «липарит-базальт» придан иной, чем ранее, смысл.

ны коматит-базальтовая и пикрит-базальтовая формации. Изменено название двух формаций (зальтовая»), поскольку в целях упорядочения номенклатуры базальтов термину «лейкоба-

Для развитых в подвижных областях базальтовых и андезитовых вулканических формаций (рассматриваемых нами совместно, поскольку они характеризуются одинаковыми генетическими типами месторождений и методы их изучения в целях оценки рудоносности во многом являются общими) наиболее характерными и важными в промышленном отношении являются колчеданные и скарново-магнетитовая рудные формации.

Колчеданные месторождения эвгеосинклинальных зон и закономерности их размещения изучались А. Н. Заварицким, Г. С. Дзюценидзе, В. Н. Котляром, С. Н. Ивановым, М. Б. Бородаевской, В. И. Смирновым, Г. Ф. Яковлевым, В. А. Прокиным, П. Ф. Сопко и другими. Установлено, что в качестве колчеданоносных может выступать любая из геосинклинальных вулканогенных формаций. Однако в ходе геосинклинального развития одновременно со сменой формаций (от формации натриевых базальтов к формации натриевых базальтов-липаритов, базальт-андезит-липаритовой, андезит-базальтовой, калиевых базальтов-трахитов, базальт-андезитовой) уменьшается роль колчеданных месторождений по сравнению с железорудными, а внутри колчеданных изменяется состав руд от серноколчеданных через медно-колчеданные к колчеданно-полиметаллическим с одновременной сменой существенно вулканогенно-осадочного генетического типа месторождений гидротермальными низко- и среднетемпературными. Среди перечисленных геосинклинальных формаций андезит-базальтовая и калиевых базальтов-трахитов характеризуются в целом весьма низкой колчеданоносностью. В последние годы высказывается сомнение в колчеданоносности базальт-андезит-липаритовой формации на Урале, которая рассматривается как перспективная на барит-полиметаллические руды [Язева Р. Г. и др., 1978 г.]. Отмеченные вариации в составе и генезисе колчеданных руд могут не только выступать как признаки эволюции во времени, но и обуславливать крупноплощадную зональность, отражающую строение субстрата эвгеосинклиналей.

Железорудные месторождения геосинклиналей относятся преимущественно к магнетитовой скарновой формации [Попов В. Е., Старицкий Ю. Г., 1978 г.] и связаны с вулканогенно-интрузивными парагенезами, которые характеризуются сменой фаз вулканизма и глубинного магматизма, причем железное оруденение развивается между отдельными фазами. Наиболее продуктивны [Овчинников Л. Н., 1966 г.; Дымкин А. М. и др., 1974 г.] парагенезы базальт-андезитовой и тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формаций (Тургай), также калиевых базальтов — трахитов и габбро-сиенитовой или габбро-диорит-плагиогранитовой (Средний Урал), субщелочной базальт-андезит-липаритовой и тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой (Южный Урал, Магнитогорское рудное поле). В сходных условиях парагенеза комагматичных вулканогенных и интрузивных формаций геосинклинальной стадии (натриевых базальтов — липаритов с габбро-диорит-плагиогранитовой, базальт-андезит-липаритовой или базальт-андезитовой с

тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой) проявляется медно-порфировая рудная формация. Иногда последняя встречается совместно с железорудно-скарновой (Тургай).

Особо следует остановиться на рудоносности молодых вулканических ассоциаций островных дуг, рассматриваемых большинством исследователей в качестве представителей современных геосинклиналей. Среди этих ассоциаций резко преобладает по объему базальт-андезитовая. Для анализа рудоносности этой формации островных дуг эталонным районом является Япония, где месторождения неогена хорошо изучены и имеют большой экономический интерес. Среди них выделяются свинцово-цинковые с золотом и серебром (типа «Куроко» и жильные), медные, золото-серебряные и ртутные месторождения.

Наибольшие промышленные перспективы Японии связаны с месторождениями «Куроко» [Мацукума Т., Хорикоси Е., 1973 г.], представляющими собой стратиформные залежи колчеданных руд, формирование которых начинается при сингенетическом накоплении рудообразующих веществ в морском осадке, а завершается эпигенетическим рудоотложением, связанным с циркуляцией рудоносных растворов [Смирнов С. С., 1972 г.]. Еще позднее, в связи с заключительными фазами становления базальт-андезитовой формации, образовались жильные месторождения: золото-серебряные, медные, свинцово-цинковые, олово-вольфрамовые, марганцевые и сурьмяные (из которых наибольший промышленный интерес представляют первые три типа). Жильные месторождения того же типа известны и в Курило-Камчатском регионе [Ротман В. К., 1978 г.], причем все известные здесь месторождения и рудопроявления локализованы в пределах так называемых вулканогенно-рудных центров длительного развития [79], представляющих собой сочетание вулcano-тектонических структур различного типа.

Базальт-андезитовая формация современных островных дуг является своеобразным переходным звеном, с одной стороны, от собственно геосинклинальных формаций к орогенным, с другой — от группы базальтовых к группе андезитовых формаций [Остроумова А. С., Ротман В. К., 1976 г.; Остроумова А. С. и др., 1977 г.]. В связи с этим отмечаются аналогии в области рудоносности.

Работами В. Н. Котляра, М. А. Фаворской, В. И. Смирнова, В. А. Кузнецова, Г. С. Дзоцендзе, М. М. Василевского, С. И. Набоко и других исследователей установлен чрезвычайно широкий спектр оруденения, связанного с андезитовым вулканизмом и комагматическими интрузивными комплексами диорит-гранодиоритовой формации, включающий медь, цинк, свинец, молибден, золото, серебро, ртуть, сурьму, мышьяк, олово, железо, марганец, серу, алунит и др. Среди рудных формаций характерна сульфидная свинцово-цинковая. Она прослеживается от базальт-андезитовой формации островных дуг через все многообразие разновидностей андезитовых формаций внутриконтинентальных складчатых обла-

стей вплоть до трахиандезитовой формации. Однако для различных видов формаций относительная роль свинцово-цинкового оруденения различна. Так, если для базальт-андезитовой формации островных дуг наряду со свинцом и цинком весьма существенную роль играет медь, нередко выступая на первый план («медное кольцо» Тихоокеанского подвижного пояса), а также золото и серебро, то для оруденения, локализованного в наземных толщах андезитовой формации складчатых областей и наложенных вулканогенных поясов, медь не характерна, зато золото (и серебро) присутствуют практически повсеместно. К ним в качестве второстепенной минерализации в одних случаях присоединяется молибден, в других — ртуть, иногда олово. В ассоциации с трахиандезитовой формацией свинцово-цинковое оруденение проявляется в «чистом виде» (табл. 18).

При сходстве состава ведущих элементов значительные изменения претерпевает тип месторождения в зависимости от того, с какой вулканической формацией оно ассоциировано (что, несомненно, связано с условиями образования обеих). Так, например, свинцово-цинковые сульфидные месторождения, ассоциированные с базальт-андезитовой формацией, относятся преимущественно к типу «Куроко», реже к жильным гидротермальным, аналогичные месторождения в андезитовой и трахиандезитовой формациях — только к гидротермальным.

Вулканические формации, проявляющиеся в условиях платформенного и рифтогенного режимов, характеризуются в целом значительно более низкой металлогенической продуктивностью, чем формации геосинклиналей и орогенов. Исключение составляет базальт-долеритовая интрузивно-вулканическая формация, с интрузивными членами которой связаны крупные месторождения сульфидной медно-никелевой, магнезиоферритовой скарновой и других рудных формаций. Эффузивные члены базальт-долеритовой формации, а также липарит-базальтовая, базальтовая и трахибазальтовая отличаются от охарактеризованных выше не только меньшей продуктивностью, но и иным набором полезных ископаемых (табл. 18). Для первых трех характерны месторождения исландского шпата, агата, флюорита, для группы трахибазальтовых формаций — проявления самородной меди при подчиненной роли проявлений меди в сульфидной форме.

Среди месторождений, связанных предположительно с вулканизмом, особое место занимают стратиформные, располагающиеся в осадочных (кремнистых, карбонатных, терригенных) породах. Эти месторождения характеризуются особо высокой конвергентностью. Вследствие этого, а также удаленности от магматического источника связь их с вулканическими формациями, а тем более формациями определенного вида чаще является спорной. В целом месторождения этого типа имеют «сквозной» характер, проявляясь в связи с геосинклинальными, орогенными, рифтогенными и платформенными вулканическими формациями (табл. 18), однако для геосинклинальных условий они наиболее характерны

[77]. Наибольшее промышленное значение в этой группе имеют месторождения марганца, железа, меди.

Характеристика рудоносности базальтовых и андезитовых формаций была бы неполной без данных по современному вулканизму, представляющих особый интерес для целей моделирования рудогенеза. Анализ материалов по гидротермам современных наземных вулканов свидетельствует о том, что среди них преобладают слабокислые хлоридно-натриевые гидротермы, содержащие медь, цинк, свинец, молибден, олово, серебро, мышьяк, ртуть и другие рудные элементы [Набоко С. И., 1964—1979 гг.; Борисов О. Г., 1978 г.]. Соотношение концентраций элементов и их общее содержание варьируют. В частности, для базальтовых вулканов по сравнению с дацитовыми устанавливается на порядок более высокое содержание в гидротермах меди, свинца, молибдена, олова и на порядок более низкое мышьяка и сурьмы, а также более низкое содержание калия [Борисов О. Г., 1978 г.]. По мере падения температуры увеличиваются относительные концентрации элементов в такой последовательности: медь, цинк, свинец, молибден, мышьяк, сурьма, ртуть, — отвечающей известному ряду рудной зональности.

В рифтовых зонах Красного моря и срединно-океанических хребтов наблюдается современное подводное рудообразование [Современное гидротермальное рудоотложение, 1974 г.], связанное, по-видимому, с активно проявляющимся в этих зонах вулканизмом. В Красном море руды отлагаются на площади в несколько десятков квадратных километров, но преимущественно на месте выхода рассолов — горячих высокоминерализованных гидротерм, содержащих в 1 л до 100 мг железа, 200 мг марганца, более 10 мг меди, цинка, свинца. Рудоносные осадки образуют два горизонта: нижний — сульфидный и верхний — окисный.

В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия на больших океанических глубинах обнаружены горячие гейзеры с температурой выбросов около 400 °С (при давлении воды 0,2 кбар на 1 м²), содержащие в растворенном состоянии многочисленные минеральные вещества. По мнению исследователей, поток термальных вод зарождается на глубине 1—2 км ниже дна океана в результате контакта просачивающейся сквозь рыхлые вулканические породы морской воды с магмой. Нагреваясь, вода растворяет содержащиеся в вулканических породах соединения металлов и выносит их на поверхность. В результате контакта с водой океанских глубин растворенные вещества горячих гейзеров выпадают в осадок, состоящий главным образом из тонкой пыли сульфидов, образующих вокруг гейзеров холмы конической формы. Непосредственные исследования этих образований показали, что в настоящее время идет формирование месторождений с высоким содержанием меди, серебра, свинца, цинка, железа, кобальта и кадмия. Рудообразование в связи с современными гидротермами отмечено и во впадине Хесса, на глубине более 5 км, где вдоль путей следования

гидротерм в дробленных породах возникают вкрапленность и жилы сульфидов [Лисицын А. П., 1973 г.].

Многие исследователи считают минерализованные современные гидротермы типа рассолов Красного моря аналогами гипотетических рудоносных флюидов. Таким образом, прямыми наблюдениями подтвердились сложившиеся представления о рудоносности вулканических образований, о генезисе руд, в частности о гидротермальной и гидротермально-осадочной поствулканической природе колчеданных месторождений.

2. Формационная принадлежность комплексов как критерий потенциальной рудоносности

Для многих типов вулканических месторождений формационный критерий является пока единственным твердо установленным. Нередко в качестве критериев рудоносности называют признаки, которые по существу являются отдельными систематическими признаками формаций (степень и тип щелочности, характер дифференцированности и т. д.). К этой же группе примыкают некоторые критерии, относящиеся к категории тектонических (режим развития конкретной структурно-формационной зоны, ее предьстория, глубинное строение). Их важная роль как критериев рудоносности проанализирована в работах В. И. Смирнова, М. Б. Бородаевской, Г. А. Твалчрелидзе. Однако перечисленные характеристики зон находят отражение в особенностях вулканизма, т. е. также могут быть выражены через набор и свойства видов формаций и их парагенезов, что отмечается и упомянутыми авторами.

Применение формационного критерия требует единообразия в используемых классификационных признаках вулканических формаций, в способах оценки этих признаков, в номенклатуре классификационных подразделений. Это вызывает необходимость постоянного совершенствования классификации формаций, дальнейшего обоснования классификационных признаков, их граничных значений.

Главные диагностические признаки выделяемых авторами базальтовых и андезитовых формаций приведены ранее [49]. Рассмотрим здесь с учетом новых данных лишь две группы признаков — петрохимических и фациальных, как наиболее информативных не только при определении формационной принадлежности вулканических комплексов, но и при анализе их рудоносности.

С целью усовершенствования петрохимической классификации вулканических формаций Н. А. Румянцевой проведена статистическая обработка большого числа химических анализов* с помощью метода главных компонент (МГК), использовавшегося неоднократно с аналогичной целью [Канн Дж. Р., 1973 г.; Дуден-

* Использовано 974 средних состава пород, полученных при обработке около 20 тыс. анализов и представляющих 450 магматических комплексов. Значительная часть средних взята из работы [49].

ко Л. Н., 1981 г.]. Оказалось, что поле точек использованных анализов однородно и непрерывно в любых координатах, причем области составов сравниваемых формаций в значительной мере перекрываются. С помощью МГК были найдены петрохимические признаки, которые характеризуются максимальными вариациями и вносят наибольший вклад в общую дисперсию составов; они же позволяют разделить формации, наиболее существенно различающиеся условиями образования, и поэтому использованы как главные классификационные признаки состава (табл. 19). В качестве важнейших характеристик состава формаций используются «сквозные» для серий в целом признаки — степень и тип щелочности пород, которые могут быть определены на диаграммах $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + 0,7 \text{K}_2\text{O})$ и $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} / (\text{Na}_2\text{O} + 0,7 \text{K}_2\text{O})$ [Румянцева Н. А., 1977 г.]. На основании последней диаграммы рассчитано, что к калиевому типу можно отнести породы, где $1,5 \text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} \times 100 / (\text{Na}_2\text{O} + 0,7 \text{K}_2\text{O})$ меньше 30, к натриевому — больше 60, к калиево-натриевому — от 30 до 60.

Наряду с этим для базальтовых и андезитовых формаций учитываются такие характеристики состава базальтов и андезито-базальтов, как степень их известковистости и лейкократовости, которые определяются положением составов в системе $(\text{Ab} + \text{Or}) - \text{An}$ — темноцветные минералы (рис. 38). В известковистых разновидностях $\text{An} / (\text{An} + \text{Ab} + \text{Or}) > 50$, или $\text{CaO} / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 2$, в щелочно-известковистых соответственно 35—50 и 1—2, в известково-щелочных < 35 и < 1 .

Степень лейкократовости отражает размер отклонения составов пород относительно линии котектики $\text{Di} - \text{Pl}$; при использовании содержаний окислов в качестве пограничных для мелано-, мезо- и лейкократовых разновидностей можно принять содержания Al_2O_3 14 и 17 %.

С помощью петрохимических данных выявляется и конституционное строение комплексов, учитываемое при определении вида формаций. Его важными характеристиками (найденными также с помощью МГК) являются ведущий петрохимический тренд, определяющий разнообразие пород комплекса и связывающий все породы в единую серию; степень дифференцированности, или размах вариаций в направлении этого тренда; выдержанность тренда (прямолинейный, «ломаный»); характер распределения составов в направлении этого тренда (непрерывный, прерывистый). Ведущий тренд выражается линейными комбинациями элементов, вычисленными с учетом их взаимосвязей. В табл. 19 для трендов принята та же форма записи, что и для изоморфных замещений в минералах. Запись означает, что ведущий тренд серии сводится в основном к согласованному возрастанию содержаний элементов правой части формулы за счет элементов левой части, в то же время элементы каждой из частей связаны между собой прямой зависимостью.

Среди собственно геологических методов исследования вулканических комплексов наиболее важным является фациальный ана-

Петрохимические признаки базальтовых и андезитовых формаций

Конституционное строение			Состав пород											
Степень дифференцированности	Ведущий тренд	Распределение составов вдоль тренда	насыщенные SiO ₂ (нормальной щелочности)						недосыщенные SiO ₂ (субщелочные)					
			натриевые			калиево-натриевые			калиево-натриевые		калиевые			
			известковистые	щелочно-известковистые		известковистые		щелочно-известковистые		щелочно-известковистые	известково-щелочные	известково-щелочные		
			мезократовые	мезократовые	лейкократовые	мезократовые	лейкократовые	мезократовые	лейкократовые	мезократовые	лейкократовые	мезократовые	лейкократовые	
Низкая	—	—		nb			bm					tb		
Средняя	Al ₂ O ₃ , SiO ₂ , Na ₂ O → MgO MgO, CaO → SiO ₂ , Na ₂ O, Fe ₂ O ₃ MgO, Σ Fe, CaO → SiO ₂ , Σ alc CaO, MgO, Σ Fe → SiO ₂ , Σ alc, Al ₂ O ₃	Непрерывное	kb				ub			b				
Высокая	CaO, MgO, Σ Fe, Al ₂ O ₃ → SiO ₂ , Σ alc CaO, MgO, TiO ₂ , Σ Fe → SiO ₂ , Σ alc CaO, MgO, Σ Fe, TiO ₂ , Al ₂ O ₃ → SiO ₂ , Σ alc				bal		ba		a			tbl	ta	kbt
		Прерывистое		nbl					bl			tlb		

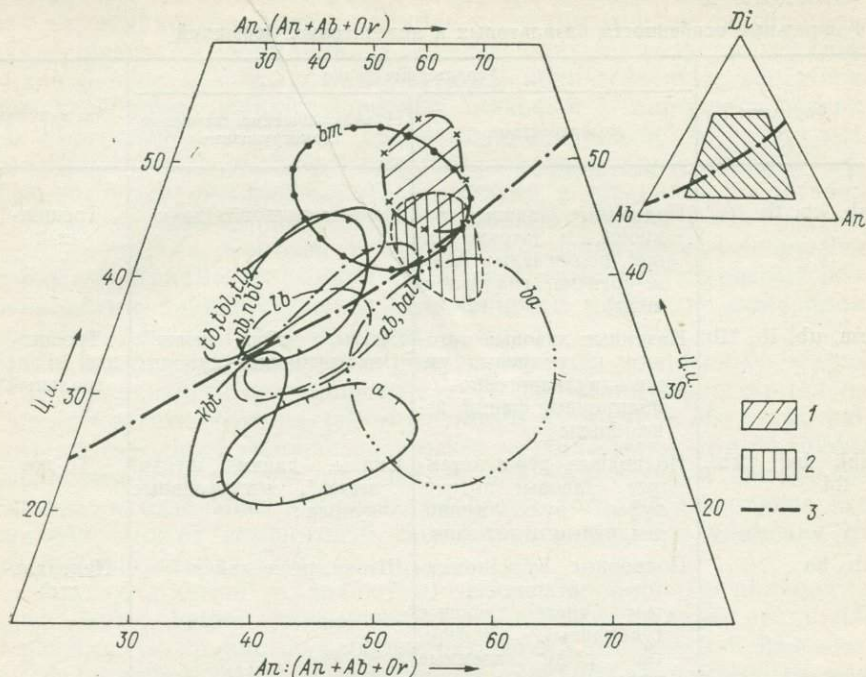


Рис. 38. Поля составов базальтов различных формаций на диаграмме $(Ab + Or) - An$ — цветной индекс (Ц. и.).

1 и 2 — базальты: 1 — океанических плато, 2 — срединно-океанических хребтов; 3 — линия котектики для безводной системы $Ab - An - Di$ при $p = 1 \text{ кгс/см}^2$. Индексы формаций как на рис. 1.

лиз. Вулканические комплексы представляют собой в большинстве случаев совокупность фаций, одинаковых или близких по возрасту и связанных с деятельностью одного или нескольких родственных вулканов. Как справедливо отмечалось И. В. Лучицким [45], в настоящее время существуют два подхода к пониманию задач фациального анализа: 1) сравнение отдельных видов изохронных отложений в некоторых конкретных регионах [Шатский Н. С., 1960 г.], 2) выделение «абстрактных» фаций (генетических типов образований) с повторяющимися в разных регионах признаками [Ботвинкина Л. Н., 1968 г.]. При формационной диагностике вулканических комплексов реализуются оба эти подхода: первый позволяет расчленить вулканические образования региона на комплексы, установить пространственно-временные границы последних, второй дает возможность определить принадлежность комплексов по совокупности признаков к определенным видам формаций. Использование фаций для решения поставленных задач требует разработки единых критериев для их выделения и классификации и единой номенклатуры. Основы фациального анализа магматических образований вслед за М. А. Усовым [1924 г.,

Фациальные особенности базальтовых и андезитовых формаций

Формации	Характерные фации		Тип вулканов
	поверхностные	субвулканические, жерловые и экструзивные	
nb, kb, tb	Подводные лавовые покровы и потоки (чаще подушечные лавы и брекчии, гиадокластиты)	Пакеты силлов и даек	Трещинный
bm, ub, lb, tlb	Наземные лавовые потоки и покровы, реже — вулканогенно-обломочные фации, игнимбриты *	Силлы, дайки, некки *, экструзивные купола *	Трещинный и центральный
nbl, bal, kbt, tbl	Подводные, реже наземные лавовые потоки, туфы, вулканогенно-осадочные отложения	Силлы, дайки, штоки, некки *, экструзивные купола *	То же
ab, ba	Подводные вулканомиктовые отложения (в том числе туфовые турбидиты), туффины, реже наземные туфы	Штоки, реже дайки	Центральный
a, ta	Наземные туфы, туффины, лахаровые брекчии, игнимбриты	Штоки, некки, экструзивные купола	„

* Фации, характерные для салических пород.

1935 г.] развивал Ю. А. Кузнецов [1944—1960 гг.], которым предложено выделять фациальные подразделения разного ранга. Наиболее полные описания и классификации фаций вулканических пород (отвечающих мезо- и микрофациям Ю. А. Кузнецова) имеются в работах И. В. Лучицкого [45], Е. Ф. Малеева [1975 г., 1980 г.], Г. Н. Бровкова [1973 г.], В. А. Коротева и Т. В. Диановой [1976 г.], В. Н. Зелепугина [1979 г.] и др.

К сожалению, вулканические комплексы в фациальном отношении изучены пока неравномерно. Поэтому приведенные в табл. 20 сведения о фациальных особенностях формаций содержат далеко не полный список известных вулканических фаций и требуют дальнейшего уточнения и дополнения.

Сравнительный анализ фациального состава базальтовых и андезитовых формаций показал, что они имеют много сходных фаций и в то же время большинство формаций полифациальны. Вместе с тем характер сочетания и взаимопереходов фаций (в виде латеральных и вертикальных фациальных рядов), относи-

тельная роль отдельных фаций в разных вулканических комплексах неодинаковы и могут служить дополнительным диагностическим признаком формаций. В качестве признаков формационных видов в первую очередь используются количественные соотношения трех групп фаций: корневых, лавовых и пирокластических. Их соотношение отражает преобладающий способ доставки вулканического материала к месту становления (интрузивный, эффузивный или эксплозивный) и связано в основном с составом магмы, газонасыщенностью, перегретостью относительно температуры ликвидуса. Соотношение фаций коррелируется и с другими характеристиками формаций: текстурными и структурными особенностями пород, степенью окисленности пород и минералов, степенью лейкократовости пород.

По отношению объема пирокластических и лавовых фаций (коэффициенту эксплозивности ϵ) все формации распадаются на две дискретные группы (со значениями $\epsilon > 60$ и < 30), отвечающие производным водонасыщенных и «сухих» магм. Коэффициент эксплозивности следует определять для комплекса в целом, поскольку в отдельных разрезах одного и того же комплекса его значение может изменяться, увеличиваясь по мере удаления от центра извержения [45].

Виды формаций различаются относительной ролью подводных и наземных фаций, указывающих на преобладающую среду извержения. Большинство выделенных фаций относится к наземному вулканизму, к различным типам вулканов, характерным для орогенных вулканических комплексов [Зелепугин В. Н., 1979 г.; Дымкин А. М., 1979 г.]. Выделение вулканических фаций, сформировавшихся в подводных условиях разной глубинности, сдерживается недостатком информации о процессах подводного вулканизма. Лишь в последние годы широко развернувшиеся океанологические исследования позволили существенно продвинуться в этом вопросе [Менард Г. У., 1975 г.; Харин Г. С., 1977 г.; Геология океана, 1979 г.]. Установлено, что на островах и в малоглубинных условиях вулканический процесс протекает так же, как на континенте. Но уже ниже 500 м, по мнению большинства исследователей, не происходит взрывов с образованием пепла, поскольку внутреннее давление растворенных в магме газов меньше гидростатического давления покрова воды. Выбросы происходят там, где вершины вулканических конусов находятся на уровне моря. В осевых зонах срединно-океанических хребтов происходят лавовые излияния трещинного и центрального типов, формируются линейные и щитовые вулканы с пологими склонами. Весьма характерны фации подушечных лав, лавовых экструзий — куполов. Другой реперной фацией глубоководных извержений является фация своеобразных кластолав — гиалокластитов. При этом фация глобулярных брекчий, вероятно, является прижерловой для извержений центрального типа, а для подножий склонов и более удаленных отложений характерна фация гиалокластитов с алевритовым размером осколков.

Анализ соотношений внутри комплексов различных вулканических фаций друг с другом, а также с фациями осадочных и интрузивных пород, со складчатыми и разрывными нарушениями позволяет перейти к реставрации более сложной и высокой степени геологических форм проявления вулканизма — вулканотектонических структур (ВТС). По-видимому, многие проявления вулканизма сопровождаются образованием ВТС. В тех случаях, когда ВТС не установлены, это может быть связано либо с недостаточной изученностью ареалов вулканизма, либо со слабо проявленными их формами в верхнем структурном этаже, либо с гигантскими масштабами ВТС, требующими специальных дистанционных методов изучения. Методы выявления, типизации, фациального анализа ВТС, механизм их формирования рассматриваются в ряде специальных работ (Донских В. В., Зелепугин В. Н., Кронидов Н. Н., Дитмар Г. В., 1973 г.; Шарпенко Л. Н., 1979 г.; Палеовулканы и вулканотектонические структуры, 1971 г.; Методическое руководство по геологической съемке, 1978 г.; 45].

ВТС в предельном случае может быть представлена единичным вулканическим сооружением (простая вулканоструктура). Наиболее обычный вариант ВТС — это несколько простых вулканоструктур, находящихся в тесных пространственно-временных соотношениях. В магматическом выполнении ВТС главную роль играют вулканические комплексы, собственно интрузивные комагматичные образования, непосредственно связанные с развитием ВТС, дающие относительно небольшие тела. Наблюдаемые количественные соотношения вулканических и интрузивных фаций зависят еще и от глубины эрозионного среза.

Исследования авторов, а также анализ литературных данных показывают, что только элементарные вулканоструктуры всегда образованы телами, принадлежащими к одному формационному виду. Каждое конкретное региональное проявление формации — вулканический комплекс — может быть представлено множеством простых вулканоструктур. Взаимозависимость между типом ВТС и их формационным выполнением носит статистический характер, так же как и между фациальной характеристикой формаций и типом вулканических аппаратов. Комплексы однородных или слабодифференцированных формаций (долерит-базальтовая, натриевых базальтов, базальтовая океаническая, высокоглиноземистых базальтов) создают куполовидные или валообразные положительные (необращенные) ВТС со слабо развитыми кальдерными формами. При длительном развитии таких ВТС в них неоднократно повторяются во времени одни и те же типы вулканоструктур — щитовые и линейные, в то время как стратовулканы для них практически не известны. Наименее типичны кальдеры для подводных вулканов [Менард Г. У., 1966 г.], причем они образуются лишь тогда, когда вулкан достигнет уровня поверхности океана. Для базальт-долеритовых комплексов характерны щитовые вулканы с относительно небольшими кальдерами и многочисленны-

ми силами и дайками (в том числе кольцевыми), пронизывающими вулканическую постройку.

Дифференцированные формации мафического и мафическо-салического семейства, как правило, образуют более сложные центральнокольцевые обращенные ВТС, в которых преобладает центральный тип вулканических аппаратов с ясно выраженными кальдерными формами. Отдельные звенья дифференцированных формаций чаще всего образуют самостоятельные и различающиеся по строению вулканические аппараты (простые вулканоструктуры) в пределах единой ВТС.

Наибольшее разнообразие ВТС характерно для группы андезитовых формаций. Они представлены крупными (до 150 км в диаметре) сложными обращенными структурами центрального типа, часто полиформационными, в которых сочетаются как вулканические, так и плутонические образования [Шарпенюк Л. Н., 1979 г.].

Как было показано детальными исследованиями [Остроумова А. С., 1980 г.], формационное выполнение сложных длительно развивающихся ВТС обнаруживает закономерности, установленные ранее для структурно-формационных зон [49. т. 2], представляя таким образом как бы простейшую элементарную ячейку временного, латерального и вертикального формационных рядов, отвечающих определенному классу режимов.

3. Критерии реальной рудоносности комплексов

Вариации в масштабах, генетическом типе и составе оруденения, связанного с одним и тем же видом формаций, отмеченная выше конвергентность вулканических месторождений ставят вопрос об отыскании дополнительных критериев, которые позволили бы выявить реально рудоносные комплексы среди разнообразных потенциально рудоносных комплексов одного и того же формационного вида.

Признаки вулканических комплексов, выступающие в качестве петрологических критериев реальной рудоносности, можно сгруппировать по их значению следующим образом:

1) признаки вещественного состава и конституционного строения вулканических образований, которые отличают реально рудоносные комплексы от других комплексов того же формационного вида;

2) фациальные признаки комплексов и отдельных геологических тел, тип строения ВТС, определяющие условия для локализации месторождений;

3) признаки вулканических и окружающих их образований, указывающие на возможность существования месторождений, связанных с вулканическим комплексом, за пределами последнего, в частности в осадочных толщах.

Ниже будут рассмотрены последовательно эти группы критериев.

Среди признаков состава и конституционного строения вулканических образований в качестве критериев рудоносности можно выделить следующие.

1. Степень и тип щелочности пород. Как отмечалось, эти признаки являются дискриминационными для формационных видов, однако одновременно могут использоваться и при сопоставлении комплексов в рамках одной формации.

Исследованиями М. Б. Бородаевской, С. Н. Иванова, Д. С. Штейнберга, В. А. Пронина, Г. Ф. Яковлева, П. Ф. Сопко, Т. И. Фроловой и других были установлены такие важные особенности колчеданосных базальтовых комплексов, как натриевый тип щелочности и общее умеренное содержание щелочей. Позднее были обнаружены более широкие вариации в степени и типе щелочности колчеданосных комплексов. Оказалось, что тип щелочности может быть использован не только и не столько для оценки вероятности оруденения, но как признак руд определенного состава: с возрастанием калиево-натриевого отношения в породах отмечается смена серноколчеданных руд медноколчеданными и колчеданно-полиметаллическими [Бородаевская М. Б. и др., Овчинников Л. Н., 1974 г.].

Рассматриваемые критерии могут быть распространены и на месторождения, связанные с группой андезитовых формаций. В базальт-андезитовой формации наименее щелочные комплексы Курильской дуги также оказываются более перспективными по сравнению с камчатскими. Среди комплексов андезитовой формации, подразделяемой по значению общей щелочности на ряд разновидностей [Остроумова А. С. и др., 1978 г.], промышленными концентрациями цветных металлов характеризуются комплексы низкой щелочности (табл. 18).

Пока недостаточно ясна роль степени и типа щелочности для железорудных комплексов. Как характерные признаки рудоносных комплексов Тургая (формации базальт-андезитовая и тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая) отмечается преобладание в породах натрия над калием, связанное, возможно, с интенсивным хлорно-натриевым метасоматозом, сопровождающим их становление. В то же время для железосодержащих комплексов Среднего Урала (формации калиевых базальтов — трахитов и габбро-сиенитовая), наоборот, характерна калиевая специализация, проявленная более резко, чем в некоторых безрудных комплексах тех же формаций.

2. Степень дифференцированности ассоциаций. Этот критерий в определенном смысле дублирует формационный, поскольку характер дифференцированности является важнейшим систематическим признаком формационного вида. Вместе с тем в рамках одних и тех же видов формаций (натриевых базальтов — липаритов и базальт-андезит-липаритовой) колчеданные месторождения тяготеют к наиболее полнодифференцированным комплексам, а в их

пределах — к кислым производным [Бородаевская М. Б. и др., 1969—1980 гг.; Яковлев Г. Ф. и др., 1974 г.; Сопко П. Ф. и др., 1973—1981 гг.]. Наибольшая перспективность дифференцированных комплексов отмечается и для базальт-андезитовой формации островных дуг [Ротман В. К., 1978 г.]. Месторождения типа «Кууроко» локализованы, как правило, в наиболее кислых разновидностях «зеленых туфов», обособляющихся в виде самостоятельных достаточно полных пачек, часто приурочены к экструзивным куполам дацитов и липаритов. Для андезитовой и трахиандезитовой формаций, по данным А. С. Остроумовой, наличие кислых и ультракислых дифференциатов также играет роль признака рудоносности. Разновидности без кислых, а также базальтовых и андезито-базальтовых членов оказываются безрудными.

3. Петрографические, петрохимические и минералогические признаки, отражающие флюидный режим становления пород. Как благоприятный для колчеданных, золото-серебряных и других месторождений признак рассматривается значительная роль летучих в петрогенезисе: высокая эксплозивность и порфириность пород, наличие флюидалных и эмульсионных структур, водосодержащих минералов и др. [Яковлев Г. Ф., 1974 г.; Сопко П. Ф., Серавкин И. Б., 1981 г., и др.; 87].

4. Некоторые геохимические особенности пород вулканических комплексов: среднее содержание и характер распределения содержания рудных элементов, сила и знак корреляционных связей рудных элементов между собой и с породообразующими элементами. Хотя эти критерии являются общепризнанными, их роль при выявлении рудоносных вулканических комплексов показана пока лишь на примере отдельных частных объектов [Гольнко И. Н., 1975 г.; Максимовский В. А., 1981 г.; Бобохов А. С., 1981 г.]. Заметим, что положительная геохимическая специализация как критерий колчеданности вулканических комплексов для большинства регионов «не работает». В главных колчеданосных комплексах Урала содержания меди и цинка в породах не достигают кларка и в 1,5—2 раза ниже, чем в безрудных комплексах того же района. В то же время в трахибазальтовой формации Сетте-Дабана, несущей рудопроявления самородной меди, фоновые содержания последней значительно выше кларка (данные И. П. Никольской).

5. Общая последовательность и ритмичность в изменении состава продуктов вулканизма со временем. Возможность использования этого критерия отмечается некоторыми исследователями для отдельных районов. Однако конкретные благоприятные оценки для этого критерия не разработаны. В качестве признаков рудоносных комплексов указывается как гомодромное, так и антидромное строение, проявляющееся для ритмов разного ранга [Кутырев Э. И., 1980 г.; Богомол А. А., 1981 г.; Говоров И. Н., 1981 г.; Хисамутдинов М. Г., 1980 г.].

Среди петрологических критериев рудоносности должны быть названы и различные явления изменения вулканических горных

пород, в частности «околорудные» и «дорудные» метаморфические преобразования. Индикаторная роль этих изменений заключается в том, что они могут быть связаны с воздействием интрателлурических потоков, несущих рудные компоненты или извлекающих их из окружающих вулканических пород. Анализ метаморфических критериев рудоносности представляет самостоятельную задачу, выходящую за рамки данной работы.

Из приведенного обзора видно, что критерии реальной рудоносности вулканических комплексов пока еще недостаточно разработаны. Некоторые критерии совпадают с критериями формационной принадлежности; использование их при внутрiformационных сопоставлениях (как критериев реальной рудоносности) возможно лишь при условии введения их четкой количественной оценки. Дальнейшая разработка петрохимических (и геохимических) критериев рудоносности должна быть основана на изучении не отдельных продуктивных комплексов, а регионов в целом и на широких межрегиональных сопоставлениях. Огромное количество накопленных в настоящее время химических анализов позволяет перейти к исследованиям такого рода.

Вопросы методики статистических петрохимических исследований при сравнительном изучении отдельных вулканических комплексов и при анализе региональной петрохимической зональности для прогнозных целей в последние годы обсуждаются достаточно широко [Бондаренко В. Н., 1967 г., 1974 г.; Кутюлин В. А., 1969 г.; Вистелиус А. Б. и др., 1969 г.; 1]. Не останавливаясь на этих вопросах, рассмотрим на примере Урала некоторые подходы к решению поставленной выше задачи. Она может быть решена, в частности, путем отыскания статистических зависимостей между масштабами оруденения (определенного типа) и химическим составом пород. Для этой цели было использовано более 3000 химических анализов базальтов, представляющих все известные на Урале виды формаций и их разновозрастные проявления (комплексы). Анализы были сгруппированы в 98 выборок (по 20—30 анализов в каждой), отвечающих ареалам развития отдельных вулканических комплексов. Интенсивность рудоносности в тех же ареалах оценивалась по трехбалльной шкале (1 — безрудности, 2 — содержащие рудопоявления, 3 — содержащие месторождения), и этот признак вводился в качестве новой переменной в выборку химических анализов.

Уравнение регрессии для оценки колчеданности комплекса по этой шкале позволяет выявлять комплексы, сопровождаемые месторождениями, с вероятностью всего 0,2, причем в уравнении участвуют все окислы с очень низкими «вкладами» каждого из них (за исключением MnO). Этот результат не является неожиданным и свидетельствует о весьма сложном характере связей рудоносности с химическим составом пород и совокупном влиянии на рудоносность ряда факторов, отраженных в составе пород. Для выявления этих ведущих факторов выборка химических анализов базальтов была исследована с помощью метода главных компонент [Румянцев Н. А., 1977 г.]. Установлено, что ведущими (охватывающими 70 % общей изменчивости составов) являются три тренда («главные компоненты»), формулы которых даны в табл. 21.

I компонента отражает ритмично направленное возрастание щелочности, доли калия в сумме щелочей и окисленности железа в базальтах в ходе геосинклинального вулканизма. Компонента связана прямой зависимостью с возрастом пород, причем эта зависимость проявляется как в рамках элементарных временных рядов формаций, так и для всего тектоно-магматического цикла. I компонента может быть интерпретирована как следствие глубоинной эволюции магматического очага (приводящей к обогащению расплавов калием, смещению их в сторону более низкотемпературных котектик, увеличению окисленности железа), изменения состава мантийных флюидов (от восстановленных натриевого про-

Формулы главных компонент для выборки из 98 средних анализов базальтов Урала

Компо- ненты	Формулы	Вес, %	λ
I	FeO 73, MgO 69, TiO ₂ 62, CaO 45→SiO ₂ 80, Al ₂ O ₃ 70, K ₂ O 35, Na ₂ O 34	34	3,4
II	MgO 50, FeO 39, SiO ₂ 32→Fe ₂ O ₃ 89, TiO ₂ 65, K ₂ O 49	22	2,2
III	CaO 62, K ₂ O 47→Na ₂ O 82	15	1,5

Примечание. В формулах компонент справа записаны элементы, положительно скоррелированные с данной компонентой, слева — отрицательно. Число после символа элемента — его нагрузка (коэффициент корреляции с компонентой).

филя к окисленным калиево-натриевым), а также наращивания мощности континентальной коры и вовлечения ее в процессы петрогенезиса.

II компонента выражает колебания щелочности и титанистости, с ростом которых согласованно возрастают также отношения K_2O/Σ щелочей, Fe_2O_3/Σ Fe и падают содержания MgO и Al₂O₃. Связь указанной компоненты с возрастом комплексов криволинейна: сначала отмечается ее падение, затем подъем. Такой тренд может свидетельствовать о подъеме уровней магмообразования и постепенном увеличении степени плавления субстрата, а затем их снижении. По-видимому, намечающаяся цикличность в изменении щелочности и титанистости (II компоненты) базальтов отражает появление и отмирание крупной тепловой аномалии в мантии. Наряду с этим устанавливается, что значение II компоненты связано с положением вулканических комплексов в пространстве, являясь достаточно устойчивой характеристикой базальтов тех или иных структурно-формационных зон на протяжении значительных интервалов времени. Возрастание II компоненты в районах пониженной мобильности и низкой магматической активности, положительная связь ее с отношением Ti/Zr в породах позволяют связывать эту компоненту с глубиной плавления.

III компонента — увеличение натриевости базальтов (за счет калия, кальция или обоих этих элементов) — отражает вариации состава полевого шпата и, в частности, явления альбитизации. В одних случаях (формация пb) натриевый характер полевого шпата сочетается с общей высокой известковистостью пород и связан главным образом с очень низким содержанием K₂O. Можно полагать, что в этих комплексах натриевая специфика пород отражает состав родоначальных магм, а альбит имеет позднемагматический характер [Румянцева Н. А. и др., 1973 г.]. В других случаях имеет место замещение Na→Ca или Na→Ca, K, сопровождающееся снижением общей основности нормативного плагиоклаза (при этом отношение Fe/Mg остается неизменным или даже падает). Для части таких комплексов, относящихся в основном к силуру и нижнему — среднему девону, отмечается резкое отклонение их нормативных составов от котектических в сторону занижения известковистости по сравнению с нормальной для данного цветового индекса (рис. 39), что можно уверенно объяснить наложенной альбитизацией, обычно проявленной регионально. Другие низкоизвестковистые базальты по составу отвечают котектическим (bal, отчасти pbl), и их связь с аллохимическим Na-метасоматозом не столь очевидна. Они соседствуют с комплексами, имеющими низкие значения III компоненты.

Для выявления характера зависимости между главными вариациями химизма базальтов и их рудоносностью был проведен анализ с помощью МГК для той же выборки, но наряду с петрохимическими данными учитывалась интенсивность рудоносности (в баллах); при этом формулы главных компонент и их вес не изменились. Оказалось, что интенсивность колчеданосности входит только во II и III компоненты с нагрузками 47 и 60. Связь колчеданосности с I компонентой более сложна: она положительна для выборки, включающей базальты ранних членов эвгеосинклинального формационного ряда, а также для потенциально рудоносной контрастной формации (pbl), но практически отсут-

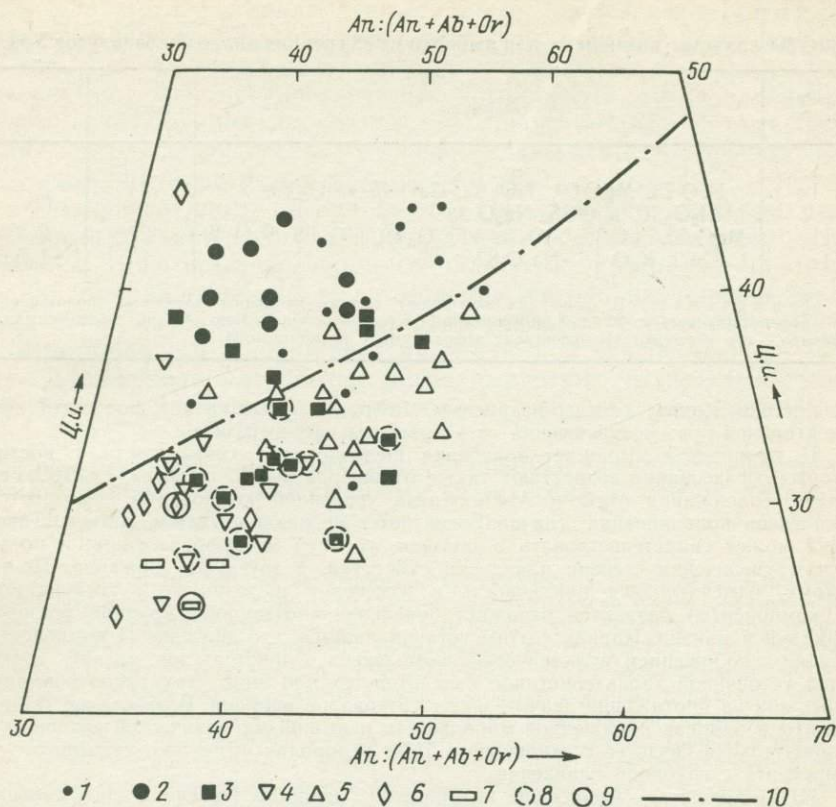


Рис. 39. Средние составы базальтов вулканических комплексов Урала на диаграмме $(Ab+Or)-An$ — цветной индекс (Ц. и.).

Формации: 1, 2 — натриевых базальтов (1 — ордовик, 2 — силур), 3 — натриевых базальтов — липаритов, 4 — базальт-андезит-липаритовая, 5 — андезит-базальтовая, 6 — калиевых базальтов — трахитов, 7 — базальт-андезитовая; 8, 9 — базальты из районов месторождений (8 — медноколчеданных, 9 — железорудных); 10 — линия котектики для безводной системы $Ab-Di$.

ствует для всей совокупности базальтов в целом. На диаграмме $An-(Ab+Or)$ — цветной индекс (рис. 39) составы колчеданосных комплексов по сравнению с безрудными располагаются в более низкотемпературной части котектической линии; особенно четко эта закономерность проявляется в рамках формации натриевых базальтов — липаритов.

По значению III компоненты комплексы эвгеосинклинальных зон Урала разделились на колчеданосные, где компонента имеет чаще высокие положительные значения, и безрудные, где ее значения близки к нулю (рис. 40). Промежуточное положение занимают комплексы, по своей формационной принадлежности выдвигаемые в число перспективных, но не содержащие крупных промышленных месторождений. Как известно, до сих пор, исследуя связь колчеданных месторождений с натриевыми сериями, в качестве критерия колчеданосности использовали отношение Na_2O/K_2O или Na_2O/Σ щелочей. Как видно на рис. 40, эффективность использования III компоненты* в качестве признака, разделяю-

* Имеются в виду компоненты, рассчитанные только для химических анализов. Их формулы даны в табл. 21.

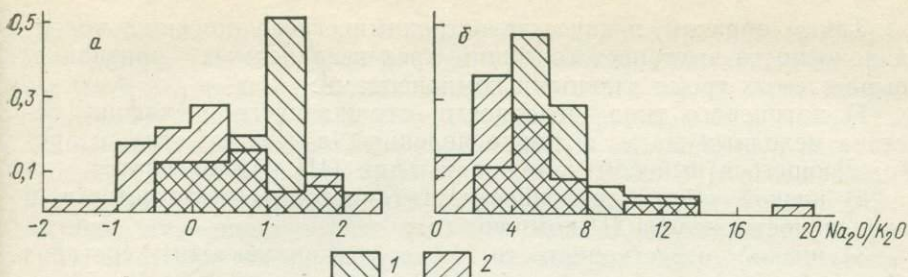


Рис. 40. Гистограммы значений компоненты $\text{Na}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$ (а) и отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (б) в базальтах колчеданосных (1, $n=16$) и безрудных (2, $n=48$) комплексов.

щего рудоносные и безрудные комплексы, несколько выше. Еще лучший результат дает одновременное использование и II и III компонент. На диаграмме, построенной в координатах II и III компонент (рис. 41), колчеданосные комплексы обособились в первом квадранте диаграммы, тогда как железорудные — в противоположном, третьем, квадранте. Межгрупповой тренд, разделяющий колчеданосные и железорудные комплексы, имеет формулу Na_2O , MgO , $\text{FeO} \rightarrow \text{K}_2\text{O}$, Fe_2O_3 , TiO_2 (для колчеданосных комплексов характерна ассоциация элементов, написанная в левой части, для железорудных — в правой). Во второй и четвертый квадранты попали преимущественно безрудные комплексы или те, что содержат рудопроявления серно- и медноколчеданного типа. Заметим, что распределение составов по квадрантам лишь отчасти совпадает с их формационным делением.

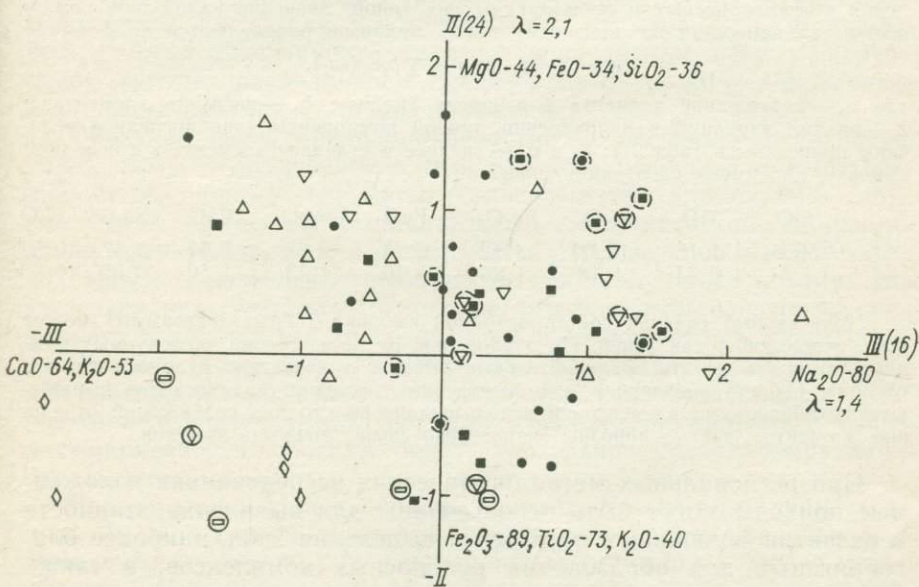


Рис. 41. Компонентная диаграмма средних составов базальтов вулканических комплексов Урала.

Обозначения формаций см. на рис. 39, расшифровку знаков у осей координат — в табл. 21.

Таким образом, в качестве петрохимического признака колчеданосности выступает сочетание трех независимых * признаков, выражаемых тремя главными компонентами:

1) натриевого типа щелочности, отражающего специфику состава исходных магм, а также явления Na-метасоматоза, сопровождающегося выносом калия и кальция (III компонента);

2) низкой общей щелочности, титанистости, железистости и окисленности железа (II компонента);

3) низкой известковистости (т. е. легкоплавкости) составов (I компонента).

Петрохимические критерии скарново-магнетитового оруденения выявляются пока менее уверенно ввиду недостаточного числа и слабой изученности эталонных комплексов, с которыми связываются месторождения и рудопроявления этого типа. Первые два признака выступают для скарново-магнетитовых месторождений как отрицательные (рис. 41), а третий является общим для обоих типов месторождений. Еще одним важным признаком железорудных комплексов является лейкократовый состав базальтов (рис. 39).

Напомним, что здесь перечислены признаки, относящиеся только к составу базальтов. Изложенный подход может быть использован для выявления петрохимических критериев, относящихся к породам иного состава, а также к конституционной структуре магматических комплексов в целом.

Диаграмма, построенная в плоскости II и III компонент (рис. 41), может быть использована для оценки рудоносности вулканических комплексов и разделения колчеданосных и железорудных их типов. Значения какой-либо компоненты для нанесения на диаграмму новых анализов определяются по формуле

$$x = \sum b_i c_i / (\lambda \sigma_i) - \sum b_i \bar{c}_i / (\lambda \sigma_i),$$

где c_i — содержание элемента i в новом анализе; b_i — нагрузка элемента i ; λ — размах вариаций в направлении данной компоненты (две последние величины приведены в табл. 21); \bar{c}_i и σ_i — среднее и стандарт элемента i в исходной выборке; они имеют следующие значения:

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
\bar{c}	50,04	1,18	16,00	4,12	6,23	5,88	7,61	3,47	0,92
σ	1,51	0,54	1,18	1,25	1,16	1,13	1,50	0,59	0,63

Приведенный средний состав исходной выборки (центр диаграммы) может быть использован как репер. По отклонению от него состава исследуемых комплексов можно делать предварительные выводы о характере рудоносности последних. Однако подчеркнем, что выявленные признаки рудоносности выражаются комбинациями элементов и использование вместо них содержаний отдельных элементов, взятых порознь, значительно снизит точность выводов.

При региональных металлогенических исследованиях изложенные подходы могут быть использованы для выявления этапности в развитии подвижных областей и выделения эпох, наиболее благоприятных для образования рудоносных комплексов, а также для металлогенического районирования путем картирования пет-

* Независимость признаков следует из ортогональности главных компонент по отношению друг к другу.

рохимических признаков, используемых в качестве критериев рудоносности. Главная колчеданосная зона Урала (западное крыло Магнитогорского прогиба на отрезке от Ревды до Гая) характеризуется высокими отрицательными значениями II компоненты. По высоким положительным значениям III компонента в качестве благоприятных на колчеданосность выделяются в целом северная часть Тагильского синклинория, средняя и южная части Магнитогорского синклинория (включая Западно-Мугоджарский прогиб). В южной части Тагильского и северной части Магнитогорского синклинориев намечается дифференцированность комплексов в отношении рассматриваемой характеристики в соответствии с их формационной принадлежностью (формации pb, pbl, bal — с положительными, ab и kbt — с отрицательными значениями III компоненты).

Петрологический смысл петрохимических признаков, выступающих в качестве критериев рудоносности, пока недостаточно ясен. По-видимому, и тип щелочности (натриевый или калиево-натриевый), и тип оруденения (колчеданный или скарново-магнетитовый) отражают вариации состава и степени окисленности мантийных флюидов в ходе развития эвгеосинклиналей: смену восстановленных флюидов натриевого профиля окисленными калиево-натриевого профиля [Маракушев А. А., Перчук Л. Л., 1972 г., 1974 г.]. Усиление окислительной обстановки должно приводить к смене медного и медно-полиметаллического оруденения магнетитовым, что связано с увеличением в этой последовательности сродства металлов к кислороду и уменьшением — к сере [53]. Ведущая роль степени окисленности железа в приведенном выше межгрупповом тренде, разделяющем железорудные и колчеданосные комплексы, подтверждает это положение.

Обратная связь колчеданосности со степенью щелочности пород находит объяснение в том, что повышение щелочности понижает растворимость в магме халькофильных элементов и соответственно определяет незначительный вынос их в ходе эволюции таких магм [Коржинский Д. С., 1977 г.]. По мнению Л. Н. Когарко [1976 г.], повышение щелочности приводит также к тому, что халькофильные металлы проявляют литофильные свойства и, связываясь с кислородом, рассеиваются в темноцветных минералах.

Наконец, связь и колчеданосных и железорудных комплексов с относительно более легкоплавкими (низкоизвестковистыми, низкомагнезиальными) базальтами отражает, по-видимому, связь месторождений с очагами более длительно эволюционирующих базальтовых магм.

Исследования, проведенные автором на Урале, позволили уточнить также другой критерий колчеданосности базальтовых комплексов — степень их дифференцированности, а также роль кислых членов в их продуктивности. Как видно из рис. 42, иллюстрирующего связь интенсивности оруденения в потенциально рудоносных комплексах с объемом кислых пород, эффективность этого признака невысокая. В целях его уточнения проанализиро-

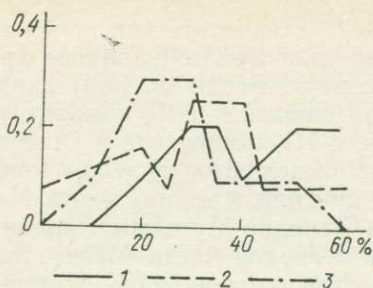


Рис. 42. Гистограмма объема кислых пород в составе потенциально колчедановых вулканических комплексов Урала (формации *pb1* и *bal*).

Ареалы развития вулканических комплексов: 1 — с месторождениями ($n=10$), 2 — с рудопроявлениями ($n=12$), 3 — без месторождений или рудопроявлений ($n=10$).

вано поведение ряда рудных элементов в некоторых рудоносных и безрудных комплексах (рис. 43). Устанавливается, что в дифференцированных сериях как боуэновского, так и феннеровского типа содержание меди падает (в 1,5—2 раза) с возрастанием salinity пород, что вполне согласуется с общими геохимическими закономерностями [53] и не позволяет согласиться с гипотезами, объясняющими связь месторождений с кислыми породами накоплением меди в остаточных расплавах [Фролова Т. И., Бурикова И. А., 1977 г.; Власов Г. М., 1979 г.]. Коэффициенты распределения меди в главных минералах базальтов различных геосинклинальных комплексов Урала колеблются в следующих пределах: в клинопироксене 0,6—0,8 (27 определений), в полевом шпате 0,2—0,5 (12 определений), в магнетите 3—10 (13 определений). Из этих данных также следует, что процессы кристаллизационной дифференциации не могут дать ни остаточных расплавов, ни кумулятов, резко обогащенных медью, т. е. сами базальты богаче медью, чем продукты их дифференциации (исключение составляют некоторые ферробазальты, содержание меди в которых может на порядок превосходить кларк). Исходя из этого более вероятными представляются гипотезы, согласно которым связь месторождений с кислыми породами является парагенетической, отражая важную роль флюидов и в генерации кислых магм, и в экстракции и переносе рудных компонентов. Эти данные не противоречат также гипотезе В. А. Прокина [1981 г.] о том, что кислые породы «дифференцированных» ассоциаций возникают отчасти за счет замещения базальтов, в процессе которого высвобождаются железо, медь и цинк, отлагающиеся в виде колчеданных руд.

Таким образом, благоприятным признаком является присутствие лишь тех тел кислых пород, которые располагаются в пределах длительно функционировавших магмо- и флюидподводящих каналов (субвулканические интрузии, экструзивные купола). Их структурные и вещественные особенности указывают на повышенное содержание в расплаве летучих (флюидиорфировые комплексы по Г. Ф. Яковлеву и Е. Б. Яковлевой [1974]). Вследствие явлений метасоматоза в условиях длительной повышенной активности флюидно-газовой фазы кислые породы могут приобрести положительную геохимическую специализацию на медь, что и отмечается в ряде рудоносных комплексов (см. с. 236—248).

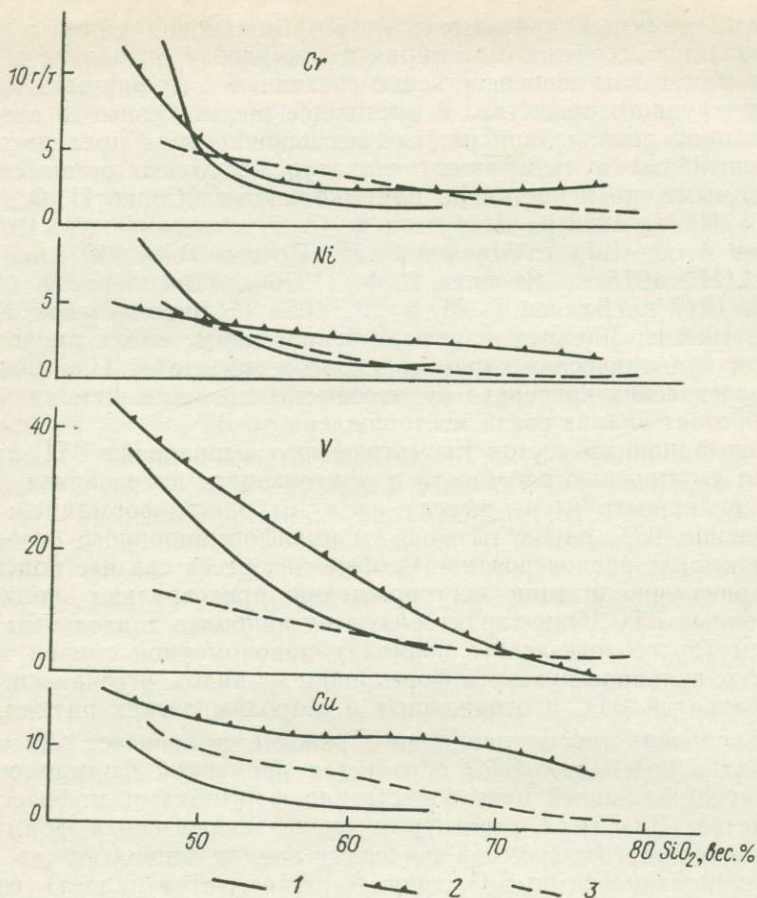


Рис. 43. Вариационные линии содержания металлов в породах вулканических комплексов Урала: мугоджарского (1) безрудного, формации натриевых базальтов, карамалыташского (2) и блявинского (3) колчеданоносных, формации натриевых базальтов — липаритов.

Количество анализов: 1 — 34, 2 — 25, 3 — 19.

Наибольший интерес могут представлять те кислые породы, которые образуют с базальтами гомодромные комплексы или временные ряды комплексов, причем кислые породы могут быть во времени значительно оторваны от базальтов.

Вулкано-тектонические структуры и вулканические фации

Для установления возможной локализации руд решающее значение имеют структурные и фациальные признаки. Это положение было впервые четко сформулировано М. А. Усовым [1939 г.], который отметил, что хотя месторождения и не являются дифферен-

циатами видимых вулканических тел, локальная связь с ними наблюдается; особенно благоприятны жерловая, штоковая и дайковая фации как непосредственно связанные с глубинными источниками рудного вещества. В настоящее время данные о преимущественной локализации рудных месторождений в пределах разномасштабных вулканических структур не только остаются неоспоримыми, но и постоянно приумножаются [Сопко П. Ф., Чернышов Н. М., 1962 г.; Шарфман В. С., Стефанова Т. П., 1971 г.; Каипов А. Д., 1971 г.; Иванов С. Н., Прокин В. А., 1974 г.; Котляр И. Н., 1975 г.; Яковлев Г. Ф., 1976 г.; Василевский М. М. и др., 1977 г.; Власов Г. М. и др., 1978 г.; Бородаевская М. Б. и др., 1980 г.; 36]. Эта пространственная связь может проявляться для вулканических структур разного масштаба. При поисках петрологических критериев рудоносности первостепенное значение приобретает анализ связи месторождений с ВТС.

Формационный состав магматического выполнения ВТС прямо связан со степенью сложности и длительности их развития. Простые вулканоструктуры всегда сложены одной формацией: для собственно ВТС варианты моно- и полиформационного строения, по-видимому, равновероятны. Особый интерес в связи с поисками критериев локализации месторождений представляют полиформационные ВТС. Они характеризуются наиболее длительным развитием (до геологического периода), закономерной сменой типов простых вулканоструктур и формационных видов, отвечающих фазам развития ВТС и отраженных в петрохимических ритмах.

В условиях геосинклинального режима в процессе эволюции центральнокольцевых ВТС образуется временной формационный ряд, представленный преимущественно формациями мафического семейства. Для ряда характерны смена непрерывных формаций контрастными, гомодромной тенденции антидромной (степень дифференцированности по SiO_2 вначале растет, затем падает), возрастание содержания щелочей к конечным членам формационного ряда и как следствие — широкое проявление в них конвергенции признаков между формационными видами. ВТС с подобным типом возрастного формационного ряда в миниатюре отражает возрастной формационный ряд структурно-формационных зон фемиического профиля и может рассматриваться как его «элементарная ячейка».

Центральнокольцевые ВТС, как правило, тесно сопряжены в пространстве и времени с ВТС линейного типа, для которых характерно развитие преимущественно недифференцированных формаций мафического семейства. Латеральные переходы между ними имеют характер взаимопроникновения, переслаивания геологических тел (лавовых потоков, силлов, даек и др.) различной формационной принадлежности, что находит отражение в большой пестроте петрографо-петрохимических и геохимических параметров геологически единых реальных разрезов. Выявленные зоны больших дисперсий структурно-вещественных характеристик

могут служить одним из признаков сопряжения ВТС различного типа.

В условиях орогенного режима в подвижных областях мафического профиля сохраняется принципиальная схема эволюции ВТС, равно как и главнейшие черты входящих в них простых вулканоструктур (с соответствующими поправками на изменение геодинамических условий, отраженное в составе вулканических серий, палеогеографии и др.). В составе полиформационных ВТС центральнокольцевого типа главенствующими становятся дифференцированные формации мафическо-салического семейства (андезитовая, трахиандезитовая) с подчиненным развитием формаций салического семейства (дацит-липаритовой, липаритовой). Тип латерального сопряжения формационных рядов центральнокольцевых и линейных ВТС также аналогичен упомянутому для геосинклинального режима.

Анализ магматического выполнения полиформационных ВТС в областях салического профиля в условиях как геосинклинального, так и орогенного режимов обнаруживает отличие «элементарных» рядов, заключающееся в развитии в начальных звеньях контрастных формаций базитового семейства с заметно большей ролью кислых членов, а в конечных — преимущественно формаций салического семейства.

В настоящее время эмпирически установлено, что наиболее существенными элементами для локализации рудных концентраций в ВТС являются системы кольцевых (или линейных) разломов, а также узлы их пересечений, вулканические жерловины, контакты субвулканических тел, некоторые (преимущественно обломочные пирокластические) вулканические или вулканогенно-осадочные кальдерные фации. Все эти элементы ВТС сопровождаются обширными полями гидротермальных изменений в породах.

Авторы сводки [Колчеданные месторождения мира, 1979 г.] главными для областей геосинклинального режима типами синвулканических и конседиментационных рудоконтролирующих и рудовмещающих структур считают следующие:

1) депрессионные структуры, расположенные на флангах щитовых палеовулканов, в основании биклинальных структур, на склонах или в центральных частях стратовулканов; межвулканические, межкупольные и кальдерообразные депрессии; понижения палеорельефа, а также конседиментационные депрессии в терригенных геосинклиналях;

2) сводовые части биклиналей, антиклинальные части и склоны вулканокуполов и стратовулканов;

3) брекчиевые трубки, жерловые зоны палеовулканов, экзо- и эндоконтактные части экструзивов и субвулканических тел в зонах синвулканических магмовыводящих разломов;

4) синвулканические разломы на границах блоков разной мобильности, между синвулканическими морфоструктурами разного типа и в зонах кальдерообразования.

Примеры рудоносных ВТС геосинклинального режима широко известны на Урале. К ним относится Сибайская девонская вулканическая постройка в Магнитогорском синклиории [Шарфман В. С., Стефанова Т. П., 1971 г.], в которой локализована группа Сибайских медноколчеданных месторождений. Метасоматически измененные породы прослежены здесь до глубины 1500 м. Район Подольского месторождения (Бурибай-Маканский район) представляет собой сложнопостроенный массив или несколько близко расположенных тел, сложенных в основном магматогенными брекчиями, «внедрившимися» в породы ирендыкской свиты и создавшими в объеме их куполовидную структуру [Пуркин А. А., 1980 г.]. Юбилейное месторождение того же района находится на восточном склоне Петропавловского базальтового поднятия и связано с двумя субмаринными куполами гиалокластитовых извержений базальтов. На Северном Урале, в Тагильском синклиории, Валенторское месторождение приурочено к погребенной вулканокупольной структуре, Тарньерское — к кольцевой вулкано-интрузивной структуре. В качестве рудолокализирующих описаны также вулканические аппараты Валериановской зоны Восточного Зауралья [Дымкин А. М., 1966 г.; Пиунов Н. Г., Филатов Л. В. и др., 1970 г.; Поротов Г. С., 1970 г., 1977 г.], вулкано-кальдерные структуры Восточного Казахстана [Каюпов А. К., 1970 г.].

В последние годы в Туве установлена тесная пространственно-временная связь колчеданно-полиметаллических, медноколчеданных и золоторудных месторождений с вулканическими центрами, образованными позднепротерозойскими и раннекембрийскими геосинклинальными комплексами [Зайков В. В., 1976 г.].

Сложные рудоносные ВТС геосинклинального режима, образованные комплексами базальт-андезит-липаритовой, андезит-базальтовой формаций, для альпийского тектоно-магматического цикла выявлены и описаны в некоторых рудных районах Малого Кавказа [Остроумова А. С., 1980 г.] — см. с. 236.

Рудоконтролирующая роль ВТС островных дуг детально рассмотрена М. М. Василевским, С. Е. Апрельковым, Ю. И. Харченко, В. М. Зиминим и др. [1977 г.] на примере Центральнокамчатского вулканогенно-рудного района. Ичинско-Кирганикский вулканогенно-рудный центр, относящийся к этому району, образован разновозрастными вулканическими проявлениями — от позднего мела до голоцена (андезит-базальтовая и базальт-андезитовая формации). В его строении выявлен ряд палеовулканических элементов. Позднемеловой — палеогеновый Кирганикский центр вулканической деятельности был унаследован палеовулканами неогена (анавгайская и алнейская серии). Возникшие здесь четвертичные сооружения (вулканы Ичинский, Бонгабта, Укчисан, Ахтаг и др.) в одних случаях унаследовали расположение древних центров, в других — приурочены к системе долгоживущих глубинных разломов. В соответствии с общим развитием вулканической деятельности было направлено и гидротермальное рудообразование: медно-никелевое с кобальтом и платиноидами в позднем мелу — па-

леогене далее сменилось полиметаллическим, затем золото-полиметаллическим, золото-серебряным, золото-сурьмяно-ртутным, серно-алунитовым и завершается современным минералообразованием в термальных источниках [Василевский М. М. и др., 1977 г.].

Для орогенного режима наиболее характерные примеры рудоносных ВТС известны в пределах Восточно-Азиатского вулканического пояса. Так, обобщение обширных материалов по рудоносности вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня позволило Г. М. Фремду и В. И. Рыбалко [1972 г.] сделать заключение о том, что большинство месторождений этого региона связано с ВТС длительного развития, в которых совмещаются вулканические и вулкано-интрузивные ассоциации различной формационной принадлежности (андезитовая, дацит-липаритовая, липаритовая вулканические, диорит-гранодиоритовая интрузивная формации), несущие разное оруденение.

Размещение рудоносных магматических образований определяется их положением в ВТС центрального типа в соответствии с установленным концентрически-зональным строением. В пределах рудных зон центрального типа размещение рудопроявлений контролируется пересечением линейных структур — протяженных субширотных и северо-западных разломов с системами сопряженных более мелких разломов, к которым приурочены рудоносные магматические образования.

Дальнегорский рудный район, металлогеническое «лицо» которого определяется полиметаллическим оруденением [Король Р. В., Журавлев В. Н., 1971 г.], является одним из наиболее характерных примеров детально изученных рудоносных ВТС на Дальнем Востоке. Все крупные полиметаллические месторождения Дальнегорского рудного района локализованы в известняках среднего — верхнего триаса — средней юры вблизи границ блоков складчатого фундамента с вулкано-тектоническими структурами. Некоторые месторождения залегают под покровами вулканических пород на глубине до 1200 м (Николаевское). На границе Довгалевской и Триключевской ВТС в мелких «окнах» осадочных пород расположены более мелкие месторождения. Наиболее ценные промышленные тела месторождений района относятся к скарново-сульфидному типу и локализованы на контактах известняков с силикатными породами. Рудные тела, залегающие в менее компетентных породах (в том числе в покровах эффузивов над скарновыми залежами), относятся к кварц-сульфидному жильному типу [Натаров А. Г., 1971 г.]. Вблизи границ ВТС в эффузивных толщах концентрируются большое количество рудопроявлений и некоторые мелкие месторождения.

Исследование геохимических характеристик ВТС Дальнегорского рудного района, проведенное И. Н. Голышко [1975 г.], позволило конкретизировать и детализировать признаки рудной специализации этой сложной структуры, выделив в ее пределах области повышенных значений «рудных факторов», отвечающих ВТС

более низких порядков (Триключевской внутренней кальдеры, Солонцовскому и Николаевскому вулканам).

Для Охотско-Чукотского звена Восточно-Азиатского вулканического пояса также установлено широкое развитие различных по степени сложности ВТС и простых вулканоструктур, среди которых преобладают отрицательные изометричные и значительно реже отмечаются линейные [Белый В. Ф., Гельман М. Л., 1974 г.]. Вулкано-тектонические структуры образованы меловыми и палеогеновыми комплексами андезитовой, липаритовой и липарит-базальтовой формаций в различных количественных соотношениях. К некоторым из них приурочены интрузивные тела диорит-гранодиоритовой формации, для других интрузии не характерны.

Примером одной из наиболее сложных и хорошо изученных рудосносных ВТС с кольцевым интрузивным обрамлением является Арманская ВТС [Белый В. Ф., Гельман М. Л., 1974 г.; Еремин Р. А., Ярмолюк В. В., 1974 г.]. В пределах Арманской кальдеры и в ее непосредственном обрамлении широко проявлены процессы гидротермального изменения (пропилитизация субвулканической фации глубинности по Д. С. Коржинскому) вулканических и интрузивных пород, с которыми пространственно и генетически связано золото-серебряное и ртутное оруденение. Распространение пропилитовых изменений в районе кальдеры не обнаруживает связи с расположением конкретных интрузий, вследствие чего эти тела не могут рассматриваться как центры температурной фациальной зональности. Низкотемпературная пропилитизация развиты в породах игнимбритового комплекса, выполняющего кальдеру. В верхних горизонтах разреза пропилиты сменяются окварцованными, каолинизированными и алунитизированными породами, слагающими цепочки изометричных или вытянутых полей преимущественно в периферических частях кальдеры, в узлах пересечения кальдерных разрывов с более древними региональными разломами скрытого характера [Еремин Р. А., Ярмолюк В. В., 1974 г.]. Эти участки фиксируют очаги разгрузки древних гидротерм. По мнению этих исследователей, приуроченность рудопроявлений к периферическим частям отрицательных вулканоструктур при рудоконтролирующей роли протяженных зон глубинных разломов представляется для Охотско-Чукотского пояса явлением весьма распространенным.

Реконструкция вулканических форм в платформенных условиях сопряжена со значительными трудностями как в силу слабой расчлененности рельефа и плохой обнаженности, так и в силу некоторых специфических черт самих построек: слабой дифференцированности состава лав, гигантских размеров построек при весьма пологих падениях слагающих их лавовых и туфовых пачек и т. д. Однако и здесь имеются попытки увязать распространение месторождений (в частности, медно-никелевых) с ВТС, реконструируемых с большей или меньшей обоснованностью [Павлов Л. Г., 1975 г.; Митрошин М. И., Невская А. В., 1975 г.; Иванова Т. К., 1975 г.].

Для выявления ВТС, в том числе рудоносных, первостепенное значение имеет анализ вулканических фаций, их соотношение в пространстве и во времени. В ряде случаев, особенно в древних складчатых областях, где общая реконструкция ВТС затруднена их сильной деформацией последующими тектоно-магматическими процессами, большой эродированностью и слабой обнаженностью, выявление некоторых видов вулканических фаций приобретает важное значение как поиск прямых критериев рудоносности того или иного вулканического комплекса.

Подавляющая масса магматических рудных месторождений [Иванкин П. Ф., 1973 г., и др.; 36] находится в области гипабиссальной и приповерхностной фаций глубинности, ассоциируя с дифференцированными комплексами. При этом сами месторождения классифицируются по фациальному признаку магматических пород, с которыми они связаны [Король Р. В., 1972 г.].

Ряд вулканогенных фаций, прежде всего субвулканических, выделяется в качестве непосредственных критериев рудоносности. Как показывает изучение в различных регионах СССР фаций эксплозивных брекчий, они могут быть прямым критерием рудоносности. Так, А. Н. Дегтерева и др. [1969 г.] показывают, что на Жайремском рудном поле (Успенская зона Центрального Казахстана) эксплозивные брекчии являются внутрирудными, так как в обломках брекчий присутствуют цинково-свинцово-баритовые руды, а обломки в свою очередь цементируются минеральным комплексом позднего гидротермального этапа.

Для Алтае-Саянской области С. С. Долгушиным [1979 г.] показано, что породы фаций эксплозивных брекчий, образованных в результате закрытых взрывов, на железорудных месторождениях Тейском, Анзаском, Табратском могут сами являться рудой, точнее, фация брекчий является частью рудно-магматической системы.

Г. Ф. Яковлевым, Е. Б. Яковлевой [1973 г.] на Алтае, Урале, в Центральном Казахстане, Забайкалье, Приморье выделяются фации рудоносных флюидпорфировых вулканитов преимущественно липаритового состава, обогащенных летучими и сближенных по времени формирования с полиметаллическим оруденением. На железорудных месторождениях Северного Урала ряд пород дайковой фации («диабазовые порфириты» на Песчанском месторождении, конга-диабазы на Сухоойском) также служит прямым критерием рудоносности. В частности [Прямоносов П. С., 1978 г.], доскарновые и дорудные дайки нередко контролируют размещение рудных тел. Вдоль даек диабазов и габбро-диабазов размещаются крутопадающие клиновидные залежи магнетитовых руд, уходящих на значительное расстояние вниз от пластообразного субгоризонтального основного рудного тела.

В последние годы на Алтае [Кассандров Э. Г., 1979 г.] выделяются фации рудных порфиров и их туфов, возникающих при процессах ликвации в остаточном магматическом очаге. Подоб-

ные фации известны на Урале и в Тургайской группе месторождений.

Отдельные фации выступают в качестве критерия локализации оруденения по своим физико-механическим и физико-химическим свойствам. Благоприятными являются те породы, которые обладают хрупкостью и способностью к обменным реакциям [Королев А. В., Шехтман П. А., 1965 г.; Жариков В. А., 1969 г.].

Работами ряда исследователей на многих рудных месторождениях, особенно колчеданных, установлено, что наиболее благоприятными для последующего рудоотложения являются различные фации первично-стекловатых пород — гиалокластиты, пемзовые туфы, игнимбриты. Так, в пределах рудных полей колчеданных месторождений Среднего и Южного Урала (Юбилейное, Валенторское, Блява, Новошешумское, Ольховское, Осеннее, Сибай, Бурибаевское, Гайское) установлено наложение гидротермальных колчеданных руд на базальтовые гиалокластиты, ранее относившиеся к тектоническим брекчиям, туфам спилитов, глыбовым агломератам [Пуркин А. А., Юдин И. А. и др., 1980 г.]. Особенно важную роль исследователи отводят наложению на гиалокластиты и подушечные лавы древней субмаринной коры выветривания. Широкое развитие пемзовых и игнимбритоподобных пород установлено среди рудовмещающих образований для Сибайского и Гайского месторождений [Грешнер С. Г., 1971 г.]. Аквагенные пемзовые туфы трахитового состава вмещают многие железорудные месторождения Тагило-Кушвинского района.

При выявлении реперных рудоносных вулканических фаций следует учитывать степень эродированности ВТС. В пределах Главной железорудной полосы Тургай Г. С. Поротовым [1977 г.] было выделено три уровня эрозионного среза вулканических аппаратов. Для наименее эродированного характерны поверхностные фации (лавовые и пирокластические, в том числе игнимбритовые), наличие слабоэродированных вулкано-купольных построек, отсутствие интрузивных тел, хотя на глубине имеются тела субвулканической фации. При среднем значении эрозионного среза на одном уровне оказываются фации лавовые, пирокластические, субвулканические, гипабиссальные, отсутствуют вулкано-купольные структуры. При наиболее глубоком эрозионном срезе преобладают субвулканические и особенно гипабиссальные фации, отсутствуют поверхностные. Из рассмотрения особенностей размещения месторождений Г. С. Поротов делает вывод о том, что вертикальный размах магнетитового оруденения определяется глубиной формирования периферических магматических очагов. В зависимости от положения оруденения в вулканической постройке меняется и его характер. Так, на верхнем уровне вулканической постройки, где ведущим является литологический контроль оруденения, развиты магнетитовые руды скалолитового подтипа, магнетит богат ванадием и титаном, оруденение достигает максимума. На среднем уровне руды пироксен-(актинолит-)магнетитовые, магнетит заметно беднее ванадием и титаном. На наиболее глу-

боком уровне оруденение контролируется контактами интрузивных тел, относится к скарновому подтипу, руды пироксен-гранат-магнетитовые с повышенным количеством пирротина; магнетит еще беден ванадием и титаном; масштаб месторождений небольшой.

Из краткого рассмотрения связей между оруденением (колчеданным или железным), с одной стороны, и определенными фациями изверженных пород — с другой, можно сделать вывод, что фация выступает одновременно и как структурный и как литологический критерий, определяя положение рудных концентраций в ВТС.

Не увеличивая далее количества примеров, подведем некоторый итог. По-видимому, рудоносные ВТС различных геологических режимов (геосинклинального, орогенного, платформенного) обладают многими чертами сходства. Анализ их строения и фациального состава показывает, что главные признаки локализации оруденения, перечисленные в начале настоящего раздела, установленные для колчеданосных ВТС, по существу «работают» и для месторождений других вулканогенных рудных формаций. Наиболее продуктивными являются центральнокольцевые ВТС, локализованные в зонах региональных линейных нарушений. Радиально-кольцевая система разломов ВТС вместе с характерным разнообразием ее фаций (жерловой, субвулканической, игнимбритовой и др.) является важным фактором локализации оруденения. Состав руд, как это следует из табл. 18, зависит от магматического выполнения ВТС, что согласуется с известными положениями о разнотипных рудоносных комплексах [36] и рядах зональности рудных элементов [Рундквист Д. В., Неженский И. А., 1975 г., с. 169]. ВТС полиформационного строения характеризуются большей продуктивностью, особенно в тех случаях, когда в их строении принимает участие не только возрастной ряд вулканических формаций, но и вертикальный формационный ряд, представленный ассоциацией вулканической и интрузивной формаций одного и того же семейства. В свою очередь, среди полиформационных ВТС большей перспективностью обладают те, в которых отмечается максимальная степень дифференцированности вулканических формаций, обуславливающая центральнокольцевую магматическую и геохимическую зональность и максимальное развитие гидротермальной системы.

Соотношение вулканических и осадочных пород

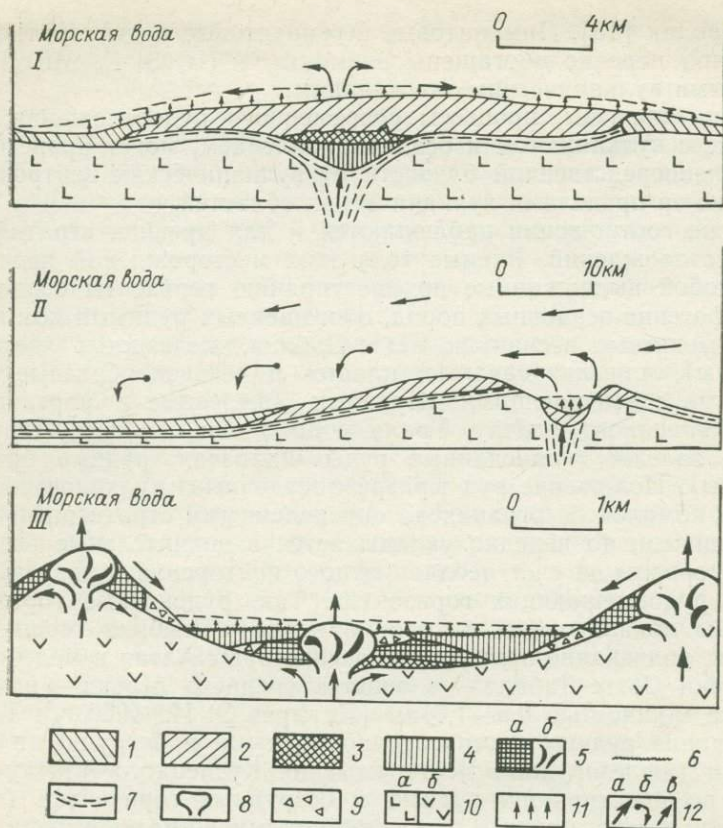
Для обширной группы стратиформных месторождений (Fe, Mn, Cu, Pb, Zn и др.), локализованных в осадочных или вулканогенно-осадочных комплексах и предположительно имеющих вулканическое происхождение, среди критериев рудоносности первостепенное значение приобретает характер соотношения вулканогенных пород с осадочными. Хотя эти критерии нельзя в полной мере отнести к собственно петрологическим и отчасти они являются

литолого-фациальными и палеогеографическими, здесь целесообразно рассмотреть их в совокупности, поскольку все они характеризуют обстановку вулканизма. Вопросы генезиса этих месторождений, источника металлов для них и возможности «отдаленного» вулканогенно-осадочного рудообразования освещены в трудах Н. М. Страхова [1963 г.], О. Г. Борисова [1978 г.], М. М. Василевского [1977 г.], Г. С. Дзоенидзе [1965 г.], К. К. Зеленова [25], Э. И. Кутырева [1980 г.], В. Е. Попова [77], Г. Тагиева [1979 г.] и других исследователей.

В отличие от месторождений собственно осадочного генезиса для рассматриваемой группы характерны полигенные месторождения с длительной историей формирования и преобразования руд. Для многих месторождений подобного типа связь с вулканизмом не установлена и первые сведения о вулканических породах появляются по мере детального изучения месторождений. В других случаях существуют пространственное совмещение и синхронность формирования рудных тел и вулкаников, но всегда достаточно сложным остается вопрос о характере связи вулканизма и рудообразования. Работы по современному наземному вулканизму и океанографические исследования позволяют говорить о вулканических областях и процессах вулканизма как об источнике для многих металлов [Набоко С. И., 1974 г.; Василевский М. М., 1977 г.; Борисов О. Г., 1978 г.]. Наряду с гидротермами и эксгальциями адсорбентом и переносчиком металлов является тонко-обломочный пирокластический и пепловый материал. В дальнейшем, при растворении вулканических пород кислыми термальными водами, многие полезные компоненты выносятся за пределы вулканических зон в бассейны седиментации. При определенных условиях происходит осаждение гидроокислов (FeO , MnO , Al_2O_3), а также активная концентрация коагулирующими коллоидами многих рассеянных и редких элементов (Ti , Ni , V , Cr , Mo) с последующим их осаждением.

На основании исследований дна океана и анализов океанических донных проб устанавливается, что подводный вулканизм в значительной степени определяет и состав вод, и состав осадков Мирового океана. В ходе вулканизма океаническая вода, богатая хлористым натрием, улавливает железо, марганец, окись кремния, фосфор и другие компоненты.

Возможность отдаленного отложения вулканогенного рудного материала зависит от многих причин: глубины и рельефа морского дна, подводных течений, гидродинамического режима, физико-химических и биологических условий, продолжительности и интенсивности вулканической деятельности. Изменение этих условий — температуры и давления, рН, физических и химических свойств коллоидов и др. — приводит к образованию хемогенных осадков определенного состава, обогащенных теми или иными полезными компонентами (рис. 44) [Борисов О. Г., 1978 г.; 25]. Так, железомарганцевые конкреции нередко ассоциируют с гиалокластитами. Вместе с глубоководными красными глинами, обогащенными теми



W/ 13

Рис. 44. Схема образования вулканогенно-осадочных месторождений в различных геолого-геохимических условиях (по О. Г. Борисову, с упрощениями).

I — глубоководные впадины с застойным гидродинамическим режимом (тип Красного моря); II — глубоководное открытое море с активным гидродинамическим режимом (тип срединно-океанического рифта); III — полузакрытые бассейны со слабым гидродинамическим режимом (тип бассейнов Куроко).

1 — марганцевые руды; 2 — гётитовые, гидрогётитовые и магнетитовые руды с прослоями гематитовых; 3 — халькопирит-сфалеритовые или сфалерит-галенитовые руды с золотом и серебром (в случае III); 4 — пирит-халькопиритовые и колчеданные руды; 5 — колчеданные руды (Fe, Cu, Zn) заполнения пор и цементации вулканической брекчии (а), штокверковые и жильные полиметаллические руды (б); 6 — кварц-гематитовые отложения; 7 — пелагические осадки (известняки, глинистые и диатомовые илы и др.); 8 — экструзии; 9 — вулканические и эксплозивные брекчии; 10 — океанические базальты (а), андезитовые лавы (б); 11 — рудоносный рассол; 12 — направление движения рудоносных рассолов (а), рудных частиц (б), подводных течений (в); 13 — рудоподводящие трещины.

же элементами, они приурочены к зонам проявления вулканизма и занимают не менее 50 % площади Тихого океана. Помимо железа и марганца в конкрециях повышено содержание меди, никеля, кобальта, свинца, цинка. Вместе с коллоидами окиси кремния, гидроксидами железа и алюминия переносится и осаждается титан, причем его содержание (~0,80 %) в вулканогенно-осадочных породах в 2 раза превышает таковое в терригенно-карбонат-

ных породах [13]. Лимонитовые и гематитовые руды стратиформного типа нередко обогащены элементами (U, S, P, Mn), свойственными вулканическим эксгальциям.

Таким образом, процессы современного рудоотложения, синхронные с вулканизмом и осадконакоплением, могут происходить как в непосредственной близости от вулканических центров, так и далеко за пределами вулканических областей.

Те же соотношения наблюдаются и для древних стратиформных месторождений. Рудные тела этих месторождений представляют собой выдержанные по простиранию горизонты осадочных или туфогенно-осадочных пород, обогащенных рудными компонентами (медистые песчаники Сетте-Дабана, железистые кварциты Украины), или линзовидные, пласто- и чечевицеобразные тела, согласные с вмещающими породами (железные и марганцевые руды Кузнецкого Алатау, Урала и др.), или слабосекущие пластовые залежи (колчеданные руды Филизчая, рудные брекчии Сарданы). Положение руд в разрезе осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов ограничено определенными стратиграфическими уровнями, но нередко укладывается в значительные возрастные интервалы за счет неоднократного повторения в разрезе рудных и рудовмещающих горизонтов. Так, рудоносные горизонты Сарданы локализованы в толщах венда — кембрия мощностью 1—2 км, колчеданно-полиметаллические руды Алтая и меденосные песчаники Сетте-Дабана — в толщах среднего девона — нижнего карбона мощностью 0,5—1,5 км [Кутырев Э. И., 1980 г.]. Тонкое чередование рудных слоев со слаборудными и безрудными горизонтами (железорудные месторождения Кузнецкого Алатау) или смена по простиранию рудных и безрудных горизонтов (смена силикатных марганцевых руд кремнистыми яшмами и туфами на Урале) свидетельствует о сингенетичности процессов осадконакопления и рудоотложения [Дымкин А. М., Пругов В. П., 1980 г.; Гаврилов А. А., 1972 г.]. Синхронность процессов вулканизма и рудоотложения подтверждают многочисленные факты: наличие в железистых, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических рудах прослоев и включений пеплового материала, в марганцевых рудах — гиалокластитов и туфогенно-глинистых сланцев; перемежаемость вулканических брекчий и рудокластического материала (Урупское медноколчеданное месторождение); наличие свинцовоцинкового оруденения в карбонатных породах с примесью вулканического материала и продуктов сольфатарно-фумарольной деятельности [Богданов Ю. В., Кутырев Э. И., 1970 г.].

Из приведенных данных ясно, что в качестве главных критериев рудоносности для рассматриваемых месторождений выступают возрастные соотношения вулканизма и осадконакопления (их синхронность или чередование) и особенности окружающей среды, включающей осадочные (рудовмещающие) и вулканические образования. Относительная значимость признаков вулканических и осадочных комплексов меняется для разного типа руд и металлов.

Для вулканических комплексов помимо определения формационного вида важное значение приобретают характеристика фаций, степень explosивности, количество и размерность пирокластического материала, проявление поствулканической деятельности, наличие субвулканических интрузий. Важными признаками, относящимися к собственно рудовмещающим осадочным толщам, являются характер разрезов (наличие вертикальной и латеральной неоднородности, ритмичности разного порядка, колебаний мощности) и их литолого-фациальные и геохимические особенности. Значение этих критериев проиллюстрировано на примерах некоторых стратиформных месторождений.

В составе вулканогенно-осадочных комплексов железа и марганца преобладает тонкий осадочный материал, постоянно присутствуют кремнистые породы, яшмы, кремнистые туффиты с реликтами коллоидных и колломорфных структур; вулканические породы представлены базальтами и пирокластическим материалом только основного или основного и кислого состава. Так, железорудные тела Тургайского прогиба и Мугоджар залегают непосредственно среди карбонатных отложений с туфами и туффитами; подстилаются они кремнисто-глинистыми и терригенными породами с тем или иным количеством вулканогенных пород и перекрываются вулканитами и пирокластолитами андезито-базальтового состава (базальт-андезитовая формация). В Западном Приохотье железные руды локализованы среди раннепалеозойских вулканогенно-кремнистой, сланцево-кремнистой и кремнисто-терригенной толщ [13]. Для таких руд характерны кремнисто-железистые яшмоиды, состоящие из оолитов с метаколлоидной структурой, выделения гематита в виде сферолитов или тонкие сростания гематита с коллоидным кварцем [Попов В. Е., 1979 г.].

Железо-марганцевые руды также развиты среди кремнисто-сланцевых яшмоидных (Урал, Малый Хинган) или кремнисто-карбонатных (Алтае-Саянский регион) пород в ассоциации с вулканитами базальтового состава. Руды представлены кремнистыми, глиноземисто-кремнистыми и карбонатно-кремнистыми разновидностями и содержат прослойки туфов, туффитов, туфобрекчий. В Атасуйском районе Казахстана железные и марганцевые руды локализованы в вулканогенно-хемогенных отложениях и характеризуются слоистыми текстурами, тонким чередованием рудных и нерудных слоев, колломорфными структурами. В рудовмещающей толще широко развиты яшмы, фтаниты, кремни; вулканические породы (предположительно базальт-липаритовой формации) представлены лавами базальтов, пепловыми туфами, туффитами и продуктами сольфатарно-фумарольной деятельности.

Рудовмещающие толщи для железных руд Кузнецкого Алатау и Горной Шории имеют иной состав: для них характерна резкая смена и по латерали и по вертикали вулканогенных, вулканогенно-терригенных и терригенно-карбонатных пород, причем вулканисты разнообразны и по набору фаций (туфо- и лавобрекчий, лавы, пеплы), и по составу [Миртова В. М., 1978 г.]. То же разнообра-

зие в наборе фаций и для осадочных отложений (наземные, прибрежно-морские, подводные), и для вулканитов преимущественно кислого состава (пепловые туфы, туффиты, субвулканические породы) отмечается для железорудных месторождений Алтая [Вулканогенно-осадочное рудообразование в Сибири, 1980 г.].

Серноколчеданные руды (сульфидные и магнетитовые) докембрийского возраста залегают среди хомогенных кварцитов (кремнистых туффитов) и графитистых сланцев, переслаивающихся с вулканитами последовательно дифференцированной базальт-андезит-липаритовой формации с широким развитием эксплозивных и прижерловых фаций [13].

Медноколчеданные руды локализуются в многоярусных пестроцветных отложениях большой мощности с грубой ритмичностью крупных порядков и приурочены чаще ко второму или третьему ритмам внутри формационного комплекса, к участкам резкого изменения мощностей ритма [Кутырев Э. И., 1980 г.]. В составе отложений терригенные, терригенно-карбонатные, терригенно-вулканогенные породы с преобладанием песчаников и алевролитов. Судя по набору пород, характеру ритмичности и слоистости, условия меденакпления и седиментации менялись от прибрежно-морских и лагунных до озерных, дельтовых и континентальных. Необходимым условием для меденакпления считается изменение климата от гумидного до аридного [Богданов Ю. В., Кутырев Э. И., 1970 г.; Стратиформные месторождения цветных и редких металлов, 1979 г.]. Количество вулканического материала в меденосных толщах резко различно. Он практически отсутствует в месторождениях Донецкого бассейна, Удокана. Позднепалеозойское медное оруденение Северной Осетии приурочено к горизонту туфопесчаников, песчаников и алевролитов; в этих же отложениях имеются покровы андезитов. Горизонты медистых песчаников и туфопесчаников Сетте-Дабана неоднократно повторяются в разрезе (в живетское, франское и раннекаменноугольное время) и разделены покровами трахибазальтов и щелочных базальтов и горизонтами туфов и терригенно-карбонатных пород соответственно живетского, франского и фаменского возраста. Помимо вулканитов покровной фации здесь имеются субвулканические пологосекущие залежи трахидолеритов и оруденелых шлаков и туфов того же состава.

Стратиформное свинцово-цинковое оруденение локализуется в вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатных толщах с многопорядковой ритмичностью или в углеродисто-карбонатных толщах большой мощности с высоким содержанием органического вещества. В составе толщ тонкослоистые битуминозные углистые известняки и доломиты, оолитовые доломиты, карбонатные конглобрекчии размыта и обрушения, гипсы [Кутырев Э. И., 1980 г.; Богданов Ю. В., Кутырев Э. И., 1970 г.]. Условия седиментации отвечают мелководным проливам, лагунам. Характерны региональная зараженность рудовмещающих толщ свинцом и цинком и высокое содержание в них органического вещества, включая нефть и озокерит на Трускавецком месторождении [Стратиформ-

ные месторождения... 1979 г.]. Как и для месторождений меди, далеко не везде устанавливаются проявления вулканизма. Так, из нескольких рудопроявлений и месторождений Тянь-Шаня, локализованных в терригенно-карбонатных девонско-каменноугольных отложениях, только для одного (Тяуташ) устанавливается приуроченность к разновозрастным эффузивам.

В районе развития полиметаллических руд Сарданинского месторождения установлены маломощные покровы фонолитов и щелочных трахитов калиевого ряда; предполагается, что в формировании руд участвовали гидротермальные растворы вулканического происхождения [Иогансон А. К. и др., 1979 г.]. Пространственная и временная связь с покровами, дайками и силлами основного состава (формация натриевых базальтов) устанавливается для месторождений сложного генезиса колчеданно-полиметаллической формации Большого Кавказа (месторождения Филизчай, Лаура [Черницын В. Б., 1977 г.]).

Стратиформное позднепротерозойское золотое оруденение Енисейского края наиболее интенсивно проявлено в черносланцевых толщах (углистых сланцах, зеленых сланцах, метапесчаниках, филлитизированных сланцах); минерализованные зоны приурочены к границе сланцевых пачек и покровов основных эффузивов.

Таким образом, для большинства районов развития стратифицированных руд отмечаются неустойчивость мощностей, вертикальная неоднородность, латеральная изменчивость разрезов, градационная слоистость, что свидетельствует о быстрой смене геологической обстановки. Осадочный материал содержит седиментационные и автокластические брекчии; в рудах устанавливаются знаки ряби, трещины усыхания [Дымкин А. М. и др., 1980 г.]. Все эти признаки отвечают субмаринным условиям мелководных бассейнов. Присутствие вулканогенных образований позволяет в отдельных случаях говорить о вулканическом архипелаге со стратовулканами, разделенными проливами и лагунами [13]. Несмотря на некоторые отщипы палеогеографические условия, осадочные рудовмещающие толщи имеют разный состав: для железа и марганца — кремнистые, карбонатно-кремнистые породы, яшмы; для свинца и цинка — битуминозные карбонатные, углисто-карбонатные, терригенно-карбонатные; для меди — серо- и красноцветные карбонатно-терригенные породы; для золота — черносланцевые толщи.

Рудные тела локализованы вблизи или в некотором удалении (до 10 км) от вулканических центров, в зонах выклинивания лавовых покровов и горизонтов туфов. Вулканогенные породы принадлежат, как правило, нескольким вулканическим импульсам и неоднократно повторяются в разрезе в течение небольшого отрезка геологического времени. Периоды рудонакопления попадают в «вилку» между ближайшими по возрасту вулканическими импульсами, когда вулканизм проявлялся преимущественно в форме эксплозивной или гидротермальной деятельности. Состав и формационный тип вулканических комплексов не являются оп-

ределяющими для оруденения, поскольку разнотипные месторождения железа и марганца и частично меди связаны с проявлениями вулканических пород основного состава разных формаций: натриевых базальтов, натриевых базальтов — липаритов или базальт-андезит-липаритовой. Медное оруденение связано также с вулканитами трахибазальтового и щелочно-базальтоидного состава разной степени дифференцированности, а для полиметаллического оруденения характерно присутствие кислых (андезитов, дацитов, липаритов) или щелочных (трахитов, фонолитов) вулканистов. Существенное значение имеет характер вулканических фаций: разнообразие и полный набор фаций в пределах одного месторождения или преобладание определенных фаций для разного типа руд и металлов (лавобрекчий, мелкообломочных и пепловых туфов — для железорудных месторождений; реликтов палеовулканических построек и грубообломочных пирокластических фаций — для медноколчеданных месторождений Малого Кавказа; даек, пластовых залежей и покровов — для колчеданно-полиметаллических месторождений Большого Кавказа, для медного оруденения Сетте-Дабана и т. д.).

**Комплексное исследование вулканических образований
(на примере Алавердского рудного узла)**

При исследовании конкретных петрологических и рудных объектов различные, частью охарактеризованные выше критерии используются совместно, что позволяет в конечном итоге включить всю сумму палеовулканологических, минералого-петрографических, петрохимических и геохимических данных в общую систему оценок рудоносности. Примером объекта такого комплексного исследования является один из типичных рудных районов Малого Кавказа — Алавердский, в пределах которого реконструирована крупная полиформационная ВТС центрального типа [Остроумова А. С., 1980 г.; Голышко И. Н., 1980 г.].

Алавердский рудный район, являющийся северо-западным окончанием Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны Малого Кавказа, характеризуется относительно неглубоким залеганием эпигерцинского кристаллического субстрата и развитием мощных (до 3 км) юрских вулканогенных отложений, в которых выделяется ряд толщ, получивших собственные названия (вулканические комплексы — по нашей терминологии). В районе локализовано несколько интрузий: в центральной части небольшой Ахпатский массив плагиогранитов (J_2), на северной и северо-восточной периферии более крупные многофазные плутоны Банушский и Шнох-Кохбский (J_3-K_1) габбро-диорит-плагиогранитового состава, а также ряд более мелких интрузивных тел гранитоидного состава, близких им по возрасту. В тектоническом плане Алавердский район трактовался как крупная брахиантиклиналь глыбового характера.

В Алавердском районе размещаются три известных месторождения (рис. 45), относящиеся к колчеданной рудной формации, — это собственно Алавердское, Ахтальское и Шамлугское, а также ряд рудопоявлений. Подобно другим месторождениям, относящимся к колчеданной рудной формации, для месторождений Алавердского района характерен отчетливый литологический и структурный контроль — приуроченность рудных тел к пачкам кислых эффузивов, локализация их в зонах трещиноватости, связанных с разрывными нару-

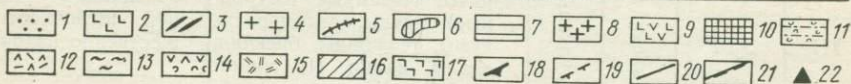
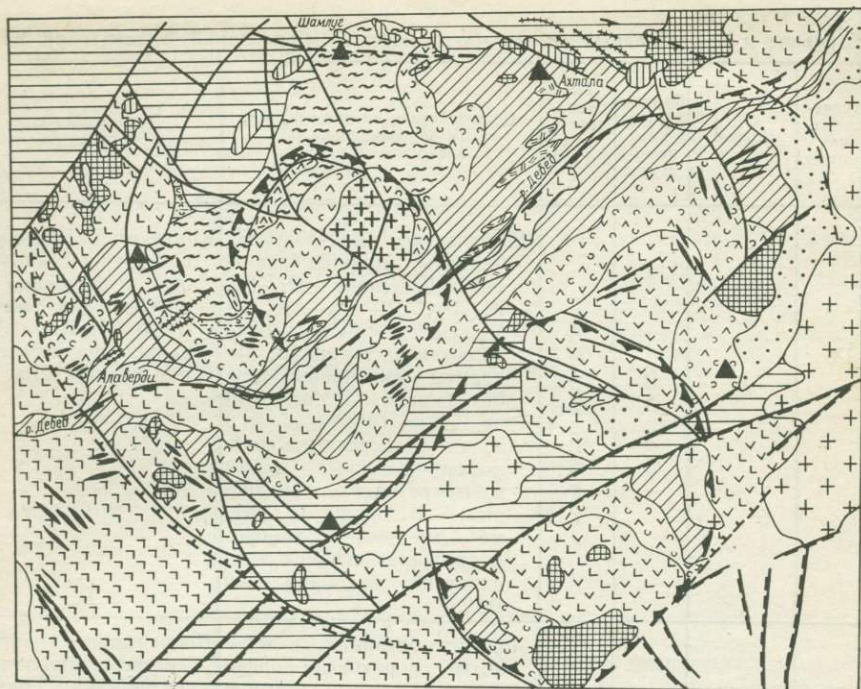


Рис. 45. Схема геологического строения Алавердской вулкано-тектонической структуры. Составлена А. С. Остроумовой по материалам Г. А. Туманяна и личным наблюдениям.

1 — рыхлые пролювиально-делювиальные отложения (N_2-Q); 2 — базальты дебедского потока (N_2-Q_1); 3 — рой даек базальтов, андезито-базальтов (J_3-K_1); 4 — гранитоиды Шнох-Кохского и Цахкашатского массивов (J_3-K_1); 5—6 — контрастный вулканический комплекс (J_3); 5 — базальты (долериты), трахибазальты, пикрито-базальты, 6 — дациты, липариты; 7 — вулканогенно-осадочная толща (J_3); 8 — плагнограниты Ахпатского массива (J_2); 9—11 — шихтахский вулканический комплекс (J_2) — андезито-базальты, андезиты, дациты; 9 — лавы, туфобрекчии, туфы, тефронды, 10 — дайки, субвулканические тела, «агломераты», 11 — туффиты, туфопесчаники (осадки кальдерного озера); 12, 13 — верхнекошабертский вулканический комплекс (J_2): 12 — дациты, плагиолипариты («кератофирры»), 13 — игнимбриты, игниспумиты дацитового состава, пемзовые туфы; 14 — нижнекошабертский вулканический комплекс (J_2) — андезиты, дациты, их туфы (центральный стратовулкан); 15—17 — дебедский вулканический комплекс ($J_1? - J_2$): 15 — плагиолипариты (Ахталский вулкан), 16 — порфириновые базальты, андезито-базальты, андезиты (шитовой вулкан), 17 — спилиты, исландиты (линейный вулкан, за пределами ВТС); 18 — контуры внутренних (вершинных) кальдер; 19 — контуры внешней кальдеры; 20 — система кольцевых и радиальных разломов Алавердской ВТС; 21 — система «продольных» и «поперечных» региональных нарушений линейного типа; 22 — месторождения и рудопроявления колчеданной и колчеданно-полиметаллической рудной формации.

шениями, оконтуривающими по периферии или секущими Дебедскую брахиантиклиналь, а также в межформационных зонах отслаивания.

Мнения исследователей по вопросу магматического контроля оруденения расходятся. Не менее разноречивы мнения о возрасте оруденения — от средней юры до миоцена.

Специальные исследования, проведенные нами в этом районе, — дешифрирование топографических карт и космических снимков, анализ детальных геологи-

Вулканические ритмы	Возраст	Вулканические комплексы	Тип вулканических построек	Состав пород, главные фации, этапы формирования ВТС, внедрение интрузий	Петрохимическая характеристика комплексов	Формационная принадлежность комплексов	Геохимическая характеристика комплексов*	Рудная специализация А — в породах, Б — в метасоматитах
IV	J ₃	«Контраст»	Субвулканические тела	Мафический подкомплекс: пикриты, пикрито-базальты, долериты; Ol—Py, Pl—Py, Pl—Py—Amf-базальты**. Салический подкомплекс: дациты, липариты («кварцевые альбитофиры»). Силлы, штоки, дайки (в том числе в зонах «поперечных» разломов — сложные дайки многократного внедрения). В конце IV ритма — внедрение габбро-диорит-плагногранитовых интрузий в обрамлении ВТС	Контрастная ассоциация повышенной щелочности, существенно натриевая для мафического подкомплекса, калиево-натриевая — для салического	Натриевых базальтов — липаритов (конвергентна с формацией калиевых базальтов — трахитов)	Прерывистая контрастная ассоциация. Мафический подкомплекс: пикриты — Ni, Co, Cr; долериты и Ol—Py-базальты — Ti, Co, V; Pl—Py и Pl—Py—Amf-базальты сложных даек — Ba, Sr, Co; салический подкомплекс — Ga, Sn, Zr, Nb	А. Аномальные концентрации Pb, Cu, Ag в Pl—Py—Amf-базальтах сложных даек (в ассоциации с Ba, Sr, Co)
III	J ₂ bt	Шихтахский	Стратовулканы	Андезито-базальты, андезиты, диоритовые порфириты. Наземные (островные) лавы, агломераты, туфы, тефроиды, брекчии, силлы, дайки. На границе III и IV ритмов — образование линейных разломов общекавказского и «поперечного» направлений	Непрерывная короткодифференцированная ассоциация повышенной щелочности, существенно натриевая	Андезит-базальтовая (алавердская разновидность)		А. По сравнению с ранними комплексами повышенные фоновые содержания Pb с возрастанием в салических породах Б. Накопление Pb, Ag, Mo, Cu в ассоциации с Ba, Sr, Mn
II	J ₂ bj	Кошабертский	Верхний Нижний Стратовулкан с вершинной кальдерой	Дацинты, липарито-дациты, плагиолипариты. Наземные (островные) лавы (редко), игнимбриты, игниспумиты, туфы, экструзии, субвулканические тела. На границе II и III ритмов — подновление внешних кольцевых разломов. Внедрение плагногранитов центрального плутона ВТС Андезиты, андезито-дациты, дациты. Наземные (островные) туфы, брекчии, агломераты, лавы, лавобрекчии, дайки. Образование вершинной кальдеры и внутренней зоны радиальнокольцевых разломов	Непрерывная ассоциация нормальной щелочности, существенно натриевая	Базальт-андезит-липаритовая (уральского типа), двухритмовая	Непрерывная ассоциация с трендом V, Ti, Mn, Co → Y, Mo, Sn, Nb, Ga, Zr	А. Накопление в салических субвулканических породах конца второго ритма: Zn в ассоциации с Mn, Sc; Cu, Ag, Mo в ассоциации с Ni, Cr, Y, Zr, Sn. В туфобрекчиях андезитов на периферии ВТС — аномальные концентрации Cu, Pb в ассоциации с V, Co, Mn Б. Накопление Cu, Zn, Ag, Pb, Mo вместе с Sn, Nb, Y, Zr, Ga, Ba и Mn, Ni, Cr

Вулканические ритмы	Возраст	Вулканические комплексы	Тип вулканических построек	Состав пород, главные фации, этапы формирования ВТС, внедрение интрузий	Петрохимическая характеристика комплексов
I	J ₁ (?)—J ₂	Дебедский	Линейный (за пределами ВТС) Щитовой с кальдерой проседания	Щитовой вулкан Андезито-базальты, андезиты, дациты, плагиолипариты. Подводные лавы, лавобрекчии, туфы, тефроиды, дайки, субпластовые экструзии. В конце I ритма — образование кальдеры проседания; формирование внешней зоны кольцевых и радиальных разломов Линейный вулкан Спилиты, диабазы, исландиты. Подводные лавы, дайки, силлы	Бимодальная низкощелочная (низкокальциевая) ассоциация Слабо дифференцированная по SiO ₂ существенно натриевая высокожелезистая ассоциация

* В колонке приведены полученные с помощью МГК характеристики — типоморфные
** Индекс минералов (Ol, Py, Pl, Amf) перед названием пород отражает состав вкрап

ческих карт, составленных группой Г. А. Туманяна (Управление геологии СМ АрмССР), позволили выявить в этом районе крупную центральнокольцевую ВТС, осложненную рядом элементарных вулканоструктур.* Проведенные в 1977 г. полевые исследования с детальным палеовулканическим анализом позволили диагностировать ее как сложную, длительно развивающуюся на протяжении юрского периода ВТС, прошедшую по крайней мере дважды стадию кальдерообразования, сильно эродированную и деформированную последующими тектоно-магматическими процессами, аналогичную известным рудоносным ВТС Урала, Дальнего Востока и некоторых других регионов страны.

Алавердская ВТС (табл. 22) представляет собой вложенные одна в другую разновозрастные кальдеры. Внешняя, более древняя, кальдера, поперечником около 15—17 км, хорошо заметна на высотных снимках. На геологической карте она оконтуривается системой двойных дуговых разломов, иногда располагающихся кулисообразно и особенно хорошо выраженных в северо-восточном, северном, западном и юго-западном секторах структуры. В восточном и юго-восточном секторах такие разломы при съемке прослежены лишь фрагментарно. В юго-восточном секторе Алавердской ВТС на высотных снимках отчетливо видна овальная (5×8 км), несколько вытянутая в меридиональном направлении ВТС более высокого порядка («элементарная вулканоструктура»), наложенная на периферическую зону «главной» структуры. В средней части ВТС несколько эксцентрично располагается внутренняя, более молодая, кальдера поперечником

* Элементы палеовулканологических реконструкций для Алавердского района содержатся в работах П. Ф. Сопко и Н. М. Чернышева [1962 г.], П. Ф. Сопко [1971 г.], В. Н. Котляра, В. Б. Сейраняна [1971 г.], А. З. Алтуяна, Р. Т. Джрбашяна и др. [1980 г.].

Формационная принадлежность комплексов	Геохимическая характеристика комплексов	Рудная специализация А — в породах, Б — в метасоматитах
Натриевых базальтов (спилит-исландитовая)	Прерывистая ассоциация. Спилиты: Ва, Sr, Со; исландиты: Ga, Nb, Zr	А. Локальное обогащение Cu, Mo вместе с Ni субпластовых экструзий плагиолипаритов конца первого ритма Б. Накопление Cu, Zn, Ag, Mo вместе с Sn, Nb, Y, Ga, Zr, Ba, Sr, Ni, Mn. Повышенный фон Pb сравнительно с породами щитового вулкана

ассоциация химических элементов и тренд. ленников.

около 3 км, северный борт которой хорошо выражен на топографической карте и высотных снимках, а на геологической карте — фрагментами кольцевого разлома. Кроме кольцевых систем разломов Алавердская ВТС разбита многочисленными разрывными нарушениями. Часть из них, как указывал еще П. Ф. Сопко [1971 г.], имеет радиальный характер, как правило, не выходит за пределы ВТС и вместе с кольцевой системой образует сложный блоковый рисунок типа «битой тарелки», весьма характерный для структур подобного рода. Другая система нарушений имеет линейный характер — это разломы и зоны региональной трещиноватости северо-западного (общекавказского) и северо-восточного («поперечного») направлений [Ананян Э. В., Алтунян А. З., Азизбекян М. С., 1977 г.].

Проведенный детальный анализ состава вулканических продуктов (табл. 22) и типа вулканических фаций, их пространственно-временные сочетания подтверждают центральнокольцевую природу Алавердской ВТС и ее концентрическую зональность. В истории развития Алавердской ВТС, продолжавшейся на протяжении всего юрского периода, могут быть выделены четыре фазы.

I фаза — формирование крупного подводного щитового андезит-базальтового вулкана (дебедская толща) и развитие на его северо-восточном фланге небольшой куполовидной постройки кислых вулканитов с преобладающими субвулканическими фациями. На заключительной стадии развития — проседание щитового вулкана над опорожнившимся периферическим очагом с образованием обширной кальдеры. Наметившиеся к этому времени тенденции слабого общего воздымания привели к частичному подъему постройки над уровнем моря и образованию внутри кальдеры озера — лагуны.

II фаза — образование внутри кальдеры крупного андезит-дацитового островного стратовулкана (нижний кошаберт), частично вытеснившего кальдерное

озеро и заполнившего его продуктами разрушения своих склонов; образование на заключительной стадии развития стратовулкана вершинной кальдеры обрушения с выбросом вспененных дацитовых лав и игнимбритов значительного объема (верхний кошаберт), плащеобразно покрывших основание склонов стратовулкана, частично заполнивших депрессию внешней кальдеры (кальдерное озеро). Внедрение в вершинную кальдеру, а также по радиально-кольцевой системе трещин экструзивных и субвулканических тел дацитов, липарито-дацитов и плагиолипаритов. Внедрение в подводящий канал стратовулкана остаточного расплава периферического магматического очага плагиогранитового состава (Ахпатский центральный плутон), консолидация вулканической постройки.

III фаза — подновление системы кольцевых разломов внешней кальдеры, перемещение центров вулканизма на периферию ВТС, развитие здесь более мелких андезито-базальт-андезитовых и дацитовых стратовулканов (шихтахтская толща) с большим объемом как поверхностных лаво-пирокластических, так и субвулканических фаций. Продолжение заполнения внутрикальдерной депрессии (кальдерного озера) продуктами размыва кошабертского стратовулкана и тефрой шихтахтских вулканов. Дальнейшая консолидация всей структуры.

IV фаза — возрастание роли блоковых движений по системе региональных линейных нарушений, реакция на них Алавердской ВТС как относительно жесткого монолитного блока, развитие по его периферии контрастной вулканической липарит-базальтовой ассоциации. Образование наложенных на центрально-кольцевую ВТС секущих линейных систем нарушений, подчеркнутых либо трещинными вулканическими аппаратами (сложные полосчатые базитовые дайки), либо более молодыми интрузивными массивами.

Следует особо подчеркнуть сложное сочетание линейной и радиально-кольцевой систем нарушений в истории развития Алавердской ВТС и переменную степень их влияния во времени, что объясняется, по-видимому, блоковым строением фундамента Сомхето-Карабахской зоны в целом. В «дебедский этап» развития ВТС мы видим примерно одинаковую роль обеих систем нарушений, что находит отражение в развитии латеральной пары: 1) спилит-исландитового комплекса линейной структуры общекавказского простираения за пределами Алавердской ВТС и 2) базальт-андезитового «центрального» — внутри ее. «Кошабертский этап» знаменует, по-видимому, господство радиально-кольцевой системы нарушений в контроле магматизма. И, наконец, на заключительном, позднеюрском, этапе мы вновь констатируем преобладающую роль линейных нарушений — «продольных» и «поперечных».

Каждая из выделенных фаз развития ВТС представлена самостоятельным полифациальным вулканическим комплексом, со своим типом вулканических аппаратов и своей серией пород (петрографической и петрохимической), составляющей собственный ритм. Каждый ритм характеризуется той или иной степенью дифференциации вулканических продуктов главным образом по содержанию SiO_2 и щелочей.

Для вулканических комплексов Алавердской ВТС может быть предложена следующая схема их формационного расчленения (табл. 22). Дебедский и кошабертский комплексы, представленные двумя последовательными гомодромными ритмами, могут быть отнесены к базальт-андезит-липаритовой непрерывной формации. Для нее характерен базальт-андезит-плагиолипаритовый ряд порфировых лав, центральный тип вулканических аппаратов (щитовая постройка и стратовулкан), смена во времени эффузивных фаций обломочными (пирокластическими, иногда игнимбритовыми) и далее экструзивными и субвулканическими (для кислых пород). Первый ритм (начальная низкощелочная серия) обнаруживает элементы бимодальности (рис. 46, кривые 1, 2). Второй ритм характеризуется повышением содержания щелочей при сохранении общей натриевой специфики (рис. 46, кривая 3). Эта формация по всем признакам весьма близка к соответствующим комплексам других регионов СССР, и свойственный ей диапазон внутренней изменчивости вполне укладывается в существующие эмпирические рамки.

Следующий после кошабертского шихтахтский комплекс составляет новый, третий, ритм (рис. 46, кривая 4), который целесообразно отделить от предыдущих в самостоятельную андезит-базальтовую формацию как по геологическим, так и по петрографо-петрохимическим данным. Несмотря на то что высокое со-

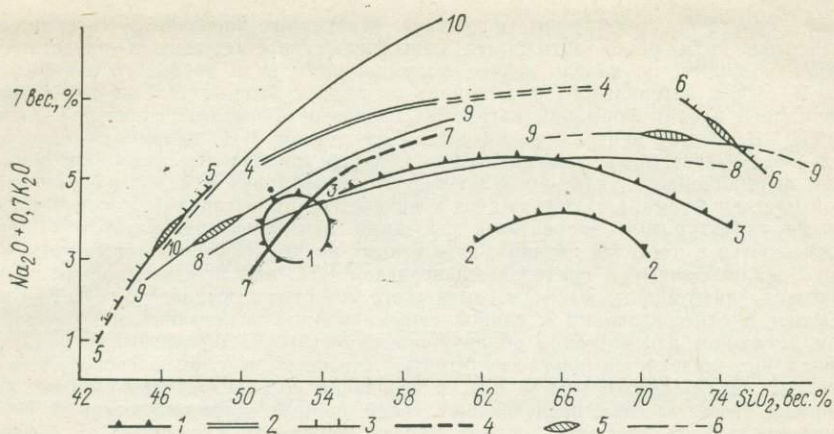


Рис. 46. Диаграмма состава вулканических комплексов.

1—3 — вариационные кривые составов вулканических комплексов Алавердской ВТС: 1 — комплексы базальт-андезит-липаритовой формации, 2 — андезит-базальтовой, 3 — натриевых базальтов-липаритов; 4 — комплекс натриевых базальтов (спилитов-исландитов) за пределами ВТС; 5 — преобладающие типы пород в контрастных формациях; 6 — обобщенные кривые формационных видов [49, т. 2]. Цифры на диаграмме: 1—2 — бимодальная серия пород дебедского комплекса — первый ритм, 3 — непрерывная серия кошабертского комплекса — второй ритм, 4 — непрерывная «короткая» серия шихтахского комплекса — третий ритм, 5, 6 — контрастная серия — четвертый ритм, 7 — спилит-исландитовая серия за пределами Алавердской ВТС; 8—10 — формации (8 — базальт-андезит-липаритовая, 9 — натриевых базальтов-липаритов, 10 — калиевых базальтов-трахитов).

держание щелочей вплотную приближает составы пород «шихтахта» к фигуративному полю трахиандезитовой формации, натриевый тип щелочности и пологая кривая накопления щелочей, безусловно, сближают их с предыдущей базальт-андезит-липаритовой формацией. Из всего вышесказанного следует, что мы имеем дело с разновидностью андезит-базальтовой формации с максимально высокой для этого формационного вида натриевой щелочностью. Это дает основание выделить ее как самостоятельную разновидность андезит-базальтовой формации.

Алавердский «контраст», представленный лишь субвулканической и дайковой фашиями, резко антидромный относительно предшествующих комплексов (рис. 46, кривые 5, 6), ближе всего к известной контрастной формации натриевых базальтов — липаритов «типичных» геосинклиналей по существенно натриевому характеру базитов, их низкой титанистости, присутствию кумулатов-никритов, по долеритовым структурам пород, петрохимической и геохимической независимости кислых членов. Вместе с тем по слабо проявленной альбитизации, преобладающим субвулканическим фашиям, малым масштабам проявления и, главное, времени проявления, т. е. месту в составе формационного ряда, она отличается от известных комплексов этой формации в других подвижных областях и имеет черты сходства с формацией калиевых базальтов-трахитов, не достигая, однако, свойственного последней уровня щелочности [49, т. 1, с 159—171]. Учитывая геологическую позицию алавердского «контраста», не связанного непосредственно с развитием собственно центральнокольцевой ВТС, а также своеобразную конвергенцию формационных признаков, следует отнести его к началу нового позднейюрско-раннемелового вулканического цикла. По-видимому, контрастная формация натриевых базальтов — липаритов в условиях консолидированной юрской ВТС приобрела некоторые черты другого формационного вида, характерного, как правило, для более жестких структур.

Таким образом, в составе юрской вулканогенной толщи Алавердского района устанавливается временной формационный ряд (табл. 22): базальт-андезит-липаритовая (I и II ритмы), андезит-базальтовая (III, укороченный, ритм) и контрастная формация натриевых базальтов — липаритов (IV ритм). Первые два

ритма отчетливо гомодромны, в третьем намечаются элементы антидромности, четвертый ритм резко антидромен относительно предыдущих и представляет собой, по-видимому, начало нового формационного ряда (и нового мегаритма).

В состав латерального формационного ряда с базальт-андезит-липаритовой формацией входит формация натриевых базальтов (комплекс спилитов — исландитов). В составе центральнокольцевой Алавердской ВТС принимают непосредственное участие лишь последовательно дифференцированные формации временного формационного ряда — базальт-андезит-липаритовая и андезит-базальтовая. Контрастная формация, относящаяся к началу нового мегаритма, контролируется иными структурными элементами, секущими центральнокольцевую ВТС, либо размещается в пределах поздних, наложенных на нее разрывных структур.

Локализованные в пределах Алавердской ВТС или непосредственно вблизи ее границ интрузивные массивы сомхетского комплекса, выделенного Е. К. Станкевичем и отнесенного им к единой габбро-диорит-плагиогранитовой формации, при детальном рассмотрении обнаруживают достаточно определенные различия. Среди них выделяется плагиогранитовый Ахпатский массив, расположенный в пределах центральнокольцевой ВТС и играющий роль ее центрального плутона. Породы этого массива представляют собой полный петрохимический и геохимический аналог наиболее поздних кислых дериватов вулканической базальт-андезит-липаритовой формации (дацитов и плагиолипаритов) и образуют с нею комагатическую вулкано-интрузивную ассоциацию. Сложные габбро-диорит-гранодиоритовые массивы сомхетского комплекса, представленные в Алавердском районе Шнох-Кохбским, Цахкашатским и некоторыми другими массивами, не обнаруживают такой тесной связи с развитием собственно центральнокольцевой ВТС. Как правило, они внедряются за ее пределы, как бы «обходя» по внешней границе консолидированную ВТС, либо проникают в ее пределы по зонам поперечных наложенных разрывных нарушений. Непосредственного соприкосновения сложных массивов с плагиогранитовым центральным плутоном нигде не отмечается: они разобщены в пространстве и, по-видимому, разорваны во времени.

Для Алавердского района характерно, что Ахпатская плагиогранитовая интрузия явилась завершающим звеном в эволюции магматизма собственно геосинклинального режима с малым масштабом интрузивных проявлений на фоне мощной вулканической деятельности. Крупные многофазные интрузии типа Шнох-Кохбской, напротив, знаменуют усиление интрузивной деятельности на фоне редуцированного вулканизма, что весьма характерно для режима инверсии.

Геохимическое исследование вулканических и интрузивных пород и сопряженных метасоматитов производилось на основе разработанной одним из авторов [Гольинко И. Н., 1977 г.] иерархической процедуры, опирающейся на метод главных компонент, и состояло из следующих этапов: а) геохимической систематизации и типизации вулканических и интрузивных комплексов и исследования их комагатичности; б) исследования латеральной и фациальной геохимической неоднородности; в) изучения поведения полезных компонентов оруденения в эволюции отдельных комплексов и структуры в целом; г) изучения тенденций гидротермального процесса на основе анализа направленной геохимической изменчивости (трендов) от вмещающих пород к метасоматитам.

Вулканические и плутонические образования, связанные с развитием центральнокольцевой ВТС, обнаруживают значительное геохимическое единство. Они объединяются в геохимическую серию с трендом от мафических пород к салическим: $V, Ti, Mn, Co \rightarrow Y, Mo, [Sn, Zr, Nb, Ga]$. В квадратных скобках показаны элементы, которые в салических дифференциатах этой серии накапливаются в меньшей степени, чем в «альбитофирах» позднего контрастного комплекса. Важной геохимической особенностью пород этой серии являются низкие концентрации в них Ni и Cr и тенденция к накоплению этих «базитовых» элементов в кислых дифференциатах кошабертского комплекса и полностью им аналогичных по составу гранитах и аплитах центрального плутона.

Резко отличаются от описанной серии вулканические и плутонические образования, оторванные от формирования кольцевой структуры либо в пространстве (спилит-исландитовый комплекс за пределами ВТС), либо во времени (постконсолидационный контрастный комплекс, а также более молодые массивы гранодиоритов — Шнох-Кохбский и Цахкашатский). Наибольшее геохимическое раз-

нообразии свойственно группам пород контрастного комплекса, крайне основные и крайне кислые члены которого являются соответственно максимальными концентраторами либо фемафильных, либо фельсифильных элементов (табл. 22). Гранодиориты более молодых комплексов характеризуются повышенной основностью и иным типом тренда; геохимических аналогов среди вулканических комплексов они не имеют.

Геохимический анализ подтвердил и дополнил описанную выше ритмичность проявления вулканических комплексов в развитии ВТС. Первые три ритма, относящиеся к главным фазам становления ВТС, характеризуются устойчивым геохимическим типом и «поступательно-возвратной» тенденцией геохимической эволюции: степень геохимической дифференциации (диапазон вариаций составов) растет в первых двух гомодромных ритмах и сокращается в третьем, антидромном. На поздних стадиях развития ВТС как «жесткого блока» (IV ритм) проявляется центробежная тенденция геохимической эволюции: промежуточные члены отсутствуют, а состав крайних членов становится предельно контрастным.

Устойчивость геохимического типа временного формационного ряда, связанного с формированием ВТС, и отличие его от формаций за пределами ВТС могут объясняться спецификой единого эволюционирующего магматического очага.

Изучение латеральной изменчивости вулканических комплексов, а также исследование поведения ведущих рудных элементов в эволюции структуры выявило особую роль в рудогенерирующем процессе первых двух гомодромных ритмов и в особенности второго — кошабертского — комплекса (рис. 47). Для этого комплекса характерна резко выраженная концентрическая геохимическая зональность, которая потребовала выделения двух геохимических его подтипов — «периферического» и «центрального». Породы кошаберта на периферии ВТС более «основны», т. е. по сравнению с аналогичными петрографическими разновидностями центрального комплекса содержат повышенные концентрации базитовых элементов (V, Co, Mn), а вблизи зон рудной локализации значительно обогащены рудными компонентами (Cu, Pb, Ag — в андезитах стратовулкана, Cu, Zn, Mo — в субвулканических телах плагиолипаритов).

Для центрального подкомплекса характерен аномальный геохимический собственный тренд (Co, Ti, V → Ni, Cr, Cu, Ag, Mo, Y, Zr, Sn) с накоплением в конечных кислых дифференциатах наряду с литофильными элементами (Y, Zr, Sn) также халькофильных (Cu, Ag, Mo) и сидерофильных (Ni, Cr). Аналогичная тенденция геохимической дифференциации прослежена в ряду от плагиогранитов к аплитам и кварц-полевошпатовым метасоматитам центрального плутона, что подтверждает его геохимическую общность с субвулканическими фациями верхней кальдеры. Эти фации отличаются также необычно высокими для кислых пород содержаниями (Zn = 220 г/т). Аномальность центрального подтипа кошабертского комплекса по сравнению с прочими вулканическими ритмами иллюстрируется на рис. 47. Наряду с привносом рудных компонентов в субвулканических и интрузивных породах позднего кошаберта проявлено их концентрически-зональное перераспределение (рис. 48).

Аналогичная тенденция накопления меди, свинца вместе с никелем в кислых субвулканических породах наблюдалась как единственный случай в конце I ритма. В более молодых комплексах повышенные концентрации меди и свинца связываются с определенными фациями (жерловинами, дайками, вулканогенно-осадочными пачками), размещающимися в рудолокализирующих участках структуры. В среднем же, как видно из рис. 47, распределение рудных элементов во всех вулканических комплексах, кроме кошабертского, подчинено среднестатистическим геохимическим закономерностям [Виноградов А. П., 1962 г.].

Для дебедской и кошабертской толщ показана определенная связь околорудного метасоматоза с гидротермальной и газотермальной деятельностью магматического очага, проявившейся в конце II ритма. Постмагматические метасоматиты «безрудной» внутренней кальдеры и околорудные метасоматиты рудных полей характеризуются полностью аналогичными корреляционными ассоциациями («рудными трендами») и различаются только масштабом переработки и степенью привноса рудных элементов. Для большинства метасоматитов характерна ассоциация рудных компонентов с фельсифильными (Sn, Mo, Nb, Y, Ga, Zr) и фемафильными (Mn, Ni, отчасти Cr) элементами. Привнос в околорудных

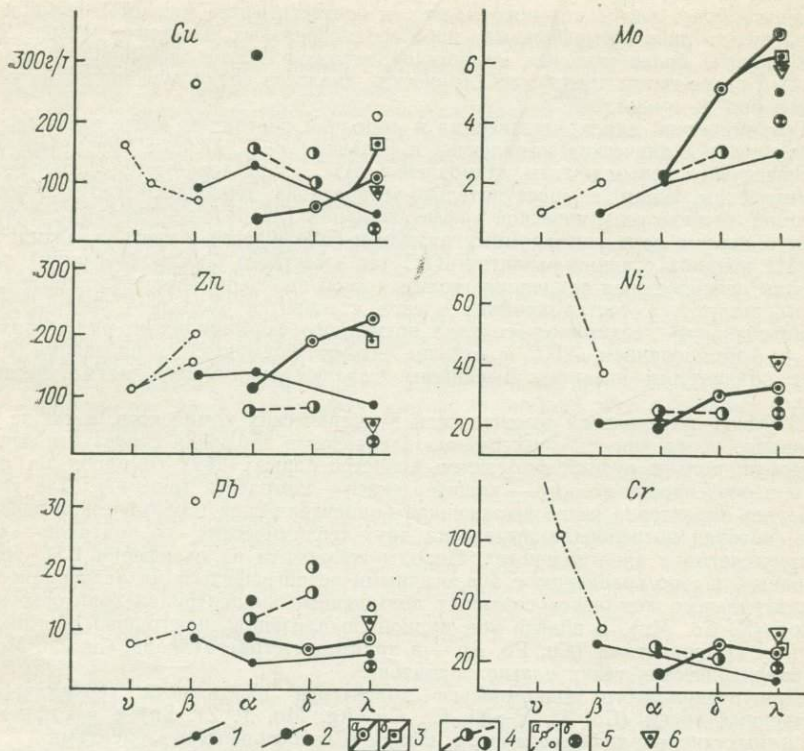


Рис. 47. Средние содержания халько- и сидерофильных металлов в породах Алавердской ВТС.

1-5 — породы вулканических комплексов: 1 — дебедского, 2-3 — ниже- и верхнекошабертского (а — центрального подкомплекса, б — периферического), 4 — шихтахтского, 5 — контрастного (а — мафического подкомплекса, б — салического); 6 — плагнограниты центрального плутона, коагматичные вулканитам верхнекошабертского комплекса. Точки вне вариационных линий показывают группы пород соответствующих комплексов с аномальными содержаниями рудных металлов. Типы пород по оси абсцисс: v — пикриты, пикрито-базальты, beta — базальты, alpha — андезиты, delta — дациты, lambda — липариты.

метасоматитах таких элементов, как ниобий, иттрий, цирконий, инертных в средне- и низкотемпературных гидротермальных растворах (элементы «пневматолитовой» стадии по А. Е. Ферману), свидетельствует о непосредственной близости источника, отщепляющего высокотемпературные газовые термы.

В гидротермально-измененных породах более молодых комплексов — шихтахтского и контрастного — меняется тип корреляционных ассоциаций и степень накопления того или иного металла: исчезает корреляция как с литофильными компонентами (Y, Zr, Sn), так и с сидерофильными (Ni, Cr), а соотношение рудных металлов изменяется в пользу свинца (рис. 47), что в целом свидетельствует об изменении характера гидротерм.

Палеовулканологические и геохимические данные позволяют изложить следующую схему развития сложной рудогенерирующей системы, которую мы называем «Алавердской моделью рудогенеза».

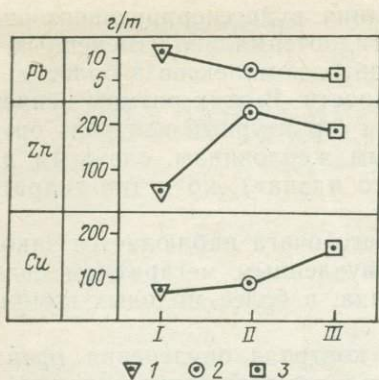


Рис. 48. Средние содержания рудных элементов в породах вулcano-интрузивной ассоциации верхнекошабертского комплекса в разных частях ВТС (от центра к периферии).

1 — граниты центрального плутона; 2 — плагиолипариты стенок центральной кальдеры, 3 — плагиолипариты субпластовых экстрезий в зоне кольцевых разломов по периферии ВТС. По оси абсцисс: I — центр ВТС, II — борта внутренней кальдеры, III — система разломов внешней кальдеры.

1. В развитии ВТС продуктивным является первый мегаритм, состоящий из двух гомодромных ритмов проявления базальт-андезит-липаритовой формации и формирования концентрически-зональной двойной кальдеры с центральным плутоном. В конце первого и особенно в конце II ритма наблюдаются избирательное обогащение рудными элементами вместе с никелем, хромом наиболее салических субвулканических пород, связанных с формированием кальдеры, и частичная отгонка рудных металлов к периферии структуры. Возможно, что эта аномальная тенденция обусловлена автометасоматическими процессами в приповерхностном вторичном очаге при высокой активности газовой-флюидной фазы.

2. На посткальдерной стадии происходит отщепление рудоносных растворов. Направленная эволюция рудоносных растворов при постмагматической деятельности вызывает образование метасоматитов, обогащенных как сидерофильными, так и литофильными компонентами, типоморфными для кислых пород позднемагматической стадии.

3. Разгрузка рудоносных гидротерм происходит в зонах кольцевых разломов внешней кальдеры, особенно в местах их сопряжения с системой региональных разрывных нарушений и часто в непосредственной близости от субпластовых субвулканических тел продуктивных комплексов (фаций вершинной кальдеры). При этом различные типы вулканических фаций выступают как факторы литологического и структурного контроля оруденения. Создается своеобразная концентрическая зональность: безрудная центральная часть ВТС характеризуется повышенными концентрациями рудных металлов в субвулканических фациях продуктивных ритмов, а рудолокализирующая периферическая зона — преимущественно фоновыми концентрациями при наличии значительных аномалий в зонах циркуляции растворов.

4. Дальнейшая эволюция рудоносных растворов в зонах рудолокализации приводит к рудоотложению в нормальной последовательности гидротермальной зональности.

5. Длительность функционирования рудогенерирующего очага проявляется в образовании полей гидротермально-измененных пород и «специализированных» породных комплексов в более молодых ритмах вулканической деятельности. В этих ритмах меняется не только литологический и отчасти структурный контроль оруденения (приуроченность к отдельным жерловинам, сложным дайкам в зонах разломов «поперечного плана»), но и тип гидротермальной переработки.

6. В эволюции рудогенерирующего очага наблюдается закономерная изменчивость: с первым двучленным мегаритмом связан максимальный привнос меди и цинка, в более молодых комплексах возрастает роль свинца.

В приведенной схеме факторы контроля оруденения (формационный — связь оруденения с базальт-андезит-липаритовой формацией, литолого-петрографический — приуроченность рудных тел к горизонтам плагиолипаритов, структурно-морфологический — локализация оруденения по периферии ВТС, метасоматический — связь рудных тел с метасоматитами, обогащенными специфическим набором лито- и сидерофильных элементов) выступают как реализация единого процесса — становления центральнокольцевой ВТС базальт-андезит-липаритовой формации со специфической направленностью геохимической эволюции магматического очага; образование месторождений — закономерный результат такого процесса. Таким образом, часто наблюдаемая в вулканических районах связь колчеданного оруденения с центральнокольцевыми ВТС в свете рассмотренной модели объясняется единством источников вулканических расплавов и рудоносных флюидов — совпадением каналов глубинного магмо- и рудообразования.

«Алавердская модель рудогенеза» может рассматриваться как петролого-геохимическое обоснование приведенных выше признаков рудоносности комплексов: полноты гомодромного ряда вулканических продуктов при существенном объеме кислых субвулканических дифференциатов; связи со структурами центральнокольцевого типа, возможно, с погребенным центральным плутоном, в которых поздние фазы продуктивного комплекса проявляются не только в центре, но и по системе кольцевых разломов на периферии структуры; принадлежности субвулканической фации, несущей признаки обогащения летучими.

Из этой модели вытекают также дополнительные благоприятные признаки рудоносности: 1) обогащение рудными компонентами (по сравнению с породами среднего и основного состава) кислых субвулканических и комагматичных интрузивных образований; 2) широкое развитие полей метасоматитов, обогащенных литофильными и сидерофильными компонентами; 3) длительность функционирования рудогенерирующего очага, проявляющаяся в «унаследованной» специализации более молодых вулканических комплексов; 4) повторение в составе временного формационного ряда близких рудоносных вулканических формаций, например «непрерывной» и «контрастной».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценка перспектив рудоносности магматических формаций и комплексов может быть дана на основе анализа различных критериев, в том числе петрологических, относящихся к составу, строению магматических объектов и их соотношению с окружающей средой. Эти критерии (меры признаков) могут быть установлены и оценены путем сопоставления множества однородных объектов с разной по масштабам и типу рудоносностью, путем изучения эталонов, а также на основе модельных построений.

Установленные статистически и согласующиеся с известными геохимическими закономерностями различия в рудоносности разных видов, групп и семейств магматических формаций позволяют рассматривать положение магматического объекта в систематике формационных подразделений как критерий его потенциальной рудоносности. Однако рудный потенциал объекта, определяемый его формационной принадлежностью, реализуется лишь в особо благоприятных условиях, оцениваемых с помощью критериев реальной рудоносности. Лежащие в их основе признаки, как правило, не совпадают с систематическими признаками формаций и отражают провинциальные особенности региона, специфику окружающей среды и индивидуальные свойства объекта. В то же время критерии реальной рудоносности позволяют выявлять участки наиболее вероятной локализации месторождений. Соответствующие признаки, как правило, отражают резкое изменение каких-либо черт состава и строения магматических или окружающих их образований (изменение химического и минерального состава, физико-механических свойств, мощности и т. д.). Критерии реальной рудоносности определяются характером связи между магматическими и рудными объектами, что в свою очередь проявляется в составе, строении и соотношении со средой тех и других, т. е. в конечном счете в их принадлежности к определенным видам формаций (магматическим и рудным).

Наибольшее различие в характере связей рудных и магматических образований имеет место для разных классов формаций: интрузивных и вулканических. Для класса интрузивных формаций (особенно тех, становление которых происходит в абиссальных и мезоабиссальных условиях) ведущими в системе критериев рудоносности являются признаки вещественного состава и строе-

ния магматических тел. При этом критерии рудоносности в той или иной форме отражают особенности генетических и парагенетических связей оруденения с изверженными породами. Для класса вулканических формаций ведущую роль приобретают признаки соотношения со средой, включая соотношения с геологическими формациями, в том числе с интрузивными магматическими. Критерии рудоносности определяются исходя из парагенетических связей руд с магматическими образованиями.

В комплексах ультрамафитовых и габбровых формаций, перспективных на обнаружение магматического (ранне- и позднемагматического) хромитового, титаномагнетитового и сульфидного медно-никелевого оруденения, формирование которого в основном обусловлено фракционированием и ликвацией, петрогенетические связи руд с вмещающими породами определяются составом и пространственным распределением пород в магматических телах.

Общими критериями реальной рудоносности ультрамафитовых и габбровых формаций являются неоднородность состава и строения магматических тел и резкая дисперсия в распределении рудных элементов. Для хромито- и никеленосных комплексов характерно преимущественное развитие ультрамафитовых разностей как высокомагнезиальных (для высокохромистых хромитов), так и повышенной железистости (для низкохромистых хромитов и медно-никелевых концентраций). В распределении рудных тел отмечается их приуроченность к нижним частям интрузий. Титаносодержащие комплексы отличаются высокой железистостью всех пород массивов и приуроченностью рудных тел к верхним частям интрузий.

Существенную роль в формировании некоторых типов месторождений играют и гидротермально-метасоматические процессы, особенно при образовании неметаллических полезных ископаемых, так как сами они (хризотил-асбест, тальк, нефрит, жадеит и др.) представляют собой продукты преобразования ультрамафитов и связанных с ними жильных пород. В этом случае признаки, отражающие характер и степень преобразования пород, выступают как критерии рудоносности.

Критерии рудоносности вулcano-интрузивных комплексов повышенной щелочности (ультрамафитового, щелочно-мафитового и мафитового состава), характеризующихся большим разнообразием генетических типов месторождений — магматических, гидротермально-метасоматических, контактово-метасоматических, также более разнообразны.

Для щелочно-ультрамафитовых и щелочно-мафитовых формаций в качестве общих критериев рудоносности выступают тип щелочности и полнота дифференциации. Тип щелочности определяет специализацию на разные виды полезных ископаемых, полнота дифференциации предопределяет тип рудных формаций.

Ведущими критериями для щелочно-ультрамафитовых формаций, специализированных на перовскит-титаномагнетитовое и апатит-магнетитовое оруденение, являются наличие ультрамафитов,

интенсивность автометасоматических преобразований (флогопитизация и карбонатизация). При подчиненной роли ультрамафитов щелочно-салические породы и карбонатиты вмещают редкометалло-апатитовые руды карбонатитового типа.

Для щелочно-мафитовых формаций критерием рудоносности является их полифациальность. При прогнозе ильменит-магнетитового и апатитового оруденения в качестве критериев выступают повышенная мафичность, железистость и титанистость пород. Широкое развитие в составе комплексов щелочно-салических разностей служит критерием на глиноземное сырье.

Реальную рудоносность щелочно-салических формаций определяют степень и характер щелочности; высокий коэффициент апаитности с характерной минеральной ассоциацией хибинского типа благоприятны для выявления нефелиновых, апатит-нефелиновых и редкометалло-апатитовых руд.

Рудоносность гранодиоритовых и гранитовых формаций в значительной степени зависит от характера окружающей среды и глубинности их становления. Главными критериями рудоносности являются характер и масштабы гидротермальных и метасоматических изменений пород как в пределах массивов, так и их окружения. Признаки соотношения со средой для многих типов месторождений (скарновых железорудных, вольфрамовых и др.) выступают в роли определяющих. В зависимости от мегафациальных условий становления формации гранитовой группы вмещают пегматитовые (для мезоабиссальной, реже абиссальной фации) и грейзеновые и гидротермальные (для гипоабиссальной фации) генетические типы месторождений (молибденовые, вольфрамовые, редкометалло-редкоземельные). Скарновые месторождения характерны для комплексов гранодиоритовой группы формаций. Критерии реальной рудоносности гипабиссальных интрузивных комплексов в значительной степени определяются метасоматическими преобразованиями пород, которые не только затушевывают первичные конституционные связи рудных и петрогенных элементов, но и обуславливают сложные соотношения элементов в процессе метасоматоза, контактного метаморфизма и т. д.

При оценке критериев рудоносности вулканических комплексов, вмещающих вулканогенно-осадочные и гидротермальные низкотемпературные месторождения, ведущая роль индикатора потенциальной рудоносности отводится составу, в частности степени и типу щелочности комплексов. Эти же признаки выступают в качестве критериев реальной рудоносности при сопоставлении комплексов в рамках одного формационного вида. Условия становления вулканических комплексов, определяющие их геологическое и конституционное строение, как правило, не относятся к факторам рудогенезиса. В связи с этим характер дифференцированности комплексов (отражающий условия кристаллизации на месте), а также типоморфизм породообразующих минералов не могут быть использованы как прямые критерии рудоносности, хотя и играют важную роль при определении формационной при-

надлежности. Вместе с тем особенности строения комплексов (набор фаций и текстурных разновидностей, тип ВТС и вулканических построек) играют важнейшую роль при решении вопросов о вероятной локализации месторождений. При этом условия, благоприятные для локализации руд, оказываются общими для многих видов вулканических формаций и многих типов полезных ископаемых. Для вулканогенно-осадочных стратиформных месторождений наиболее существенными критериями рудоносности являются признаки соотношения вулканических комплексов со средой, в частности характер ассоциирующих с ними осадочных толщ.

Изложенные результаты затрагивают лишь небольшую часть вопросов, возникающих при изучении рудоносности магматических образований, в связи со средне- и крупномасштабным геологическим картированием. Вместе с тем они позволяют поставить ряд новых вопросов и наметить пути их решения. К их числу относится выявление металлогенической роли парагенезов формаций. В ряде случаев было показано (см. разделы В, Г), что в качестве индикаторов рудоносности выступают не отдельные формации, а их парагенезы и металлогенический потенциал отдельных формаций реализуются лишь в случае сочетания их с другими формациями определенного вида. Однако характер связи оруденения с парагенезами формаций и роль парагенезов в рудообразовании изучены пока чрезвычайно слабо.

В настоящей книге по ряду причин не рассмотрены как многие вопросы, связанные с оценкой петрологических критериев рудоносности отдельных видов магматических формаций, так и некоторые другие более общие проблемы. В частности, по существу не затронута проблема влияния динамики становления магматических тел на их рудоносность и формирование рудоконтролирующих структур, проблема дайковых серий пород, связанных с различными формационными видами, и соотношения даек и рудообразования, проблемы оценки роли провинциального фона на геохимическую специализацию формаций и рудоносность комплексов, проблема количественных оценок петрологических критериев рудоносности, основанных на статистически достоверном материале, проблема «работоспособности» установленных критериев для выявления крупных и уникальных рудных объектов и др.

Весьма актуальна проблема создания более совершенных моделей петро- и рудогенеза, обосновывающих с генетических позиций металлогеническую специализацию формаций, а также признаки реальной рудоносности комплексов. Безусловно, требуют проверки на более обширном материале многие намеченные в работе петрологические критерии рудоносности отдельных массивов, толщ, структур и т. д. Необходим также специальный анализ соотношений петрологических, литологических, тектонических и других критериев рудоносности и их места в общей оценке перспектив тех или иных объектов. Разработка всех этих проблем является задачей дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И. И., Груза В. В.* Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., Недра, 1972. 235 с.
2. *Альмухамедов А. И., Медведев А. Я.* Сера в основных и ультраосновных расплавах в связи с проблемой формирования медно-никелевых месторождений (по экспериментальным данным). — В кн.: Проблемы геохимии экзогенных процессов. Новосибирск, 1977, с. 269—280.
3. *Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л.* Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1979, т. 54, вып. 2, с. 8—30.
4. *Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б.* Редкометальные гранитовые формации. Л., Недра, 1979. 280 с.
5. *Богатиков О. А.* Анортозиты. М., Наука, 1979. 231 с.
6. *Богдаева М. В., Колбанцев Р. В., Ланда Э. А.* Петрохимические особенности ультраосновных и ультраосновных — щелочных пород. М., Недра, 1976. 80 с.
7. *Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П.* Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М., Недра, 1977. 153 с.
8. *Велинский В. В.* Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан — континент. Новосибирск, Наука, 1979. 264 с.
9. *Власов Г. М.* О принципах выделения магматогенно-рудных систем. — В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток, 1979, с. 3—10.
10. *Возрастная и формационная корреляция магматических образований территории СССР.* Л., 1977, вып. I, 34 с., вып. II, 89 с.; 1978, вып. III, 62 с., 1979, вып. IV, 55 с.
11. *Вулканизм и рудообразование/Под ред. Тацую Тацуми.* Пер. с англ. под ред. В. И. Смирнова. М., Мир, 1973. 254 с.
12. *Вулканический центр: строение, динамика, вещество/Под ред. Ю. П. Масуренкова.* М., Наука, 1980. 300 с.
13. *Вулканогенно-осадочный литогенез.* Краткие тезисы IV Всесоюз. семинара. Южно-Сахалинск, 1974. 282 с.
14. *Гаврилов А. А.* Эксгальационно-осадочное рудонакопление марганца. М., Недра, 1972. 216 с.
15. *Галахов А. В.* Петрология Хибинского щелочного массива. Л., Наука, 1975. 255 с.
16. *Гинзбург А. И., Апельцин Ф. Р.* Редкометальные месторождения, их связь с магматизмом и тектоническими структурами земной коры. — Геология рудн. м-ний, 1970, № 2, с. 25—37.
17. *Главнейшие провинции и формации щелочных горных пород/Под ред. Л. С. Бородина.* М., Наука, 1974. 375 с.
18. *Глазковский А. А., Горбунов Г. И., Сысоев Ф. А.* Месторождение никеля. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., Недра, 1974, с. 5—75.
19. *Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., Недра, 1965. 300 с.
20. *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.

21. Евдокимов Б. В. О возможности петрогеохимического определения никеленосности основных — ультраосновных пород Кольского региона. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценка потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972, с. 26—31.
22. Емельянов Н. Б. Рудномагматические системы и тектонический режим. — В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток, 1979, с. 134—135.
23. Жариков В. А., Маракушев А. А. К проблеме рудоносности магматических серий. — В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М., Наука, 1976, с. 5—12.
24. Жидков А. Я. Типизация и распределение калийно-глиноземных руд в Сыннырском щелочном массиве. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1978, т. 242, № 5, с. 1140—1143.
25. Зеленов К. К. Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., Наука, 1972. 214 с.
26. Золоев К. К., Булькин Л. Д. Рудные формации в ультраосновных породах Урала. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1971, т. 198, № 6, с. 1407—1410.
27. Иванов О. К. Сарановский массив стратифицированных хромитовых гипербазитов. — В кн.: Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977, с. 51—63.
28. Иванов С. Н., Прокин В. А. Рудоносность захороненных вулканических построек. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1974, т. 216, вып. 4, с. 875—878.
29. Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., Недра, 1978. 137 с.
30. История развития и минерализации чехла Русской платформы/Под ред. Ю. Г. Старицкого. Л., Недра, 1981. 223 с.
31. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., Недра, 1974. 240 с.
32. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М., Недра, 1981. 160 с.
33. Когарко Л. Н. Проблемы генезиса агапитовых магм. М., Наука, 1977. 293 с.
34. Колбанцев Р. В. Региональная зональность гипербазитовых поясов и ее минерогенное значение. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1974, т. 218, № 5, с. 1167—1171.
35. Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., Недра, 1964, с. 7—24.
36. Котляр В. Н. Типы месторождений, связанные с палеовулканизмом. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., Недра, 1965, с. 7—30.
37. Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., Недра, 1970. 463 с.
38. Котляр В. Н. Некоторые вопросы генезиса вулканогенных гидротермальных месторождений. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, Наука, 1976, с. 29—35.
39. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1978. 607 с.
40. Кузнецов Ю. А., Шарпов В. Н., Меламед В. Г. О магматических фазах глубинности. — Геология и геофизика, 1973, № 7, с. 8—17.
41. Кухаренко А. А. Геохимическая эволюция щелочных магматических комплексов восточной части Балтийского щита. — В кн.: Магматические процессы. Т. I. М., Наука, 1972, с. 505—518.
42. Ланда Э. А., Егоров Л. С. Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов. М., Недра, 1974. 145 с.
43. Левин В. Я., Роненсон Б. М. Карбонатиты Урала. — В кн.: Вопросы петрологии Урала. Свердловск, 1980, с. 112—125.
44. Лихачев А. П. Тектоно-магматические процессы и медно-никелевое рудообразование. — В кн.: Генезис и принципы прогнозирования. М., 1979, с. 10—18.
45. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. М., Наука, 1971, т. 1, 458 с.; 1972, т. 2, 360 с.

46. Ляхницкая И. В., Туганова Е. В. Региональные и локальные закономерности размещения медно-никелевых сульфидных месторождений. Л., Недра, 1977. 78 с.
47. Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., Недра, 1972. 200 с.
48. Магматизм Русской платформы/М. П. Орлова, Л. А. Полунина, Т. В. Селивановская и др. — В кн.: Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР. Л., Недра, 1981, с. 112—199.
49. Магматические формации СССР/Под ред. В. Л. Масайтиса, В. Н. Москалевой, Н. А. Румянцевой и др. Л., Недра, 1979, т. 1, 318 с.; т. 2, 278 с.
50. Магматические формации и эндогенная минерагенезия Восточно-Европейской платформы/Р. Н. Валеев, В. Г. Чайкин и др. М., ВИЭМС, 1980. 39 с.
51. Малеев Е. Ф. Вулканыты. М., Недра, 1980. 240 с.
52. Макдональд Г. Д. Вулканы. М., Мир, 1975. 431 с.
53. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М., Наука, 1979. 263 с.
54. Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты. М., ВИМС, 1971. 205 с.
55. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита/А. А. Кухаренко, А. Г. Булах, Г. А. Ильинский и др. Л., 1971, 276 с.
56. Михайлов Н. П., Шарков Е. В., Орлов Д. М. Петрология и рудоносность стратиформных (расслоенных) мафит-ультрамафитовых интрузий. — В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М., Наука, 1976, с. 53—69.
57. Москалева В. Н. Магматизм рифтовых зон. — В кн.: Матер. к V Всесоюз. петрогр. совещ. Т. 1. Алма-Ата, 1976, с. 7—10.
58. Москалева В. Н., Шаталов Е. Т. Типы петрографических формаций СССР. М., Недра, 1974. 165 с.
59. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Габбро-анортозитовый комплекс Украинского кристаллического массива. — В кн.: Анортозиты СССР. М., Наука, 1974, с. 48—56.
60. Некрасов И. Я., Горбачев Н. С. К вопросу о генезисе базитовых рудно-силкатных магм. — В кн.: Проблемы физико-динамической петрологии. М., Наука, 1970, с. 258—272.
61. Нурлыбаев А. П. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата, Наука, 1973. 296 с.
62. Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях/Г. М. Власов, О. Г. Борисов, Е. Д. Петраченко и др. М., Наука, 1978. 203 с.
63. Овчинников Л. Н. Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 318—329.
64. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д. Некоторые аспекты колчеданной металлогении. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. М., Наука, 1978, с. 89—98.
65. Орлов Д. М. Петрология расслоенных титаноносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. Л., 1975. 198 с.
66. Орлов Д. М. Коэффициент фракционирования как основа группировки пород при исследовании расслоенных интрузий. — В кн.: V Симпозиум по геохимии магматических пород. М., 1979, с. 21—22.
67. Орлова М. П. Размещение и минерагеническая специализация щелочных магматических формаций территории СССР. — Объяснительная зап. к карте масштаба 1 : 10 000 000. 2-е изд. Л., 1982, 75 с.
68. Орлова М. П. Формационные типы и рудоносность щелочных магматических комплексов территории СССР. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л., ВСЕГЕИ, 1981, с. 316—317.
69. Орлова М. П., Жидков А. Я. Закономерности размещения и условия формирования месторождений высококальциевых — высокоглиноземистых пород. — В кн.: Нефелиновое сырье. М., 1978, с. 20—26.
70. Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960. 541 с.

71. Особенности вулканогенных формаций и связанного с ними колчеданного оруденения в геосинклинальных системах различных типов/М. Б. Бордаевская, Е. П. Ширай, Н. К. Курбанов и др.— В кн.: Проблемы магматических формаций. М., Наука, 1977, с. 95—108.
72. Павлов Н. В. Процессы эндогенного оруденения и история формирования гипербазитов на примере хромитов. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 226—239.
73. Повилайтис М. М. Основные формации месторождений вольфрама. — В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. Т. I. М., Наука, 1976, с. 8—167.
74. Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железорудное оруденение юга Средней Сибири. М., Наука, 1971. 309 с.
75. Поляков Г. В., Кривенко А. П., Богнибов В. И. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск, 1976, с. 61—73.
76. Полферов Д. В. Геология, геохимия и генезис месторождений медно-никелевых сульфидных руд. Л., Недра, 1979. 294 с.
77. Попов В. Е. Вулканогенно-осадочные месторождения. Л., Недра, 1979. 296 с.
78. Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых/Под ред. В. Т. Покалова. М., Недра, 1977, т. I, 271 с.; т. 2, 260 с.
79. Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций/Под ред. М. М. Василевского. М., Недра, 1977. 296 с.
80. Прокин В. А. Связь сульфидных месторождений эвгеосинклинальных областей с магматизмом и метаморфизмом (на примере Южного Урала). — Геология рудн. м-ний, 1972, № 1, с. 19—30.
81. Роль процессов метаморфизма в формировании медно-никелевых месторождений/В. В. Проскураков, Е. В. Баташев, С. И. Зак и др. — В кн.: Проблемы петрологии. М., Наука, 1981, с. 109—119.
82. Рундквист Д. В., Бергер В. И., Марков К. А. Принципы и методы специального прогнозно-металлогенического анализа. — Сов. геология, 1980, № 5, с. 8—20.
83. Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей. М., Наука, 1965. 168 с.
84. Рудные месторождения СССР/Под ред. В. И. Смирнова. М., Недра, 1974, т. 1, 324 с.; т. 2, 387 с.; т. 3, 466 с.
85. Рудные формации эндогенных месторождений. М., Наука, 1976, т. 1, 343 с.; т. 2, 395 с.
86. Смирнов В. И. Геолого-исторические проблемы источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений. — Геология рудн. м-ний, 1975, № 4, с. 10—16.
87. Смирнов В. И., Дзоцендзе Г. С., Котляр В. Н. Рудоносность вулканогенных формаций и вулканогенные месторождения. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., Наука, 1974, с. 345—353.
88. Смирнова Т. А. Формации хромитовых месторождений. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М., Недра, 1977, с. 3—36.
89. Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979. 191 с.
90. Сопко П. Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. М., Недра, 1971. 255 с.
91. Сопко П. Ф., Серавкин И. Б. Структурные и магматические факторы локализации колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклинория. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. М., Наука, 1978, с. 135—141.
92. Строна П. А. Вулканогенные рудные формации. — Зап. ВМО, 1970, ч. 99, вып. 2, с. 139—154.
93. Татаринов П. М., Строна П. А. Основные особенности месторождений, связанных с вулканогенными формациями. — Зап. ВМО, 1967, ч. 96, вып. 1, с. 3—11.

94. *Таусон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977. 280 с.
95. *Твалчрелидзе Г. А.* О типах колчеданных месторождений и провинций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 5—16.
96. *Терновой В. И.* Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. Л., Изд-во ЛГУ, 1977. 166 с.
97. *Фаворская М. А.* Критерии связи оруденения с субвулканическими и эффузивными породами и методика их изучения. — В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., Недра, 1965, с. 267—290.
98. *Фаворская М. А.* Прогноз при поисках эндогенных рудных месторождений. — Сов. геология, 1981, № 10, с. 20—28.
99. *Федоренко Я. Д.* Рифтовые зоны Земли и связь с ними месторождений полезных ископаемых. — Обзор ВИЭМС. М., 1980. 52 с.
100. *Фролов А. А.* Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., Недра, 1975. 160 с.
101. *Яковлев Г. Ф.* Тектоно-магматическое развитие и колчеданные месторождения Южного Урала. — В кн.: Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 6—44.
102. *Яшина Р. М.* Формационный анализ и систематика естественных ассоциаций щелочных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. 5—23.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора серии	3
Предисловие	5
I. Принципы и методы установления петрологических критериев рудоносности магматических образований (В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева)	8
1. Основные черты рудоносности	—
2. Петрологические процессы, ведущие к образованию рудных концентраций	14
3. Петрологические признаки рудоносности и их оценка	19
4. Формационные исследования при оценке рудоносности	25
II. Петрологические критерии рудоносности магматических образований	38
А. Ультрамафитовые и габбровые интрузивные формации	39
1. Общая характеристика рудоносности формаций (В. Н. Москалева, И. Н. Дагелайская, В. Н. Мошкин, Д. М. Орлов, В. В. Слодкевич)	—
2. Формационная принадлежность комплексов как критерий их потенциальной рудоносности (В. Н. Москалева, И. Н. Дагелайская, В. Н. Мошкин, Д. М. Орлов, В. В. Слодкевич)	41
3. Критерии реальной рудоносности комплексов	63
Хромитоносные комплексы (В. Н. Москалева, В. В. Слодкевич, В. Н. Мошкин)	—
Никеленосные комплексы (Д. М. Орлов, И. Н. Дагелайская)	73
Титаносные комплексы (В. Н. Мошкин, И. Н. Дагелайская)	82
4. Некоторые аспекты соотношения петрогенезиса и рудообразования (В. Н. Москалева, И. Н. Дагелайская, В. Н. Мошкин, Д. М. Орлов, В. В. Слодкевич)	93
Б. Щелочно-ультрамафитовые, щелочно-базальтоидные и щелочно-габбронидные, фанолитовые и нефелин-сиенитовые формации (М. П. Орлова)	98
Щелочно-ультрамафитовые формации	100
1. Общая характеристика рудоносности формаций	—
2. Формационная принадлежность комплексов как критерий потенциальной рудоносности	111
3. Критерии реальной рудоносности комплексов	113
Щелочно-базальтоидные и щелочно-габбронидные формации	118
1. Общая характеристика рудоносности формаций	—
2. Формационная принадлежность комплексов как критерий потенциальной рудоносности	123
3. Критерии реальной рудоносности комплексов	124

Фонолитовые и нефелин-сиенитовые (фойдовые) формации	127
1. Общая характеристика рудоносности формаций	—
2. Формационная принадлежность комплексов как критерий потенциальной рудоносности	136
3. Критерии реальной рудоносности комплексов	137
В. Гранодиоритовые, гранитовые формации и парагенезы гранитовых и липаритовых формаций	140
1. Общая характеристика рудоносности формаций (В. А. Трофимов, В. Н. Мошкин, Л. Н. Шарпенюк, Г. К. Шнай)	—
Гранодиоритовые формации	143
Гранитовые формации	147
Парагенезы гранитовых и липаритовых формаций	151
2. Формационная принадлежность комплексов как критерий их потенциальной рудоносности (В. А. Трофимов, В. Н. Мошкин, Л. Н. Шарпенюк, Г. К. Шнай)	153
3. Критерии реальной рудоносности комплексов (В. А. Трофимов, В. Н. Мошкин, Е. К. Станкевич, Г. К. Шнай)	159
4. Характеристика некоторых рудоносных комплексов (Большой Кавказ) (Е. К. Станкевич)	166
Гранитовая формация. Уллукамский комплекс (Большой Кавказ) (Е. К. Станкевич)	167
Гранит-граносиенитовая, аляскитовая и щелочно-гранитовая формации (Ирбинский массив, Восточный Саян) (Г. К. Шнай)	174
Формация гранитов рапакиви (коростеньский комплекс — Украина, салминский и выборгский — Южная Карелия, бушвелдский — Африка) (В. Н. Мошкин)	181
5. Некоторые аспекты соотношения петрогенезиса и рудообразования (В. А. Трофимов, В. Н. Мошкин, Г. К. Шнай)	188
Г. Базальтовые и андезитовые формации	190
1. Общая характеристика рудоносности формаций (Н. А. Румянцева, А. С. Остроумова)	—
2. Формационная принадлежность комплексов как критерий потенциальной рудоносности (Н. А. Румянцева, Н. С. Чурилин, Е. Е. Порошин, А. С. Остроумова, И. Я. Центр)	204
3. Критерии реальной рудоносности комплексов	211
Состав вулканических комплексов (Н. А. Румянцева)	212
Вулкано-тектонические структуры и вулканические фации (А. С. Остроумова, Н. С. Чурилин)	221
Соотношение вулканических и осадочных пород (И. П. Никольская)	229
Комплексное исследование вулканических образований (на примере Алавердского рудного узла) (А. С. Остроумова, И. Н. Гольинко)	236
Заключение	249
Список литературы	253

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Редактор издательства З. Г. Сегаль
Переплет художника В. Т. Левченко
Технический редактор Н. П. Старостина
Корректор М. И. Витис

ИБ 5161

Сдано в набор 08.02.83. Подписано в печать 25.07.83. М-28043.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага кн.-журн. Гарнитура литературная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 16,25+0,16 вкл. Усл. кр.-отг. 16,41. Уч.-изд. л. 19. Тираж 950 экз.
Заказ № 128/1331. Цена 1 р. 40 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.

4051

НЕДА