

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

РУДОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Pb, Zn, Ag

Sn, W
Ag

Sn, W

Sn

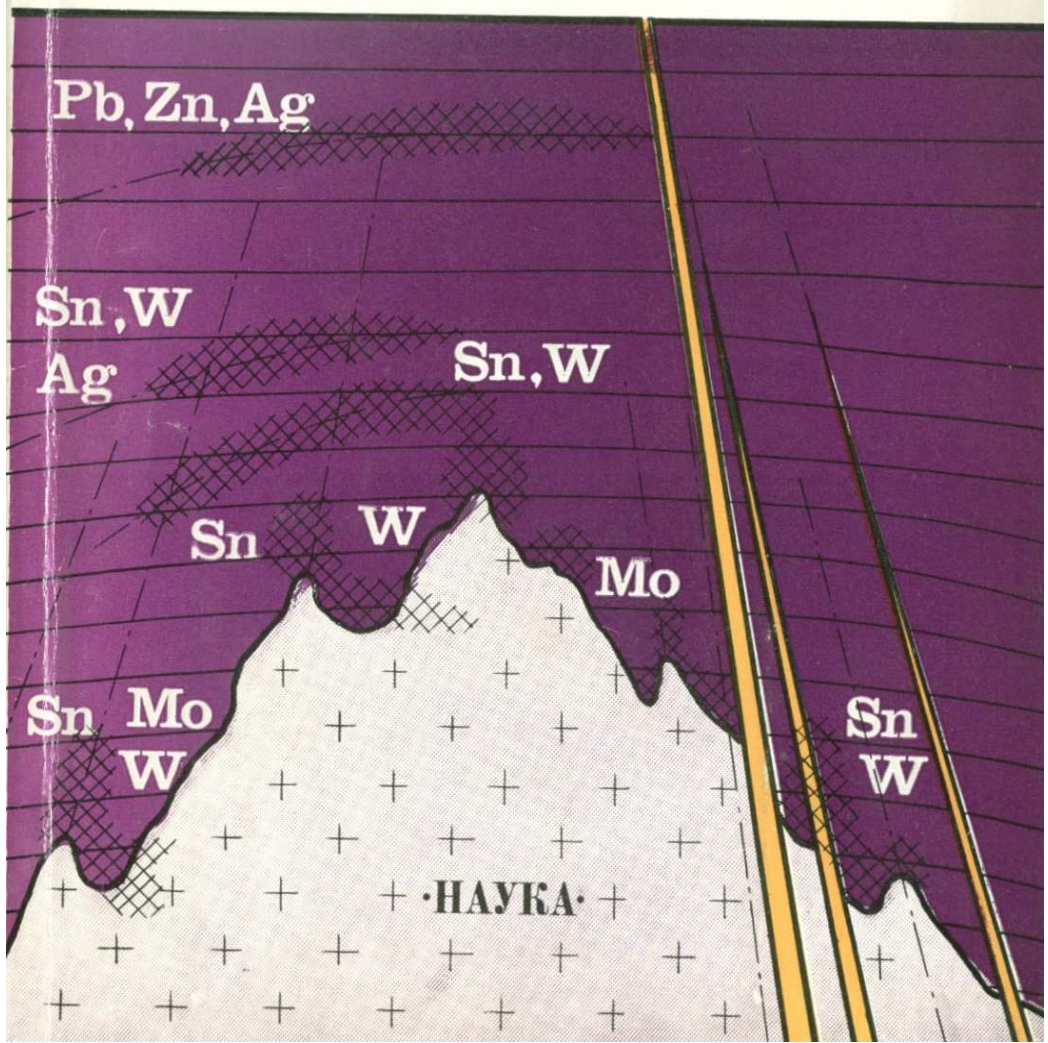
W

Mo

Sn Mo
W

Sn
W

• НАУКА •



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии

РУДОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Ответственные редакторы
доктора геолого-минералогических наук
В. И. КОВАЛЕНКО, О. А. БОГАТИКОВ

5005



МОСКВА «НАУКА»
1988



Авторы:

В. И. КОВАЛЕНКО, М. Г. РУБ, М. А. ОСИПОВ,
Н. Г. ГЛАДКОВ, С. В. ЕФРЕМОВА, П. В. КОВАЛЬ,
А. К. РУБ, М. Д. РЯЗАНЦЕВА,
О. ШЕРХАН, В. М. ЯКИМОВ, В. В. ЯРМОЛЮК

УДК 552.3:553.12

Рудоносность магматических ассоциаций/В. И. Коваленко, М. Г. Руб, М. А. Осипов и др.— М.: Наука, 1988.— 231 с.— ISBN 5-02-002620-4

Рассмотрены различные аспекты проблемы рудоносности магматических пород кислого и среднего состава. Затронуты общие вопросы формирования потенциально рудоносных ассоциаций, намечены критерии их выделения. На примере Приморья показано практическое применение существующих методов выделения таких ассоциаций. Изложены закономерности распространения некоторых типов оруденения, связанного с проявлениями кислого магматизма на территории Монгольской Народной Республики. Дается обоснование механизма одного из типичных случаев реализации потенциальной рудоносности гранитоидов, сопровождающихся оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализацией. Показана роль даек в решении вопросов рудоносности гранитоидов и прогнозирования оруденения.

Предназначена для геологов, петрографов и геохимиков.

Табл. 28. Ил. 30. Библиогр. 228 назв.

Рецензенты:

В. В. Ляхович, А. М. Борсук

Р 1904020000-079
042(02)-88 183-88—1

© Издательство «Наука», 1988

ISBN 5-02-002620-4

ВВЕДЕНИЕ

Петрологи уделяют большое внимание проблеме рудоносности магматических горных пород и их ассоциаций. По проблеме накоплен значительный материал и многие вопросы ясны. Детально изучены петрохимические особенности пород. Это позволяет выделять среди них потенциально рудоносные разновидности. Однако далеко не каждая ассоциация пород, массив, вулканическое образование сопровождаются оруденением. Более того, даже для заведомо рудоносных пород практическая реализация этого качества осуществляется далеко не всегда. Например, для гранитоидов участки рудопроявлений особенно промышленного масштаба обычно являются лишь незначительными точками по сравнению с огромной поверхностью магматических тел или отсутствуют совсем. Следовательно, причины и условия, стимулирующие процессы рудоконцентрирования, возникают достаточно редко. Очевидно, что, кроме потенциальной рудоносности тех или иных магматитов, необходимы дополнительные факторы, способные обусловить развитие процессов рудоотделения и рудоконцентрации. Известное разнообразие месторождений позволяет утверждать, что эти факторы могут быть разными. Все это определяет в качестве наиболее важной задачи петрологов выявление причин, условий, в результате которых потенциальная рудоносность пород реализуется в виде месторождений.

Методы решения этой задачи могут быть разными — от детальных петрографо-петрохимических и геохимических характеристик пород, их геолого-структурного положения до понимания тех физических и физико-химических процессов, которые позволяют увидеть реальные, часто локальные причины и силы, приводящие к процессам отделения рудобразующих флюидов, их перемещения и накопления.

Настоящая работа предпринята с целью показать возможное разнообразие подходов к решению проблемы. В ней затронуты общие вопросы формирования потенциально рудоносных ассоциаций в различных структурных элементах Земли. Намечается большой комплекс критериев такой рудоносности, что должно помочь на первой стадии решения общей проблемы — выделения известных и, возможно, новых рудоносных ассоциаций магматитов.

На примере Приморья показано практическое применение существующих традиционных методов выделения таких ассоциаций на основе их детальных петрографо-геохимических характеристик и анализа положения в структурных зонах региона.

Изложены результаты изучения закономерностей распространения

некоторых типов оруденения, связанных с проявлениями кислого магматизма на территории Монгольской Народной Республики. Эти результаты отражены на приводимой металлогенической карте.

Дается обоснование механизма одного из типичных случаев реализации потенциальной рудоносности гранитоидов, сопровождающихся оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализацией, приуроченной к куполовидным выступам массивов. Показано, что главной причиной рудонакопления в таких структурах являются физико-механические особенности формирования куполов.

Наконец, в качестве еще одного подхода к решению проблемы эндогенного рудообразования с позиций магматической петрологии показано возможное использование для этих целей структурного положения, состава различных даек.

Авторы отдают себе отчет в том, что в работе освещены далеко не все возможные методы и подходы к решению многочисленных вопросов связи эндогенного рудообразования с магматизмом. Описанные примеры призваны побудить исследователей к новым поискам и решениям.

ГЛАВА I

РУДОНОСНОСТЬ КИСЛЫХ И СРЕДНИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОНОСНОСТИ КИСЛЫХ И СРЕДНИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Роль магматизма в эндогенном рудообразовании всегда занимала одно из ведущих положений в ряду различных петрологических исследований, проводимых в СССР.

Эндогенное породообразование и рудообразование — это процессы, связанные между собой во времени и пространстве. Главным рудогенерирующим процессом для эндогенных месторождений является магматизм. Только детальное комплексное изучение магматических и постмагматических образований может определить место рудных процессов в общем ходе развития магматизма, характер связи с ним оруденения и возможные источники рудного вещества.

Большой вклад в исследование проблемы рудоносности кислых и средних магматических пород внесли исследователи СССР и зарубежных стран. Несмотря на то что мы далеки от окончательного решения этой крайне сложной и многообразной проблемы, в настоящее время имеются существенные достижения в области петрологии, геологии рудных месторождений, металлогении и учения о потенциальной рудоносности магматических ассоциаций. Эти достижения приближают нас к созданию общей теории рудогенеза, способной достаточно полно осветить все стороны проблемы рудоносности.

В настоящем разделе мы остановимся на некоторых принципиальных положениях и краткой характеристике рудоносности кислых и средних магматических пород в отношении редких элементов, олова, вольфрама, молибдена, золота, серебра, свинца, цинка и меди. Главное внимание уделяется олову и вольфраму, так как имеющиеся новые материалы свидетельствуют о связи оловорудных и вольфрамовых месторождений одних формаций (касситерит-вольфрамит-кварцевая и грейзеновая) с кислыми, других (касситерит-силикатная, касситерит-сульфидная, скарново-шеелитовая) — со средними породами. Кроме того, на примере редкометалльных оловоносных и вольфрамоносных магматических ассоциаций выявлены критерии их потенциальной рудоносности.

Понятие потенциальной рудоносности магматических ассоциаций подразумевает их способность генерировать в благоприятных тектонических и геологических условиях рудные месторождения. Способность магматических пород генерировать месторождения полезных ископаемых может быть связана непосредственно с концентрированием и соответствующим отделением рудного вещества в процессе образования магматической

породы и ее постмагматической истории. В этом случае говорят о генетической связи оруденения с магматической породой. Возможны и более сложные проявления связи магматизма с оруденением. В частности, магматические породы и рудное вещество могут иметь единый источник, и тогда это — парагенетическая связь оруденения с магматическими ассоциациями. Возможно, что при формировании одних магматических пород происходит мобилизация рудного вещества из других пород, без взаимодействия с которыми рудные месторождения не образовывались бы. Вероятны и другие соотношения между магматическими породами и оруденением. В тех случаях, когда существует пространственная связь между магматической породой и оруденением независимо от генетической или парагенетической связи, по-видимому, можно говорить о позитивной роли магматических пород (совместно с другими факторами) в рудогенезе.

В отличие от прежних представлений [100, 101, 166] авторы настоящего раздела разграничивают понятия «потенциальная рудоносность» и «металлогеническая специализация». Смысл понятия «металлогеническая специализация» определяется статистически выдержанной пространственной и временной связью характерных магматических формаций, их ассоциации, серии, рядов с определенными рудными формациями. Например, можно говорить о металлогенетической специализации на медь, колчеданы, полиметаллы магматических пород офиолитовой ассоциации, поскольку с последними связаны медноколчеданные и полиметаллические месторождения. Металлогеническая специализация на медь, молибден и некоторые другие элементы свойственна известково-щелочным магматическим формациям, на олово, вольфрам, тантал типична для лейкогранитной формации субщелочной и известково-щелочной серий, а на редкие земли и редкие элементы — для щелочных магматических формаций.

Потенциальную рудоносность мы рассматриваем как синоним рудообразующей способности, т.е. способности магматических комплексов концентрировать и отщеплять рудные и летучие компоненты с образованием определенных типов рудной минерализации. Эта способность характеризуется рядом факторов, среди которых большая роль принадлежит составу исходного расплава, который наряду с физико-химическими условиями в значительной мере определяет направленность и относительную роль различных петрогенетических процессов при формировании потенциально рудоносных магматических ассоциаций. В свою очередь, состав исходных расплавов в значительной мере зависит от способа и глубины их генерации и отражается на петрографическом составе возникающих при их кристаллизации пород. Подавляющее большинство советских и зарубежных исследователей рассматривают магматические расплавы как источники флюидов и ряда рудных элементов.

Магматическую природу ряда рудных элементов подтверждают исследования советских вулканологов, показавших наличие этих элементов в эксгаляциях современных вулканов. Кроме того, о магматической природе таких рудных элементов, как Ta, Sn, W, свидетельствует присутствие их в породообразующих и акцессорных минералах гранитоидов. Исследования на электронно-зондовом микроанализаторе показали,

что рудные Ta, Sn, W частично присутствуют в породообразующих и акцессорных минералах в виде изоморфной примеси. Однако главным концентратом рудных элементов являются микровключения рудных минералов. О магматической природе таких рудных элементов, как Sn, Ta, Nb, W, свидетельствует также участие их в процессе дифференциации.

Геолого-петрографическое и петрогеохимическое изучение пород рудоносных магматических комплексов ряда рудных районов СССР и некоторых зарубежных стран свидетельствует о том, что эволюция состава генерировавших их расплавов в значительной степени определялась процессами дифференциации. Влияние процессов дифференциации отражается как в закономерном изменении петрогеохимических особенностей пород последовательно формирующихся фаз и субфаз комплексов, так и в направленной смене состава их породообразующих и акцессорных минералов. Такие же изменения наблюдаются в направлении от глубинных уровней к апикальным частям конкретных интрузивных тел.

Отмеченные изменения состава выражаются в увеличении в поздних дифференциатах рудоносных комплексов и в апикальных частях, составляющих их интрузивных тел содержаний кремнезема, щелочей, в том числе редких, летучих и рудных элементов, с одновременным уменьшением мафических компонентов и магнезиальности пород. Имеющиеся материалы по оловоносным докембрийским гранитоидам Северного Приладожья, ниже-среднепалеозойским гранитам Приханкайского района, верхнепалеозойским гранитоидам Южного Тянь-Шаня и Рудных Гор, меловым гранитоидам Словакии и Дальнего Востока и рудоносным гранитоидам других регионов отчетливо показывают, что различия в содержаниях указанных компонентов в породах ранних и поздних производных комплексов, а также в глубинных и апикальных частях интрузивов могут быть весьма значительными. Их величина коррелируется с уровнем щелочности (особенно калиевой) и обогащенностью исходного расплава летучими, что находит отражение в составе ранних фаз. Например, в докембрийских оловоносных гранитоидах Северного Приладожья содержание ряда элементов повышается в направлении от гранитов первой фазы к гранитам третьей фазы: фтора — от 0,06 до 0,40%, редких щелочей — от тысячных до сотых долей процента, олова — от 8—10 до 25 г/т.

В ниже-среднепалеозойских оловоносных и редкометалльных гранитах Приморья от ранних фаз к заключительной субфазе содержание фтора повышается от сотых долей процента до 0,2—0,4%. В верхнепалеозойских оловоносных гранитах иньельчского комплекса Южного Тянь-Шаня количество некоторых элементов повышается от гранитов первой фазы к гранитам заключительной фазы: фтора — от 0,24 до 0,35%, редких щелочей — от 0,03 до 0,05—0,08%, олова — от 27 до 55 г/т. Приведенные примеры могут рассматриваться как указание на преобладающую роль при формировании оловоносных комплексов эманационной дифференциации.

Содержание щелочных и летучих компонентов в исходном расплаве определяет не только степень накопления и фракционирования различных

(в том числе и рудных) компонентов, но и характер изменения кислотности—щелочности в последовательных его дифференциатах. Это находит отражение в особенностях состава породообразующих и аксессуарных минералов гранитоидов соответствующих фаз и субфаз. Так, в биотитах последовательных фаз внедрения изученных рудоносных гранитоидов содержание фтора повышается от 0,7—1 до 2—3%, олова — от 80—100 до 400 г/т. Одновременно происходит изменение железистости и глиноземистости слюд, указывающее на постепенное поокисление последовательных дифференциатов исходного расплава. В соответствии с этим состав редкоземельных элементов-примесей в аксессуарных апатитах и флюоритах гранитоидов последовательных фаз изменяется в сторону увеличения содержания элементов интрузивной подгруппы.

Задачей дальнейших исследований является выявление признаков потенциальной рудоносности массивов магматических пород. С методической точки зрения для изучения потенциально рудоносных магматических пород необходим выбор модельных геологических объектов (в частности, массивов интрузивных пород), с которыми пространственно связаны интересующие нас месторождения, и после выделения характерных признаков потенциальной рудоносности таких объектов выяснение возможности распространения их на другие геологические объекты изучаемой территории. Главный критерий для выбора модельных потенциально рудоносных массивов магматических пород — выдержанная пространственная связь их с рудными месторождениями. Конечно, для этого необходима классификация потенциально рудоносных массивов магматических пород с четкими критериями выделения каждого подразделения. Такая классификация имеется пока только для отдельных регионов и отдельных металлогенических провинций.

На примере мезозоя Монголо-Охотского пояса (Забайкалье, Монголия) была предложена классификация потенциально рудоносных массивов плутонических пород, разделенных на ряд геохимических типов [76, 82, 95]. Геохимический тип массивов объединяет группу пород, близких по химическому и минеральному составу, распределению редких элементов, поведению петрогенных и редких элементов. Породы одного геохимического типа способны формировать самостоятельные интрузивные массивы с определенным набором поздних интрузивных фаз и постмагматических образований, в том числе и рудных. Каждый из геохимических типов или их определенные сочетания несут строго постоянную металлогеническую нагрузку. Выделены следующие геохимические типы потенциально рудоносных массивов гранитоидов: 1) стандартных гранитов, 2) редкометальных гранитов, 3) пород повышенной щелочности. Типы стандартных и редкометальных относятся к известково-щелочным гранитоидам. Петрохимически и петрографически эти два типа пород бывает практически невозможно отличить. Главные различия их — в распределении редких элементов, концентрация которых в гранитах стандартного типа близка к кларкам и значительно выше кларка в гранитах редкометального типа. Тип массивов редкометальных гранитов является потенциально рудоносным на комплексное редкометальное оруденение (Ta, Rb, Sn и др.), а стандартный — на проявление вольфрама, олова и в меньшей степени тантала. Тип пород повышенной щелочности более

многообразный по разновидностям оруденения. Для территории МНР известны редкометальные, щелочные граниты с оруденением ниобия, циркония, редких земель и некоторых других элементов, а также приповерхностные трахит-латит-сиенитовые ассоциации с редкоземельными карбонатитами и магнетит-апатитовыми породами.

Рудоносные магматические ассоциации латитовой серии (трахиандезит-трахит-монзонит-кварцево-сиенитовые) широко распространены в пределах Тихоокеанского рудного пояса. С этими ассоциациями парагенетически связаны крупные оловянные, вольфрамовые и молибденовые месторождения. Имеющиеся геолого-петрографические и петрогеохимические материалы [47, 168, 196] свидетельствуют о связи этих ассоциаций с глубинным магматическим источником (верхняя мантия). В ряде случаев при формировании этих ассоциаций принимало участие как мантийное, так и коровые образования.

Процессы дифференциации магматических расплавов, способствующие формированию рудоносных магматических ассоциаций, в полной мере еще не расшифрованы. Несомненно, что большую роль в такой дифференциации играют кристаллизационные и эманационные процессы. Важнейшими параметрами этих процессов являются коэффициенты распределения элементов между минералами и магматическими расплавами или сосуществующими флюидами. В качестве примера приведем распределение олова в редкометальных гранитах. Как известно, одним из эмпирических критериев потенциальной рудоносности считается повышенное содержание олова в породе. Для оловоносных редкометальных гранитов это находит свое обоснование в зависимости комбинированного коэффициента распределения олова от содержания этого элемента в породе. Чем выше содержание олова в этих гранитах, тем ниже значение его комбинированного коэффициента распределения и тем в большей степени происходит накопление олова в остаточном магматическом расплаве. Другим критерием потенциальной рудоносности считается накопление рудных элементов в породах поздних фаз конкретных магматических комплексов. При допущении механизма кристаллизационной дифференциации в образовании оловоносных гранитоидных комплексов этот критерий является следствием низких (менее единицы) значений комбинированного коэффициента распределения олова, зависящего от содержания фтора в расплавах. Таким образом, становится понятна положительная роль фтора в генерации редкометального (в том числе оловянного) оруденения, которая является еще одним эмпирическим критерием потенциальной оловоносности гранитоидов.

Эволюция кислых магм, направленная к накоплению фтора, щелочей, бора, воды, благоприятна образованию редкометальных и оловянно-вольфрамовых месторождений. Концентрации рудных элементов способствует длительная дифференциация расплава с прогрессивным накоплением в остаточных магмах и флюидах рудных элементов. При эволюции магм трахиандезит-монзонит-кварцево-сиенитовой (латитовой) ассоциации наряду с фтором большую роль играют хлор и углекислота.

Имеющиеся данные по проблеме потенциальной рудоносности магматических пород показывают большую сложность и многоплановость этой проблемы. Решение ее в полном объеме означало бы разработку общей

теории возникновения и становления магматических пород, взаимодействия магм с вмещающими средами, процессов концентрирования и отделения рудного вещества от магматических систем. Пока к этому можно только стремиться. Важнейшие направления исследования проблемы потенциальной рудоносности магматических пород — следующие.

1. Разработка теоретических основ концепции потенциальной рудоносности, включающей: а) закономерности размещения в пространстве и времени потенциально рудоносных магматических формаций различных структурных элементов земной коры, б) особенности вещественного состава потенциально рудоносных магматических формаций. Всесторонний анализ условий концентрации рудных элементов в магматических формациях.

2. Продолжение исследований по разработке критериев выделения потенциально рудоносных магматических пород.

3. Выявление роли дайковых магматических пород в формировании эндогенного оруденения.

4. Изучение процессов теплообмена в магматических системах и его роли в процессе дифференциации, отделения и миграции рудообразующих компонентов от магматических систем.

5. Выявление положения потенциально рудоносных магматических формаций в схемах магматизма различных геодинамических режимов.

6. Выявление источников рудного вещества и путей образования потенциально рудоносных магматических формаций.

РУДОНОСНОСТЬ КИСЛЫХ И СРЕДНИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУР ЗЕМЛИ

Зоны перехода океан—континент

Островные дуги. Все эндогенные месторождения островных дуг по условиям образования и связи с различными типами пород можно разделить на две группы [35]: к первой относятся месторождения, возникшие в океанической коре или верхней мантии и входящие в состав офиолитов, ко второй — месторождения, возникшие в собственно островодужных условиях и связанные с кислыми и средними породами.

По мере развития островных дуг толеитовый магматизм постепенно сменяется известково-щелочным. При этом значительно возрастает роль плутонических образований среднего и кислого состава, входящих обычно в состав вулканоплутонических ассоциаций.

Г. М. Власов [31] одним из первых подчеркнул, что особенности размещения оруденения в современных островных дугах северо-западной части Тихого океана хорошо согласуются с эволюцией процессов магматизма и рудообразования во времени и пространстве. Происходит уменьшение их глубинности, переход от подземного вулканизма к наземному, изменяется состав магматических формаций и их размещение по латерали. Эволюцией во времени обусловлены смена колчеданных руд колчеданно-полиметаллическими (с Cu, Pb, Zn, Ag и Au) в месторождениях типа Куроко, формирование полиметаллических месторождений жильного типа, серебряных, мышьяково-сурьмяно-ртутных, серно-

колчеданных проявлений. Латеральной изменчивостью (предопределенной увеличением мощности земной коры в тыловых зонах островных дуг) обусловлено возникновение комплексных медно-полиметаллических с Sn, W, Ag, Au, Sb, Hg прожилково-вкрапленных кварц-молибденовых, молибден-медных, олово-сульфидных и других рудопроявлений и месторождений.

В зрелых и развитых островных дугах, как и на активных окраинах континентов андийского типа, широко развито медно-порфировое, медно-молибденовое и медно-серебряное оруденение, приуроченное к поясам распространения средних и кислых магматических пород. Обычно месторождения и рудопроявления размещаются в апикальных частях интрузивных тел, входящих в состав вулканоплутонических ассоциаций. На месторождениях Мамут в Сабахе и Ок Теди на Новой Гвинее установлено присутствие миоценовых и более молодых рудных тел во вмещающих гранодиоритовые интрузивы андезитовых и дацитовых лавах, что свидетельствует о наличии мощной эффузивной «покрышки» над интрузивными телами, способствующей локализации оруденения в экзоконтактных зонах последних.

Медно-порфировое оруденение известно и в Центрально-Камчатской металлогенической зоне, где оно локализуется в полосе меловых кремнисто-вулканогенных пород (месторождение Петропавловской, Тымантской, Крутогорской групп). Рудные залежи с борнитом, халькопиритом, пиритом располагаются в местах пересечения разломов, в центральных частях кольцевых вулканоструктур и сопровождаются ореолами калишпатизации, альбитизации, биотитизации и пропилитизации.

А. А. Цветков отмечает, что многие известково-щелочные вулканические центры и связанная с ними медно-порфировая минерализация контролируются одними и теми же зонами нарушений.

Кварц-молибденитовая минерализация на Камчатке и в Японии встречается обычно вблизи выступов метаморфических пород, интродированных молодыми гранитоидами. Рудные тела наблюдаются либо непосредственно в интрузивных породах, либо на контакте с ними во вмещающих породах, которые окварцованы, серицитизированы, грейзенизированы и часто содержат рассеянную вкрапленность молибденита. Кроме молибденита, в рудных телах присутствуют халькопирит, пирит, иногда магнетит и арсенопирит. Многочисленные проявления молибденитовой минерализации в виде прожилков кварц-слюдисто-молибденитового состава, принадлежащие сольфатарно-молибденитовому типу, обнаружены на островах Большой Курильской гряды [145].

В островных дугах и активных окраинах континентов распространены два типа золоторудных месторождений и рудопроявлений. Это кварц-золотоносные жилы, связанные с гранодиоритовыми массивами, и золото-рудные проявления в андезитовых вулканитах и монцититовых интрузивных телах. Месторождения первого типа известны на Востоке СССР. Золоторудная минерализация второго типа отмечается в нижнекайнозойских пропилитизированных андезитовых и дацитовых лавах на мысе Хаураки в Новой Зеландии.

Золоторудное месторождение Ватукоула на о-вах Фиджи размещено в брекчированных андезитах плиоцена в зоне их пересечения прикаль-

дерными разломами. Заполнение кальдеры осадками и лавами андезитов сопровождалось внедрением в них трахиандезитовых и монцититовых куполов, в процессе становления которых происходило образование сульфидов и теллуридов золота. Среди наиболее широко распространенных и лучше всего изученных рудных месторождений, развитых в зрелых островных дугах, нужно назвать месторождения массивных сульфидных руд типа Куроко, впервые выделенные в Северо-Восточной Японии. Они ассоциируют преимущественно с вулканогенно-осадочными обломочными дацитовыми, реже андезитовыми образованиями, формирующимися в прибрежно-морских условиях.

В районе Косака [35] рудные тела расслоены вертикально, причем верхние пласты, обогащенные цинком, имеют черный цвет (Куроко), тогда как нижние, бедные цинком, окрашены в желтый цвет. Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и минералы группы тетраэдрита. Обычно эти руды рассматриваются как вулканогенно-эксталяционные, возникшие на заключительных этапах вулканических извержений.

Гидротермальной активности обычно предшествуют фреатические извержения, сопровождающие внедрение дацитовых куполов и излияния лав аналогичного состава, в результате чего образуются толщи литифицированных дацитовых туфов. Ритмическая слоистость в верхних частях рудных тел указывает, по мнению А. А. Цветкова, на сингенетическое происхождение по крайней мере части рудного вещества.

На Курильских островах самая многочисленная группа месторождений сульфидных руд относится к медно-полиметаллическому типу, например рудопоявления Валентиновское, Филатовское, Спиридоновское и др. (о-в Кунашир), ряд проявлений на о-ве Уруп, минерализованные зоны с халькопиритом и сфалеритом на о-вах Симушир, Парамушир и др. Температурный диапазон рудопоявлений от 400 до 150° С. Высокотемпературные минеральные ассоциации обычно связаны с гранитоидными интрузиями [35]. Полиметаллическая минерализация на Курильских островах представлена несколькими рудопоявлениями: Докучаевским (о-в Кунашир), Чистореченским (о-в Итуруп), Туманным (о-в Уруп). В отличие от медно-полиметаллических месторождений в рудных жилах здесь преобладает сфалерит и галенит.

Медно-колчеданный тип месторождений развит на о-вах Кунашир и Уруп. Оруденение сопровождается пропиловыми и кварц-серицитовыми изменениями и относительно слабой адуляризацией пород. Этот тип минерализации, несмотря на некоторое своеобразие, сопоставим с медно-порфировым типом оруденения.

Месторождения типа Куроко, по-видимому, широко распространены в орогенических поясах современных континентов, встречаясь в палеоостровных дугах.

По мере увеличения мощности гранито-метаморфического слоя в структуре островных дуг на зрелых этапах их развития значительно возрастает роль кислого интрузивного магматизма. При этом наряду с мантийными расплавами существенное значение приобретают анатектические коровые кислые магмы, с которыми связаны многие гранитофильные рудные месторождения [184]. Типичным представителем месторожде-

ний этого типа являются оловянные, вольфрамовые и висмутовые месторождения, ассоциирующие с гранитами.

Оловянная минерализация в островных дугах проявлена слабо. Чаше всего олово встречается в рудах комплексных месторождений типа Икуно-Акенобе, Ашио и др. В этих месторождениях олово наблюдается совместно с вольфрамом, медью, полиметаллами, золотом и серебром.

В последние годы олово-полиметаллическое оруденение, связанное с кварцевыми диоритами и экструзивными телами кварцевых порфиров натриевого ряда, обнаружено на о-вах Итуруп и Кунашир [35]. Касситерит наблюдается в зонах метасоматического окварцевания и кварц-сульфидных прожилках в апикальных частях отдельных интрузий диоритов и гранодиоритов. В рудных жилах совместно с галенитом и сфалеритом присутствует станный.

Повышенное содержание олова установлено в зонах пропилитизации и пластовых телах пропилитов и вторичных кварцитов в Центрально-Камчатском вулканическом поясе. Рудоносные метасоматиты залегают среди миоценовых андезитов, дацитов и их туфов, а также субвулканических тел дацитов, риолитов и даек диоритов. Олово обычно концентрируется в сульфидах (пирите) из метасоматических зон, кварц-адуляровых жил, интрузивных и экструзивных пород.

В отношении ртутных месторождений необходимо отметить, что вопрос о связи ртутной минерализации с магматическими образованиями является дискуссионным. Месторождения киновари и самородной ртути известны на Филиппинах, в Японии, в Новой Зеландии, в то время как в островных дугах, находящихся на более ранних этапах развития, они неизвестны. Большинство месторождений расположено вблизи активных кайнозойских вулканических центров и тяготеет к глубинным разломам.

Ртутоносные зоны Тагильская, Среднекамчатская, Северо-Камчатская совпадают по времени формирования и пространственно с кайнозойскими вулканическими поясами. В Тагильской рудной зоне, которая протягивается на 200 км вдоль западного побережья Камчатки, большинство ртутных месторождений приурочено к горст-антиклинальным и антиклинальным структурам, прорванным субвулканическими телами и дайками базальтов, андезитов и риолитов [35]. В четвертичных вулканических породах ртуть фиксируется в основании, у подножия вулканов и отлагается в виде киновари в ряде термальных источников (Узон и др.).

Краевые магматические пояса. Формирование Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулканического пояса происходило в течение поздней юры—палеогена, при этом возникновение Восточно-Китайского и Южно-Корейского поясов приходится на позднюю юру—мел, а Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского — на мел + палеоген [35]. Основная металлогеническая специфика окраинно-континентальных вулканических поясов связана с размещением в их пределах Au—Ag, Sn, Cu—Mo, Hg—Sb, алюмо-кварцевой и флюоритовой минерализации.

Касаясь соотношения рудной минерализации с магматическими породами, можно отметить, что, по данным В. Г. Хомича [208], золото-полиметаллическое, золото-серебряно-теллуридное оруденение парагенетически связано с эффузивно-экструзивными и субвулканическими

телами среднего и основного состава. Серебряно-золотые, золото-селенидо-серебряные и серебряные с золотом месторождения и рудопроявления ассоциируют с соответствующими образованиями кислого состава с высоким содержанием калия.

Вблизи рудоносных жил и прожилков (в зависимости от состава вмещающих пород) наблюдаются ореолы пропилитизации, гидрослюдизации, аргиллизации, сульфидизации, окварцевания, иногда адуляризации.

Наиболее интересные в практическом отношении золото-серебряные месторождения наблюдаются обычно во внешних, фланговых и периферических частях поясов вулканогенов в тесной связи с поднятием фундамента.

В качестве примера приведем серебряное месторождение, приуроченное к длительно формировавшемуся купольному поднятию, расположенному в одном из внутриконтинентальных ответвлений пояса. Фундамент прогиба сложен терригенными отложениями верхоянского комплекса. В строении рудного поля принимают участие сложно переслаивающиеся осадочные и вулканогенные (эффузивно-пирокластические, экструзивные, субвулканические) образования мелового возраста кислого состава, которые прорываются невадитовыми гранит-порфирами и гранитами, залегающими на глубине свыше 1 км от современной поверхности. Минерализованные зоны и жилы наблюдаются в нижнемеловых вулканогенных породах. В составе руд, возникающих в течение нескольких стадий, продуктивны две минеральные ассоциации: кварц-хлорит-адуляровая и кварц-родонит-родохрозитовая. Главные рудные минералы — аргентит, самородное серебро, кустелит, электрум, галенит, сфалерит. Это месторождение парагенетически связано с нижнемеловой существенно калиевой риолит-кварцево-сиенитовой вулcano-плутонической ассоциацией. Ряд других серебряных, оловянных и оловянно-серебряных месторождений парагенетически связан с верхнемеловой риолит-гранитной ассоциацией.

Имеющиеся материалы по магматическим и постмагматическим образованиям краевых поясов свидетельствуют о том, что в районах с широким распространением пород фундамента в ассоциации с гранитоидами встречаются золото-кварцевые, золото-висмутовые, золото-теллур-висмутовые месторождения.

Кроме золото-серебряных, серебряных и оловянно-серебряных месторождений, в окраинно-континентальных вулканических поясах встречаются вольфрамовые, колчеданные, полиметаллические, молибденово-медные и флюоритовые месторождения.

Полиметаллические, серебро-полиметаллические месторождения известны во внешних частях Восточно-Сихотэ-Алинского (Дальнегорский, Ольгинский районы), Южно-Корейского и Восточно-Китайского поясов. В пределах Южно-Корейского пояса жильные месторождения свинца и цинка, расположенные среди андезитов или кремнистых сланцев позднего мела, ассоциируют с гранитами [35]. Полиметаллические и колчеданные рудопроявления широко развиты в мощных пропиловых зонах Восточной и Западной Чукотки.

Молибденово-медные рудопроявления и месторождения прожилково-вкрапленного (порфиривого) типа, ассоциирующие с вулcano-плутоническими образованиями кислого и среднего состава, известны в

Центральной Чукотке, Юго-Восточном Китае, Юго-Восточной Корее и др. [35]. Перспективы Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотско-Чукотского поясов в этом отношении оценены еще недостаточно. Однако уже сейчас в этих регионах обнаружено большое число рудоносных зон.

Наиболее изучена молибденово-медно-порфировая минерализация Олойской зоны, где обнаружено несколько месторождений и рудопроявлений. Оруденение сосредоточено в линейных штокверковых зонах протяженностью до 5—6 км и шириной 0,6—2 км. Оно представлено кварц-сульфидными, реже кварц-микродлин-сульфидными и кварц-кальцит-сульфидными прожилками с вкрапленностью пирита, халькопирита, молибденита, магнетита, а также халькозина, борнита, пирротина, арсенопирита, висмутина, галенита, сфалерита и др. Изменения в пределах минерализованных зон выражаются в калишпатизации, окварцевании, биотитизации, пропититизации, аргиллитизации пород. Месторождения парагенетически связаны с габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-монзонит-сиенитовыми ассоциациями.

Флюоритовая минерализация также широко распространена в окраинно-континентальных вулканических поясах и по их обрамлению [215]. Крупные месторождения флюорита, залегающие среди эффузивных пород, известны в Восточно-Китайском поясе (Восточно-Чжецзянский рудный район и др.). Кварц-флюоритовые жильно-метасоматические зоны, сопровождающиеся вкрапленностью пирита, халькопирита и галенита, приурочены к системам разноориентированных разломов, зонам дробления и брекчирования пород. Оруденение пространственно связано с экстрезивными и субвулканическими телами гранит-порфиров и щелочных сиенитов.

В пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса с меловыми интрузивно-экструзивными образованиями кислого состава парагенетически связаны Якутинское, Тисовое и другие рудопроявления. В центральной части вулканогенного пояса (левобережье р.Аввакумовки) среди верхнемеловых вулканических пород кислого состава выявлено несколько сближенных флюоритовых жильно-метасоматических зон мощностью до 40 м и протяженностью до 3 км.

Флюоритовая минерализация установлена также в различных районах Охотско-Чукотского пояса. Большое количество комплексных редкометалло-флюоритовых, флюоритосодержащих оловянно-вольфрамовых месторождений выявлено во внешних и периферических частях окраинно-континентальных вулканических поясов [35].

Рудоносность кислых и средних пород складчатых поясов

На геосинклинальной стадии кислые и средние магматические породы пользуются ограниченным распространением. Среди кислых и средних пород этой стадии можно выделить кислые дифференциаты габбро-плагиогранитных и габбро-кварцево-сиенитовых ассоциаций, с которыми связаны контактово-метасоматические месторождения железа. Породы этих ассоциаций и сопровождающие их железорудные месторождения широко развиты на Урале. К этому типу относятся месторождения гор Магнитной, Высокой, Благодать. Месторождение горы Магнитной связано с ранневарийским (досреднекаменноугольным) Гумбейско-

Магнитогорским интрузивным комплексом, в составе которого преобладают гранодиориты, кварцевые сиениты и граниты, месторождения гор Высокой и Благодать — со значительно более ранним досреднедевонским Тагило-Кувшинским комплексом, наиболее кислые дифференциаты которого представлены сиенитами. С этими же ассоциациями парагенетически связаны контактово-метасоматические месторождения меди, например месторождения Турьинских рудников.

Вопрос о соотношении колчеданных месторождений с магматическими ассоциациями дискуссионный. Т. И. Фролова, И. А. Бурикова [204] указывают на связь колчеданных месторождений с вулканическими формациями, в состав которых входят кислые породы, находящиеся в тесной ассоциации с базальтами. По их данным, процесс концентрации рудного вещества зависит от процессов эволюции эндогенных базальтовых магм. При этом происходит мобилизация корового вещества в результате либо палингенного плавления, либо ассимиляции, конечный результат которой — появление кислых пород. Одновременно имеет место концентрация рудного вещества. Этим и объясняется связь колчеданов с кислыми вулканитами. По мнению упомянутых авторов, наиболее устойчивым признаком, обуславливающим потенциальную возможность формирования колчеданных месторождений, является состав глубинных флюидов, сопряженных с магнообразованием, закономерно изменяющийся по мере развития геосинклиналей.

На орогенной стадии широко развиты гранодиоритовые ассоциации, с которыми парагенетически связаны медно-порфировые месторождения. К позднеорогенной и посторогенной стадиям относится формирование кислых и средних магматических пород, сопровождающихся редкометальным, оловянным, вольфрамовым, молибденовым, серебряным оруденением.

В этом достаточно обширном ряду магматических ассоциаций отчетливо намечаются две различающиеся по геолого-тектоническому положению группы. Первая группа включает рудоносные гранитоиды, появляющиеся на орогенном этапе разновозрастных складчатых областей. Она представлена гипабиссальными, реже мезоабиссальными массивами пород нормального и щелочноземельного рядов. Среди них преобладают биотитовые и лейкократовые граниты, сопровождающиеся рудоносными пегматитами, грейзенами, проявлениями касситерит-кварцевой, вольфрамит-кварцевой, молибденит-кварцевой и реже касситерит-силикатной (иногда с небольшим количеством сульфидов) рудными формациями, обычно не дающими крупных месторождений.

Вторая группа рудоносных магматических ассоциаций обнаруживает явную связь с процессами тектоно-магматической активизации. Она объединяет гранитоиды, обнаруживающие более широкие вариации состава, фаций глубинности и типов ассоциирующего с ними оловянного, вольфрамового, молибденового оруденения. Эти вариации, на наш взгляд, связаны с многообразием особенностей строения подвергшихся активизации структур. Так, рудоносные гранитоиды, возникшие при активизации срединных массивов и кристаллических щитов, как правило, характеризуются лейкократовым обликом и преобладанием пегматитовых и кварцевых типов редкометальной минерализации. В благоприятной среде возни-

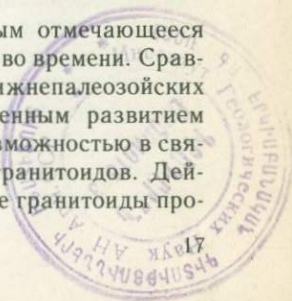
кают скарны, на которые накладывается более позднее оруденение других генетических типов (Ханкайский массив, Северное Приладожье). В случае сопряжения интрузивного и эффузивного магматизма на средних массивах типа Бурейского могут возникать рудоносные вулканоплутонические ассоциации и появляться близповерхностные проявления деревянистого олова.

Еще большее разнообразие состава рудоносных гранитоидов и типов минерализации отмечается при активизации складчатых областей. При тектоно-магматической активизации структур ранней консолидации в связи с продолжающимся развитием таких областей возникают как рудоносные комплексы лейкогранитов и аляскитов (Казахстан, Сарыджазский район Киргизии и др.), так и сопровождающиеся оруденением гранитоиды монцитонитовидного и сиенитового рядов (Западный Узбекистан, Гиссар, Приморье и др.). С комплексами нормального ряда в данном случае ассоциирует оруденение тех же формационных типов, которые сопровождают орогенные гранитоиды, однако масштабы его значительно больше, как это отмечается, например, для верхнепалеозойского оруденения раннегерцинских и каледонских структур Центрального Казахстана и Средней Азии. С гранитоидами монцитонитовидного и сиенитовидного рядов связаны шеелитоносные (Средняя Азия, Приморье и др.) и оловорудные (Киргизия и др.) скарны, а также касситерит-силикатное, реже касситерит-сульфидное оруденение. Наконец, при активизации областей завершённой складчатости среди рудоносных гранитоидов ведущее значение приобретают комплексы пестрого состава, нередко обладающие признаками субвулканических образований и являющиеся интрузивными членами вулканоплутонической ассоциации. Они сопровождаются наиболее перспективными в настоящее время касситерит-сульфидным (преобладает) и касситерит-силикатным типами оруденения. Преимущественное развитие их в пределах Тихоокеанского пояса и определяет высокую оловяноность востока азиатской части СССР.

Намечающаяся, таким образом, более высокая степень рудоносности гранитоидов, формирующихся в связи с тектоно-магматической активизацией, позволяет заключить, что наиболее благоприятные условия для дифференциации и отложения рудных компонентов возникают в обстановке возобновления тектонических движений и магматизма в пределах относительно стабильных структур земной коры. Роль активизации подчеркивается еще и тем, что в большинстве районов рудоносные гранитоиды появляются в ходе развития региона неоднократно, однако промышленное оруденение сопровождает обычно лишь наиболее молодые комплексы, особенно локализованные в геоантиклинальных поднятиях и в блоках, представляющих выходы геосинклинального этажа соответствующих складчатых зон.

Исходя из изложенного выше, становится понятным отмечающееся распределение оловянного и вольфрамового оруденения во времени. Сравнительно слабая рудоносность докембрийских и нижнепалеозойских образований может быть объяснена крайне ограниченным развитием и слабой дифференциацией стабильных структур и невозможностью в связи с этим появления значительных масс рудоносных гранитоидов. Действительно, в пределах СССР олово- и вольфрамоносные гранитоиды про-

5005



явлены крайне ограниченно, а перспективные ресурсы оловянных руд докембрия составляют лишь 1,4% [114]. Незначительна (3,3%) и доля промышленного оловянного оруденения докембрийского тектоно-магматического цикла в других странах мира [73]. Примерно такие же соотношения намечаются и для вольфрамовых руд докембрийского возраста.

В более поздние эпохи геологической эволюции Земли по мере проявления последовательных этапов складчатости и орогенеза консолидированные структуры приобрели более широкое развитие, а их активизация, совпадающая по времени с основными этапами развития областей герцинской и мезозойской складчатости, привела к формированию подавляющего большинства оловорудных и вольфрамовых месторождений СССР. Эта закономерность выдерживается и в планетарном масштабе. Так, по данным В. А. Евстрахина [58], 85% общих запасов оловянных руд капиталистических стран сконцентрированы в месторождениях, сформировавшихся в период от верхнего палеозоя до третичного времени (320—40 млн. лет). При этом для большинства рудных районов между проявлением складчатости и формированием оруденения устанавливается временной разрыв, который, например, в Бирманско-Малайско-Индонезийском оловорудном поясе достигает 100 млн. лет.

Различия геолого-тектонических условий формирования рудоносных ассоциаций, возникающих на орогенном этапе развития геосинклинально-складчатых областей и при активизации относительно консолидированных структур и блоков, оказывают влияние на характер их вещественного состава. Несомненно, что одной из основных причин разнообразия состава потенциально рудоносных магматических ассоциаций выделенных двух групп является участие в магмообразовании вещества различных уровней глубинности. Однако степень влияния этой причины на особенности состава каждой группы рудоносных магматических ассоциаций может быть выявлена только при детальном изучении этих ассоциаций в конкретных рудных районах.

Рудоносность кислых и средних пород зон активизации

С кислыми и средними магматическими ассоциациями, формирующимися в связи с процессами тектоно-магматической активизации, генетически или парагенетически связаны наиболее интересные оловорудные, вольфрамовые, редкометальные (Ta, Nb и др.), молибденовые, полиметаллические, флюоритовые и другие месторождения. Об этой связи свидетельствуют подробно рассмотренные рядом исследователей, в том числе и авторами, структурно-геологические, минералого-петрографические и петрохимические критерии [6, 46, 76, 101, 157, 163, 166, 168].

Не останавливаясь на описании упомянутых критериев, отметим, что характер связи месторождений разных генетических типов с магматическими образованиями различен. Отделение рудоносных растворов от магматических расплавов происходило неоднократно как после излияния эффузивов, так и после образования интрузивных пород различных фаз и субфаз. Однако если редкометальные и оловянно-вольфрамовые месторождения грейзеновой и вольфрамит-касситерит-кварцевой формаций обычно связаны с гранитами заключительных фаз рудоносных комплексов

генетически, то оловорудные месторождения касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной формаций и вольфрамовые месторождения скарново-шеелитовой формации — с трахиандезит-монцонит-гранитными (латитовыми) ассоциациями парагенетически. Они образуются после формирования наиболее поздних магматических проявлений и возникают за счет растворов, являющихся дериватами остаточного магматического расплава, насыщенного летучими компонентами и рудными элементами.

Подавляющее большинство оловорудных, вольфрамовых и молибденовых месторождений всего мира во времени и пространстве ассоциирует с гранитоидными или монцонитоидными плутоническими или вулканоплутоническими образованиями. Так, оловорудные месторождения Индонезийско-Бирманско-Малайского пояса связаны с мезозойскими биотитовыми и двуслюдяными гранитами, оловорудные месторождения Рудных Гор (ЧССР и ГДР) — с верхнепалеозойскими протолитионитовыми гранитами, оловорудные месторождения Китая — с мезозойскими тяньшаньскими гранитами, мексиканские оловорудные месторождения — с третичными кислыми вулканоплутоническими образованиями. В СССР наиболее крупные оловорудные месторождения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций (Комсомольский, Кавалеровский, Красноармейский и другие районы) связаны трахиандезит-монцонит-гранитной (латитовой) вулканоплутонической ассоциацией. Оловорудные месторождения касситерит-кварцевой формации в СССР, так же как и в зарубежных странах, связаны с интенсивно дифференцированными комплексами существенно калиевых биотитовых гранитов.

Возраст оловоносных магматических ассоциаций и сопровождающих их месторождений колеблется в широких пределах — от докембрия (1650—1450 млн. лет.) до неогена (20 млн. лет). Однако распространенность этих ассоциаций и практическое значение сопровождающих их месторождений различны. Наиболее широко распространены и наиболее практическое значение имеют мезозойские — верхнемеловые и палеогеновые.

Наиболее продуктивные гранит-лейкогранитные и монцонит-гранитные ассоциации, с которыми генетически и парагенетически связаны вольфрамовые месторождения, связаны с процессами тектоно-магматической активизации.

Так, по формационной систематике вольфрамовых месторождений, предложенной Ф. Р. Апельциным и др. [5], наиболее интересные в практическом отношении вольфрамовые месторождения олово-вольфрам-грейзеновой и молибден-вольфрам-грейзеновой формаций (месторождения Спокойное, Шумиловское, Акчатау, Караоба и др. — СССР; Югодзыр — МНР; Пяотан, Таппип — Юго-Восточный Китай; Букит-Туман — Индонезия, и др.) генетически связаны с редкометальными гранитами и гранитами лейкогранитной формации. Месторождения молибден-вольфрамово-скарновой (Чарух-Дайрон и др. — СССР; Сандонг — КНДР; Кенг-Айленд — Австралия; Ханподи, Иню — КНР) и сульфидно-вольфрамовой скарново-грейзеновой (Восток-2, Лермонтовское, Агылкинское — СССР; Хуань-Юшуань, Чен-Чан — КНР; Чпуауа и др. — Мексика) формации ассоциируют с гранодиорит-гранитными и монцонит-гранитными ассоциа-

циями. Возраст вольфрамоносных магматических ассоциаций и сопровождающих их месторождений, так же как и оловорудных, колеблется в широком диапазоне. Однако наибольшее практическое значение имеют месторождения верхнепалеозойского и мезозойского возраста.

С широко распространенными в пределах Тихоокеанского пояса риолит-гранитными существенно калиевыми вулcano-плутоническими ассоциациями парагенетически связаны крупные серебряные месторождения мезозойского (мелового) возраста.

Подавляющее большинство советских и зарубежных исследователей рассматривают магматические расплавы как источник рудных флюидов и таких элементов, как олово, вольфрам, молибден, серебро и др. При этом большинство исследователей, в том числе и авторы настоящего раздела, считают, что оловянные и вольфрамовые месторождения связаны как с магматическими коровыми гранитоидными ассоциациями, так и с плутоническими и вулcano-плутоническими ассоциациями трахиандезит-монзонит-гранитного (латитового) состава, имеющими более глубинный источник (нижние части коры или верхняя мантия). Это подтверждается проведенным изучением изотопного состава стронция в верхнемеловой латитовой вулcano-плутонической (Березовской) ассоциации Приморья, с которой парагенетически связана олово-сульфидная минерализация [47]. В породах Березовской вулcano-плутонической ассоциации величина первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ мало меняется и соответствует 0,7045—0,7053, что позволяет говорить о мантийном источнике исходного для этой ассоциации расплава. Наиболее вероятный его источник — сравнительно обогащенные калием и некогерентными элементами зоны мантии. В ряде случаев монзонит-гранитные ассоциации, с которыми ассоциируют крупные вольфрамовые месторождения скарново-грейзеновой формации, имеют смешанный источник. Так, соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в калиевых гранодиоритах, с которыми парагенетически связаны крупные шеелитовые месторождения, равно 0,706. Эти цифры находятся за пределами области мантийных значений, но низкие для коровых образований. Геолого-петрографические и геохимические данные [168] позволяют предположить, что первичный расплав имеет подкоровое происхождение и был контаминирован на верхних уровнях коры.

В потенциально рудоносных магматических ассоциациях, с которыми генетически или парагенетически связаны редкометалльные, оловянные, вольфрамовые и молибденовые месторождения, состав магматических флюидов наследуется постмагматическими растворами.

По данным В. Б. Наумова, при температуре 750—550° С возможно совместное сосуществование как силикатных расплавов, так и гидротермальных растворов. Реальность этого подтверждается нахождением в минералах гранитов и пегматитов сингенетичных первичных расплавных и флюидных включений.

Полученные нами новые материалы свидетельствуют о длительности формирования потенциально вольфрамоносных и оловоносных магматических, в том числе и вулcano-плутонических, комплексов и сопровождающих их постмагматических образований. Температура магматического кварца риолитов и гранитов колеблется по данным изучения расплавных включений от 1100 до 700° С. Это позволяет предполагать, что магмати-

ческие расплавы поднимались с более глубоких частей в более высокие горизонты земной коры и образовывали промежуточные магматические очаги.

Изучение расплавных и газовой-жидких включений потенциально рудоносных вулканоплутонических комплексов показало, что в кварцах риолитов и гранитов, которые не сопровождаются крупными месторождениями, расплавные включения почти не изменены, газовой-жидких включений в них мало. В продуктивных вулканоплутонических ассоциациях, сопровождающихся крупными месторождениями, наряду с расплавными включениями много газовой-жидких включений, а расплавные включения сильно изменены под влиянием газовой фазы. Это подтверждает вывод Л. В. Таусона [195], авторов и других исследователей о большой роли газовой фазы при формировании потенциально рудоносных магматических комплексов и сопровождающих их постмагматических образований.

Рудоносные граниты редкометального и стандартного геохимических типов появляются обычно при активизации блоков с мощной континентальной корой, в то время как рудоносные трахиандезит-монцонит-гранитные (латитовые) ассоциации — второй генетический тип — возникают при тектоно-магматической активизации консолидированных блоков с корой переходного типа.

Приуроченность к блокам с различным строением земной коры и определяет минералогическую-петрографическую, петрохимическую и геохимическую особенности каждой рудоносной ассоциации [168].

Так, в первом генетическом типе эффузивные члены представлены риолитами, риодацитами или онгонитами, а интрузивные — гранодиоритами и разнообразными гранитами. Во втором типе наряду с риолитами в эффузивах установлены шохониты, трахиандезиты, трахиты и трахибазальты, а в комагматичных им интрузиях — монцониты, кварцевые сиениты и граниты.

Естественно, что два рассмотренных генетических типа магматических ассоциаций различаются по составу и количественному содержанию породообразующих минералов, что и определяет название пород. Однако наибольший интерес представляют отличия в составе некоторых одноименных породообразующих и акцессорных минералов, являющихся индикаторами генезиса и рудоносности рассматриваемых пород [168]. Существование двух генетических типов рудоносных магматических ассоциаций, возникших за счет разноглубинных расплавов, позволяет говорить о разноглубинном источнике связанных с ними оловянных и вольфрамовых месторождений.

Выявленные геолого-петрографические и петрогеохимические особенности потенциально рудоносных в отношении редких металлов, олова, вольфрама и других элементов магматических ассоциаций могут быть использованы как главные петрологические критерии при поисках соответствующих месторождений.

НАИБОЛЕЕ ПРОДУКТИВНЫЕ АССОЦИАЦИИ КИСЛЫХ И СРЕДНИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ИХ РУДОНОСНОСТИ

Литературные данные и материалы авторов показали более высокую степень рудоносности магматических ассоциаций, формирующихся в связи с процессами тектоно-магматической активизации обстановки монголо-охотского типа, активных окраин континентов, вулканических поясов внутриконтинентального и окраинно-материкового типов и т. п. По-видимому, этому способствовали следующие условия, реализуемые в указанном тектоническом режиме.

1. Проявление условий, благоприятных для образования крупных магматических масс, способных к весьма глубокой дифференциации, чему, вероятно, способствовали высокий тепловой и флюидный потоки в зонах активизации.

2. Наличие континентальной коры для выплавления гранитоидных магм.

3. Проявление магматической и металлогенической зональности со сменой известково-щелочных серий магматических пород субщелочными и щелочными по направлению к периферии ареалов активизации.

4. Расположение в периферических частях тектоно-магматических ареалов, которые характеризовались относительно более спокойным тектоническим режимом, благоприятным для глубокой дифференциации магм.

5. Интенсивное проявление глубинного магматизма с образованием вулcano-плутонических ассоциаций трахибазальт-трахиандезит-монцонит-кварцево-сиенитового (латитового) состава, связанных с верхней мантией.

Имеющиеся в настоящее время фактические материалы свидетельствуют о связи крупных редкометальных оловянных, вольфрамовых, молибденовых, флюоритовых и некоторых других месторождений с гранитными, риолит-гранитными, монцонит-кварцево-сиенит-гранитными, трахиандезит-монцонит-гранитными (латитовыми) ассоциациями. Геологическое положение, петрографические и геохимические особенности различных пород этих ассоциаций, а также соотношение в них $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяют предполагать связь их с различными по генезису расплавами. Существенно гранитные и риолит-гранитные ассоциации (геохимические типы стандартных и редкометальных гранитов) являются производными палингенных коровых расплавов, возникающих при переплавлении силля, в ряде случаев с участием мантийных флюидов. Генерация этих расплавов протекала на глубинах, отвечающих уровням проявления метаморфизма амфиболитовой фации. Формирование таких гранитов происходило в относительно закрытой системе при небольшой потере летучих, и, как следствие этого, образование гранитов заключительной фазы осуществлялось при относительно низкой температуре (600—700° С) и более высоком давлении флюидной фазы по сравнению с гранитами ранних внедрений. Такая обстановка способствовала проявлению процессов дифференциации и приводила к появлению достаточно больших объемов постмагматических растворов. Это и определило рудообразующую способность рассматриваемых магматических ассоциаций.

Ассоциации, включающие монцонит-гранитный и трахиандезит-монцонит-кварцево-сиенитовый ряды пород, возникли за счет эволюции более глубинных магм. Судя по характеру наиболее ранних членов вулканических составляющих последних, первичный состав подобных магм отвечал, вероятно, несколько обогащенным калием андезито-базальтам вплоть до трахиандезитов. Они возникли, по-видимому, либо на границе нижней коры и мантии, либо в верхней мантии. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитных и риолит-гранитных ассоциациях обычно выше 0,709. Эти цифры, как известно, характерны для коровых образований. В породах монцонит-гранитных и трахиандезит-монцонит-гранитных ассоциаций отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ колеблется от 0,7018 до 0,7055, эти цифры характерны для мантийных и промежуточных ассоциаций, образовавшихся при взаимодействии мантийных и коровых магм или ассимиляции мантийными расплавами корового материала.

Петрологическими критериями рудоносности как риолит-гранитных, так и трахиандезит-монцонит-гранитных и трахиандезит-монцонит-кварцево-сиенитовых (латитовых) ассоциаций являются следующие.

1. Полнота и длительность процессов дифференциации, которые более интенсивно проявлены в магматических ассоциациях второго типа.

2. Наличие промежуточных магматических очагов, что подтверждается присутствием в эффузивных вулкано-плутонических ассоциациях двух типов вкрапленников кварца, различающихся по температурам образования: первые — более высокотемпературные (1000—1100°C), безводные, вторые — более низкотемпературные, содержат воду.

3. Повышенная щелочность. Однако для риолит-гранитных ассоциаций характерны высокие содержания рубидия и низкие калий-рубидиевые отношения, а для трахиандезит-монцонит-гранитных (латитовых) — низкие содержания рубидия и высокие калий-рубидиевые отношения.

4. Большое количество летучих, входящих в состав породообразующих (биотит, роговая обманка) и аксессуарных минералов (апатит, флюорит, топаз и др.), а также присутствующих в породообразующих и аксессуарных минералах в виде газовой-жидких включений. Состав магматических флюидов наследуется постмагматическими растворами.

5. Наличие среди аксессуарных рудных минералов, являющихся главными в постмагматических образованиях, например касситерита, колумбита, стрюверита, шеелита и др.

6. Присутствие рудных элементов в породообразующих и аксессуарных минералах, наблюдающихся как в виде изоморфных примесей, так и в виде микровключений минералов. Отмеченное указывает на то, что рудные элементы были в магматическом расплаве уже на ранних этапах его кристаллизации и вместе с другими компонентами принимали участие в его эволюции, которая в значительной степени определялась явлениями дифференциации.

7. Повышенные по сравнению со средними содержаниями в гранитах или монцонитах концентрации и особенно дисперсии содержаний типоморфных элементов. Для лейкократовых и редкометальных гранитов к типоморфным элементам относятся Rb, F, Sn, Nb, Ta, иногда W. В этих же гранитах наблюдаются пониженные концентрации Cr, Ba, TR, пониженные величины отношений Nb/Ta и Zr/Hf, европейский минимум в

спектре редких земель, близка к единице величина La/Yb . Для пород трахиандезит-монцонит-гранитных и трахиандезит-монцонит-кварцево-сиенитовых ассоциаций к типоморфным элементам относятся K, Sr, Cl, F, CO_2 , P, Sn, W, Cr, Ni, Co.

8. Прямая корреляционная связь между содержанием в породе и породообразующих минералах, особенно в слюдах, рудных элементов и летучих компонентов.

9. Резкое различие между содержанием рудных элементов и летучих компонентов в породах ранних и поздних фаз конкретных магматических комплексов. Содержание рудных элементов и летучих компонентов увеличивается в породах поздних фаз, что свидетельствует о накоплении этих элементов в остаточном магматическом расплаве.

10. Низкие величины коэффициентов распределения редких элементов в магматических породах — меньше единицы. Когда для редких элементов характерны низкие коэффициенты распределения, значительное количество их должно переходить во флюид, отделяющийся при кристаллизации онгонитовых магм.

11. В риолит-гранитных ассоциациях биотиты характеризуются повышенным содержанием железа и пониженным — магния. Коэффициент железистости в них колеблется от 70—75 до 98%. Иногда встречаются литийсодержащие биотиты, а в редкометальных гранитах присутствуют протолитиониты, занимающие позицию биотита. Акцессорные гранаты в рассматриваемых гранитоидах представлены альмандиновыми и спесартин-альмандиновыми разновидностями. Акцессорные магнетиты или ильмениты содержат незначительное количество титана, хрома, никеля, кобальта и ванадия.

Для пород трахиандезит-монцонит-гранитной и трахиандезит-монцонит-кварцево-сиенитовой ассоциации характерны биотиты, содержащие повышенное количество магния, акцессорные гранаты пироп-альмандинового состава и магнетиты с повышенным содержанием хрома, никеля, кобальта и ванадия. В породах этой ассоциации установлены хромшпинелиды, отличающиеся от хромшпинелидов ультраосновных пород повышенным содержанием железа и пониженным хрома.

С риолит-гранитными ассоциациями связаны оловорудные, вольфрамовые и молибденовые месторождения касситерит-вольфрамит-кварцевой или молибденит-кварцевой формаций, с редкометальными гранитами — редкометальные танталовые, оловянные и вольфрамовые месторождения грейзеновой и касситерит-вольфрамит-кварцевой формаций. С риолит-гранитными ассоциациями связаны также золото-серебряные, серебряные и полиметаллические месторождения. С трахиандезит-монцонит-кварцево-сиенитовой ассоциацией парагенетически связаны оловорудные месторождения касситерит-сульфидной и касситерит-силикатной формаций, вольфрамовые месторождения скарновой формации и др.

О связи отмеченных месторождений с упомянутыми магматическими ассоциациями свидетельствуют рассмотренные ранее авторами [76, 101, 157, 163, 166, 168] и другими исследователями структурно-геологические, минералого-петрографические и петро-геохимические критерии.

РУДОНОСНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ
АССОЦИАЦИИ ПРИМОРЬЯКРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
ПРИМОРСКОГО КРАЯ

Приморский край расположен в зоне сочленения складчатой области Сихотэ-Алиня с Китайской платформой, с одной стороны, и с япономорским блоком субокеанической коры — с другой [17, 39, 184]. В пределах Приморья выделяются две крупные геологические единицы — Ханкайская и Сихотэ-Алиньская области. Кроме того, к юго-западу от Ханкайской области находится Западно-Приморская зона — часть обширной Лаоелин-Добринской области, расположенной в основном вне территории СССР.

Область Ханкайского срединного массива представляет собой один из фрагментов северо-восточного выступа активизированной Китайской платформы [39, 184], в той или иной степени переработанный геологическими процессами в фанерозое. Кристаллическое основание Ханкайского массива состоит главным образом из докембрийских и нижнепалеозойских образований и ограничено со всех сторон крупными разломами. В его составе различают два структурных этажа [39, 184, 185]. Нижний архейско(?) - протерозойский сложен породами амфиболитовой или гранулитовой ступени метаморфизма — гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами, иногда мигматитами и др.

Верхний этаж представлен морскими карбонатно-терригенными толщами миогеосинклинального типа рифейско-кембрийского возраста, местами перекрытыми ниже-среднекембрийской молассой. На юге Ханкайского массива и в смежных районах Южно-Приморской зоны распространены разновозрастные с молассой вулканиты риолитовой формации, фиксирующие заключительную стадию геосинклинального развития этой области, соответствующую байкальскому тектоническому этапу [184, 185]. Степень метаморфизма и дислоцированности пород верхнего этажа значительно меньше, чем нижнего. Докембрийские интрузивные образования известны в основном в северной половине массива и представлены небольшими телами габбро-норитов, ортоамфиболитов и гранитов, с которыми иногда связаны пегматиты. Древние толщи массива смяты в складки преимущественно северо-западного простирания, а в его северной половине развиты куполовидные структуры [39].

На денудированной поверхности цоколя Ханкайского массива залегают среднепалеозойские и более молодые отложения. В юго-восточной части массива широко распространены среднедевонские терригенные и вулканогенные морские и континентальные отложения, выполняющие Южно-Синегорскую депрессию [70, 125, 185]. Они также известны в южной части Арсеньевской зоны. В Южно-Синегорской впадине нижняя часть разреза среднего девона состоит в основном из песчаников и алевролитов, а верхняя представлена вулканитами основного состава

с линзами известняков, перекрытыми толщей риолитов, их туфов и туфолов [69, 70]. Накопление среднедевонских вулканических толщ происходило, по-видимому, в условиях архипелага островов, а в конце цикла — в наземных условиях [70]. Среднедевонские образования в юго-восточной части Ханкайского массива перекрыты континентальными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами позднепермского возраста. Позднепермские толщи распространены здесь более локально, чем среднедевонские, и совмещены с ними пространственно. Они сложены вулканогенными, вулканогенно-терригенными и терригенными породами.

На Ханкайском массиве значительно распространены палеозойские интрузивные образования. Одними из их наиболее ранних представителей являются породы габбро-пироксенитовой ассоциации (PZ₁), которые прорывают рифейские и кембрийские отложения и, в свою очередь, прорываются среднепалеозойскими (гродековскими) гранитами. Затем происходило формирование ниже-среднепалеозойских гранитов (вознесенских), заключительная фаза которых представлена редкометалльными разновидностями. Эти граниты развиты локально в южной части массива, где прорывают осадочные породы протерозоя и нижнего кембрия [39, 70]. Значительно более широко распространены в пределах массива крупные гранитоидные интрузивы среднепалеозойского (позднедевонского?) возраста — так называемые гродековские (в западной части) и شماковские (в восточной части массива) граниты. В краевых частях Ханкайского массива ограниченным развитием пользуются небольшие гранитные тела позднепермского возраста, видимо, комагматичные пермским эффузивам.

Мезозойские и кайнозойские породы массива — типичные платформенные образования. В меловое, палеогеновое и неогеновое время в его пределах накапливались терригенные, в ряде случаев угленосные толщи. Кроме того, во многих местах сохранились небольшие поля кайнозойских платформенных (толеитовых) базальтов, а также локально — небольшие покровы и некки щелочных базальтоидов.

С востока и северо-востока Ханкайский массив обрамляется Арсеньевской зоной, заложеной на активизированной и неглубоко опущенной краевой части Ханкайского массива. Активизация последней, очевидно, была связана с развитием соседней Сихотэ-Алинской области. Разрез палеозойских толщ Арсеньевской зоны в общем сходен с тем, который описан выше для краевой части Ханкайского массива (Синегорская подзона). На севере зоны большим развитием пользуются верхнепермские, а на юге — девонские и нижнепермские терригенные и вулканогенные образования. В девоне, а затем в перми в Арсеньевской зоне, по-видимому, существовали вулканические пояса субмеридионального простираения. В это же время внедрялись гранитоидные интрузии (средне- и позднепалеозойская формации). Мезозойские отложения (прибрежно-морские или континентальные) значительно распространены в Арсеньевской зоне. В связи с развитием более восточных районов Приморья в позднем мезозое в зоне широко проявились процессы тектоно-магматической активизации. В кайнозое вдоль зоны образовалась полоса наложенных впадин, выполненных континентальными угленосными отложениями.

Геологическое развитие расположенной к югу от Ханкайского массива так называемой Южно-Приморской зоны в общем сходно с развитием Арсеньевской зоны. В ее основании сравнительно неглубоко залегает докембрийский метаморфический фундамент, обнажающийся, вероятно, в виде отдельных блоков, на побережье Японского моря [139, 184]. В этой зоне недавно выделены кембрийские молассовые образования и разновозрастные с ними вулканогенные породы от среднего до кислого состава [185]. Значительное развитие также получили терригенные и вулканогенные, в основном континентальные, образования девонского, а, по последним данным, также карбонового возраста [66]. Палеозойский разрез зоны венчается прибрежно-морскими и континентальными отложениями перми, распространение которых, ввиду выделения кембрийских и среднепалеозойских образований, более ограничено, чем считалось ранее [39].

Наиболее древние интрузивные образования Южно-Приморской зоны представлены крупными, сильно дислоцированными массивами основных и ультраосновных пород бассейна р. Партизанской и др. Предполагается как докембрийский, так и среднепалеозойский возраст этих пород [39, 184]. Базит-гипербазитовые массивы прорваны крупными гранитоидными интрузивами, которые по составу и возрасту раньше сопоставлялись с градековскими гранитами [39, 161], а, по последним данным, скорее являются позднемезозойскими [139].

В связи с выделением девонских вулканогенных пород кислого состава можно говорить о более широком, чем считалось ранее, распространении среднепалеозойских гранитоидов по всей территории Южного Приморья. Однако этот вопрос еще недостаточно разработан.

Позднепалеозойские интрузивные образования занимают значительные площади в пределах рассматриваемой области [39]. В основном это массивы гранитоидов, особенно широко проявленные на юге, вдоль побережья и на островах. Однако часть этих образований, вероятно, имеет среднепалеозойский, а возможно, и более древний возраст. Мезозойские отложения с резким угловым несогласием залегают на палеозое. Они представлены в основном прибрежно-морскими и континентальными терригенными отложениями. Степень их дислоцированности значительно меньше, чем палеозойских толщ. В кайнозое в зоне имели место те же геологические процессы, что и на Ханкайском массиве и в Арсеньевской зоне.

В целом, рассматривая геологическое строение и историю развития Арсеньевской и Южно-Приморской зоны, а также учитывая новейшие данные по стратиграфии палеозоя в них, можно согласиться с тем, что эти зоны представляют, по существу, единую геолого-тектоническую зону — Арсеньевскую [139]. Это подтверждается и геофизическими данными, согласно которым кристаллическое основание как Ханкайского массива, так и Южно-Приморской зоны имеет общие особенности строения и при переходе от одного к другой наблюдается плавное изменение мощности слоев и их геофизических характеристик [154]. В этой зоне от побережья в северо-восточном направлении в девоне, а затем и в перми протягивались вулканические пояса, возможно островодужного типа, обрамляющие Ханкайский массив с востока. В это же время внедрялись

массивы гранитоидов. Таким образом, были сформированы девонский и пермский вулканоплутонические комплексы, с которыми, вероятно, связано различное оруденение. Неясным пока представляется вопрос о принадлежности к Арсеньевской зоне юго-восточной части бывшей Южно-Приморской зоны: возраст базит-ультрабазитовых массивов и вмещающих их толщ в ее пределах пока недостаточно обоснован.

Западно-Приморская зона, протягивающаяся субмеридионально к западу от Ханкайского массива, является частью Лаоелин-Добринской геосинклинальной области. Наиболее древние породы предположительно силур-девонского возраста составляют толщу зеленых сланцев, филлитизированных алевролитов и других метаморфизованных пород с прослоями амфиболитов и эффузивов основного состава, выходящую на поверхность на северо-западе зоны. Силурийско-девонская толща, возможно, надстраивается зеленокаменной свитой (лавы и туфы основного состава, терригенные осадочные породы) предположительно карбонового возраста, выше которой залегает толща туфо-эффузивных пород основного состава, перекрытая терригенной толщей нижней перми. В описанном сводном разрезе в общем отмечается увеличение степени метаморфизма пород сверху вниз, толщи претерпели складчатость [39, 139, 184]. Существует мнение о том, что рассмотренные среднепалеозойские образования слагают тектонический блок Ханкайского массива и поэтому должны рассматриваться при описании палеозойских образований зоны.

Более широко распространены в Западно-Приморской зоне позднепермские образования. Они представлены мощными вулканогенно-осадочной и терригенной толщами. Вулканогенно-осадочная толща слагает внешнюю часть палеозойского прогиба зоны, а терригенная — внутреннюю [216]. В нижней части вулканогенно-осадочной толщи преобладают вулканы основного состава, сформированные в подводных условиях, а в верхней — кислые эффузивы и пирокластик. В пределах распространения вулканогенно-осадочной толщи получили развитие, вероятно, разновозрастные с ней интрузии габбро-диабазовой формации (ранняя стадия) и довольно крупные массивы позднепермских гранитов стандартного петрохимического типа (поздняя стадия). В то же время для внутренней зоны характерны интрузивные тела габбро-кортландитовой формации, после которых формировались габбро-плагиигранитные массивы. Возможно, среди пермских гранитоидов имеются более молодые поздне-мезозойские гранитоиды, обязанные своим появлением процессам активизации в связи с формированием Восточного Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Изложенные особенности геологического строения Западно-Приморской зоны, состава вулкаников и осадочных пород позволяют некоторым исследователям считать, что в позднем палеозое зона представляла собой своеобразную рифтогенную структуру, заложенную на сравнительно маломощной континентальной коре, в пределах которой сформировалась офиолитовая ассоциация [35].

Мезо-кайнозойские образования зоны — в основном типичные осадки, иногда угленосные, континентальных наложенных впадин (в восточной части) и покровы платформенных толеитовых и щелочных базальтов.

Существующие представления о геологическом строении и истории развития Сихотэ-Алинской складчатой области противоречивы, однако в ее пределах четко выделяются три зоны (с запада на восток): Журавлевская, Главного синклиория и Прибрежная [39, 139]. Журавлевская зона, включающая в себя зону так называемого Главного антиклиория, Бикинскую и Дальненскую подзоны, по последним данным [59, 121, 126], — область широкого развития морских мезозойских отложений с очень сложным строением. В этом отношении она имеет сходство с Прибрежной зоной. Наиболее древние породы этих зон карбонатного и терригенно-кремнистого состава образовались в девоне—карбоне. В Журавлевской зоне они встречаются в виде обломков различного размера в олистостромовых толщах среди пород мезозоя, а в Прибрежной зоне слагают также отдельные небольшие участки и блоки. В пермское время в Журавлевской зоне накопились мощная терригенная толща ариадненской свиты, а также, после перерыва, толща слюдястых песчаников верхней перми. В мезозойских олистостромовых образованиях (вангоуская серия) известны также олистоплаки кремней ранне- и позднепермского возраста. По данным А. А. Вржосека и С. А. Щеки [35], к верхней перми относятся терригенно-вулканогенно-кремнистые толщи себучарской свиты, среди которых залегают небольшие гипербазитовые массивы дунит-гарцбургитовой формации. По их данным, область распространения этих образований в виде узкой полосы протягивается вдоль западной границы Журавлевской зоны. Однако по литологическому составу образования себучарской свиты не отличаются от мезозойских пород зоны, а ее палеозойский возраст недостаточно обоснован, поскольку он базируется на данных о возрасте фауны из глыб известняков. В Прибрежной зоне в пермское время также в подводных условиях накапливались известняки, кремни, изливались базальты.

Триасовые и юрские образования распространены в рассматриваемых зонах значительно шире, чем считалось ранее. Они представлены карбонатно-кремнисто-терригенными толщами со значительной долей вулканитов основного и ультраосновного состава. Комплекс мезозойских пород отвечает крупному тектоническому этапу растяжения в развитии Сихотэ-Алинской области, что подтверждается специфическим составом базальтов и появлением ультраосновных лав.

По данным В. М. Афанасьевой, И. Н. Говорова, А. А. Вржосека и С. А. Щеки [35, 40], базальты и меймечиты характеризуются повышенными содержаниями Ti, K, Zr, Nb, что резко отличает их от океанических базальтов и пикритов складчатых областей, но сближает с соответствующими по основности вулканитами континентальных рифтовых зон [117]. Такое сходство выступает еще более ярко, если учесть наличие в Журавлевской зоне юрских интрузивных массивов ультраосновных щелочных пород (Кокшаровский, Погский, Ариадненский), типичных для континентальных обстановок [35]. Вместе с тем накопление толщ морских относительно глубоководных осадков, отсутствие в них остатков малоглубинных бентосных организмов и другие факты указывают на значительное раскрытие к раннему мезозою рифтогенной структуры, по-видимому, свободно сообщавшейся с океаном. Можно предполагать наличие остаточных континентальных блоков в пределах образовав-

шейся субокеанической структуры либо обстановку, близкую образованию щелочных серий на океанических островах.

В конце юры—начале мела произошла смена тектонического режима: образовались крупные надвиги, сопровождаемые формированием олистостром, глубоководное осадконакопление сменилось прибрежно-морским, а в конце раннего мела имел место завершающий этап складчатости. После завершения складчатости в рассматриваемой зоне формировались нижнемеловые мондонитоидные, а затем и гранитоидные интрузивы с возрастом 120—100 млн. лет, с которыми в Бикинской и Дальненской подзонах связаны вольфрамовые месторождения [139, 158].

В Прибрежной зоне триасово-юрские образования представлены тем же набором осадочных пород, что и в Журавлевской, однако количество базальтов здесь меньше и ультраосновные лавы не обнаружены. Не описаны в этой зоне и олистостромовые образования, хотя отмечаются тектонические надвиги. Нижнемеловые отложения в пределах этой зоны представлены грубообломочными терригенными породами, частью прибрежно-морскими, а частью континентальными. Раннемеловые интрузивные, в том числе гранитоидные, массивы в зоне не выделены.

Расположенный между Журавлевской и Прибрежной зонами Главный синклиниорий выполнен мезозойскими, главным образом нижнемеловыми, образованиями. Сведения о более древних породах весьма ограничены. В южной части зоны, вблизи ее восточной границы, участками обнажены триасовые (?) и юрские терригенные толщи с редкими прослоями кремнистых пород и основных вулканитов. Соотношения их с нижнемеловыми отложениями не выяснены. На севере Сихотэ-Алиня, в бассейне р. Ануй, широким распространением пользуются поздне триасово-юрские вулканогенно-кремнистые породы, перекрытые без признаков несогласия нижнемеловыми терригенными морскими отложениями [123]. Этот факт дает основание некоторым исследователям считать, что аналогичные мезозойские толщи подстилают нижнемеловые отложения повсеместно в синклинории [35]. Из-за недостатка данных этот вопрос пока остается открытым.

Разрез нижнемеловых отложений почти везде в Главном синклинории представлен флишоидными песчано-глинистыми толщами, иногда, особенно в верхней части, заметную роль играют грубообломочные породы. Состав обломочного материала обычно аркозовый. Судя по остаткам морской фауны, возраст пород изменяется от берриаса до середины альба, когда после формирования молассоидных толщ в связи с мощной складчатостью, морские условия начали сменяться сухопутными [139, 168]. В восточной части синклинория разрез верхней части нижнего мела отличается от приведенного выше. В апт-альбское время в бассейнах рек Самарга и Кема накопились мощные (до 3—4 км) вулканогенно-флишевый и вулканогенно-молассовый комплексы среднего—основного состава, которые, как считают изучавшие их В. П. Симаненко, Ф. Г. Федчин и др. [35], фиксируют существование в этих районах палеоостровной дуги. Важно отметить, что в некоторых более западных районах зоны в альбских терригенных отложениях содержится заметная примесь вулканического материала [39].

Развитие всей восточной части Приморья в позднем мелу—кай-

нозое происходило под влиянием процессов формирования Восточного Сихотэ-Алинского вулканического пояса, наложенных как на Прибрежную зону, так и на значительную часть Главного синклинория. Для этого периода характерна интенсивная магматическая деятельность, которая чередовалась с относительно короткими периодами континентального осадконакопления. Имеются большие трудности при корреляции мезо-кайнозойских разрезов из различных частей пояса и его обрамления, различается и состав разновозрастных вулканитов и интрузивов. В обобщенном виде история развития Восточного Приморья может быть описана следующим образом.

Наиболее ранние послескладчатые образования представлены континентальной молассой и перекрывающей ее толщей вулканитов умеренно кислого и среднего состава, иногда среднего и основного состава (куксинский комплекс на севере, петрозуевская и синанчинская свиты на юге Приморья). Вдоль западной кромки вулканического пояса в пределах синклинория распространены эффузивы шошонит-латитового состава и комагматичные им монзонитоидные интрузивы с возрастом 110—100 млн. лет, вероятно, разновозрастные с синанчинской свитой [147, 168]. Аналогичные по составу и возрасту интрузивные образования известны в Бикинской и Дальненской подзонах Журавлевской зоны. Следующий магматический цикл проявился в Восточном Сихотэ-Алине очень широко. В турон-сантоне здесь сформировалась мощная толща кислых эффузивов (приморская свита, олгинская серия), которые иногда переслаиваются с вулканогенно-осадочными отложениями. Одновременно в Прибрежной зоне вдоль современной береговой линии, а также в пределах Главного синклинория внедрились многочисленные гранитоидные массивы приморского комплекса. К этому времени, вероятно, относится формирование оловянного оруденения касситерит-силликатно-сульфидной формации раннего этапа в Сихотэ-Алине. Позднее (конец позднего мела), в некоторых местах без перерыва, была сформирована мощная (до 1,5 км) толща вулканитов самаргинской свиты, нижняя часть которой сложена породами умеренной кислотности, а верхняя — андезитами и базальтами. Им комагматичны гранитоиды, часть которых, скорее всего, не отделена от приморских. С этим этапом магматической активности совпадает формирование скарново-полиметаллических месторождений Дальнегорского района [48]. Важно отметить, что в Главном синклинории значительным распространением пользуются разновозрастные с приморскими гранитоиды стандартного петрогеохимического типа. Иногда к ним присоединяются небольшие интрузивы редкометалльных гранитов [53, 168].

Раннепалеогеновые эффузивные образования кислого состава (венюковская, кедровая толщи, богопольская свита) развиты более локально и имеют меньшую мощность, чем позднемеловые. В отличие от сенонских вулканитов среди раннепалеогеновых широким распространением пользуются стекловатые и сферолитовые разности, перлиты. Вулканитам комагматичны небольшие массивы малоглубинных гранитоидов и дайки разнообразного состава, особенно широко распространенные в пределах рудных районов. Раннепалеогеновые образования развиты и к западу от вулканического пояса, где по объему они значительно уступают эф-

фузивам приморской свиты, но, по-видимому, играют важную роль в некоторых рудных районах, непосредственно предшествуя образованию главного, второго этапа оловянного оруденения, имеющего возрастную датировку около 50 млн. лет [168].

Эоцен-олигоценый магматизм проявился в Сихотэ-Алине формированием базальтовой кузнецовской (суворовской) и кислой кхуцинской (возновской, брусилловской) свит. Наиболее широко они распространены в северной (бассейн р. Кузнецовой) и южной (р. Зеркальная) частях области. Кузнецовская свита представлена вулканитами базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава. Кхуцинская свита залегает с перерывом на кузнецовской и сложена туфогенно-осадочными угленосными отложениями (внизу) и вулканитами ультракислого состава (наверху). Область распространения свит вряд ли выходит за пределы вулканического пояса.

К концу олигоцена в пределах всего Приморского края завершилось становление континентальной коры. Более поздние образования, прежде всего изверженные, отражают процессы тектоно-магматической активизации — формирование глубоко проникающих в земную кору и верхнюю мантию тектонических нарушений и излияние платобазальтов кизинской и совгановской свит миоцен-плиоценового возраста [35]. Образование базальтовых плато не зависит от предшествующей геологической истории региона: они развиты в различных зонах и приурочены к миоцен-плиоценовым континентальным впадинам, выполненным галечниками, песками, лигнитами. Наиболее крупные плато расположены на юге (Шуфанское, Шкотовское) и на севере (Кхуцинское, Кузнецово-Зевское) края. Мощность толщ базальтов достигает 300 м. Базальты относятся к континентальному толеитовому типу, и лишь в верхних частях разрезов иногда появляются щелочные разности, изредка содержащие гипербазитовые ксенолиты [35].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

В Приморье широко развиты потенциально рудоносные магматические формации в отношении олова, вольфрама, тантала, фтора, бора, свинца и цинка. Меньшим распространением пользуются потенциально рудоносные магматические формации в отношении меди и других металлов.

Потенциально рудоносными в исследованном районе являются как плутонические, так и вулканоплутонические формации. Главные типы этих формаций исследованного района нанесены на карту магматических ассоциаций и охарактеризованы в табл. 1. В данном разделе кратко описываются наиболее интересные в отношении редкометального оруденения нижне-среднепалеозойские граниты Приханкайского района, нижнемеловые магматические ассоциации Лермонтовки и Востока-2, сопровождающиеся вольфрамовыми месторождениями скарново-шеелитовой и грейзеново-шеелитовой формаций, верхнемеловые редкометальные граниты Центрального Сихотэ-Алиня, сопровождающиеся оловянными и вольфрамовыми месторождениями грейзеновой и касситерит-вольфрамит-кварцевой формаций, и верхнемеловые и палеогеновые вулкано-

Потенциально рудоносные магматические формации Приморья

Формация, комплекс (возраст)	Последовательность формирования	Приуроченность к зоне	Особенности состава пород	Особенности состава породообразующих и акцессорных минералов	Состав, сопровождающий оруденения	Примечание
1	2	3	4	5	6	7
Позднепротерозойская лейкократовых гранитов и пегматитов (570 млн. лет)	Граниты лейкократовые и двуслюдяные, пегматиты	Ханкайскому срединному массиву	Субщелочные граниты с повышенным содержанием Al_2O_3 , щелочей ($K_2O + Na_2O$ до 9%), редких щелочей, летучих (F до 0,2, B_2O_3 0,1%), Sn (до 30 г/т) и Ta, а также с незначительным количеством V, Cr, Ni, Co	Калиевый полевой шпат (45–50%), плагиоклаз (18–20%) № 13–15 и 8–10, кварц (30–32%), биотит (2–3%). В биотите повышенное количество летучих (F 1,5–2%) и редких щелочей (до 0,4%), $f = 80–85\%$, $l = 20–23$. Ведущие акцессорные – циркон, касситерит, микролит, танталит-колумбит, топаз, турмалин	Танталовая и редкометалльная минерализация	
Ранне-среднепалеозойская гранит-лейкогранитная с редкометалльными гранитами (390–474 млн. лет)	I фаза – биотитовые порфиroidные граниты; заключительная фаза – протолитонитовые граниты, кислые жильные породы – дайки пикроделеритов диабазовых и диоритовых порфиритов	Ханкайскому срединному массиву. В пределах массива граниты приурочены к зонам крупных тектонических нарушений	Граниты I фазы – субщелочные с повышенным содержанием SiO_2 (до 74%), щелочей (до 0,08%), летучих, особенно F (до 0,14%), Sn (до 25 г/т), Ta и незначительным количеством V, Cr, Ni и Co. В гранитах заключительной субфазы увеличивается содержание редких щелочей (до 0,12% и более), фтора (до	Микролин (46–48%), плагиоклаз (18–20%): I генерация – № 17–20, II – № 6–8; кварц (32%), в нем много газовой-жидких включений, в твердой фазе которых топаз. В кварце гранитов обеих фаз $\sigma^{18}O = 9,1–10,2$; биотит (2%), $f = 75–82\%$, $l = 18–21$; протолитонит только в гранитах заключительной субфазы, в нем 5–6% F и 3,5% редких щелочей. Ведущие акцессорные минералы (0,5%) – циркон (с микровключениями SnO_2), апатит, флюорит	Танталовая, флюоритовая минерализация	Широко проявленная альбитизация и грейзенизация двух этапов. Первый этап, имеющий широкое площадное развитие, связан с автопневматолитом, второй – с собственным рудным процессом. В течение первого этапа образуются грейзенизированные граниты, в течение

1	2	3	4	5	6	7
			0,42%), Sn (до 35 г/т) и понижается – Mg и Fe	(отн. содержание TR, O ₃ иттриевой группы 50%), топаз, турмалин, касситерит (до 1,5% Ta), стрюверит, ильменит, магнетит, Ti (до 2%), Cr (до 0,02%), V (до 0,13%), Co (до 0,001%)		второго – грейзены
Среднепалеозойская гранодиорит-гранитная (300–360 млн. лет)	I фаза – кварцевые диориты, гранодиориты; II – крупно- и среднерзностные биотитовые граниты; заключительная субфаза – мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты, кислые жильные породы, дайки средних и основных пород	Западно-Приморская зона	Гранит II фазы приближается к среднему составу гранита. Граниты заключительной субфазы отличаются большим количеством SiO ₂ (до 72%), щелочей, особенно калия (до 5%), и летучих	В гранитах II фазы: микроклин (40%), в нем K ₂ O 12,1%, BaO 0,35%, плагиоклаз (25%) № 17–20, реже № 25–27, биотит (2,5%), $f = 71–76\%$, $l = 18–19$. Ведущие акцессорные – циркон, апатит, рутил, ильменит, гранаты, магнетит, иногда в небольшом количестве турмалин, касситерит, тантало-ниобаты	Оловянная минерализация касситерит-кварцевой формации	
Верхнеюрская – нижнемеловая ультраосновных щелочных пород (135–145 млн. лет)	I фаза – пироксениты; II – нефелиновые сиениты типа фойялитов, тингуаиты, миациты	Журавлевская зона. Интрузии приурочены к зонам глубинных разломов	Пироксениты близки к якупирангитам, в них повышено содержание TiO ₂ (2,5–7,5%), Fe ₂ O ₃ (13–17%), FeO (8–11%) и Na ₂ O (0,92–1,08%). Два типа щелочных пород: одни приближаются к агпаитовым (коэффициент агпаитности 1 или больше), вторые – к миацитовым (коэффициент агпаитности 0,75–0,89). В первых, к которым относятся нефелиновые сиениты тингуаиты, больше щелочей (Na ₂ O 9–11%, K ₂ O 4,5–6%), F (0,45–0,85), Fe ₂ O ₃ (2–5%) больше, чем FeO (1–3%), а Ti меньше. Характерные летучие и акцессорные элементы ультраосновных и щелочных пород Cl, F, P, Ba, Sr, TR, Ga, Cr, Co, Ni, Cu	Пироксениты состоят из титанистого авгита (79–85%) – TiO ₂ 2,7%; титаномагнетита (15–20%) – TiO ₂ 15,5%, Fe ₂ O ₃ 45–56%, FeO 24–28%, MgO 3–5%; апатита (до 4%), в нем F 2,2–2,6%, Sr 0,37%,	Титановая и никелевая минерализация проявляется в виде редких элементов, фосфора ме-	Постмагматические процессы проявляются в виде эгиринизации нефелиновых сиенитов и тин-
				TR ₂ O ₃ 0,35%. В амфиболитизированных пироксенитах до 40% керсутита, содержащего TiO ₂ 6,6%, Na ₂ O–2,3, K ₂ O 1,6%; до 10% апатита и до 17% сфена. В биотитизированных пироксенитах слюды промежуточного состава между биотитом и флогопитом – MgO 17–19%, нефелиновые сиениты содержат нефелин (34–43%), калиевый полевой шпат (25–38%), альбит (11–27%), в роговообманковых сиенитах калиевого полевого шпата до 50%, эгирина 7–14%, гастингсита до 14%. Акцессорные – циркон, апатит, эвдиалит, сфен	стороже- ния в ермику- лита	гуаитов, в амфи- болитизации, био- титизации и кар- бонатизации пироксенитов
Раннемеловая монзонит-гранодиорит-гранитная (латитовая) (110–130 млн. лет)	I фаза – монзониты; II – калиевые гранодиориты, биотитовые граниты; заключительная субфаза – гранит-порфиры	Журавлевская зона, Дальнинская подзоны. Интрузии связаны с процессами тектономагматической активизации и приурочены к зонам глубинных нарушений	Породы всех фаз характеризуются повышенным содержанием калия, редких щелочей, летучих (F, Cl, P и CO ₂), W, V, Cr, Ni, Co, Sr	Высокий ортоклаз с низкой степенью упорядоченности (0,02–0,04) в калиевых гранодиоритах 14%, в гранитах 30%; плагиоклаз в калиевых гранодиоритах 46%, в граносиенитах 43%; I генерация – андезин № 42–44, часто зональный; II – № 34–36, реже № 26–28; кварца в калиевых гранодиоритах 24%, в гранитах 25–30%, биотита в гранодиоритах 10%, в гранитах 5,5%. В биотите MgO до 12%, TiO ₂ 3–4%,	Вольфрамовая минерализация грейзеново-скарновой и скарновой формаций	На кварц-апатит-шеелитовые и шеелитовые руды грейзеново-скарновой и скарновой формаций наложена сульфидная минерализация с пирротином и пентландитом. В биотите грейзенов повышенное содержание MgO

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
				Al ₂ O ₃ 15–18%, FeO преобладает над Fe ₂ O ₃ , $f = 45–56\%$, $l = 19–26$. Ведущие акцессорные – апатит (F до 3, Cl 0,8%, TR ₂ O ₃ 0,9–1,3% цериево-иттриевого состава), в апатите микровключения вольфрамита и шеелита, шеелит, циркон, ильменит, гранат (14–18% пиропового компонента), магнетит с повышенным содержанием V ₂ O ₅ (1,3%), Cr ₂ O ₃ (до 0,42%), NiO и CoO (до 0,04%)		
Позднемеловая гранит-лейкогранитовая (80–90 млн. лет)	I фаза – биотито-рогово-обманковые, чаще биотитовые граниты; II фаза – лейкократовые граниты; заключительная субфаза – резко порфировидные лейкократовые граниты и гранит-порфиры	К зоне центрального структурного шва и оперяющих трещин	Лейкократовые субщелочные граниты обогащены SiO ₂ (до 76%), щелочами (до 9%), в том числе и редкими летучими – F (0,10%), Sn (до 50 г/т) и W. Содержат пониженное количество V, Cr, Ni. Co не установлен	В лейкократовых гранитах микроклин-пертит и ортоклаз (до 50%), кварц (до 35%), плагиоклаз № 10–12 (до 15%), биотит (2–4%), $f = 80–88\%$, $l = 20–23$. Ведущие акцессорные – циркон, ксенотим, анатаз, ильменит, топаз, флюорит, касситерит	Оловянная и вольфрамовая минерализация кварцевой и грейзеновой формаций	Широко проявлены альбитизация и грейзенизация двух этапов
Ранне-поздне-меловой шошонит-латитовый монзонитовый, вулканоплутонический комплекс, объединяющий две формации: шошонит-латитовую и габбро-монзонит-сиенитовую (120–100 млн. лет)	I фаза: эффузивная фацция – латиты, трахиандезиты, реже шошониты; интрузивная фацция – субщелочные габбро и габбродиориты, реже пироксениты; II фаза: эффузивная фацция – кварцевые латиты, реже трахиты; интрузивная фацция – монзониты, кварцевые монзониты, сиениты, кварцевые сиениты, реже монцодиориты	Главный синклиниорий, контролируется Колумбинским разломом или более мелкими разломами оперения Центрального структурного шва	Гипабиссальные и малоглубинные массивы с порфировидными структурами пород; обычны краевые зоны закалки, сложенные породами субэффузивного облика; характерна монзонитовая структура. Химизм: повышенное содержание калия во всех породах и преобладание K над Na в породах, начиная с состава андезито-базальта и кислее; повышенное содержание Mg и Ca, редких щелочей, Sr, Ba, P, Cr, TR, B, Sn, W, Cu. Повышенная магнетизация основных пород и ее постепенное уменьшение в более кислых породах. Низкая степень окисления железа, особенно в породах ранних фаз	Раннемагматические ассоциации минералов: плагиоклаз (№ 100–60), субкальциевый авгит ($f = 9–28\%$) с повышенным содержанием хрома (Cr ₂ O ₃ до 0,7%), титаномангнетит, апатит (Cl до 1%), реже оливин ($f = 11–34\%$), ромбический пироксен ($f = 21–42\%$), базальтическая роговая обманка ($f = 29–35\%$). Более поздний парагенезис: плагиоклаз (№ 55–27), титанистый биотит ($f = 21–50\%$), TiO ₂ (3–6%), роговая обманка ($f = 40\%$), непертитовый калиево-натриевый полевой шпат (Ab 40–45%), кварц, ильменит. Акцессории (кроме упомянутых): циркон, ортит, молибденит, халькопирит, пирротин, хромшпинель	Оловянная силикатно-сульфидная и оловянно-серебряная минерализация	Постмагматическое изменение пород слабое, изредка кварц-турмалин-серицитовые зоны и прожилки
Позднемеловой-палеогеновый-андезит-гранодиоритовый вулканоплутонический	I фаза: эффузивная фацция – андезиты, реже андезитодациты и андезитобазальты; интрузивная	Прибрежный антиклинарий	Интенсивно деформированный комплекс; малоглубинные массивы с краевыми зонами закалки, совмещенные в пространстве с эффу-	Наиболее характерны вкрапленники плагиоклаза повышенной основности (№ 70–55 в породах I фазы, № 60–30 в породах II фазы), обыкновенной роговой обманки, авгита ($f = 33–34\%$),	Гидротермальное свинцово-цинковое (скарново-полиметаллическое) и оловянно-	Повсеместная объемная пропитализация пород, сопровождающаяся привнесом Zr, Pb и др.

1	2	3	4	5	6	7	
комплекс (88–50 млн. лет)	живная фация – габбро-диориты, тоналиты, реже габбро, монцодиориты; II фаза: гранодиориты, кварцевые диориты; III фаза: лейкократовые граниты		живыми того же состава; характерны порфировидные структуры интрузивных пород, обилие включений меланократовых пород ранней фазы в породах поздних фаз; характерен комплекс разновозрастных даек среднего состава. Для пород комплекса в целом характерно пониженное содержание Ni, Cr, V, B, F, Sn, низкое отношение Ni/Co, повышенное количество Zn, Co и др.	гиперстена. Характерные акцессории – обогащенный элементами группы железа магнетит, сфен, апатит	полиметаллическое		
Позднемеловая палеогеновая щелочно-калиевых пород (72–36 млн. лет)	Шонкиниты – эссексит – диабазы, эпидейцитовые трахиты, трахиандезит (эссексит-диабазы)	Прибрежный антиклинорий, стабильный в течение орогенного периода (поздний мел)	Близповерхностные штоки и дайки, сложенные породами субэффузивного облика. Экзотические для региона породы; для меланократовых разновидностей характерно обилие вкрапленников цветных минералов, для лейкократовых – трахитовые структуры. Химизм характеризуется повышенной щелочностью пород с резким преобладанием K над Na, высокой	Обычно широкое распространение титан-авгита и титанистых амфибола и биотита, а в трахитах – лейцита. Главный минерал во всех породах – калиевый полевой шпат. Эти же минералы образуют вкрапленники в неполно кристаллических породах	Боро-силикатное скарное	Наблюдается скарнирование большинства эссексит-диабазов, неоднократное, перемежающееся с образованием скарнов	
Палеогеновая андезит-базальт-риолитовая (65–50 млн. лет)	Андезиты, трахиандезиты (латиандезиты), дациты – базальты, трахибазальты – андезито-базальты – риолиты, калиевые риолиты (трахириолиты)	Главный синклинорий, контролируется пересечением разнонаправленных ослабленных зон в пределах блоков ранней консолидации	магнезиальностью и известковистостью, большим содержанием титана в меланократовых разновидностях. Характерен резкий дефицит многих микроэлементов: Ni, Co, Cr, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, W, Zr, за исключением монцонитов, обогащенных Ni и Cr	Штоки, дайки, реже небольшие вулканические постройки, сложенные породами эффузивного и субэффузивного облика. Для средних и кислых членов формации характерны взрывные брекчи, ассоциированные с субвулканическими телами и дайками. Химизм: нормальная или немного повышенная щелочность пород с преобладанием K над Na, в кислых членах нередко с резким преобладанием K. Обычно породы повышенной магнезиальности. Геохимически специализированы на Sn, Pb, Zn, F, реже Cu. Иногда основные члены содержат повышенные количества сидерофильных элементов	Характерные минералы средних, умеренно кислых и основных пород; плагиоклаз (№ 50–25), амфибол, биотит, зональный апатит, титаномagnetит, ильменит, в меньшей степени характерны клинопироксен, калиево-натриевый полевой шпат. Для кислых пород – калиево-натриевый полевой шпат, биотит, ильменит, хромшпинель, альмандиновый гранат	Гидротермальное оловянное силикатно-сульфидной группы	Характерна пропилитизация всех членов. Иногда наблюдаются более поздние (внутри- и постминерализационные) дайки основного состава

плутонические формации Кавалеровского района с наиболее интересными в практическом отношении оловородными месторождениями касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций.

Новые данные о магматических образованиях Приханкайского района и их соотношении с оруденением

Краткая геолого-петрографическая характеристика магматических комплексов Приханкайского района. Рассматриваемый район находится в юго-восточной части Ханкайского массива в пределах Вознесенского блока, который уже в конце раннего кембрия обособился как крупное геосинклинальное поднятие, возникшее при дифференциации существовавшего здесь обширного геосинклинального прогиба. На протяжении второй половины кембрия и почти всего ордовика Вознесенский блок обладал чертами относительной стабильности. На границе ордовика и силура в связи с движениями, сопровождающими дальнейшую дифференциацию, произошла активизация этого блока. Отмеченный процесс выразился в проявлении в контурах блока интенсивной разломной тектоники и развитии полигенного и полихронного магматизма, сопровождающегося разнообразным оруденением. Вознесенский район сложен рифейскими и кембрийскими отложениями, представленными терригенными, карбонатно-терригенными и карбонатными породами. Мощность этих отложений 7600 м. В составе осадочных пород наиболее важное рудоконтролирующее значение имеют известняки волкушинской свиты, по которым образуются слюдясто-флюоритовые руды. Осадочные толщи в рассматриваемом районе смяты в узкие линейные складки северо-западного простирания.

В жестком дорифейском основании района установлены скрытые разломы глубокого залегания, отражением которых в вышележащих структурах, находящихся на уровне современного эрозионного среза, являются мощные зоны интенсивной тектонической трещиноватости [175]. Скрытые разломы глубокого заложения играли большую роль в развитии магматизма и рудообразования, контролируя размещение рудоносных интрузий, рудных полей и месторождений. Магматические и постмагматические образования исследованного района изучались И. Н. Говоровым, Н. П. Заболотной, Ю. Г. Ивановым, Г. П. Луговским, М. П. Материковым, Р. И. Полевских, А. К. Рубом, М. Г. Руб, А. А. Рязанцевым, М. Д. Рязанцевой, Э. И. Шкурко и др.

В ранних работах М. Г. Руб относил интрузивные образования, развитые в исследованном районе, к одному верхнепалеозойскому интрузивному комплексу [161]. М. П. Материков совместно с М. Г. Руб удалось показать, что для Ханкайского массива характерно широкое развитие палеозойского магматизма со своеобразной металлогенией, отличающейся от металлогении других районов Приморья как по возрасту, так и по геохимическим особенностям. До этих исследований полагали, что рудоносными в Приморье являются только верхнемеловые гранитоиды, широко развитые на восточном склоне Сихотэ-Алиня, Западную часть Приморья считали не перспективной на оловянное и редко-

метальное оруденение. Полученные впоследствии новые данные по геологии Вознесенского района и дополнительные материалы по абсолютному возрасту позволили М. Д. Рязанцевой и А. А. Рязанцеву [175, 176] более детально расчленить интрузивные образования этого района. Авторы выделили в пределах Вознесенского района: раннепалеозойский комплекс, представленный биотитовыми и турмалинсодержащими гранитами (вознесенскими); ранне-среднепалеозойский габбро-монцитсиенитовый комплекс; среднепалеозойский, представленный крупнозернистыми биотитовыми гранитами (гродековскими). Полученные новые личные материалы и анализ существующих литературных данных позволили нам в общем принять это расчленение с некоторыми изменениями. В настоящее время мы выделяем в Вознесенском районе 4 комплекса: 1) раннепалеозойский габбро-пироксенитовый, 2) ранне-среднепалеозойский гранитный, 3) средне-палеозойский диорит-монцитсиенитовый и 4) среднепалеозойский гранитный.

Габбро-пироксенитовый комплекс, вероятно, самый древний, его формирование близко по времени с проявлением главных складчатых структур. Возраст пород, входящих в состав этого комплекса, точно не установлен. Известно, что они прорывают рифейские и кембрийские отложения и, в свою очередь, прорываются среднепалеозойскими гранитами. Непосредственный контакт габбро с гранитами вскрыт нами в юго-западной части района, к северо-западу от поселка колхоза им. Чапаева. Петрографическое изучение контакта показало, что габбро под влиянием гранитов испытывает ряд изменений, которые проявляются в образовании кварца и микроклина, замещающих плагиоклазы, в альбитизации основного плагиоклаза, в замещении пироксена и роговой обманки биотитом и хлоритом. Степень изменения уменьшается по мере удаления от контакта с гранитами. Мощность измененных пород колеблется от 30 до 50 см. Габбро, подробно описанное ранее [161], слагает небольшой массив (площадью 3 км²) в юго-восточной части рассматриваемого района. Оно прорывает рифейские известняки, которые на контакте превращены в пироксен-гранатовые скарны или мраморизованы, причем степень мраморизации или скарнирования постепенно убывает по мере удаления от массива. Габбро, по данным И. Н. Говорова [48], характеризуется резко повышенным содержанием хрома (до 230 г/т), кобальта (до 37 г/т) и ванадия (до 193 г/т).

Акцессорные минералы габбро представлены апатитом, хромитом и магнетитом, содержащим повышенное количество хрома (0,45%) и ванадия (1,38%). Среди габбро М. Д. Рязанцева обнаружила пироксениты. Взаимоотношения габбро и пироксенитов, к сожалению, не установлены. Интересно, что как пироксениты, так и габбро характеризуются резко повышенным количеством фтора, содержание которого колеблется от 0,05 до 0,27%, что во много раз превышает содержание фтора в средних и основных типах пород [26].

Геолого-петрографические и петрогеохимические особенности рассматриваемых пород позволяют выделить их в самостоятельный комплекс, имеющий глубинный, вероятно мантийный, источник.

К ниже-среднепалеозойскому гранитному комплексу, получившему название вознесенского, мы относим среднезернистые порфиroidные

биотитовые граниты, слагающие ряд относительно крупных массивов (I фаза) и лейкократовые и протолитионитовые граниты, слагающие мелкие штоки (заключительная фаза).

Взаимоотношений порфировидных биотитовых гранитов с лейкократовыми и протолитионитовыми мы не наблюдали. Однако ряд общих черт, к которым относится повышенное содержание редких щелочей, фтора, тантала и олова, количество которых резко увеличивается в лейкократовых и протолитионитовых гранитах, позволяет относить их к одному комплексу и считать последние заключительной фазой этого комплекса. Различие радиологического возраста (табл. 2) порфировидных биотитовых (384—394 млн. лет) и протолитионитовых гранитов (440—460 млн. лет) объясняется, вероятно, тем, что по протолитиониту и мусковиту мы получаем завышенный возраст. Единичные определения радиологического возраста грейзенизированных гранитов I фазы, слагающих Ярославский массив, которые производились по мусковиту, дали 462 млн. лет, в то время как неизменные разности этих гранитов дают 384—394 млн. лет (определение производилось по биотиту). Возможно, обособление лейкократового гранитного расплава, обогащенного летучими, редкими щелочами и другими редкими элементами, происходило, как предположил И. Н. Говоров, в зонах интенсивного подтока фтористых мантийных растворов.

Рассматриваемый гранитный комплекс сопровождается дайками кислых жильных пород (аплитовидные граниты, мелкозернистые биотитовые граниты, гранит-порфиры) и большим количеством даек меланократовых пород. Среди последних мы выделяем четыре группы: 1) субщелочные пикродолериты, 2) субщелочные диабазовые порфириты, 3) баркевикитовые порфириты (спессартиты), 4) диоритовые порфириты. Отмеченные дайки наблюдаются в пределах гранитных массивов и их экзоконтактных зонах, но особенно широко распространены в пределах различных месторождений. Мощнось рассматриваемых даек колеблется от 20 см до нескольких десятков, реже сотен метров. Простираение даек северо-западное ($310-335^\circ$) и северо-восточное ($15-30^\circ$), реже близкое к широтному ($70-85^\circ$). Дайки меланократовых пород прослежены по простираению на расстояние от нескольких десятков метров до 1,5 км, иногда до 2,5 км. Они часто меняют свое направление, но наиболее широко распространены дайки северо-западного простираения с крутыми углами падения, которые имеют максимальную мощнось.

На поверхности рассматриваемые дайки сильно изменены, вследствие чего их расчленение крайне затруднено. Большинство меланократовых даек сечет граниты, на контакте с которыми в дайках наблюдаются зоны закалки мощносью от 2—3 до 10—12 см, а в крупных дайках — до нескольких десятков сантиметров. В пределах этих зон породы слабо перекристаллизованы с плотной афенитовой массой, на фоне которой наблюдаются вкрапленники авгита и плагиоклазов. В центральных частях даек породы хорошо раскристаллизованы. Пикродолериты и диабазовые порфиры секут автometасоматически измененные граниты, ранние грейзены и касситерит-кварцевые жилы и, в свою очередь, замещаются и секутся слюдисто-флюоритовыми и турмалин-флюоритовыми телами. Таким образом, эти дайки образовались после гранитов, автometасома-

Радиологический возраст рудоносных гранитов и сопровождающих их постмагматических образований

Порода	Массив, номер образца	Минерал, по которому производились определения	Содержание		$^{40}\text{Ar}_{\text{радиоол}} / ^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}$	Радиологический возраст, млн. лет
			калий, %	радиогенный аргон, г/т		
<i>Вознесенский гранитный комплекс</i>						
Среднезернистые порфировидные биотитовые граниты I фазы	Ярославский					
	обр. 682/64	Биотит	6,99	85,6 ± 1,7	—	384 ± 16
	обр. 242/66	"	6,31 ± 0,03	68,8 ± 1,6	24; 32	394 ± 16
	обр. 1550	Калиевый полевой шпат	—	—	—	428 ± 6
Протолитионитовые граниты заключительной фазы	Чихезский					
	обр. 13-149	Биотит	6,13 ± 0,05	180 ± 3,0	30; 21	390 ± 12
	Кировский					
	обр. В335-2	Протолитионит	7,96 ± 0,06	290 ± 5,0	80; 81	474 ± 5
	обр. 20/65	"	7,77 ± 0,06	277,0 ± 4,0	66; 92	464 ± 14
	обр. 651/67	"	7,64 ± 0,06	258 ± 4,0	82; 84	442 ± 14
	обр. 10/335	"	—	—	—	457 ± 4
<i>Постмагматические образования</i>						
Грейзенизированные граниты	Ярославский					
	обр. В164	Мусковит	8,61 ± 0,07	360 ± 5,0	81; 86	462 ± 14
Слюдистый грейзен	Кировский					
	обр. В-512	Мусковит	8,13 ± 0,07	304 ± 5	87; 96	482 ± 5

Таблица 2 (окончание)

Порода	Массив	Минерал, по которому производились определения	Содержание		^{40}Ar радиол/ ^{40}Ar общ	Радиологический возраст, млн. лет
			калий, %	радиогенный аргон, г/т		
<i>Постмагматические образования</i>						
Прожилки тонкочешуйчатой слюдки, секущей гранит	Кировский обр. 690/64	Светлая тонкочешуйчатая слюдка	7,03	162 ± 2,4	—	312 ± 10
Слюдисто-флюоритовые породы	Вознесенский обр. 1691 обр. 5407 обр. В-96 обр. В-71	Мусковит	—	—	—	446
		"	—	—	—	424
		"	7,76 ± 0,06	247 ± 4	81; 77	420 ± 13
		"	8,23 ± 0,08	258 ± 4	87; 81	416 ± 13
Пегматиты	Вознесенский обр. 1626	Мусковит	—	—	—	455
Слюдистый прожилок в слюдисто-флюоритовой породе	Вознесенский обр. 5487	Мусковит	—	—	—	436 ± 30
Прожилок тонкочешуйчатой слюдки в слюдисто-флюоритовой породе	Вознесенский обр. 3713	Тонкочешуйчатая слюдка	8,3	176 ± 2,5	—	290 ± 12

Примечание. Обр. 682/64, 242/64, 20/65, 651/67, 690/64, В-149, В-335-2, В-164, В-512, В-96, В-71 выполнены калий-аргоновым методом в радиологической лаборатории ИГЕМ АН СССР по материалам М.Г. Руб, П.В. Комарова, остальные — в радиологической лаборатории ВИМС по материалам Н.П. Заболотной.

Таблица 3

Химический состав пироксенов (в мас. %)*

Окислы	Авгит, 494/68	Авгит, 420/81	Хром- диопсид, 421/81	Хромдиопсид		Состав авгита по Диру	Состав диопсида по Диру
				923/80 (зерно 1)	923/80 (зерно 2)		
SiO ₂	49,26	42,44	50,18	52,88	50,25	41,52	49,54
TiO ₂	0,45	0,43	0,19	0,17	0,50	0,3-1,6	0,1-1,8
Al ₂ O ₃	3,75	5,06	2,64	2,36	4,93	2,8-7,2	1,4-5
Fe ₂ O ₃ + FeO	7,68	6,31	3,61	3,00	5,44	7-9	3-6
MnO	0,19	0,18	0,09	0,08	0,10	0,08-0,3	-
MgO	14,13	13,96	16,72	16,96	15,78	12-18	12-16
CaO	20,45	20,88	21,57	21,74	21,04	16-21	21-25
Na ₂ O	0,51	0,58	0,22	0,13	0,13	0,2-0,9	0,1-1,4
K ₂ O	0,18	0,15	0,10	0,0	0,0	0,0-0,17	0-0,15
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	0,87	0,98	0,53	-	-
Sr, г/т	48	390	56	-	-	-	-

* Обр. 494/68 отобран из габбро, обр. 420/81, 421/81, 923/80 — из пикродолеритов.

титических грейзенов (грейзены первого типа) и касситерит-кварцевых жил, но до формирования слюдисто-флюоритовых руд. В рассматриваемом районе есть и догранитные дайки основных пород, связанные, вероятно, с габбро-пироксенитовым комплексом.

Субщелочные пикродолериты, обнаруженные нами впервые, состоят из основной массы и вкрапленников, количество которых колеблется от 10 до 30% по отношению ко всей массе породы. Вкрапленники представлены битовнитом или лабрадором № 66—68, авгитом и хромдиопсидом, реже оливином. Иногда наблюдаются зональные кристаллы, у которых ядро сложено битовнитом, а оболочка — лабрадором. В ряде участков в пикродолеритах наблюдаются протокристаллические выделения, состоящие из пироксена (авгита и хромдиопсида; табл. 3), плагиоклаза, представленного битовнитом, реже лабрадором, оливином, баркевикита, хромита, титаномагнетита и апатита. Структура протокристаллических выделений кристаллически-зернистая, размер колеблется в пределах 2—5 мм в поперечнике. Основная масса состоит из лабрадора, авгита, хромдиопсида и биотита, реже оливина. Иногда как в основной массе, так и во вкрапленниках присутствует роговая обманка, представленная баркевикитом (табл. 4). Структура основной массы офитовая, гялопилитовая, пилотакситовая, интерсертальная. Размер кристаллов в основной массе центральных частей мощных даек колеблется от 0,3—0,5 до 1,2—2 мм, в эндоконтактных зонах этих даек и в маломощных дайках — от сотых долей миллиметра до 0,1 мм.

В эндоконтактных зонах мощных даек и в маломощных дайках иногда наблюдается стекло. Среди аксессуарных минералов субщелочных пикродолеритов установлены: хромит; обогащенный хромом, никелем и кобальтом магнетит; гранат пироп-альмандинового состава; апатит. Вторичные минералы представлены хлоритом, актинолитом, скаполитом, мус-

Химический состав роговых обманок (в мас. %)

Компоненты	Габбро		Амфиболизированное габбро			Пикродолериты					
	обыкновенная роговая обманка		керсутит	обыкновенная роговая обманка		баркевикит					
	794/68*	821/75	794/68	140-Г	5	420/81	923/80				
							зерно 1	зерно 2	зерно 3	зерно 5	зерно 6
SiO ₂	45,17	47,16	41,82	46,92	46,40	40,55	40,08	37,52	39,53	39,23	40,56
TiO ₂	0,35	0,27	3,05	0,59	0,35	1,92	2,07	2,52	2,24	2,39	2,35
Al ₂ O ₃	9,02	12,01	9,80	8,74	11,34	10,80	13,85	13,42	14,18	13,49	12,89
Fe ₂ O ₃ + FeO	12,44	17,09	13,13	9,41 + 1,11	5,19 + 3,88	19,95	19,38	20,55	21,08	19,19	17,53
MnO	0,20	0,15	0,20	0,22	0,19	0,33	0,36	0,28	0,34		0,27
MgO	14,0	14,35	12,58	14,62	15,90	8,95	8,69	7,61	7,59	9,30	10,46
CaO	12,17	14,92	12,04	13,91	12,98	11,58	10,90	10,51	11,08	11,25	11,28
Na ₂ O	1,59	1,60	1,62	1,16	1,23	1,72	2,48	2,45	2,75	2,21	1,66
K ₂ O	0,61	0,70	0,68	0,39	0,33	1,18	1,47	1,37	1,60	1,46	0,96
F	—	Не обн.	—	0,06	0,18	—	—	—	—	—	—
Cl	—	0,41	—	Не ан.	Не ан.	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	0,02	—	"	"	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	2,61	2,32	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,20	0,32	—	—	—	—	—	—
Sr, г/т	87		126	—	—	360	—	—	—	—	—

*Номер образца.

Таблица 4 (окончание)

Компоненты	Пикродо- лериты	Баркевики- товые пор- фириты	Диорит-монцониты				Обыкновен- ная рого- вая обман- ка (по Ди- ру)	Баркевикит (по Диру)	Керсутит (по Диру)
	обыкно- венная роговая обманка	баркеви- кит	обыкновенная роговая обманка		баркевикит	керсутит			
			1207/71	820/75	53/73	147-Г			
SiO ₂	50,80	42,6	49,21	46,13	41,76	40,34	42-54	40-43	39-41
TiO ₂	0,23	1,93	0,68	0,77	3,30	4,66	0-2,2	0,2-2	4,5-8
Al ₂ O ₃	2,65	8,5	6,01	5,78	6,47	7,51	5,8-14	4,8-11,6	10-14
Fe ₂ O ₃ + FeO	20,48	22,4	17,68	23,50	27,24	20,25 + 3,39	12-16	23-26	9-13
MnO	0,61	0,42	0,39	0,53	0,63	0,69	0,15-0,23	0,7-1,3	0,1-0,3
MgO	10,38	8,3	12,12	6,83	6,49	6,47	13-15	5,6-9,6	9-12
CaO	11,05	11,5	10,34	10,40	10,72	10,79	10-12	8,4-11,7	10-13
Na ₂ O	0,96	1,34	1,27	0,84	1,11	0,99	0,5-1,5	2-3,7	1,7-3,8
K ₂ O	0,59	1,25	0,43	0,66	1,00	1,06	0,15-0,9	0,5-0,9	0,5-2,8
F	-	0,12	Не обн.	-	-	0,12	-	-	-
Cl	-	1,27	0,34	-	-	Не ан.	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	0,02	-	-	"	-	-	-
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	2,96	-	-	-
Sr, г/т	-	410	-	56	50	0,19	-	-	-

ковитом, серицитом, флюоритом, эпидотом и карбонатами. Вторичные процессы в рассматриваемых пикродолеритах развиты весьма интенсивно, особенно в районах слюдисто-флюоритовых руд и известняков. Вторичные процессы проявляются в замещении плагиоклазов тонким агрегатом серицита, эпидота и кальцита, хлоритизации цветных минералов и карбонатизации пород. Процесс хлоритизации сопровождается выделением титаниста. В некоторых участках пикродолериты секутся и замещаются слюдисто-флюоритовыми рудами. Флюорит и мусковит развиваются по плагиоклазам как вкрапленников, так и основной массы. Последним проявлением гидротермальных растворов было выделение карбонатных и сульфидных прожилков и замещение породы карбонатами.

Субщелочные пикродолериты (табл. 5) характеризуются низким содержанием кремнезема (44—46%, в единичных случаях достигая 46%) и глинозема (10—13%)¹, высоким содержанием магния (10—13%, редко опускаясь до 7,5—8,5%) и щелочей (до 5,3%), в том числе и редких. Кроме того, в них установлено повышенное количество фтора (до 0,1%), олова и вольфрама. Содержание окиси лития колеблется от 170 до 230 г/т, окиси рубидия — от 70 до 254 г/т, а цезия — от 9 до 27 г/т. Таким образом, в изученных субщелочных пикродолеритах содержание рубидия и цезия превышает среднее содержание этих элементов в основных породах. Повышенное содержание редких щелочей и фтора в рассматриваемых породах связано с наложением постмагматических процессов. Эти дайки межрудные и замещаются слюдисто-флюоритовыми рудами, причем соотношения лития и цезия в породах даек такое же, как и в слюдах слюдисто-флюоритовых руд.

В ряде случаев дайки субщелочных пикродолеритов замещаются карбонатами. Именно с карбонатизацией связано повышенное содержание в этих дайках углекислоты и окиси кальция. Для субщелочных пикродолеритов характерно также повышенное содержание хрома (до 1800 г/т) и стронция (до 1100 г/т). По классификации Е. Д. Андреевой, О. А. Богатикова и др. [3], рассмотренные породы попадают в поле щелочных пикритов или занимают промежуточное положение между щелочными пикритами и субщелочными базальтами. Наличие субщелочных пикродолеритов, обогащенных хромом и стронцием, свидетельствует о существовании глубинного, вероятно мантийного, магматического источника.

Вторая группа меланократовых даек представлена субщелочными диабазовыми порфиридами. Субщелочные диабазовые порфириты микроскопически не отличаются от вышеописанных субщелочных пикродолеритов. Это темные, плотные породы, на фоне основной массы которых наблюдаются вкрапленники полевых шпатов и цветных минералов.

При микроскопических исследованиях установлено, что субщелочные диабазовые порфириты состоят из плагиоклаза, пироксена, роговой обманки обыкновенной и баркевикита. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, титаномагнетитом, магнетитом, гранатами, пиритом. Вторичные минералы — хлорит, актинолит, биотит, тальк, скаполит, мусковит, кварц, флюорит, карбонаты, гидроокислы железа.

¹ Только в тех участках, где полевые шпаты замещаются слюдой, содержание глинозема достигает 15—16%.

Структура субщелочных диабазовых порфиритов порфировая. Количество порфировых выделений от 10 до 30% всей массы пород. Обычно порфировые выделения равномерно распределены в породе. Они представлены плагиоклазами, пироксенами, значительно реже роговой обманкой. Структура основной массы офитовая. Так же как и в пикродолеритах, размер породообразующих минералов меняется в зависимости от близости к контактам. Так, на контакте с вмещающими породами субщелочные диабазовые порфириты имеют ясно порфировый облик с мелкозернистой основной массой. Основной фон пород составляют лейсты плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены мелкими зернами пироксена и роговой обманки. Размер кристаллов в краевых частях даек колеблется от сотых долей миллиметра до 0,1—0,2 мм. В центральной части даек мелкие лейсты плагиоклаза сменяются удлинено-призматическими и таблитчатыми кристаллами, промежутки между которыми заполнены авгитом и роговой обманкой. Размер кристаллов в центральной части крупных даек достигает 0,6—1 мм.

Рассмотренные субщелочные диабазовые порфириты отличаются от субщелочных пикродолеритов отсутствием оливина и более кислым составом плагиоклаза как в порфировых выделениях, так и в основной массе. В порфировых выделениях плагиоклаз представлен лабрадором № 60—66, в основной массе — лабрадором № 50—52.

Субщелочные диабазовые порфириты, так же как и субщелочные пикродолериты, интенсивно изменены. В результате этих изменений плагиоклаз почти полностью замещен тонким агрегатом серицита, эпидота и кальцита. Замещение начинается обычно с центра зерна, что особенно хорошо видно на зональных кристаллах, где местами в относительно свежем состоянии оставалась только узкая краевая часть кристалла. Довольно часто основные плагиоклазы замещены вторичным альбитом и скаполитом. Процесс скаполитизации широко развит в дайках, секущих грейзенизированные граниты и грейзены. В субщелочных диабазовых порфиритах часто встречается вторичный биотит, ксеноморфный по отношению к кристаллам плагиоклаза, пироксена и роговой обманки и идиоморфный к выделениям всех вторичных минералов. Пироксены и роговые обманки обычно замещаются хлоритом, реже актинолитом. Процесс хлоритизации сопровождается выделением титанита и тесно связан с процессом карбонизации. Процессы вторичного изменения в приконтактных частях даек обычно более интенсивны, чем в центральных. В некоторых участках рассматриваемые субщелочные диабазовые порфириты секутся и замещаются слюдисто-флюоритовыми рудами. Флюорит и литийсодержащая слюдка развиваются по плагиоклазам как порфировых выделений, так и основной массы. Кроме того, описываемые субщелочные диабазовые порфириты секутся и замещаются касситерит-силикатными рудами. Турмалин — ведущий минерал отмеченных руд — замещает плагиоклазы как порфировых выделений, так и основной массы. Он наблюдается также в виде призматических кристаллов, образующих скопления в основной массе породы. К наиболее поздним проявлениям постмагматических процессов мы, так же как и другие исследователи, относим карбонатизацию и образование карбонатных, кварцево-сульфидных и сульфидных прожилков.

Для описанных межрудных субщелочных диабазовых порфиритов

Таблица 5

Химический состав даек меланократовых пород (в мас. %) и содержание в них Sr, Cr, W, Sn и других элементов (в г/т)

Порода	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Субщелочные пикродолериты межрудные	Г-130	40,36	0,55	10,73	0,74	6,17
	10078	42,88	0,60	10,99	0,73	6,11
	10098	45,70	0,65	11,90	1,17	6,43
	10517	40,76	0,81	8,92	0,37	5,39
	2505	41,80	0,71	12,70	1,70	8,20
	6889	46,76	0,60	13,26	0,74	7,54
	416/80	47,96	1,08	16,45	3,2	5,10
	420/81	45,13	0,70	12,69	2,02	6,37
	900/83	43,14	0,64	11,27	1,80	6,22
	904/83	42,95	0,77	12,22	2,35	6,58
	910/83	41,88	0,65	11,62	2,70	6,58
	920/83	40,56	1,06	13,75	3,72	6,34
	923/83	45,40	0,75	12,82	3,62	6,58
	928/83	46,21	1,23	15,68	3,55	6,46
	935/83	41,52	0,91	13,75	3,54	6,82
	945/83	44,86	0,99	14,79	3,20	6,58
Субщелочные долериты межрудные	932/83	44,15	1,02	15,71	3,29	7,18
	936/83	46,51	0,87	17,28	3,89	6,70
	939/83	42,93	1,03	15,86	3,61	7,18
Диабазовые порфириты догранитные	6688	48,68	1,10	16,07	0,73	5,10
Диабазовые порфириты послегранитные межрудные	587	44,56	0,80	13,64	0,45	6,83
	Г/68/1	55,68	0,61	11,91	6,24	3,99
	Г-78	50,48	1,10	13,20	6,10	4,30
	Г-441	47,08	1,80	17,46	0,42	9,20
	4677	48,39	0,95	16,75	0,93	7,64
	2018	45,12	1,02	15,64	1,30	6,94
	5083	44,08	0,899	16,52	1,03	8,63
	915/83	47,56	1,06	17,02	4,79	8,26
	940/83	46,20	1,00	18,41	3,01	8,38
	129/83	48,22	1,78	14,84	3,31	9,34
	128/83	43,94	0,67	12,18	2,53	5,87
	132/83	44,38	1,18	18,49	3,94	7,54
Спессартиты (баркевикитовые порфириты) межрудные	907/83	44,52	1,09	18,33	4,09	7,42
	912/83	42,27	1,05	16,29	3,53	7,54
Послерудные диабазовые порфириты, секущие монцодиориты	125/83	46,40	1,16	19,30	4,22	5,99
Послерудные диоритовые порфириты	6550	53,63	0,94	18,98	1,05	7,84
	135/83	52,49	0,57	12,71	1,73	5,15

	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	F	Li ₂ O	Rb ₂ O
	0,39	13,12	9,41	1,41	0,90	0,05	He ан.	He ан.
	0,33	10,30	11,31	2,88	0,36	0,01	"	"
	0,39	9,93	7,84	2,66	1,64	0,09	"	"
	0,33	12,93	9,47	2,64	1,43	0,10	"	"
	0,16	11,36	7,35	2,21	1,70	0,14	"	"
	0,35	12,20	10,25	2,08	1,73	0,03	"	"
	0,13	7,16	8,48	0,72	4,61	He обн.	"	0,0053
	0,19	9,81	13,29	0,62	2,55	0,10	0,024	0,0055
	0,15	9,71	11,20	0,86	0,93	0,28	He ан.	0,026
	0,17	9,41	10,53	0,45	1,20	0,28	"	0,011
	0,15	10,44	12,53	0,70	1,50	0,25	"	0,007
	0,18	7,55	11,60	1,02	1,50	0,17	"	0,024
	0,18	10,64	12,03	1,77	1,43	0,20	0,030	0,018
	0,16	7,30	9,17	1,23	4,00	0,25	He ан.	0,018
	0,16	10,0	11,27	1,26	1,57	0,060	"	0,028
	0,16	8,29	9,84	1,23	1,54	0,060	"	0,022
	0,18	8,18	10,08	1,33	2,75	0,11	"	0,041
	0,19	4,82	7,69	1,77	2,80	0,071	"	0,026
	0,21	8,34	8,84	1,29	2,21	0,13	"	0,040
	0,20	4,97	7,84	3,72	0,90	0,60	"	He ан.
	0,33	8,48	10,20	2,01	1,65	0,04	"	"
	0,33	7,02	2,30	2,63	0,30	1,50	"	"
	0,18	8,75	3,07	2,46	0,67	0,59	"	"
	0,37	7,05	9,63	2,85	1,28	0,13	"	"
	0,18	10,34	6,30	1,80	2,86	0,02	"	"
	0,16	7,79	10,30	1,41	2,43	He ан.	"	"
	0,17	9,63	8,13	1,30	1,15	0,14	"	"
	0,23	2,71	6,23	1,00	3,78	0,12	0,030	0,012
	0,24	3,57	8,15	1,47	2,57	0,16	0,030	0,023
	0,56	4,78	4,53	1,76	2,27	0,22	0,017	0,003
	0,19	8,16	10,35	2,12	1,54	0,30	0,030	0,090
	0,20	4,63	7,16	2,72	2,33	0,19	He ан.	0,049
	0,22	4,61	8,13	2,48	2,64	0,086	0,029	0,032
	0,16	9,88	7,45	0,97	2,19	0,32	He ан.	0,023
	0,16	5,98	9,12	1,05	2,44	0,074	0,030	0,085
	0,13	5,30	3,40	2,25	3,40	0,27	He ан.	He ан.
	0,16	5,50	6,84	2,96	2,53	0,30	0,005	0,003

Таблица 5 (окончание)

Порода	Номер образца	Сs ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	
Субщелочные пикродоле- риты меж- рудные	Г-130	He ан.	12,69	0,13	1,09	—	100,72	
	10078	"	9,14	0,18	4,59	—	100,52	
	10098	"	6,00	0,18	6,67	—	100,15	
	10517	"	12,54	0,69	3,5	—	99,83	
	2505	"	3,75	He ан.	3,36	—	100,00	
	6889	"	0,18	0,28	4,00	—	100,03	
	416/80	0,0002	He ан.	He ан.	4,43	—	99,47	
	420/81	0,0001	3,19	"	3,12	—	99,91	
	900/83	0,003	8,86	0,14	He ан.	4,57	99,79	
	904/83	0,001	8,09	0,12	"	4,67	99,74	
	910/83	0,001	7,30	0,15	"	3,30	99,76	
	920/83	0,001	8,46	0,11	"	3,61	99,65	
	923/83	0,001	1,96	0,16	"	2,16	99,75	
	928/83	0,001	1,91	0,33	"	2,19	99,40	
	935/83	0,002	5,56	0,12	"	3,02	99,59	
	945/83	0,003	4,98	0,19	"	2,85	99,58	
	Субщелочные долериты межрудные	932/83	0,004	3,16	0,21	"	2,28	99,68
		936/83	0,001	3,87	0,28	"	2,84	99,60
		939/83	0,003	3,83	0,23	"	3,94	99,67
Диабазовые порфириты догранитные	6688	He ан.	5,46	0,32	4,41	—	99,85	
	587	"	6,33	0,21	4,96	—	100,25	
Диабазовые порфириты послегранит- ные межрудные	Г/68/1	"	He ан.	0,23	7,79	—	99,80	
	Г-78	"	"	0,32	8,00	—	99,13	
	Г-441	"	"	0,35	1,55	—	99,13	
	4677	"	"	0,34	3,16	—	99,69	
	2018	"	5,27	0,13	—	6,27	99,96	
	5083	"	3,95	He ан.	4,33	—	99,70	
	915/83	0,001	3,65	0,45	He ан.	2,76	99,66	
	940/83	0,003	3,74	0,30	"	2,46	99,71	
	129/83	0,001	5,74	0,35	"	2,01	99,73	
	128/83	0,003	8,59	0,22	"	3,14	99,92	
	132/83	0,004	3,43	0,28	"	3,23	99,75	
	Спессартиты (баркевикитовые порфи- риты) меж- рудные	907/83	0,005	3,34	0,31	"	2,34	99,67
912/83		0,001	3,38	0,24	"	3,55	98,86	
Послерудные диабазовые порфириты, секущие мон- цодиориты	125/83	0,003	0,76	0,28	"	2,63	99,68	
	6550	He ан.	—	0,35	2,42	—	99,77	
Послерудные диоритовые порфириты	135/83	0,001	6,81	0,17	He ан.	1,89	99,82	

Sr	Ba	Cr	Ni	V	Sn	W	Pb
He ан.	He ан.	630	100	100	3,8	0,8	3,9
"	"	400	11	54	3,1	3,2	7,9
"	"	680	12	85	4,8	2,4	27
"	"	1800	34	79	5,4	1,2	70
"	"	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.
"	"	440	22	89	3,0	1,6	1,5
1100	"	1000	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.
950	"	700	—	"	"	"	"
800	150	1000	20	500	10	—	60
600	—	700	10	500	—	—	20
700	100	700	20	400	10	—	15
700	100	500	40	400	8	—	8
600	300	1000	15	200	20	—	8
800	300	500	40	300	—	—	7
700	150	500	50	500	5	—	10
600	300	700	50	300	—	—	200
800	500	100	10	300	8	—	10
700	500	100	10	100	—	—	20
600	300	300	15	300	7	—	30
He ан.	He ан.	107	12	95	27	3,2	1,3
"	"	630	18	100	20	2,4	8,3
"	"	400	50	68	11	20	23
"	"	400	25	45	3,0	2,0	5,0
"	"	630	30	60	1,9	2,4	7,1
"	"	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.
"	"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"	"
700	400	—	—	—	—	—	40
800	400	700	—	100	7	He ан.	200
500	500	320	10	400	He ан.	"	10
800	200	1000	30	300	5	—	10
800	600	596	10	100	15	—	30
700	1000	712	10	100	He ан.	He ан.	7
500	150	450	20	400	10	1	70
600	400	150	10	150	He ан.	He ан.	7
He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.
700	300	500	10	200	10	20	"

характерно пониженное содержание кремнекислоты (44—48% против 50,4% в среднем составе диабаза по Дэли) и повышенное — магния и калия (см. табл. 5). Содержание MgO колеблется от 7 до 10%, в единичных случаях снижаясь до 5—6%, в то время как в среднем составе диабаза, по Дэли, содержание MgO 5,79%, а K_2O — от 1,3 до 2,85% против 0,97% в среднем составе диабаза. Как и субщелочные пикродолериты, рассматриваемые субщелочные диабазовые порфириды характеризуются повышенным содержанием редких щелочей. Так, содержание лития в них колеблется от 78 до 266 г/т, рубидия — от 259 до 773 г/т, цезия — от 9 до 36 г/т. Сравнение полученных данных со средними содержаниями отмеченных элементов в магматических породах, по А. П. Виноградову [26], показало, что содержание рубидия и цезия превышает среднее содержание этих элементов в основных породах. Повышенное содержание редких щелочей и фтора в рассматриваемых субщелочных диабазовых порфиридах объясняется тем, что они являются межрудными и замещаются слюдисто-флюоритовыми рудами, содержащими повышенное количество не только фтора, но и редких щелочей. Интересно, что, так же как и в субщелочных пикродолеритах, соотношение лития и цезия в рассматриваемых породах такое же, как и в слюдах слюдисто-флюоритовых руд.

По классификации [3], рассматриваемые породы попадают в поле субщелочных базальтов (см. рис. 2). Для субщелочных диабазовых порфиридов, как и для субщелочных пикродолеритов, характерно повышенное содержание хрома (700—1000 г/т) и стронция (500—800 г/т).

Судя по геологическому положению и особенностям состава, рассматриваемые породы, как и субщелочные пикродолериты, связаны с глубинным источником. Более кислый состав их объясняется, вероятно, взаимодействием с коровым материалом.

Спессартиты (баркевикитовые порфириды) макроскопически почти не отличаются от вышеописанных субщелочных пикродолеритов и диабазовых порфиридов. Единственное отличие — присутствие большого количества длиннопризматических кристаллов роговой обманки. При микроскопических исследованиях установлено, что они состоят в основном из плагиоклаза, представленного лабрадором № 54—57, и баркевикита, в небольшом количестве развит авгит. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, гранатами, ильменитом и магнетитом. Вторичные минералы — хлорит, актинолит, минералы эпидот-цоизитовой группы, карбонаты.

Структура породы порфиристая, структура основной массы офитовая, долеритовая гипидиоморфно-зернистая. Порфиристые выделения представлены плагиоклазом и баркевикитом, размер их от 1 до 3 мм. Количество порфиристых выделений колеблется от 20 до 30%. Размер кристаллов в основной массе в краевых частях даек и в маломощных дайках 0,1—0,3 мм, в центральных частях мощных даек 0,5—1,2 мм.

Баркевикит как в порфиристых выделениях, так и в основной массе образует удлинённые призматические, иногда боченковидные кристаллы коричневого цвета с плеохроизмом от густо-коричневого по N_g до светло-буроватого по N_p ; $c: N_g = 12^\circ$. Иногда в баркевиките наблюдаются идиоморфные включения нацело изменённого сосюритизированного и серицитизированного плагиоклаза. Сами же баркевикиты почти не затро-

нуты вторичными процессами, только по периферии баркевикит замещается хлоритом.

Химический состав баркевикита из спессартитов, определенный на электронно-зондовом микроанализаторе системы «Сатеса», приведен в табл. 4.

Сравнение баркевикита описываемых пород с баркевикитом субщелочных пикродолеритов обр. 420/81 (см. табл. 4) показывает, что они близки друг другу. Количество баркевикита в основной массе колеблется от 30 до 40%, в порфириковых выделениях — от 40 до 50%.

Плаггиоклаз как в порфириковых выделениях, так и в основной массе образует призматические кристаллы, иногда несколько удлиненные. Обычно плаггиоклаз замещен минералами эпидот-цоизитовой группы, серицитом и карбонатами, и только в некоторых участках удалось определить, что в порфириковых выделениях он представлен лабрадором № 54—57. Иногда периферическая часть нацело измененного кристалла плаггиоклаза сложена относительно свежим альбитом.

Химический состав спессартитов (баркевикитовых порфиритов) приведен в табл. 5. Из этой таблицы видно, что они резко отличаются от среднего состава спессартитов меньшим количеством кремнезема и окиси натрия SiO_2 (44—45% против 53,5%), Na_2O (2,2—2,6% против 3,48% в среднем составе спессартита), по Дэли, и большим количеством глинозема и закиси железа (Al_2O_3 16—18% против 14,5%, FeO 7,4—7,5% против 5,29% в среднем составе спессартита). Содержание стронция в них от 500 до 700 г/т, а хрома достигает 700 г/т. Для баркевикитовых порфиритов, так же как и для субщелочных пикродолеритов и диабазовых порфиритов, характерно повышенное содержание редких щелочей и фтора. Они содержат 132 г/т лития, 209 г/т и более рубидия, 9 г/т и более цезия и до 0,3% фтора. Приведенные цифры превышают среднее содержание соответствующих элементов не только в основных, но и в средних породах. Повышенное содержание редких щелочей и фтора объясняется воздействием постмагматических растворов, так как породы секутся и замещаются слюдисто-флюоритовыми рудами.

Диоритовые порфириты встречаются, как межрудные, так и пострудные секущие граниты и все типы руд. Возможно, пострудные дайки связаны со среднепалеозойским диорит-монцит-сиенитовым комплексом. Установлено, что диоритовые порфириты отличаются от охарактеризованных выше пород более кислым составом плаггиоклаза, представленного андезином № 35—40, отсутствием оливина, меньшим количеством пироксена и соответственно большим количеством обыкновенной роговой обманки. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, цирконом, рудным минералом, вторичные — актинолитом, хлоритом, скаполитом, минералами эпидот-цоизитовой группы, карбонатами. В межрудных дайках наблюдаются флюорит и сульфиды. Структура пород порфириковая, структура основной массы в центральных частях даек гипидиоморфно-зернистая, в периферических — микролитовая. Характерной особенностью диоритовых порфиритов, как и других меланократовых даек, является широкое развитие вторичных процессов, причем в межрудных дайках это замещение плаггиоклазов слюдисто-флюоритовым агрегатом, а в пострудных — карбонатизация. По химическому

составу диоритовые порфиры отличаются большим количеством кремнезема и щелочей и соответственно меньшим количеством магния и железа (см. табл. 5).

Породы диорит-монзонит-сиенитового комплекса слагают ряд мелких массивов, приуроченных к зоне глубинного разлома в центральной части района. Они прорывают и метаморфизуют отложения верхнего протерозоя и нижнего кембрия и, в свою очередь, секутся гранит-порфирами и сферолитовыми микрогранофировыми гранит-порфирами верхнего палеозоя. Радиологический возраст пород комплекса 340—360 млн. лет. Рассматриваемые породы отличаются от средних типов соответствующих пород, по Дэли, более низким содержанием кремнезема и более высоким — щелочей, особенно калия и фтора. Формирование их связано, вероятно, с самостоятельным магматическим очагом, локализованным в нижнем базальтовом слое. Повышенное содержание фтора в породах диорит-монзонит-сиенитового комплекса связано, по-видимому, с привнесением этого элемента глубинными растворами, вызвавшими селективное плавление базитового субстрата, который, по геофизическим данным, подстилает протерозойские толщи Ханкайского массива.

Помимо отмеченных магматических образований, в районе развиты среднепалеозойские граниты, вскрытые в западной и юго-западной частях района. Эти граниты прорывают и метаморфизуют рифейские и кембрийские отложения, а также породы габбро-пироксенитового комплекса и секутся дайками и мелкими субвулканическими телами фельзитов и кварцевых сиенит-порфиров пермского возраста. Их радиологический возраст 320—370 млн. лет. К позднепалеозойскому комплексу (радиологический возраст 230—260 млн. лет) мы относим небольшие тела гранит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров и розовых аляскитовых гранитов. Они прорывают среднепалеозойские граниты и пермские кислые эффузивы. Среди эффузивных пород в рассматриваемом районе выделяются две возрастные группы: среднепалеозойская (330—378 млн. лет) и верхнепалеозойская (230—300 млн. лет). Как первая, так и вторая сложены порфирами, риолитами, фельзитами и их туфолавами и туфобрекчиями. Субвулканические образования представлены гранит-порфирами и сферолитовыми микрогранофировыми гранит-порфирами. Палеозойские вулканические и субвулканические образования обогащены фтором, максимальное количество которого (7—8%) установлено во флюоритсодержащих шаровых лавах [162].

Распределение редких щелочей, стронция, кальция и фтора в магматических породах. Особенности состава ниже-среднепалеозойских рудоносных биотитовых и протолитионитовых гранитов рассмотрены нами и другими исследователями ранее [160, 161, 168, 174, 175, 48]. Здесь отметим только, что эти граниты характеризуются повышенным содержанием кремнезема, щелочей, в том числе и редких, и фтора, а также относительно небольшим количеством кальция, магния и железа (табл. 6). Количество щелочей, особенно натрия, редких щелочей и фтора резко повышается в протолитионитовых гранитах заключительной фазы.

Проведенное нами специальное изучение распределения редких щелочей, стронция, кальция и фтора в магматических породах Приханкайского

Средний химический состав гранитов
Вознесенского комплекса (в мас. %)

Компоненты	Порфириовидные биотитовые граниты			Турмалин-содержащие граниты [161]	Протолитионитовые граниты	
	по И.Н.Горворову [48]	по М.Г.Руб [161]	по А.А.Рязанцеву и М.Д.Рязанцевой [174, 175]		по И.И.Горворову [48]	по А.К.Рубу [160]
SiO ₂	70,85	73,2	73,63	71,57	70,26	74,74
TiO ₂	0,19	0,14	0,10	0,17	0,03	0,14
Al ₂ O ₃	14,42	14,30	14,20	14,78	15,88	14,06
Fe ₂ O ₃	0,18	1,01	0,48	1,26	0,34	0,01
FeO	2,30	0,54	0,76	0,81	0,78	1,12
MnO	0,15	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02
MgO	0,67	0,38	0,20	0,45	0,19	0,12
CaO	0,96	0,81	0,61	0,85	0,95	0,17
Na ₂ O	3,95	3,20	3,72	3,18	3,99	4,49
K ₂ O	5,13	5,00	5,66	5,14	5,97	4,22
Li ₂ O	Не ан.	0,02	0,03	0,02	Не ан.	0,03
Rb ₂ O	"	0,05	Не ан.	0,06	"	0,12
Cs ₂ O	"	0,004	"	0,005	"	0,002
H ₂ O ⁺	0,74	0,64	0,55	0,89	0,18	0,66
H ₂ O ⁻	0,05	0,19	Не ан.	0,19	0,03	0,09
F	0,04	0,12	0,08	0,14	0,96	0,45
P ₂ O ₅	0,11	0,07	0,03	0,20	0,05	0,02
С у м м а	99,74	99,72	100,08	99,75	99,54	100,05
O=F	0,02	0,05	0,04	0,06	0,40	0,18
С у м м а	99,72	99,67	100,04	99,69	99,14	99,87
Число анализов	5	4	4	3	3	6

района (табл. 7) показало, что для всех пород характерно повышенное содержание редких щелочей и фтора. Даже в породах габбро-пироксенитового комплекса отмечается повышенное содержание редких щелочей и фтора. Так, в габбро среднее содержание фтора превышает среднее содержание этого элемента в основных породах в 4 раза [26]. В габбро установлено также повышенное содержание стронция (см. табл. 7).

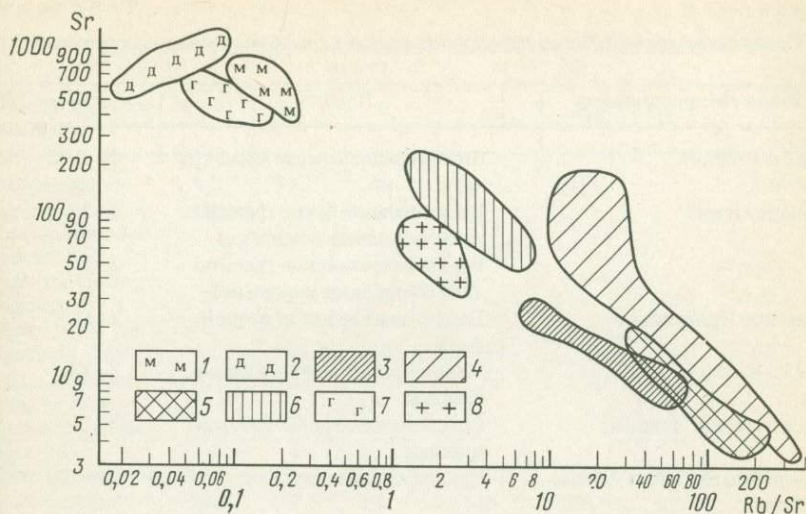
Содержание редких щелочей, стронция, кальция и фтора
в магматических породах Приханкайского района
(Rb_2O , Cs_2O , SrO – в г/т, CaO , F – в %)

Комплекс, порода	Rb_2O	Cs_2O	SrO	CaO	F
Габбро-пироксени- товый (PZ_1), габ- бро (5)	$\frac{35}{25-71}$	$\frac{4}{3-5}$	$\frac{660}{570-760}$	$\frac{16,2}{14,1-17,8}$	$\frac{0,12}{0,05-0,29}$
Гранитный ($PZ_1 +$ $+ PZ_2$ вознесенский), среднезернистые порфиroidные био- титовые граниты, I фаза (5)	$\frac{286}{270-350}$	$\frac{13,6}{10-20}$	$\frac{103,5}{66-188}$	$\frac{0,78}{0,61-0,96}$	$\frac{0,12}{0,08-0,25}$
Протолитионитовые граниты, заключи- тельная фаза (5)	$\frac{1195}{900-1421}$	$\frac{13}{8-16}$	$\frac{29}{18-68}$	$\frac{0,36}{0,17-0,61}$	$\frac{0,45}{0,28-0,75}$
Межрудные дайки ($PZ_1 + PZ_2$) пикро- долеритов (5)	$\frac{81}{70-110}$	$\frac{5}{3-10}$	$\frac{845}{740-1200}$	$\frac{9,6}{7,8-11,3}$	$\frac{0,056}{0,01-0,10}$
Диабазовых порфи- ритов (5)	$\frac{40}{30-50}$	$\frac{4}{3-5}$	$\frac{616}{550-740}$	$\frac{6,68}{2,3-10,3}$	$\frac{0,26}{0,04-0,59}$
Диорит-монзонит- сиенитовый (PZ_2), монцодиориты (5)	$\frac{75}{70-80}$	$\frac{5}{3-10}$	$\frac{745}{680-810}$	$\frac{6,95}{5,12-7,55}$	$\frac{0,10}{0,06-0,12}$
Гранитный (PZ_2 гро- дековский), крупно- зернистые биотитовые граниты (5)	$\frac{170}{90-230}$	$\frac{4}{2-6}$	$\frac{83}{60-105}$	$\frac{1,85}{1,36-2,41}$	$\frac{0,08}{0,04-0,1}$

Примечание. В скобках – число анализов. В числителе – среднее содержа-
ние, в знаменателе – пределы колебаний.

В породах рассматриваемого региона стронций не всегда коррелируется с кальцием. Как видно из табл. 5, в пикродолеритах, содержащих 9,6% CaO , среднее содержание стронция 845 г/т, в то время как в габбро, содержащем 16,2% CaO , среднее содержание его равно 660 г/т. В диорит-монзонитах, содержащих 6,9% CaO , стронция значительно больше, чем в габбро, содержащих 16,2 CaO (см. табл. 7). В вознесенских гранитах ($PZ_1 + PZ_2$) I фазы кальция в 2 раза меньше, чем в среднепалеозойских градоковских гранитах, а стронция значительно больше. Количество натрия, редких щелочей и фтора резко повышается в протолитионитовых гранитах заключительной фазы ниже-среднепалеозойского комплекса (см. табл. 6).

Специальное изучение содержания редких щелочей и стронция в рассматриваемых гранитах ниже-среднепалеозойского комплекса и слагаю-



Р и с. 1. Корреляция Sr и величины Rb/Sr отношений в магматических породах района

Поля распространения: 1 — пород диорит-монцит-сиенитового комплекса; 2 — даек пикроделеритов; 3 — редкометалльных гранитов Северного Приладожья; 4 — редкометалльных гранитов Рудных Гор (ЧССР); 5 — редкометалльных гранитов Приханкайского района; 6 — биотитовых гранитов Вознесенского комплекса; 7 — пород габбро-пироксенитового комплекса; 8 — среднепалеозойских гранитов (гродековских)

щих их породообразующих минералах показало, что в гранитах заключительной фазы увеличивается содержание лития и рубидия и уменьшается — стронция (см. табл. 7). Одновременно уменьшается отношение K/Rb от 113,1 в гранитах I фазы до 33,4 в гранитах заключительной фазы. Отношение Rb/Sr, наоборот, увеличивается от гранитов I фазы (4,4) к гранитам заключительной фазы (38,1) (рис. 1). Еще более эффектно эта закономерность видна при сравнении отношений K/Rb и Rb/Sr в слюдах гранитов I и заключительной фаз. На рис. 1 хорошо видно, что редкометалльные граниты, характеризующиеся высокими отношениями Rb/Sr, располагаются в юго-восточной части диаграммы. Сравнение содержания редких щелочей и стронция, а также отношений K/Rb и Rb/Sr в ниже-среднепалеозойских рудоносных гранитах (вознесенских) со среднепалеозойскими нерудоносными гранитами (гродековскими) показало, что последние содержат значительно меньше редких щелочей. Они характеризуются также более высоким отношением K/Rb и более низким — Rb/Sr.

Изучение распределения хрома в биотитах ниже-среднепалеозойских (вознесенских) гранитов и среднепалеозойских (гродековских), развитых к западу и югу от Вознесенского рудного узла, выявило наблюдающиеся между ними различия. Так, первые характеризуются повышенным содержанием хрома, количество которого колеблется от 46 до 120 г/т, в то время как в биотитах гродековских гранитов оно не превышает 11 г/т. Сравнение содержания хрома в биотитах вознесенских

Содержание хрома в биотитах оловоносных и вольфрамоносных гранитоидов

Район распространения	Порода	Содержание, г/т
Приханкайский	Нижне-среднепалеозойские граниты	46–120
Сарыджазский	Верхнепалеозойские граниты (ипильчекский комплекс)	6–8
	Верхнепалеозойские граниты (акшийракский комплекс)	2–8
Северное Приладожье	Биотитовые граниты второй фазы	2–5
ЧССР, Циновец	Мелкозернистые биотитовые граниты	3–18
ЧССР, массив Гнилец	Среднезернистые биотитовые граниты	3–11
Центральный Сихотэ-Алинь, Восток-2	Калиевые гранодиориты	65–200
Лермонтовка	Кварцевые сиениты	
Западный Узбекистан, Ингичке	Калиевые гранодиориты	60–130
Западный Узбекистан, Яхтон	То же	70–200
Комсомольский район Маочан, Силинская вулканоплутоническая ассоциация	Пироксеносодержащие граниты	До 313
	Кварцевые диориты–гранодиориты	До 203
	Мелкозернистые лейкократовые граниты	До 73
Комсомольский, чалбинская вулканоплутоническая ассоциация	Крупнозернистые граниты	До 38

Примечание. Анализы выполнены в ДВГИ ДВНЦ АН СССР количественным спектральным методом Е.А. Лаговой, Т.В. Лапковой и Т.В. Сверкуновой.

гранитов с содержанием этого элемента в биотитах других оловоносных и вольфрамоносных гранитоидов (табл. 8) показало, что по содержанию хрома они приближаются к биотитам гранитоидов, являющихся дифференциатами оловоносных и вольфрамоносных магматических ассоциаций второго генетического типа, связанных с глубинным магматическим источником [168]. Из табл. 8 видно, что содержание хрома в биотитах сиалических палингенных гранитоидов обычно колеблется в пределах 3–18 г/т, в единичных случаях достигая 38 г/т. В то время как в гранитоидах — дифференциатах магматических ассоциаций второго генетического типа — оно колеблется от 60 до 313 г/т.

Полученные нами новые данные по содержанию в рассматриваемых рудоносных гранитах и слагающих их слюдах ряда рудных элементов, в частности Та, Nb, Sn и др., подтвердили сделанные нами ранее выводы о том, что они характеризуются повышенными содержаниями этих элементов (табл. 9), количество которых резко повышается в гранитах за-

Таблица 9

Содержание акцессорных элементов в гранитах и слюдах (в г/т)

Порода и минералы	Ta	Nb	Sn	Ge	Ga	Sc	Zr
Нижне-средне-палеозойские порфиroidные биотитовые граниты (вознесенские), I фаза (10)	4,3	33	40		27		18,6
Биотиты (10)	23,9	306,0	127,3	3,5	97,0	77,0	60,1
Протолитионитовые граниты, заключительная фаза (6)	8,9	55,0	72,0	4,0	45,0		68
Протолитиониты (6)		66,0	318,0	400,0	5,4	220,0	9,0
Грейзенизированные граниты (4)	50,5	217,5	68	26	86		29
Среднепалеозойские нерудоносные биотитовые граниты (гродковские) (10)	1,3	17,3	6,7	1,6	12,8		180
Биотиты (10)	11,7	102,0	46,7	4,0	43,0	42,5	28,4

Примечание. В скобках — число анализов.

Порода и минералы	Mo	Pb	Zn	Cr	Ni	Co	V
Нижне-средне-палеозойские порфиroidные биотитовые граниты (вознесенские), I фаза (10)							
Биотиты (10)	7,4	127,0	2060	68,3	36,8	10,6	133,0
Протолитионитовые граниты, заключительная фаза (6)							
Протолитиониты (6)							
Грейзенизированные граниты (4)							
Среднепалеозойские нерудоносные биотитовые граниты (гродковские) (10)							
Биотиты (10)	6,4	60,9	497,3	4,1	2,6	8,1	48,5

ключительной фазы, где среди акцессорных минералов присутствуют касситерит, колумбит, стюверит. Эти же минералы наблюдаются, как показали исследования, на электронно-зондовом микроанализаторе в виде микровключений в биотитах рудоносных гранитов I фазы. Таким образом, выделение олова и тантала, как и фтора, начинается в позднемагматическую стадию, а накопление происходит позднее в связи с деятельностью постмагматических растворов.

Специальное определение содержания тантала, проведенное А. П. Зайцем инструментальным нейтронно-активационным методом в лаборатории Кировского ПГО Мингео СССР, подтвердило сделанные выше выводы. В то же время полученные новые данные показывают, что содержание тантала резко увеличивается в альбитизированных и грейзенизированных гранитах и грейзенах. Главным концентратом тантала в рассмотренных редкометальных гранитах, альбититах и грейзенах являются танталсодержащие акцессорные минералы — колумбит, танталит и стриверит, а главным носителем — слюды. Редкометальные граниты Центрального Сихотэ-Алиня, сопровождающиеся оловянно-вольфрамовыми месторождениями касситерит-вольфрамит-кварцевой формации, характеризуются значительно меньшим содержанием тантала как в гранитах, так и в слюдах. Танталсодержащие минералы в гранитах Центрального Сихотэ-Алиня встречаются значительно реже и представлены только колумбитом.

Граниты Циновецкого массива обладают более высокими содержаниями тантала как в гранитах, так и в слюдах, которые примерно соответствуют содержанию тантала в редкометальных гранитах Приханкайского района. Среди акцессорных минералов редкометальных гранитов Циновецкого массива А. К. Рубом впервые обнаружены танталит и микролит. Имеющиеся минералогическо-петрографические и геохимические материалы позволили ему считать внешнюю зону Циновецкого массива перспективной для постановки поисково-разведочных работ на тантал.

Сравнение рассматриваемых редкометальных и оловоносных гранитов с оловоносными и редкометальными гранитами ЧССР и ГДР показало, что по химическому составу и геохимическим особенностям они близки. Как первые, так и вторые характеризуются повышенным содержанием щелочей, в том числе и редких, кремнезема, фтора, олова, тантала и ниобия и пониженным — кальция, магния и железа.

Интересно, что в Циновецком гранитном массиве (ЧССР), так же как и в Пограничном, на глубоких горизонтах (от 500 м и глубже) вскрыты протолитионитовые граниты, в которых протолитионит занимает позицию биотита [167].

Сравнение рассматриваемых гранитов с редкометальными гранитами Монголии [76] показало, что они близки последним и отличаются от них меньшим количеством натрия и соответственно большим количеством калия.

Распределение редкоземельных элементов в магматических породах и слагающих их минералах. Исследованиями последних лет [10, 76, 80, 196, 198] показано большое значение редкоземельных элементов (РЗЭ) для выяснения генезиса и рудоносности магматических пород. В этой связи нами впервые изучено

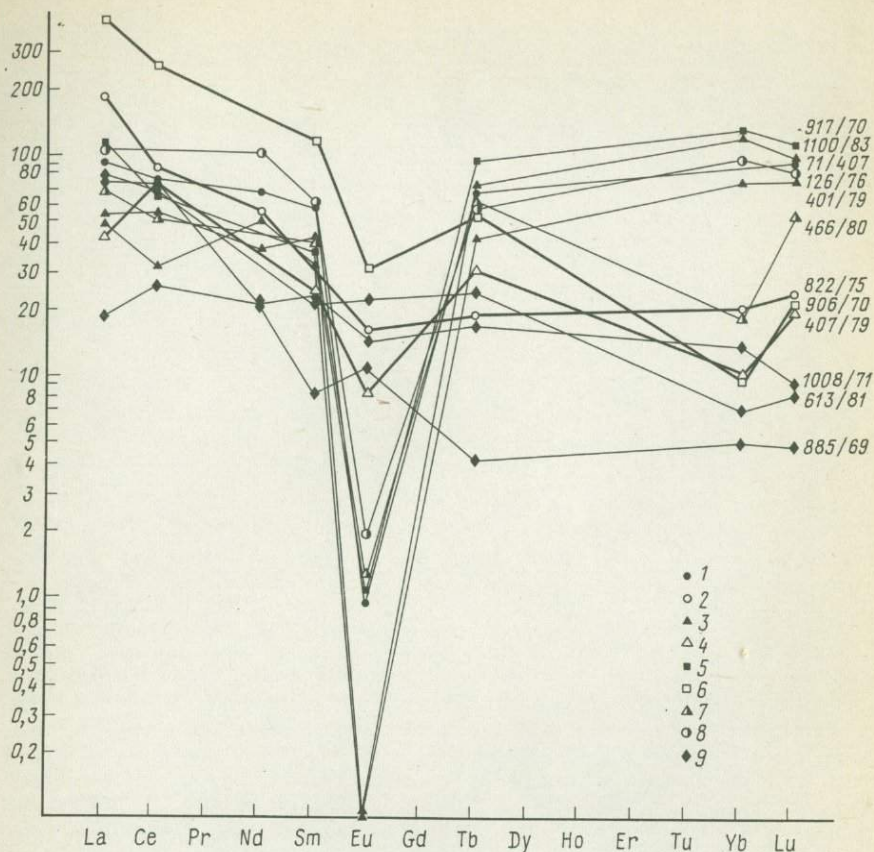


Рис. 2. Распределение PЗЭ в редкометалльных гранитах и породах латитовой ассоциации

1 — редкометалльные протолитионитовые граниты одного из рудных районов Дальнего Востока; 2 — биотитовые граниты I фазы этого же района; 3 — редкометалльные протолитионитовые граниты Центрального Сихотэ-Алиня; 4 — биотитовые граниты ранней фазы этого же района; 5, 6 — граниты Северного Приладожья; 5 — редкометалльные граниты, 6 — биотитовые граниты ранней фазы; 7 — редкометалльные граниты Кавалеровского района; 8 — редкометалльные граниты Циновецкого массива; 9 — породы латитовой ассоциации

распределение PЗЭ в магматических породах и сопровождающих их постмагматических образованиях рассматриваемого района. Как было отмечено выше, на территории этого района широко развиты близкие по возрасту контрастные магматические ассоциации, сопровождающиеся танталовой, оловянной и флюоритовой минерализацией.

Определение PЗЭ производилось инструментальным нейтронно-активационным методом в лаборатории Кировского ПГО Мингео СССР А. П. Зайцем. Пробы весом 0,1 г, истертые до 200 меш., помещались в алюминиевую форму и облучались в вертикальном канале тепловой колонны реактора ВВР-М Института ядерных исследований АН УССР. Флюенс

Таблица 10

Содержание РЗЭ в магматических породах Приханкайского района и сопровождающих их постмагматических образованиях (в г/т)

№ п/п	Номер образца	La	Ce	Nd	Sm
1	828/83	3,91	8,23	5,93	1,9
2	821/75	4,0	6,50	4,20	1,3
3	820/75	25,6	56,6	22,8	7,2
4	418/80	10,7	23,2	14,6	6,0
5	818/75	15,7	38,5	15,2	2,5
6	822/75	38,5	55,6	24,3	4,0
7	102/407	48,0	33,8	—	8,5
8	71/407	22,4	48,0	32,1	8,9
9	39/407	20,4	49,4	26,9	6,6
10	32/407	12,7	22,3	—	6,1
11	20/407	5,91	8,67	5,3	1,8
12	244/80	2,69	5,3	1,9	0,41
13	204/80	2,33	3,2	1,6	0,38
14	239/80	2,30	4,3	2,4	0,55
15	109/80	4,79	4,2	2,1	0,6

Примечание. 1 — пироксенит; 2 — габбро; 3 — монцодиорит; 4 — пикродолерит; 5 — нерудоносные биотитовые граниты; 6 — рудоносные биотитовые граниты, I фаза; 7—9 — протолитионитовые граниты глубоких горизонтов (соответственно 1200, 750, 470 м) собственно редкометалльных гранитов, II фаза;

	Eu	Tb	Yb	Lu	TR	La/Yb _N
	0,77	0,15	0,63	0,083	21,6	4,2
	0,70	0,19	0,81	0,15	17,8	3,3
	2,53	0,99	3,65	0,56	119,9	4,7
	1,56	0,53	1,68	0,31	58,6	4,3
	0,32	0,25	1,08	0,13	73,7	9,9
	0,80	0,71	3,81	0,64	128,4	8,2
	0,076	—	11,7	2,67	103,7	2,8
	0,006	2,39	16,3	2,44	132,5	0,9
	0,007	2,29	23,1	2,70	131,4	1,0
	0,62	2,55	11,2	0,91	—	0,8
	0,010	0,16	2,43	0,44	24,7	1,6
	0,064	0,035	4,5	0,95	15,8	0,4
	0,093	0,063	28,4	1,38	37,4	0,05
	0,11	0,10	11,8	1,98	23,5	0,1
	0,054	0,11	1,00	0,14	13,0	3,2

за; 10, 11 — интенсивно альбитизированные протолитионитовые граниты (соответственно 300 и 190 м); 12 — танталоносные грейзенизированные (топазизированные) аляскинские граниты; 13 — то же, интенсивно грейзенизированные граниты; 14 — альбититы; 15 — мусковит-кварцевый грейзен.

составлял 3×10^{18} нейтрон/см². Анализы производились на спектрометрической установке, собранной на основе анализатора АИ-4096А-90 в сочетании с коансильным германиево-литиевым детектором типа ДГДК с чувствительным объемом 32 см³. Разрешение системы по линии Со-60 1332 кэВ составило 3,0 кэВ.

Правильность определения содержания элементов подтверждена анализом стандартных образцов состава горных пород (СГ-1А, СГ-2, СГ-3 и др.). Воспроизводимость измерений укладывается в интервал 10—20 отн. %. Нижний предел определяемых содержаний (в г/т): для лантана — 0,09, церия — 0,6, неодима — 0,4, самария — 0,06, европия — 0,008, тербия — 0,07, иттербия — 0,08, лутеция — 0,01.

Согласно принятой методике обработки результатов [10], абсолютные содержания РЗЭ были нормированы по средним их содержаниям в хондритах. Затем для каждой пробы строились кривые распределения нормированных значений РЗЭ. Полученные результаты по распределению РЗЭ в гранитах изученного района подтвердили, что именно редкометалльные граниты являются наиболее глубокими дифференциатами рудоносных гранитоидных магм. Они характеризуются особыми, только им присущими кривыми распределения РЗЭ (табл. 10, рис. 2). Для них типичны резко выраженный европиевый минимум и примерно равные величины нормированных легких и тяжелых РЗЭ (кривые распределения становятся близкими к горизонтальным), а также весьма низкое отношение La/Yb_N. Анало-

гичные данные получены нами для редкометалльных гранитов ряда других районов Приморья, Северного Приладожья, Циновецкого массива в ЧССР (см. рис. 2). Относительное уменьшение содержания легких и увеличение тяжелых РЗЭ вообще закономерно для процесса дифференциации гранитной магмы [10]. С учетом сходных данных, полученных для редкометалльных гранитов Монголии и их эффузивных аналогов — онгонитов [80], редкометалльных гранитов Забайкалья [198], специфическая форма кривой распределения РЗЭ может считаться типоморфным геохимическим признаком потенциально рудоносных редкометалльных гранитов.

В собственно танталоносных интенсивно альбитизированных и грейзенизированных гранитах сохраняется пологая форма кривой распределения РЗЭ с европиевым минимумом (рис. 3), типичная для редкометалльных гранитов глубоких горизонтов. В то же время в альбитизированных и грейзенизированных гранитах отмечается еще более низкое отношение La/Yb_N (0,4—0,7). Характерно также снижение общего содержания РЗЭ от 120—170 до 80—20 г/т (см. табл. 10). В отличие от редкометалльных гранитов граниты ранней фазы этого комплекса, которые мы относим к стандартному геохимическому типу [76], характеризуются обычной для гранитов кривой распределения РЗЭ. Для гранитов I фазы характерно преобладание легких редкометалльных элементов (La/Yb=8,2) и более слабо выраженный европиевый минимум (см. рис. 2, 4; табл. 10). Породы габбро-пироксенитовой ассоциации и межрудные дайки пикродолеритов, связанные

Содержание РЗЭ в кварце редкометалльных гранитов (в г/т)

Порода, номер образца	La	Ce	Sm	Eu
Порфириовидные среднезернистые биотитовые граниты (I фаза), 639/67	2,13	6,80	0,82	0,073
Протолитионитовые граниты (заключительная фаза), 102/407	1,80	9,32	0,88	0,009
Протолитионитовые граниты, 820/68	1,19	6,69	3,6	0,023
Грейзенизированные и альбитизированные протолитионитовые граниты, 43/78	1,36	2,66	1,95	0,051
Крупнозернистые биотитовые граниты (гродековские), 695/64	2,88	14,2	0,58	0,065

Примечание. Nd не обнаружен.

с глубинным (мантийным) источником, обладают повышенным содержанием европия (0,7—1,5 г/т) и легких РЗЭ ($La/Yb_N = 3,3—4,3$). Породы диорит-монзонит-сиенитовой (латитовой) ассоциации, образовавшиеся после редкометалльных гранитов, характеризуются еще большим содержанием европия (2,5%) и легких редкоземельных элементов. По характеру распределения РЗЭ породы диорит-монзонит-сиенитовой ассоциации близки габбро-пироксенитовой и дайкам пикродолеритов, но отличаются от них более высокой суммой РЗЭ (119 г/т — см. табл. 10). Высокое содержание РЗЭ в породах диорит-монзонит-сиенитовой ассоциации объясняется тем, что в них присутствует большое количество апатита, обладающего повышенным содержанием РЗЭ.

Особый интерес представляют полученные нами впервые данные по содержанию и распределению РЗЭ в породообразующих минералах редкометалльных гранитов — кварце, плагиоклазе, калиевом полевом шпате, слюдах. К сожалению, этих данных пока мало, однако уже можно сделать некоторые выводы.

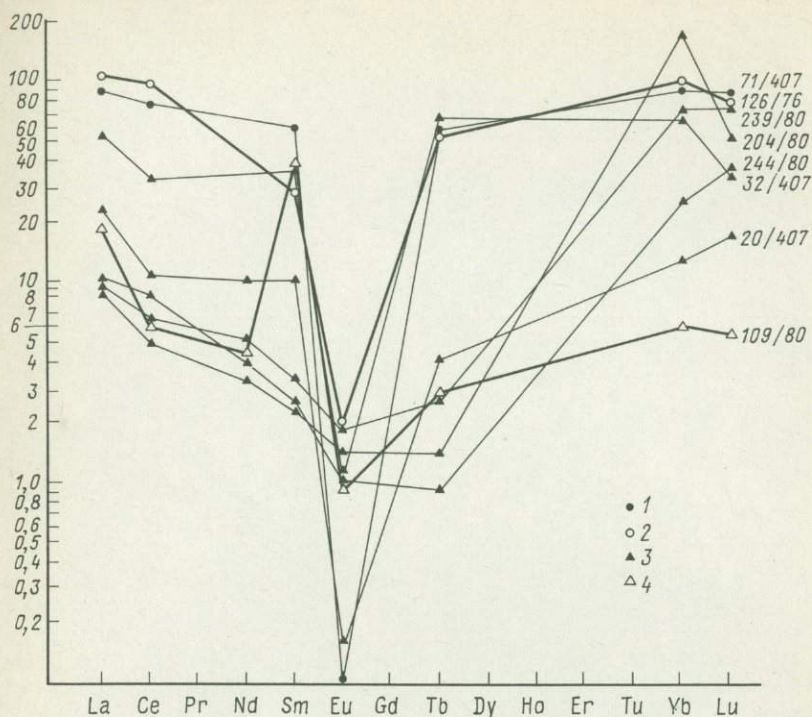
Кварц. Содержание РЗЭ в кварце гранитов рассматриваемого района колеблется от 10,36 до 29,4 г/т, достигая максимума в кварце танталосных грейзенизированных и альбитизированных гранитов (табл. 11).

Кварц этих гранитов характеризуется очень высоким содержанием Yb (23,1 г/т) и очень низким отношением La/Yb (0,04). Кварцы нерудоносных (гродековских) гранитов в отличие от рудоносных обладают высоким содержанием легких РЗЭ и очень высоким отношением La/Yb (44,3 — см. табл. 11). Отмеченное отражается на кривых распределения РЗЭ. Для кварцев рудоносных гранитов характерны асимметричные кривые с резким преобладанием тяжелых РЗЭ, а для нерудоносных —

Tb	Yb	Lu	Σ TR	La/Yb _N	Ce/Yb _N
0,29	0,20	0,059	10,36	7,25	8,91
0,51	0,29	0,21	13,01	4,08	8,11
0,73	1,36	0,30	13,98	0,59	1,2
0,21	23,1	0,11	29,44	0,04	0,03
0,14	0,024	0,023	17,90	44,28	59,2

с преобладанием легких РЗЭ (см. табл. 11). Интересно, что кривые распределения РЗЭ в кварце повторяют конфигурацию кривых, полученных по распределению РЗЭ в гранитах.

По форме кривой распределения РЗЭ кварц-биотитовых гранитов I фазы рудоносного вознесенского комплекса близок к кварцу нерудоносных гранитов, отличаясь, однако, значительно меньшим отношением La/Yb (7,2 — см. табл. 11). Кварцы всех гранитов характеризуются пониженным содержанием европия (0,009—0,070 г/т) с четко выраженным европиевым минимумом, что совпадает с аналогичными кривыми для гранитов (см. рис. 2, 4). В то же время европиевый минимум увеличивается в кварце редкометальных гранитов по сравнению с кварцем гранитов более ранней фазы, представленных гранитами стандартного геохимического типа по В. И. Коваленко [76]. Пока еще мало данных по распределению РЗЭ в кварцах рудоносных и нерудоносных гранитоидов и сопровождающих их постмагматических образованиях. Однако имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что общее содержание РЗЭ в кварце рассмотренных гранитоидов значительно выше, чем в кварцах золоторудных формаций, где они колеблются от 0,18 до 9,28 г/т, не превышая обычно 3 г/т. Отличается также и характер распределения РЗЭ. Интересно, что величина отношения La/Yb_N, рассматриваемая как показатель степени дифференциации, в кварце гранитов I фазы вознесенского комплекса (стандартный геохимический тип по [76]), равна 10,6. Эта величина близка к величине отношения La/Yb_N, рассчитанной для типично коровых образований (глинистых отложений, гнейсов, коровых гранитов), которая колеблется от 7,4 до 13,2. В то же время для редкометальных гранитов она значительно ниже (2,3—2,6), что позволяет наряду с другими фактами предполагать, что при форми-



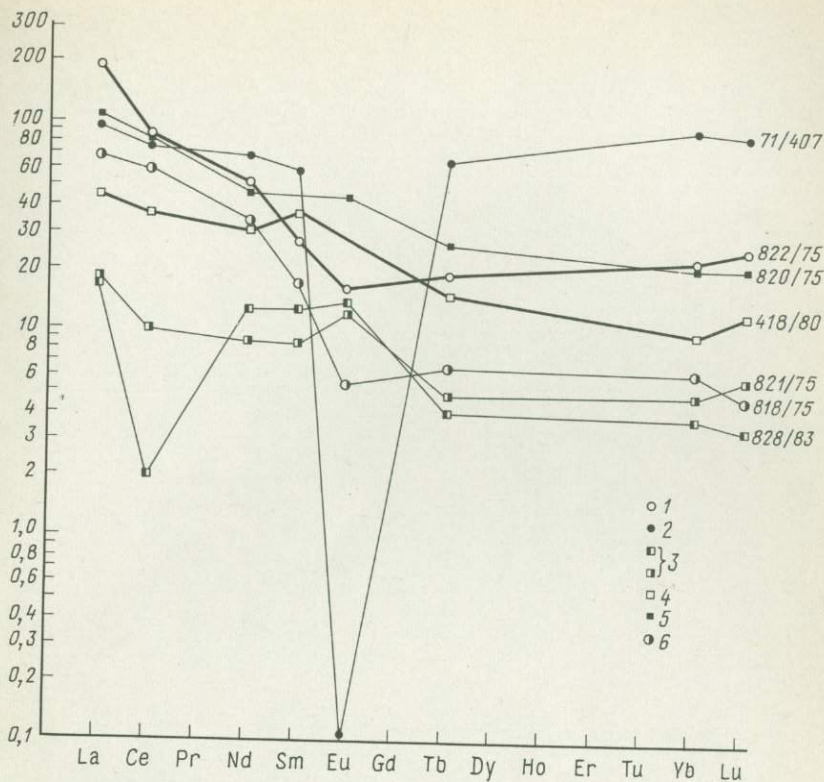
Р и с. 3. Распределение РЗЭ в редкометалльных гранитах и их грейзенизированных и альбитизированных разновидностях

1 — редкометалльные граниты одного из рудных районов Дальнего Востока; 2 — редкометалльные граниты Циновецкого массива (ЧССР); 3 — альбитизированные и грейзенизированные разновидности редкометалльных гранитов; 4 — поздние грейзены

ровании редкометалльных гранитов наряду с коровым веществом участвовали мантийные расплавы и флюиды.

Слюды. Содержание РЗЭ в биотитах гранитоидов Приханкайского района колеблется в широких пределах — от 125 до 1263 г/т, причем максимальное содержание РЗЭ установлено в литийсодержащих биотитах Ярославского массива. В протолитионитах содержание РЗЭ резко понижается и колеблется от 34 до 98 г/т. Несколько большее количество РЗЭ установлено в протолитионитах из глубоких горизонтов Циновецкого массива — 154 г/т. По данным В. В. Ляховича [119], обобщившего имеющиеся литературные материалы, среднее содержание РЗЭ в биотитах равно 1006,2 г/т, в то же время в биотите из гранитов Верхне-Исетского массива (Урал) оно значительно ниже (230—330 г/т), а в биотите из гранитов Узбекистана — значительно выше (в среднем 1241 г/т).

По нашим данным, содержание РЗЭ в биотитах верхнемеловых оловоносных гранитов Балыгычано-Сугойского района (Северо-Восток) колеблется от 200—500 г/т в биотитах гранитов I фазы до 1000 г/т в биотитах гранитов заключительной фазы. Содержание и распределение РЗЭ в биотитах нерудоносных (гродековских) гранитов близко к таковым



Р и с. 4. Распределение РЗЭ в магматических породах одного из рудных районов Дальнего Востока

1 — рудоносные биотитовые граниты ранней фазы (PZ₁—PZ₂); 2 — редкометалльные протолитионитовые граниты заключительной фазы; 3 — породы габбро-пироксенитовой ассоциации (PZ₁); 4 — межрудные дайки пикродолеритов (PZ₁—PZ₂); 5 — породы диорит-монцитовой ассоциации (PZ₂); 6 — нерудоносные граниты

в гранитах I фазы рудоносного (вознесенского) комплекса. Отношение La/Yb_N в биотитах рудоносных гранитов I фазы вознесенского комплекса (стандартный геохимический тип по В. И. Коваленко [76]) колеблется в пределах 6—7 г/г, а в протолитионитах редкометалльных гранитов заключительной фазы обычно меньше единицы. Все слюды характеризуются четко выраженным европейским минимумом, что совпадает с аналогичными кривыми по гранитам и породообразующим кварцам.

Плагиоклазы. Содержание РЗЭ в плагиоклазах биотитовых гранитов I фазы (Ярославский массив) равно 22 г/г, в плагиоклазах редкометалльных гранитов оно повышается до 27—28 г/г, в единичных случаях достигая 47 г/г. В плагиоклазах габбро содержание РЗЭ значительно меньше — 8,3 г/г, а в межрудных дайках пикродолеритов значительно выше — 91 г/г. Это объясняется тем, что пикродолериты замещаются слюдисто-флюоритовыми рудами, а во флюорите присутствуют такие акцессорные минералы, как циркон, монацит, содержащие большое коли-

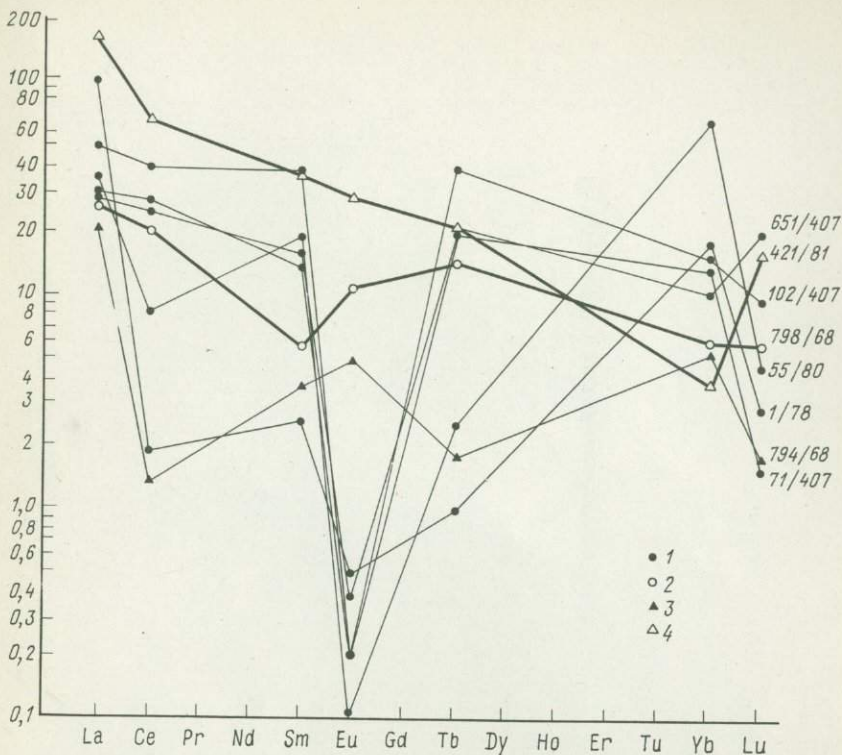


Рис. 5. Распределение РЗЭ в плагиоклазах одного из рудных районов Дальнего Востока

1 — протолитионитовые граниты заключительной фазы; 2 — рудоносные биотитовые граниты I фазы; 3 — породы габбро-пироксенитовой ассоциации; 4 — межрудные дайки пикродолеритов

чество РЗЭ. Ниодимий в плагиоклазах магматических пород рассматриваемого района не обнаружен.

Распределение РЗЭ в плагиоклазах повторяет его распределение в магматических породах. В плагиоклазах редкометалльных (протолитионитовых) гранитов заключительной фазы вознесенского комплекса наблюдается отчетливый европиевый минимум, а в плагиоклазах габбро и пикродолеритов — европиевый максимум (рис. 5). В плагиоклазах гранитов I фазы вознесенского комплекса отмечается значительно более высокое содержание европия по сравнению с плагиоклазами редкометалльных гранитов заключительной фазы (рис. 5).

Отношение La/Yb_N в плагиоклазах гранитов колеблется от 2,7 до 7,8, а в плагиоклазах габбро и пикродолеритов оно значительно выше. Формы вхождения РЗЭ в плагиоклазы нами специально не изучались. Однако, используя имеющиеся материалы, по распределению РЗЭ в плагиоклазах калиевых гранодиоритов (район месторождения Восток-2) можно предполагать, что и в плагиоклазах гранитов Приханкайского

Содержание РЗЭ в породообразующих и акцессорных минералах
гранитов вознесенского комплекса

Минералы	Содержание минералов, %	Содержание РЗЭ, г/т		Содержание РЗЭ в породообразующих и акцессорных минералах, г/т	Содержание РЗЭ в породообразующих и акцессорных минералах, %
		в отдельных минералах	в гранитах		
<i>Обр. 798/68. Порфириовидные биотитовые граниты I фазы (Ярославский массив)</i>					
Калиевый полевой шпат	46,2	6,67		22,69	
Плагиоклаз	18,0	4,02	128,4		17,67
Кварц	31,2	3,23			
Биотит	4,1	8,77			
Акцессорные минералы	0,5	Не ан.		105,71	82,33
<i>Обр. 102/407. Протолитионитовые граниты заключительной фазы</i>					
Калиевый полевой шпат	35,6	4,56			
Плагиоклаз	29,1	13,46	103,7	29,03	27,8
Кварц	30,8	9,24			
Протолитионит	4,0	1,77			
Акцессорные минералы	0,5	Не ан.		74,6	72,2
<i>Обр. 71/407. Протолитионитовый гранит заключительной фазы</i>					
Калиевый полевой шпат	39,4	5,27			
Плагиоклаз	26,3	7,73	132,5	21,33	16,09
Кварц	28,7	3,93			
Протолитионит	3,2	4,40			
Акцессорные минералы	0,4	Не ан.		111,17	83,91
<i>Обр. 126/76. Протолитионитовые граниты Циновецкого массива (ЧССР)</i>					
Калиевый полевой шпат	47,4	6,12			
Плагиоклаз	16,8	4,76	169,8	19,98	11,7
Кварц	30,8	2,19			
Протолитионит	4,7	6,91			
Акцессорные минералы	0,3	Не ан.		149,82	88,3

района РЗЭ присутствуют в виде как изоморфной примеси, так и микровключений редкоземельных минералов.

Калиевые полевые шпаты. Содержание РЗЭ в калиевых полевых шпатах гранитов Приханкайского района колеблется в широких пределах — от 4,18 до 47,3 г/т. В литературе пока еще недостаточно сведений о содержании РЗЭ в калиевых полевых шпатах гранитоидов. По имеющимся данным, содержание РЗЭ в калиевых полевых шпатах колеблется от 13,3 до 180 г/т [10]. Характер распределения РЗЭ в калиевых полевых шпатах показал, что в калиевых полевых шпатах рассматриваемых гранитов наблюдается четко выраженный европиевый минимум, который увеличивается в протолитионитовых (редкометалльных) гранитах заключительной фазы.

У нас нет данных о содержании и распределении РЗЭ в аксессуарных минералах гранитов рассматриваемого района. Однако, зная количественное содержание отдельных породообразующих минералов в граните и содержание в них РЗЭ, а также содержание РЗЭ в породе, легко высчитать, какое количество РЗЭ приходится на аксессуарные минералы (табл. 12). Из табл. 12 видно, что главным концентратором РЗЭ являются аксессуарные минералы. При содержании в породе 0,3—0,5% аксессуарных минералов на их долю приходится от 72 до 88% РЗЭ. Среди аксессуарных минералов установлены ортит и другие редкоземельные минералы.

Выводы

Резюмируя изложенное выше, можно отметить, что в Приханкайском районе широко развиты полигенные и полихронные магматические образования, связанные с разноглубинными магматическими источниками. Так, в рассматриваемом районе развиты четыре интрузивных комплекса: нижнепалеозойский габбро-пироксенитовый, имеющий, вероятно, мантийный источник; ранне-среднепалеозойский гранитный (вознесенский); среднепалеозойский диорит-монцонит-сиенитовый, связанный, по-видимому, с самостоятельным магматическим очагом, локализованным в нижнем базальтовом слое; среднепалеозойский гранитный.

Наиболее продуктивным является ниже-среднепалеозойский гранитный комплекс, образование которого связано с процессами тектономагматической активизации. Формирование этого комплекса произошло в течение двух последовательных фаз. К первой мы относим образование порфиroidных биотитовых гранитов, ко второй — лейкократовых и протолитионитовых гранитов. Граниты сопровождаются разнообразными жильными породами, представленными кислыми дайками, генетически связанными с гранитами и предшествующими оруденению, и дайками среднего и основного состава. Среди последних выделяются межрудные дайки пикродолеритов, имеющие глубинный, возможно мантийный, источник, межрудные дайки диабазовых, диоритовых порфиритов и спессартитов и пострудные дайки диоритовых порфиритов, спессартитов и кварцевых сиенит-порфиров, связанные, вероятно, со среднепалеозойским диорит-монцонит-сиенитовым комплексом.

Имеющиеся геологические, петрологические и петрогеохимические

материалы указывают на сиалическую природу материнской гранитной магмы, образовавшейся за счет более или менее полного плавления среднепротерозойских метаморфических толщ [49]. В то же время полученные нами новые данные по содержанию ряда элементов, в том числе редких щелочей, стронция, хрома и фтора, позволяют предполагать, что при образовании гранитов из глубинного магматического источника вместе с тепловыми потоками привносились фтор и некоторые рудные элементы. В дальнейшем фтор и рудные элементы участвовали в дифференциации гранитной магмы, а бор попал в магму во время ее продвижения за счет вовлечения в сферу магнообразования песчано-сланцевых отложений, богатых бором. В связи с этим рудоносные граниты ниже-среднепалеозойского комплекса и сопровождающие их постмагматические образования обогащены как фтором, так и бором. Именно в этом районе развиты специфические турмалин-флюоритовые оловянные руды, где фтор и бор присутствуют примерно в равных количествах. Различие источников фтора и бора подтверждается специальным геохимическим изучением метаморфических комплексов Ханкайского массива. В этих породах установлены низкие содержания фтора (значительно ниже кларковых) и более высокие содержания бора, которые возрастают в сланцах Кабаргинского комплекса [49].

Приведенные выше новые данные о повышенном содержании хрома в биотитах рассмотренных гранитов и изложенные ранее материалы о повышенном содержании магния в акцессорных гранатах, а также хрома и никеля в акцессорных магнетитах по сравнению с содержанием этих элементов в слюдах и магнетитах рудоносных гранитов других регионов позволяют предположить, что зарождение очагов гранитной магмы происходило на относительно большой глубине на границе амфиболитовой и гнейсо-гранулитовой фаций.

Массивы гранитов ниже-среднепалеозойского комплекса представляют собой типичные магматические интрузии, значительно удаленные от магматического очага. Как видно из изложенного выше, рассматриваемые граниты являются гетерогенными образованиями, формирование которых связано как с коровым, так и с глубинным источником. Вероятно, поэтому с этими гранитами связана такая интересная и разнообразная минерализация.

На основании анализа впервые полученных данных по распределению РЗЭ в контрастных магматических образованиях рассматриваемого рудного района можно отметить следующее. Редкометалльные граниты обладают специфическим характером распределения РЗЭ. Им свойственны субгоризонтальные кривые распределения РЗЭ с резко выраженным европиевым минимумом и резко пониженным отношением La/Yb_N . Альбитизированные и грейзенизированные разновидности редкометалльных гранитов, слагающие апикальные части массивов, характеризуются резким уменьшением абсолютных содержаний РЗЭ при сохранении типа кривой, типичной для неизмененных разновидностей этих гранитов. Показано, что в процессе дифференциации от гранитов ранней фазы к поздней происходит резкое уменьшение содержания европия и значительное понижение отношения La/Yb_N .

Иной характер имеет распределение РЗЭ в породах габбро-пирок-

сенитовой ассоциации и межрудных дайках пикродолеритов, связанных с глубинным мантийным источником. Породы этой ассоциации и межрудные дайки пикродолеритов характеризуются отсутствием европиевого минимума на кривых распределения РЗЭ и резким преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми, $La/Yb_N = 3,5-5,7$. Изучение распределения РЗЭ в породообразующих и акцессорных минералах рудоносных гранитоидов выявило, что главным концентратором РЗЭ являются акцессорные минералы — ортит, монзонит, ксенотим и др. При содержании в породе 0,3—0,5% акцессорных минералов на их долю приходится от 72 до 88% РЗЭ. Из породообразующих минералов максимальное содержание РЗЭ установлено в слюдах.

Рассмотренный гранитный комплекс сопровождается танталовой, оловянной и флюоритовой минерализацией. Имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что танталовая и оловянная минерализация касситерит-кварцевой формации генетически связана с гранитами, в то время как слюдисто-флюоритовая минерализация и оловянное оруденение касситерит-силикатной формации, вероятно, с более глубинным магматическим очагом. В рассматриваемом районе и даже в пределах отдельных месторождений (например, Ярославского) проявлены два разновозрастных этапа оруденения. К первому этапу относятся танталовое и оловянное оруденение грейзеновой и касситерит-кварцевой формаций. Это оруденение образовалось после ниже-среднепалеозойских гранитов, но до даек пикродолеритов и диабазовых порфиритов. Оруденение второго этапа формируется после субщелочных даек пикродолеритов и диабазовых порфиритов. В течение второго этапа образуются слюдисто-флюоритовые руды и оловянные месторождения касситерит-силикатной формации.

В заключение следует отметить, что полученные нами новые материалы подтвердили данные предыдущих исследователей [12] о существовании в породах рудных районов Приморья комплексной геохимической специализации в отношении хрома. С точки зрения авторов, эта специализация объясняется существованием в пределах рассматриваемого района полигенных и полихронных магматических образований, связанных с разноглубинными источниками.

Новые данные о редкометалльных гранитах Центрального Сихотэ-Алиня

Редкометалльные граниты Центрального Сихотэ-Алиня являются постскладчатыми образованиями и приурочены к зонам тектонических нарушений. Иногда они слагают ядра куполовидных структур [153]. Рассматриваемые граниты слагают небольшие массивы штокообразной формы и дайки. Они представлены протолитионитовыми гранитами и гранит-порфирами, являющимися заключительной фазой биотитовых гранитов, которые мы относим к гранит-лейкогранитной формации (стандартный геохимический тип по В. И. Коваленко). Значительное сходство протолитионитовых гранитов и гранит-порфиров как по уровню концентрации редких элементов, так и по составу породообразующих и акцессорных минералов с эталонными массивами редкометалльных гранитов

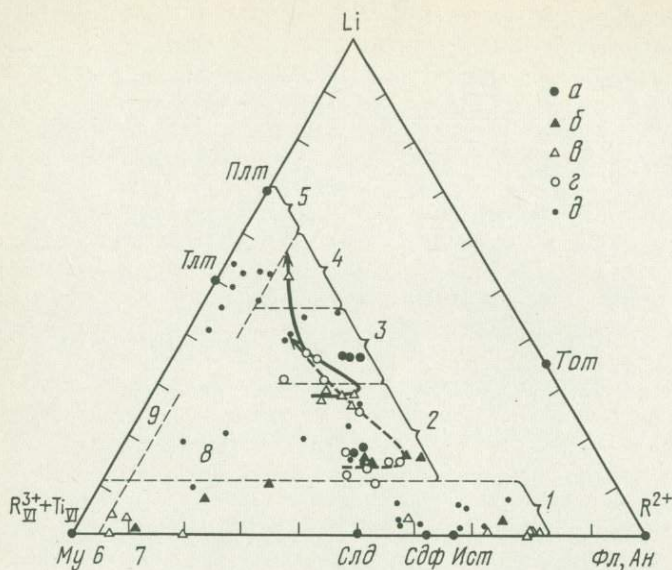
Забайкалья, Западной части Приморья, а также МНР, ЧССР, Алжира позволяет отнести их к редкометальным гранитам.

С редкометальными гранитами Центрального Сихотэ-Алиня пространственно и генетически связана оловянно-вольфрамовая минерализация касситерит-вольфрамит-кварцевой формации. Редкометальные граниты Центрального Сихотэ-Алиня прорывают и метаморфизуют нижнемеловые осадочные отложения, представленные алевролитами с подчиненными прослоями глинистых сланцев и песчаников. На контакте с гранитами и гранит-порфирами алевролиты и песчаники ороговикованы, а в некоторых участках альбитизированы и грейзенизированы. Мощность контактового ореола непостоянна и находится в зависимости от характера контакта. Верхняя возрастная граница протолитионитовых гранитов и гранит-порфиров неизвестна. Известно только, что они секутся дайками оливиновых базальтов, радиологический возраст которых 27 млн. лет. Радиологический возраст протолитионитовых гранитов и гранит-порфиров колеблется в пределах 80 — 86 млн. лет, что соответствует верхнему мелу.

В строении наиболее крупных штоков редкометальных гранитов наблюдается зональность, выражающаяся в том, что апикальные части штоков сложены гранит-порфирами, на глубине переходящими в порфировидные протолитионитовые граниты. Гранит-порфиры, слагающие штокообразные тела и дайки, очень близки по составу, но несколько отличаются по количеству порфировых выделений и по степени раскристаллизованности основной массы. Так, центральные части более крупных тел раскристаллизованы лучше и обладают микрогранитной структурой основной массы, в то время как периферические части тел, а также маломощные дайки обладают фельзитовой или микроаплитовой структурой основной массы.

Порфировые выделения обычно равномерно распределены по всей породе, но иногда образуют скопления. Количество порфировых выделений колеблется от 6—8 до 25—30%. Порфировые выделения представлены кварцем, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом № 13—15. Значительно реже в них присутствует протолитионит. Основная масса гранит-порфиров состоит из мелких (до 0,1 мм) зерен кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза № 8—12 и незначительного количества биотита или протолитионита. Акцессорные минералы представлены цирконом, ксенотимом, анатазом, колумбитом, касситеритом, топазом и шеелитом. Редкометальные граниты и гранит-порфиры секутся дайками субщелочных оливиновых базальтов, которые характеризуются повышенным содержанием щелочей (K_2O — 2,90%, Na_2O — 2,97%), титана (TiO_2 — 3,95%), стронция (до 1050 г/т), бария (920 г/т) и элементов группы железа. Особенности состава субщелочных оливиновых базальтов свидетельствуют об их связи с глубинным, вероятно мантийным, источником.

Протолитионитовые граниты, вскрытые на глубине, состоят из калиевого полевого шпата, представленного ортоклазом или микроклинпертитом кварца, плагиоклаза № 13—15, реже № 8—10, и протолитионита, занимающего позицию биотита. Протолитионит образует пластинчатые кристаллы и листочки размером до 0,5, реже 0,8 мм. В шлифе он буровато-коричневый с плеохроизмом от буровато-коричневого по *Ng* до светло-коричневого по *Np*. В протолитионите наблюдаются микрокключе-



Р и с. 6. Диаграмма составов слюд редкометальных гранитов изученных регионов

Миналы слюд: *Ист* — истиолонит, *Плт* — полилитионит, *Тлт* — трилитионит, *Му* — мусковит, *Слд* — селадонит, *Фл* — флогонит, *Ан* — анниит, *Сдф* — сидерофиллит. Поля составов: 1 — биотиты, 2 — протолитиониты, 3 — циннвальдиты; 4 — железистые лепидолиты, 5 — лепидолиты, 6 — мусковиты, 7 — фенгит-мусковиты, 8 — литиевые фенгит-мусковиты, 9 — литиевые мусковиты. Фигуративные точки составов слюд: *а* — Центральный Сихотэ-Алинь (Тигриное), *б* — Северное Приладожье, *в* — Приханкайский район, *г* — Циновецкий массив, *д* — МНР

ния аксессуарных минералов, окруженные плеохроичными ореолами. По составу протолитиониты из рассматриваемых редкометальных гранитов соответствуют типичным протолитионитам и по положению на тройной диаграмме состава слюд наиболее близки протолитионитам из гранитов глубоких горизонтов Циновецкого массива (рис. 6).

Коэффициент заполнения октаэдрических позиций в структуре изученного протолитионита равен 2,78, что также типично для протолитионитов редкометальных гранитов. Исследование протолитионитов на электронно-зондовом микроанализаторе системы «Сатеса» показало отсутствие реликтов биотита. Железо, кремний, алюминий, титан, калий распределены равномерно. В то же время отмечены определенные колебания состава отдельных пластинок по содержанию кремния, железа, алюминия и фтора. Были обнаружены микровключения (5—8 мкм) касситерита и колумбита. Следует отметить, что в порфировидных протолитионитовых гранитах местами наблюдаются пегматоидные кварц-полевошпатовые обособления, обогащенные слюдой, представленной циннвальдитом.

Калиевые полевые шпаты из порфировидных гранитов и гранит-порфиров близки по составу, характеризуются повышенным содержанием рубидия и низким отношением K/Rb (табл. 13). Калиевый полевой шпат из связанных с этими гранитами рудных жил практически гомогенен

Содержание щелочей в калиевых полевых шпатах

Номер образца	Порода	Содержание, %					K/Rb
		K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	
1170/83	Порфиоровидный протолитионитовый гранит	13,12	2,44	0,015	0,172	0,002	69,4
1177/83	Гранит-порфир	12,81	2,37	0,030	0,215	0,002	54,2
1181/83	Цинвальдит-калиево-полевошпатовая жила с вольфрамитом и касситеритом	15,62	0,56	0,006	0,227	0,004	62,6
401/79	Порфиоровидный протолитионитовый гранит глубоких горизонтов	12,50	2,75	0,009	0,180	0,002	63,2
404/79	То же, верхних горизонтов	14,20	1,50	He ан.	0,208	0,002	62,1
497/79	Биотитовый гранит I фазы	14,77	1,48	0,004	0,060	0,001	224

(не содержит пертитовых включений альбита) и по содержанию рубидия близок калиевым полевым шпатам гранитов. В кварце протолитионитовых гранитов и гранит-порфиров наблюдается значительное количество газовой-жидких включений разнообразной формы и иногда встречаются расплавные включения, состоящие из силикатной и флюидной части. По данным В. В. Шапенко [153], в герметичных включениях расплава силикатные фазы начинают плавиться при 700° С, а полная гомогенизация происходит при 750—800° С. Рассчитанная по методике В. Б. Наумова [129] концентрация воды в расплаве составляет 6—7 мас. %, а ее давление — 5—6 кбар. По данным В. Б. Наумова и Г. Ф. Ивановой [130] и других исследователей, такая водонасыщенность характерна для расплавов редкометальных гранитов. Среди аксессуарных минералов редкометальных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня установлены топаз, флюорит, касситерит, циркон, рутил, анатаз, колумбит, арсенопирит, молибденит, пирит.

Из аксессуарных минералов остановимся на характеристике топаза, являющегося сквозным минералом, присутствующим как в гранитах, так и в сопровождающих их постмагматических образованиях. В гранитах и в гранит-порфирах топаз присутствует в незначительном количестве в виде короткопризматических кристаллов размером до 0,2 мм, тесно ассоциирующихся с кварцем и протолитионитом. Этот топаз характери-

Таблица 14

Химический состав редкометалльных гранитов
Центрального Сихотэ-Алиня (в мас. %)

Компоненты	Протолитионитовые граниты (район месторождения Тигриное)		Порфиридные протолитионитовые граниты (район Забытого)		Липарит-порфир	Среднезернистые порфиридные граниты (по В.Г. Голневчуку)
SiO ₂	74,90	75,92	74,50	75,72	75,10	75,60
TiO ₂	0,04	0,04	0,10	0,06	0,05	0,06
Al ₂ O ₃	12,77	12,18	13,20	12,87	13,26	13,66
Fe ₂ O ₃	0,54	1,10	0,30	0,29	0,00	0,17
FeO	1,32	1,08	1,24	1,24	1,00	0,57
MnO	0,05	0,10	0,05	0,11	0,02	0,02
MgO	0,20	0,20	0,22	0,034	0,12	0,09
CaO	0,42	0,45	0,35	0,45	0,33	0,55
Na ₂ O	4,10	3,82	3,54	3,35	4,50	3,46
K ₂ O	4,52	4,29	5,28	4,75	4,69	4,08
Rb ₂ O	0,096	0,076	0,08	0,095	0,13	0,03
Cs ₂ O	0,002	0,002	0,003	0,0033	0,002	0,009
H ₂ O ⁻	—	—	0,65	0,52	0,09	Не опр.
П.п.п.	0,84	0,50	—	—	0,45	1,04
F	0,56	0,49	0,44	0,49	0,50	0,44
Сумма	100,467	100,352	100,58	100,06	100,24	99,78
F=O	0,24	0,21	0,20	0,21	0,21	0,20
Сумма	100,23	100,14	99,83	99,85	100,09	99,59

зуются высоким содержанием германия (228 г/т и выше) и низким — галлия (6—8 г/т) и соответственно высоким отношением Ge/Ga, что, как показал один из авторов [160], характерно для высокотемпературных топазов. Результаты химических анализов протолитионитовых гранитов и гранит-порфириров, а также грейзенизированных разновидностей последних приведены в табл. 14. Здесь же для сравнения приведены химические анализы ниже-среднепалеозойских редкометалльных гранитов Приханкайского района, верхнепалеозойских — Рудных Гор (Циновецкий массив) и мезозойских — МНР. Как видно из табл. 14, редкометалльные граниты Центрального Сихотэ-Алиня характеризуются повышенным содержанием кремнезема, щелочей, в том числе редких и фтора (0,23—0,56%). Сумма щелочей в них колеблется в пределах 8,3—9%, при этом калий (4,52—4,66%) незначительно преобладает над натрием (3,82—4,12%). Содержание в гранитах кальция (0,42—0,45%), магния (0,04—0,20%)

Граниты (по В.Г. Голневчуку)	Гранит-порфиры		Грейзенизированные гранит-порфиры		Кварцево-сланцевые топазовые грейзены (по Н.П. Заболотной и В.Т. Шацкой)	Кварцево-сланцевые грейзены (по Н.П. Заболотной и В.Т. Шацкой)	Фельзиты
	месторождение Тигриное	месторождение Забытое (по Н.П. Заболотной и В.Т. Шацкой)	месторождение Тигриное	месторождение Забытое			
75,60	75,84	74,90	75,14	74,88	54,88	79,41	76,94
0,05	Сл.	0,10	Сл.	0,09	0,67	0,10	0,02
12,69	13,42	13,04	13,55	13,07	22,72	7,95	11,41
0,00	0,19	—	0,29	0,83	2,10	0,36	0,96
0,82	0,76	1,87	2,53	2,06	3,21	5,17	1,24
0,04	0,05	0,07	0,16	0,07	0,60	0,28	0,02
0,02	0,13	—	0,14	0,10	1,78	—	0,20
0,21	0,28	0,07	0,20	0,76	1,68	0,95	0,63
4,50	3,96	3,12	2,12	1,68	Сл.	0,17	2,55
4,54	4,64	4,82	4,82	4,94	4,73	1,91	5,67
0,16	0,08	Не ан.	0,07	Не ан.	0,08	—	0,058
0,002	0,001	"	0,001	"	0,001	—	0,001
Не опр.	0,46	0,33	0,34	0,28	0,34	Не опр.	Не опр.
0,56	—	0,60	—	0,73	2,14	3,19	0,60
0,55	0,10	0,81	1,46	0,80	8,54	0,75	0,64
99,74	99,93	99,73	100,83	100,39	103,6	100,24	100,42
0,24	0,08	0,38	0,85	0,38	3,67	0,30	0,27
99,56	99,89	99,37	100,01	100,04	99,93	99,98	100,19

и железа (0,93—2,08% Fe₂O₃+FeO) пониженное. Закисное железо преобладает (FeO/Fe₂O₃=1,2—2,6). По классификации [3], они попадают в поле субщелочных лейкократовых гранитов.

Изученные редкометалльные граниты и гранит-порфиры характеризуются повышенным содержанием рубидия (700—990 г/т), олова (30—120 г/т), вольфрама (20—50 г/т), ниобия (30—50 г/т) и низким — стронция (10—30 г/т) и бария (30 г/т). Содержания хрома, ванадия, никеля, кобальта значительно ниже кларковых для кислых пород. Так, содержание хрома обычно не превышает 20 г/т, а никеля, кобальта, ванадия — всегда менее 5 г/т. Для редкометалльных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня характерно повышенное содержание скандия (от 7—11 до 24 г/т), в то время как в редкометалльных гранитах других регионов оно значительно ниже. Так, в редкометалльных гранитах западной части Приморья оно колеблется от 0,51 до 2,5 г/т, в редкометалльных

Т а б л и ц а 14 (окончание)

Компоненты	Протолитионитовые граниты (Рудные Горы, Циновецкий массив)		Протолитионитовые граниты Приханкайского района (ср. из 6 по [160])	МНР по [76]		Онгониты, дайка Ба-ча-Газрынская [76]
	гл. 746 м	гл. 158 м		амазонит-альбитовые граниты (Жанчивленский массив)	средний состав онгонитов, дайка амазонитовая	
SiO ₂	75,00	76,10	74,74	75,44	70,78	73,72
TiO ₂	0,07	0,09	0,17	0,01	—	—
Al ₂ O ₃	13,43	11,50	14,06	12,79	16,78	15,87
Fe ₂ O ₃	0,29	0,84	0,01	0,14	0,27	0,29
FeO	1,00	0,59	1,12	0,50	0,26	0,60
MnO	0,05	0,05	0,02	0,03	0,18	0,05
MgO	0,08	0,19	0,12	0,08	0,20	0,25
CaO	0,38	0,92	0,17	0,27	0,34	0,90
Na ₂ O	2,26	3,69	4,49	4,48	5,24	4,12
K ₂ O	5,97	5,05	4,22	4,51	3,31	3,58
Rb ₂ O	0,15	0,08	0,12	0,08	0,22	0,03
Cs ₂ O	0,005	0,003	0,002	0,002	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁻	1,14	0,39	0,66	—	0,94	0,89
П.п.п.	—	—	0,09	—	—	—
F	0,47	0,69	0,45	0,34	1,99	0,67
С у м м а	100,29	100,18	99,99	98,67	100,94	100,07
F=O	0,20	0,29	0,18	0,16	1,08	0,28
С у м м а	100,16	99,943	99,87	98,55	99,90	99,82

гранитах Циновецкого массива (ЧССР) — несколько выше и колеблется от 6 до 8 г/т. Скандий концентрируется в цветных минералах. Содержание скандия в биотитах редкометалльных гранитов I фазы Центрального Сихотэ-Алиня 96—97 г/т, в протолитионитах гранитов заключительной фазы оно колеблется от 22 до 90 г/т. В биотитах редкометалльных гранитов I фазы Западного Приморья содержание скандия значительно ниже и колеблется от 10 до 38 г/т. В протолитионитах гранитов заключительной фазы этого района содержание скандия 4—5 г/т. Более высокое содержание скандия по сравнению с протолитионитами редкометалльных гранитов Западного Приморья и более низкое — по сравнению с протолитионитами редкометалльных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня установлено в протолитионитах Циновецкого массива ЧССР (от 38 до 87 г/т, в единичных случаях до 9,5 г/т).

Интересно, что в постмагматических образованиях Центрального Сихотэ-Алиня, связанных с рассмотренными гранитами, также отмечается повышенное содержание скандия, который концентрируется в вольфрамит-ах и касситеритах.

Для рассматриваемых гранитов характерно низкое отношение K/Rb (30—50) и высокое — Rb/Sr (90—150 и более). По содержанию руби-

Содержание редкоземельных элементов в редкометалльных гранитах
Центрального Сихотэ-Алиня (в г/т)

Номер образца	Порода	La	Ce	Nd	Sm	Eu
1100/83	Протолитионитовые граниты заключительной фазы	13,2	33,1	18,2	6,4	0,007
401/79	То же	12,6	19,5	24,4	5,0	0,008
403/79	"	42,3	29,1	25,2	6,4	0,109
407/79	Биотитовые граниты ранней фазы	11,0	45,3	—	4,0	0,469
466/66	Лейкократовые граниты глубоких горизонтов (месторождение Дубровское)	19,0	35,0	—	6,4	0,080

Номер образца	Порода	Tb	Yb	Lu	Σ TR	La/Yb _N
1100/83	Протолитионитовые граниты заключительной фазы	2,55	21,8	2,15	97,4	0,4
401/79	То же	1,55	12,8	1,98	77,8	0,6
403/79	"	2,49	18,2	2,96	126,8	1,6
407/79	Биотитовые граниты ранней фазы	1,28	1,66	0,57	—	4,5
466/66	Лейкократовые граниты глубоких горизонтов (месторождение Дубровское)	2,52	3,22	1,35	67,6	3,9

дия (700—990 г/т) и величине отношения K/Rb редкометалльные граниты Центрального Сихотэ-Алиня попадают в поле палингенных сиалических гранитов и близки редкометалльным гранитам Приханкайского района, Рудных Гор (ЧССР), Монголии и др. [165]. Сходны они и по общему химическому составу, отличаясь, однако, от редкометалльных гранитов Рудных Гор пониженным содержанием калия [165], а от редкометалльных гранитов МНР — повышенным содержанием калия и пониженным — натрия [76].

Изучение распределения редкоземельных (РЗЭ) в рассматриваемых гранитах (табл. 15) показало, что они, так же как и редкометалльные граниты других регионов, характеризуются особыми, только им присущими кривыми распределения РЗЭ. На рис. 4 видно, что для описываемых гранитов характерен резко выраженный европиевый минимум (содержание европия 0,007—0,008 г/т) и повышенное содержание тяжелых РЗЭ, особенно иттербия, отношение La/Yb_N в них колеблется в пределах

0,4—0,6. В то же время в биотитовых гранитах I фазы (обр. 407/79) отмечаются более высокое содержание европия (0,469) и меньшие количества тяжелых РЗЭ: $La/Yb_N = 4,5$.

В пределах рассмотренных гранитных штоков протолитионитовые граниты, особенно гранит-порфиры, обычно в различной степени грейзенизированы. Выделяются два этапа грейзенизации. Первый, имеющий площадное развитие, связан, вероятно, с автопневматолитом, в то время как грейзенизация второго этапа проявилась локально на контакте протолитионитовых гранитов и гранит-порфиров с рудными телами или вдоль зон интенсивной трещиноватости и более тесно связана с рудным процессом. Во время первого этапа образуются лишь относительно слабо грейзенизированные граниты, а во время второго — типичные грейзены. В ряде участков грейзены второго этапа накладываются на грейзенизированные граниты и гранит-порфиры и иногда настолько обогащены касситеритом и вольфрамитом, что являются рудой. При образовании топаз-слюдисто-кварцевых грейзенов за счет гранит-порфиров и вмещающих пород происходил вынос кремнезема и натрия и привнос глинозема, редких щелочей и фтора. Это выразилось в образовании топаза, флюорита, циннвальдита, фенгит-мусковита, вольфрамита и касситерита.

С протолитионитовыми гранитами генетически связана оловянно-вольфрамовая минерализация касситерит-вольфрамит-кварцевой формации. Об этой связи свидетельствуют следующие факты: пространственная связь рудных тел с протолитионитовыми гранитами и гранит-порфирами, а также приуроченность их к единым зонам тектонических нарушений; близость возраста гранитов и рудных тел, который колеблется в пределах 80—85 млн. лет; тесная перемежаемость гранитов и гранит-порфиров с рудными телами; зональность в расположенной рудной минерализации по отношению к массивам протолитионитовых гранитов; наличие сквозных минералов, присутствующих как в гранитах и гранит-порфирах, так и в сопровождающих их постмагматических образованиях, к таким минералам относятся протолитионит и другие литийсодержащие слюды, топаз с повышенным содержанием германия и высоким отношением Ge/Ga , флюорит, касситерит и вольфрамит с повышенным содержанием тантала и ниобия; наличие четко проявленной общей геохимической специализации в отношении определенных элементов (F, Rb, Sn, W, Mo, Nb, Ta, Ge, Ga) как редкометалльных гранитов, так и сопровождающих их постмагматических рудных образований.

Кристаллизация протолитионитовых гранитов Центрального Сихотэ-Алиня происходила из магматического расплава, обогащенного щелочами, летучими и рудными (Sn, W, Nb) элементами. О магматической природе рассмотренных гранитов свидетельствуют зональное строение массивов, наличие вокруг них контактовых ореолов, наличие в кварце гранит-порфиров расплавных включений, высокие температуры образования и другие признаки.

Сравнение минерального-геохимических особенностей редкометалльных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня с подобными образованиями других регионов СССР и зарубежных стран позволяет выделить среди них два подтипа. Первый подтип — собственно редкометалльные граниты, сопровождающиеся танталовой минерализацией.

Они характеризуются более высоким содержанием натрия, редких щелочей (содержание рубидия более 1200 г/т) и фтора. В массивах этих гранитов, отдельные из которых вскрыты до глубины 1,2—1,5 км, отчетливо наблюдается вертикальная зональность [160, 167]. Их апикальные части (иногда до глубины 400—500 м) сложены интенсивно альбитизированными и грейзенизированными гранитами, в которых широко развиты слюды ряда циннвальдит—железистый лепидолит, содержание топаза достигает 10—15%, значительно более широко развит колумбит-танталит, появляются микролит и стрюверит. Состав слюд в них закономерно эволюционирует от протолитионита, развитого в гранитах глубоких горизонтов, до циннвальдита (массив Циновец) или железистого лепидолита (массивы Дальнего Востока) в гранитах апикальной части (см. рис. 6). К этому подтипу относятся некоторые массивы Забайкалья, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР, Центрального французского массива (Монтэбра, Эшасьер и др.), ряд массивов МНР, Египта, Алжира.

Второй подтип, к которому мы относим редкометальные граниты Центрального Сихотэ-Алиня, характеризуется простым строением массивов. Даже в их апикальных частях альбитизация и топазизация проявлены весьма незначительно, слюда представлена протолитионитом (см. рис. 6). Колумбит редок, микролит и стрюверит отсутствуют. Граниты характеризуются меньшим содержанием редких щелочей (содержание рубидия в них не превышает 800—1000 г/т) и фтора. С подобными массивами связана в основном оловянно-вольфрамовая минерализация касситерит-вольфрамит-кварцевой формации.

Необходимо подчеркнуть, что по своим минералого-геохимическим особенностям и составу слюд (см. рис. 6) эти граниты являются аналогами протолитионитовых гранитов глубоких (500—1500 м) горизонтов собственно редкометальных (танталоносных) гранитов первого подтипа.

Выявленные черты внутреннего строения и минералого-геохимические особенности редкометальных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня могут быть использованы при поисках и прогнозной оценке оловянно-вольфрамового и редкометального оруденения.

Раннемеловая монцонит-гранодиорит-гранитная (латитовая) ассоциация, сопровождающаяся вольфрамовой минерализацией

Наиболее детально породы этой ассоциации изучены авторами в Бикинской зоне (район Лермонтовского месторождения) и в Дальнинском блоке палеозойских пород в пределах главного синклиория (район месторождения Восток-2). Эта формация подробно описана авторами ранее [168], поэтому здесь мы приведем новые данные, полученные в последнее время, а также материалы, ранее не опубликованные.

Прежде чем перейти к этим данным, напомним, что в Приморье выделяются два главных типа вольфрамоносных магматических формаций, связанных с процессами тектоно-магматической активизации относительно консолидированных структур: лейкогранитный и монцонит-гранодиорит-гранитный (латитовый). Первый тип пользуется преимуществен-

ным развитием в пределах активизированных блоков Ханкайского массива (вознесенский комплекс), а второй — наиболее широко проявлен в области мезозойд Сихотэ-Алиня, где представлен гранитоидами, формирующимися при активизации интрагеоантиклинальных блоков ранней стабилизации. Интересно, что лейкогранитный ряд образуется при активизации структур, заложившихся на коре континентального типа, а монцонит-гранодиорит-гранитный ряд — при подобных процессах, проявившихся в районах развития коры переходного типа.

Размещение вольфрамоносных магматических образований монцонит-гранодиорит-гранитной (латитовой) ассоциации, связанных с процессами активизации, контролируется главным образом крупными долгоживущими разломами, нередко обладающими признаками сквозных структур глубинного заложения. Как в районе Лермонтовского месторождения, так и в районе месторождения Восток-2 развит полигенный и полихронный магматизм.

Район Лермонтовского месторождения. В этом районе в меловое время сформировались две магматические ассоциации: раннемеловая интрузивная монцонит-гранодиорит-гранитная (радиологический возраст 128—130 млн. лет), с которой связана продуктивная вольфрамовая минерализация, и поздне меловая вулканоплутоническая базальт-габбро-монцонитовая (радиологический возраст эффузивных пород 109—112 млн. лет, интрузивных — 98—101 млн. лет). Среди пород монцонит-гранодиорит-гранитной ассоциации наиболее широким распространением пользуются калиевые гранодиориты и лейкократовые граниты. Эти породы слагают небольшие штоки, залегающие преимущественно в верхнепалеозойских отложениях, которые на контакте с раннемеловыми гранитоидами интенсивно метаморфизованы и превращены в кварцполевошпат-биотитовые, слюдисто-кварцевые, биотит-кордиеритовые и пироксен-амфиболитовые роговики. Известняки значительно мраморизованы, а непосредственно в экзоконтакте с интрузиями отмечается локальное скарирование. На Лермонтовском месторождении шеелитовая минерализация приурочена к экзоконтактному ореолу Лермонтовского штока и провесам его кровли. Рудные тела представлены неправильной формы метасоматическими залежами, образовавшимися путем полного или частичного замещения прослоев и линз карбонатсодержащих пород.

В первичных рудах месторождения выделяются три основные минеральные ассоциации, последовательно сменяющие друг друга по мере удаления от интрузивного контакта: шеелит-апатит-слюдисто-кварцевая, шеелит-амфибол-кварц-сульфидная и шеелит-сульфидно-пироксеновая.

По данным ряда исследователей [51, 67, 168 и др.], процесс эндогенного минералообразования на Лермонтовском месторождении проходил в течение трех главных стадий. В раннюю стадию по известнякам, спилитам и биотитовым роговикам образовались экзо- и эндоскарновые породы. Во вторую стадию, в течение которой формировалось основное вольфрамовое оруденение, широкое распространение получили процессы грейзенизации, развивающиеся как по гранитоидам, так и по вмещающим их контактово-метаморфизованным и скарированным породам. Среди рудных метасоматических образований грейзеновой стадии можно

выделить кварц-мусковит-биотитовые породы с апатитом и шеелитом, кварц-apatит-биотитовые с шеелитом, шеелит-apatит-кварцевые и шеелит-кварцевые. С третьей стадией связано наложение на скарны и грейзены с вольфрамовым оруденением сульфидной минерализации, представленной преимущественно пирротинном.

По данным А. М. Кокорина и Д. А. Кокориной [97], образование Лермонтовского месторождения происходило при давлении от 1000 до 250—300 атм и температуре от 500 до 100° С. Грейзены формировались при температуре 500—430° С, шеелитовая минерализация — 430—350° С, сульфидная — 350—300° С, послесульфидная — 300—200° С, позднее преобразование минералов — 200—100° С. По данным этих же исследователей, отличительной особенностью гидротермальных растворов является их обогащенность CO₂ (15—40 мас. %) и NaCl (местами 30 мас. %).

Калиевые гранодиориты и граниты секутся дайками апловидных гранитов, реже пегматитов. В калиевых гранодиоритах в большом количестве присутствуют ксенолиты кварц-биотитовых сланцев. Петрографическая и петро-геохимическая характеристика пород монцонит-гранодиорит-гранитной ассоциации была дана нами ранее [168]. Здесь отметим только, что для этих пород характерно присутствие среди цветных минералов биотита и высокое содержание калиевого полевого шпата, представленного высоким ортоклазом с низкой степенью упорядоченности. Для биотитов калиевых гранодиоритов и гранитов свойственно высокое содержание окислов магния (7,8—10,4%), титана (3,69—4,95) и глинозема (17,9—19,8%), а также относительно низкое содержание фтора (до 0,5%) и окисного железа (до 0,93%). Содержание редких щелочей колеблется от 0,03 до 0,07%. Возможно, высокая магнезиальность и титанистость биотитов и низкая окисленность в нем железа связаны с глубинным происхождением магм. Изученным биотитам свойственно высокое содержание алюминия в тетраэдре и октаэдре, что, по-видимому, связано с образованием их в высокотемпературных условиях при повышенном давлении флюида. Характерные акцессорные элементы рассматриваемых биотитов, помимо редких щелочей, — Ba, Sr, Zr, W, Nb, Sc, V, Cr, Ni, Co. В рассматриваемых гранитоидах Э. П. Изохом впервые обнаружен кордиерит, который наблюдается в виде реликтовых зерен, частично или полностью замещенных мусковитом.

Ведущим акцессорным минералом пород монцонит-гранодиорит-гранитной ассоциации и сопровождающих их постагматических образований является апатит. Количество его в калиевых гранодиоритах и гранитах колеблется от 80 до 200 г/т, повышаясь в грейзенизированных разновидностях этих пород и достигая максимума в кварцево-слюдистых грейзенах, где он, как и шеелит, — один из главных породообразующих минералов.

В калиевых гранодиоритах и гранитах наблюдаются две генерации апатита. Апатит первой генерации образует игольчатые кристаллы в плагиоклазах, второй — присутствует в виде удлиненных призматических и короткостолбчатых кристаллов (размером до 0,02—0,3 мм), тесно ассоциирующих с биотитом и акцессорными минералами. В постагматических образованиях апатит встречается в виде призматических, игольчатых, короткостолбчатых и удлиненно-призматических кристаллов

размером до 1 мм. Широко развиты также кристаллически-зернистые агрегаты апатита.

Как в магматических породах, так и в постмагматических образованиях это фторапатит. Содержание фтора в апатитах магматических пород колеблется в пределах 1,9—3%, в единичных случаях достигая 3,9%, хлора — до 0,8%. Апатиты постмагматических образований отличаются более низким содержанием фтора (1,9—2,5%) и более высоким — хлора (0,8—0,9%). Во всех апатитах преобладают редкоземельные элементы лантановой подгруппы. Редкоземельные элементы, в частности церий, присутствуют в апатитах как и в виде изоморфной примеси, замещая кальций, так и в виде микровключений церийсодержащих минералов.

В апатитах рассматриваемых вольфрамоносных гранитоидов постоянно присутствует вольфрам, содержание которого увеличивается от 80—90 г/т в апатитах кварцевых сиецитов до 150—400 г/т в апатитах грейзенов и рудных тел. Вольфрам присутствует в апатитах в виде как изоморфной примеси, так и микровключений вольфрамсодержащих минералов. Наряду с вольфрамом и редкоземельными элементами для рассматриваемых апатитов характерен стронций.

Выявленные типоморфные особенности апатитов, являющихся ведущими минералами рудоносных гранитоидов и сопровождающих их рудных тел, могут быть наряду с другими признаками использованы при постановке происковых работ на вольфрам. Кроме апатита, сквозными акцессорными минералами рассматриваемых пород являются шеелит, циркон, рутил, гранат (пироп-альмандинового состава), ильменит, магнетит, последний содержит Cr_2O_3 0,42%, V_2O_5 1,35, NiO 0—0,04, MgO 1,83%. Характеристика этих минералов была дана ранее [168]. Здесь отметим только, что низкие содержания магнетита и титаномагнетита в рассматриваемых породах свидетельствуют о высокой температуре кристаллизации гранитоидов при невысоком окислительном потенциале. Наличие значительного количества фтор-хлорсодержащего апатита и обогащенность гидротермальных растворов SO_2 и NaCl говорят о фосфорно-хлор-фтористой специфике флюидного режима. Полученные новые данные по акцессорным минералам свидетельствуют, что их ассоциации зависят от петрохимических особенностей гранитоидов, условий их кристаллизации и особенностей флюидного режима.

Характерная петрохимическая особенность монцонит-гранодиорит-гранитной (латитовой) ассоциации — повышенное содержание щелочей, магния, летучих, особенно фосфора, фтора и хлора, а также вольфрама. В рассматриваемых гранитоидах отмечается умеренный коэффициент железистости (49—56, значение которого повышается до 63 в гранитах). Коэффициент окисления железа как в породах, так и в биотитах (0,04—0,23, редко до 0,39) также относительно низкий, что говорит о низкой фугитивности кислорода. Это подтверждается относительно небольшим содержанием окисных минералов, в частности магнетита.

Характерными геохимическими особенностями пород монцонит-гранодиорит-гранитной ассоциации, помимо повышенного содержания летучих и вольфрама, являются низкие содержания рубидия и высокие — отношения K/Rb, относительно высокие содержания стронция и низкие — отношения Rb/Sr (табл. 16).

Таблица 16

Содержание К (в %), Rb, Sr, Ba (в г/т)
и величины отношений К/Rb и Rb/Sr
в породах вольфрамоносных магматических ассоциаций

Порода	Номер пробы	Содержание				К/Rb	Rb/Sr
		К	Rb	Sr	Ba		
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Район Лермонтовского месторождения</i>							
Монцонит-гранодиорит-гранитная формация							
Кварцевые монцониты	859/75	He опр.	138	732	526	—	0,17
	859a/75	"	124	637	526	—	0,19
	860/75	3,0	100	744	741	300	0,13
	856/75	3,48	130	930	He опр.	270	0,14
	858/75	He опр.	130	470	"	—	0,30
Калиевые гранодиориты и граниты	93/76	—	100	280	"	—	0,38
	97/76	3,16	160	155	"	200	1,03
	109/76	3,99	150	230	"	266	0,68
	93/76	3,60	150	150	"	240	1,10
	118/76	He опр.	130	180	"	—	0,72
	96/76	"	135	150	"	—	0,90
	116/76	"	140	150	"	—	1,07
	115/76	"	130	160	"	—	0,81
	114/76	"	150	160	"	—	0,94
	94/76	"	130	160	"	320	0,80
	1008/71	4/6	143	134	411	300	1,07
	1010/71	He опр.	106	153	444	—	0,7
Базальт-габбро-монцонитовая формация							
Андезитобазальты	107/65	1,24	29	361	323	427	0,08
	106/76	He опр.	25	350	He опр.	—	0,07
	105/76	"	30	420	"	—	0,07
Андезитобазальты	107a/76	He опр.	30	410	He опр.	—	0,07
Дациты	12/76	"	89	606	855	—	0,14
Субщелочное габбро	99/76	1,26	20	361	345	630	0,06
	104/76	2,36	54	391	433	475	0,14
	100/76	He опр.	35	380	He опр.	—	0,07
<i>Район месторождения Восток-2</i>							
Монцонит-гранодиорит-гранитная формация							
Кварцевые монцониты	91/76	4,39	100	400	He опр.	439	4,00
Калиевые гранодиориты и граниты	3/77	3,20	134	346	505	246	0,39
	8/77	3,53	67	600	458	576	0,11
	9/77	3,57	143	326	550	255	0,44
	13/77	3,17	128	360	505	264	0,36
	15/77	3,84	130	376	500	295	0,35

Таблица 16 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
	19/77	3,38	136	332	515	260	0,41
	22/17	3,17	139	363	500	244	0,39
	25/77	3,61	144	337	458	260	0,43
	25/77	3,5	160	279	650	220	0,57
Калиевые гранодиориты	29/77	3,70	139	282	530	284	0,49
и граниты	34/77	3,26	137	307	525	250	0,45
Калиевые гранодиориты	611/81	He опр.	78	415	498	—	0,15
	612/81	He опр.	135	322	471	—	0,41
	613/81	"	108	341	438	—	0,31
	50/76	"	132	346	400	—	0,40
Гранит- порфиры	62/76	4,40	130	415	He опр.	337	0,31

Содержание вольфрама в рассматриваемых породах обычно превышает средние содержания вольфрама в кислых породах в 2—4 раза [26]. Главным носителем вольфрама являются полевые шпаты и биотиты, а главным концентратом — акцессорные минералы — шеелиты и апатиты. Так, содержание вольфрама в биотитах рассматриваемых пород колеблется от 3,6 до 8,7 г/т, достигая максимума в биотитах грейзенов. Как уже отмечалось, повышенное содержание вольфрама установлено также в акцессорном апатите и цирконе.

Помимо отмеченного выше, для монзонит-гранодиорит-гранитной ассоциации характерно также высокое содержание Cr, Ni, Co и V как в породах, так и в биотитах и таких акцессорных минералах, как магнетиты. Так, содержание хрома в биотитах колеблется от 67 до 123 г/т, никеля — от 187 до 420 г/т, ванадия — от 210 до 294 г/т. Акцессорный магнетит рассматриваемых пород характеризуется высоким содержанием хрома — 0,3—0,4%.

В состав развитой в районе Лермонтовского месторождения позднемеловой базальт-габбро-монзонитовой вулканоплутонической ассоциации входят базальты, андезиты-базальты, андезиты, дациты и их туфолавы, а также комагматичные им габбро, монзониты.

При микроскопических исследованиях установлено, что андезиты-базальты, как и субщелочные габбро, состоят из плагиоклаза, представленного лабрадором № 64 или битовнитом № 70, авгита, роговой обманки, биотита, калиевого полевого шпата. Иногда присутствует кварц. Акцессорные минералы — апатит, ильменит, магнетит.

Пироксены в эффузивных и в интрузивных породах наблюдаются как в порфиroidных выделениях, так и в основной массе. Они представлены авгитом, содержащим повышенное количество магния и хрома. Химический анализ авгита (в мас. %): SiO₂ — 48,40; TiO₂ — 0,58; Al₂O₃ — 2,55; Fe₂O₃ — 2,11; FeO — 10,79; MnO — 0,13; MgO — 17,35; CaO — 16,74; Na₂O — 0,36; K₂O — 0,11; H₂O⁻ — 0,10; H₂O⁺ — 0,37; Cr₂O₃ — 0,11; NiO — 0,02.

Роговая обманка в эффузивных и в интрузивных породах представлена разностью, занимающей промежуточное положение между обыкновенной роговой обманкой и баркевикитом (SiO_2 — 43,67 мас.%; TiO_2 — 1,93; Al_2O_3 — 8,49; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ = 23,38; MnO — 0,52; MgO — 7,30; CaO — 10,55; Na_2O — 1,34; K_2O — 1,15; Cr_2O_3 — 0,03; F — 0,17; Cl — 1,37 мас.%). Состав роговой обманки свидетельствует о субщелочном характере содержащих ее пород и богатстве исходной магмы летучими, особенно хлором.

Биотиту свойственно повышенное содержание магния (9,86%) и титана (5,44%). Он обладает низкой железистостью и низкой окисленностью железа. Акцессорные апатиты рассматриваемых пород характеризуются высоким содержанием хлора (2,2%) и редкоземельных элементов.

Для акцессорных магнетитов субщелочного габбро характерно высокое содержание титана (7—8%), хрома (0,1%), никеля, кобальта и стронция (0,01—0,03%).

Породы базальт-габбро-монцитовой ассоциации содержат повышенное количество магния, щелочей, особенно калия, стронция и летучих (фтора и хлора). В породах этой ассоциации постоянно присутствует вольфрам, количество которого увеличивается от 0,6 г/т в андезитобазальтах до 6 г/т в наиболее поздних дифференциатах этой ассоциации. Так как базальт-габбро-монцитовая ассоциация моложе продуктивного вольфрамового оруденения исследованного района, то можно предположить, что она наследует вольфрамовую минерализацию.

Р а й о н м е с т о р о ж д е н и я В о с т о к - 2. В этом районе, как и в районе Лермонтовского месторождения, развиты полигенные и полихронные магматические образования, представленные кварцевыми монцититами, калиевыми гранодиоритами, средне- и мелкозернистыми биотитовыми гранитами, сиенит-порфирами, гранит-порфирами и диабазовыми порфиритами. Геологическое положение и форма тел интрузивных пород указывают на их тесную связь как с самым глубинным разломом, так и с сопряженными с ним трещинными структурами.

Вольфрамовая минерализация известна в ряде участков района, где она представлена рассеянной вкрапленностью шеелита и кварц-шеелитовыми прожилками в кварцевых монцититах, калиевых гранодиоритах и гранитах, но в основном развита в центральной части района, где песчано-карбонатные породы верхнего палеозоя прорваны гранитоидами Центрального штока.

Процесс гипогенного минералообразования происходил в четыре стадии. В первую стадию были образованы скарны, во вторую широкое развитие получили процессы грейзенизации. Они охватили как гранитоиды Центрального штока, так и породы его экзоконтактной зоны (биотитовые роговики, скарны, песчаники). Сопряженно с общей грейзенизацией происходило формирование шеелит-кварцевых жил и прожилков. В течение второй стадии формировалось основное вольфрамовое оруденение. Главными минералами второй стадии наряду с кварцем и шеелитом являются апатит, мусковит, серицит, биотит, арсенопирит и другие минералы.

С третьей стадией связано наложение на скарны, грейзены и шеелит-кварцевые жилы обильной сульфидной минерализации, представленной преимущественно пирротинном, халькопиритом и арсенопиритом. В мень-

шей степени развиты минералы висмута, пентландит, сфалерит, галенит и др. Закончился процесс гипогенного минералообразования широким проявлением кварц-карбонатной минерализации с хлоритом, пиритом и флюоритом (четвертая стадия).

Для всех магматических пород исследованного региона свойственно присутствие среди цветных минералов биотита, значительно реже — роговой обманки и калиевого полевого шпата, представленного высоким ортоклазом с низкой степенью упорядоченности. Биотиты монцонитов калиевых гранодиоритов и гранитов характеризуются повышенным содержанием магния (до 12%), титана (до 4,5%) и глинозема, относительно низкой железистостью (48—55) и низкой степенью окисленности железа (0,07—0,23). Плагноклазы рассматриваемых пород, представленные андезином № 36—44, в более кислых разностях — олигоклазом, обладают повышенным содержанием стронция.

Главными акцессорными минералами магматических пород являются апатит, циркон, шеелит и ильменит, в небольшом количестве присутствуют магнетит и гранаты. Апатиты магматических пород представлены фтор-apatитом (содержание фтора 2,8%), а кварцево-шеелитовых жил — фтор-карбонат-apatитами. Рассматриваемые апатиты характеризуются повышенным содержанием вольфрама, присутствующего как в виде изоморфной примеси, так и главным образом в виде микровключений вольфрамсодержащих минералов. Апатиты интрузивных пород и сопровождающих их постмагматических образований содержат редкоземельные элементы, количество которых уменьшается от 0,89—1,36% в апатитах интрузивных пород до 0,18% в апатитах гидротермальных кварц-шеелитовых жил. В общем редкоземельные элементы в рассматриваемых апатитах имеют цериево-иттриевый характер и обогащены промежуточными лантаноидами (Nd, Sm, Gd), что свойственно апатитам из месторождений габброидного ряда.

Акцессорные магнетиты рассматриваемых пород характеризуются повышенными содержаниями хрома (0,35—0,40%), ванадия (1,30%), никеля (0,04%) и кобальта (0,04%). Акцессорные гранаты монцонитов и калиевых гранодиоритов представлены пироп-альмандиновыми разностями (содержат до 15—18% пиропового компонента).

Результаты химических анализов разнообразных интрузивных пород рассматриваемого района опубликованы нами ранее [168]. Здесь отметим только, что во всех этих породах отмечается повышенное содержание калия, редких щелочей и летучих, в частности фтора и хлора, которое особенно эффективно проявилось в поздних наиболее кислых дифференциатах — мелкозернистых гранитах и гранит-порфирах. Кроме того, для всех пород, включая наиболее кислые дифференциаты, характерно повышенное количество окислов магния, кальция и элементов группы железа. Интересно, что даже в дайках диоритовых и диабазовых порфиритов отмечается повышенное содержание калия. Так, среднее содержание окиси калия в дайках диабазовых порфиритов 1,64% против 0,9% в среднем типе пород соответствующей основности.

Полученные в последнее время результаты специального определения рубидия и стронция приведены в табл. 16, из которой видно, что гранодиориты и граносениты, широко развитые в районе месторождения Восток-2,

характеризуются высокими содержаниями калия и относительно низкими — рубидия. В них установлены высокие калий-рубидиевые отношения, свойственные породам, связанным с глубинной магмой [165]. Для рассматриваемых пород установлены также высокие содержания стронция (до 650 г/т, см. табл. 16) и низкие отношения Rb/Sr (0,11—0,57). Содержание бария колеблется от 400 до 650 г/т. Интересно, что даже в самых кислых дифференциатах рассматриваемого магматического комплекса — гранит-порфирах (содержащих от 71,46 до 75,90 SiO₂ и от 4,40 до 5,36 K₂O при общей сумме щелочей 7,5—8,2%) отмечаются высокие содержания стронция — 415 г/т.

Имеющиеся геологические, петрографические, петрохимические, и геохимические материалы, частично изложенные выше, свидетельствуют о том, что гранитоиды, вскрытые в районах месторождений Лермонтовского и Восток-2, включают широкий ряд пород от монзонитов, калиевых гранодиоритов до лейкократовых гранитов, что позволяет нам отнести их к монзонит-гранодиорит-гранитной ассоциации. Формирование интрузий, сложенных гранитоидами этой ассоциации, связано с активизацией относительно стабильных структур и блоков ранней консолидации. Она совпала во времени с этапом замыкания окружающих такие стабильные блоки геосинклинальных прогибов. Для рассматриваемых гранитоидов характерно повышенное по сравнению со средними типами соответствующих по основности пород содержания калия, магния, хрома, ванадия, никеля и кобальта. Эти особенности рассматриваемых гранитоидов особенно ярко проявляются в обогащенности Mg, Sr, Ni, Co и V породообразующего биотита и акцессорного магнетита, обогащенности магнием акцессорного граната. По уровню содержания отмеченных элементов магнетиты этих гранитоидов приближаются к соответствующим минералам кислых пород — дифференциатов основной магмы. Биотиты описываемых гранитоидов существенно магнезиальные (до 10—12% MgO), обладают обычно высоким содержанием алюминия в четверной и шестерной координации. Отмеченное наряду с другими факторами свидетельствует о том, что образование этих гранитоидов происходило в высокотемпературных условиях при повышенном давлении флюидов.

Относительно высокие температуры кристаллизации гранитоидов (порядка 750—850° С) подтверждаются также температурой, определенной по биотит-амфиболовому геотермометру и по железистости биотитов. О высокой температуре кристаллизации рассматриваемых гранитоидов при невысоком окислительном потенциале свидетельствуют также низкие содержания в рассматриваемых породах таких акцессорных минералов, как магнетит и титаномагнетит. Породы рассматриваемой ассоциации характеризуются повышенным содержанием летучих, среди которых наряду с фтором присутствуют хлор, фосфор, углекислота.

Отмеченная специфика типоморфных черт биотитов и акцессорных минералов в совокупности с геолого-петрографическими и петрогеохимическими данными (присутствие в составе рассматриваемых комплексов, обогащенных калием, гранитоидов повышенной основности, контроль их размещения глубинными разломами и др.) позволяет высказать предположение о связи изученных магматических образований районов месторождений Восток-2 и Лермонтовское с глубинными по уровню зарождения

Таблица 17

Содержание Rb, Sr и отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в породах
Березовского вулcano-плутонического комплекса и Центрального массива

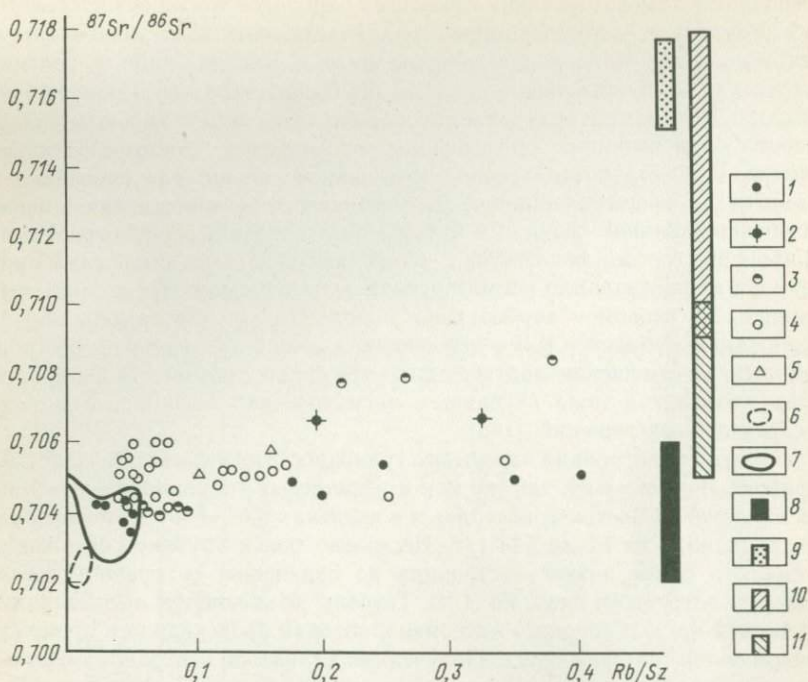
Порода	Номер образца	SiO ₂ , мас. %	Na ₂ O, мас. %	K ₂ O, мас. %	Анализируемый материал	Rb, мкг/л	Sr, мкг/л	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) \pm \pm 2 \sigma_{\text{ср}}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
<i>Березовская вулcano-плутоническая ассоциация</i>										
Субщелочное габбро	21/76	49,20	2,21	3,8	Порода	97	553	0,513	0,70557 ± 14	0,7048
					Моноклинный пироксен	35	240	0,426	0,70575 ± 7	
Латит	289/81	53,12	2,86	3,91	Порода	126	515	0,715	0,70643 ± 4	0,7053
Шошонит	297/81	49,31	2,36	3,46	"	110	552	0,582	0,70533 ± 5	0,7045
Кварцевый латит	750/74	61,64	3,36	5,21	"	198	495	1,169	0,70778 ± 5	0,7052
					Плагиоклаз	12	2000	0,018	0,70527 ± 2	
Кварцевый монзонит	400/73	58,14	3,05	4,95	Порода	200	570	1,026	0,70620 ± 7	0,7049
					Апатит	9	370	0,071	0,70499 ± 8	
<i>Центральный массив</i>										
Калиевый гранодиорит	611/81	65,68	3,38	3,50	Порода	37	420	0,605	0,70742 ± 6	0,7066
	613/81	67,00	3,50	3,70	Апатит	4	100	0,117	0,70673 ± 19	
					Порода	130	400	0,950	0,70798 ± 6	

Примечание. Первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ вычислялось по диаграмме порода-минерал в координатах $^{86}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Для вычисления остальных отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ корректировались по K–Ar возрасту пород.

расплавами. Генерация таких глубинных расплавов могла осуществляться в результате дифференциации трахиандезитовых или трахибазальтовых магм либо на границе нижней коры и мантии, либо в верхних частях мантии. Отмеченное противоречит господствовавшей ранее точке зрения о том, что рассматриваемые породы относятся к коровым сиалическим образованиям, обладающим повышенной глиноземистостью. Однако, с нашей точки зрения, повышенное содержание глинозема в гранитоидах, вскрытых в районе Лермонтовского месторождения, и повышенное содержание кальция в интрузивных породах, распространенных в районе месторождения Восток-2, объясняются ассимиляцией глубинной магмой в промежуточном магматическом очаге в первом случае глинистых сланцев, во втором — карбонатных пород. Полученные материалы по содержанию рубидия и K/Rb-отношения, а также по содержанию стронция и Rb/Sr-отношению подтверждают это предположение. Большинство цифр попадает в поле глубинных магматических ассоциаций и поле неопределенных решений [165].

Содержание стронция в калиевых гранодиоритах и гранитах, вскрытых в районе Лермонтовки, так же как и в калиевых гранодиоритах района месторождения Восток-2, колеблется в пределах 307—600 г/т, а содержание рубидия — от 67 до 144 г/т. Несколько более высокие содержания рубидия и более низкие — стронция по сравнению со средним типом гранитов латитового ряда, по Л. В. Таусону, объясняются ассимиляцией глубинной магмой корового материала, которая происходила в промежуточном магматическом очаге. Полученные данные по изотопному составу стронция в породах Центрального массива (район месторождения Восток-2) ограничены, однако некоторые выводы на их основании можно сделать. Несмотря на различие Rb/Sr-отношений в анализированных образцах, первичный изотопный состав стронция в них одинаков (табл. 17). На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 7) отвечающие им точки ложатся на одну прямую, соответствующую K—Ar возрасту пород. Это говорит об изотопной однородности магматической системы, из которой произошли гранитоиды. Величина первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в калиевых гранодиоритах Центрального массива достаточно низкая (0,706), чтобы исключить чисто верхнекоровый источник для первичного расплава. Однако она находится за пределами области мантийных значений [203].

Можно предложить две гипотезы происхождения рассматриваемых гранитоидов. Согласно первой, расплав формировался в нижней части коры и затем поднимался к поверхности, существенно не взаимодействуя с веществом ее верхней части. По второй, он имеет подкоровое происхождение и был контаминирован сиалем на верхних уровнях коры. Приведенные геолого-петрографические и геохимические данные лучше согласуются со второй гипотезой. При этом количество ассимилированного вещества, вероятно, было меньше количества первичного расплава, судя по величине первичного отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в калиевых гранодиоритах Центрального массива. Этот вывод согласуется с литературными данными [195, 203] по S-, I-типам гранитоидов, которые различаются как по петролого-геохимическим и изотопным (см. рис. 7) характеристикам, так и по преобладанию сиалического корового (S-тип) или глубинно-



Р и с. 7. Соотношение изотопного состава и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ стронция в изученных породах и некоторых магматических ассоциациях мира

1 — Березовский комплекс; 2 — Центральный массив; 3 — шониты островных дуг [203]; 4 — шонит-латитовые и монцит-сиенитовые ассоциации областей с субконтинентальной корой [203]; 5 — базальты синанчинской свиты Приморья; 6 — базальты срединно-океанических хребтов; 7 — базальты Гавайских островов [203]; 8 — интервалы значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в современной мантии [47, 203]; 9 — в современной сиалической коре [203]; 10 — в S-типах гранитоидов; 11 — в I-типах гранитоидов [47]

го (I-тип) материала в их составе. Породы Центрального массива по всем характеристикам соответствуют I-типу и, вероятно, связаны с глубинным источником, который ассимилировал сиалический материал в верхнем структурном ярусе в промежуточном магматическом очаге.

Полученные нами новые материалы по содержанию и распределению редкоземельных элементов в рудоносных гранитоидах производных монцит-гранодиорит-гранитной (латитовой) ассоциации (табл. 18, рис. 2), к сожалению, ограничены. Однако даже эти данные показали, что породы латитовой ассоциации Центрального Сихотэ-Алиня резко отличаются от вышеописанных редкометальных гранитов. Породы латитовой ассоциации характеризуются отсутствием европиевого минимума на кривых распределения РЗЭ (содержание европия устойчиво повышенное (0,76—1,23 г/т), в то время как в редкометальных гранитах различных регионов оно колеблется в пределах сотых и тысячных граммов на 1 т, редко достигая 0,3 г/т). Кроме того, граниты — производные латитовой ассоциации отличаются от гранитов лейкогранитной ассоциации большим коли-

Содержание РЗЭ в породах латитовой ассоциации (в г/т)

Порода	Номер образца	La	Ce	Nd	Sm
Калиевые гранодиориты района месторождения Восток-2	613/85	19,8	41,8		3,1
То же	885/69	4,83	16,7	9,76	1,2
Кварцевые сиениты района месторождения Лермонтовского	1008/71	18,7	45,7	11,2	3,7
Шеелит-мусковитовый грейзен района месторождения Лермонтовского	1010/71	17,6	34,8	9,27	2,65

Порода	Eu	Tb	Yb	Lu	Σ TR	La/Yb _N
Калиевые гранодиориты района месторождения Восток-2	1,234	0,97	1,22	0,24	68,36	10,9
То же	0,76	0,16	0,92	0,12	34,45	3,51
Кварцевые сиениты района месторождения Лермонтовского	0,892	0,66	2,41	0,25	83,51	5,23
Шеелит-мусковитовый грейзен района месторождения Лермонтовского	0,874	0,48	2,12	0,17	67,96	5,61

чеством легких РЗЭ и соответственно меньшим — тяжелых. Отношение La/Yb_N в них колеблется от 5,2 до 10,9, редко опускаясь до 3,5, в то время как в редкометальных гранитах оно обычно значительно ниже. По содержанию и распределению европия рассматриваемые породы приближаются к латитовым сериям западной части Северной Америки, все породы которых, включая кварцевые латиты и риолиты, характеризуются отсутствием европиевого минимума. По данным Л. В. Таусона [196], в некоторых разновидностях пород латитовой серии Забайкалья фиксируется европиевый максимум. Так, для монцонитов и кварцевых монцонитов Шадоронского прогиба среднее содержание европия варьирует от 1,27 до 1,44 г/т. Европиевым максимумом характеризуется также крупнозернистое метагаббро, представляющее фацию наиболее меланократовых пород Далбыркейского массива. Сравнение соотношения легких и тяжелых РЗЭ в породах латитовой ассоциации Центрального Сихотэ-Алиня с соотношением этих элементов в породах латитовых ассоциаций других регионов показало, что породам латитовых ассоциаций всех регионов

свойственна обогащенность легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми. По данным Л. В. Таусона, средняя величина отношения La/Yb_N для латитовой серии внутриконтинентальной подвижной зоны Забайкалья значительно выше по сравнению с Сихотэ-Алинем и равна 27,2.

Специфической геохимической особенностью этих пород является относительная обогащенность вольфрамом. По данным И. Н. Говорова и других исследователей, среднее содержание вольфрама в монцонитах и калиевых гранодиоритах Дальнинского массива составляет 3,4 г/т, Центрального — 4,9 г/т. По данным Ю. Г. Иванова [67] и нашим материалам [168], среднее содержание вольфрама в породах Центрального массива примерно в 1,5 раза ниже. Однако оно превышает кларковое содержание вольфрама в кислых породах в 1,5—2 раза.

Изучение распределения вольфрама в гранитоидах Центрального массива по вертикали до глубины 800 м показало, что содержание вольфрама несколько повышается в верхних частях массива. Главным носителем вольфрама в гранитоидах рассматриваемого района, так же как и в районе Лермонтовского месторождения, являются полевые шпаты и биотиты, а концентратором — такие акцессорные минералы, как апатит, циркон, шеелит. Так, содержание вольфрама в биотитах калиевых гранодиоритов Центрального массива составляет от 3,5 до 15 г/т, в плагиоклазе — от 0,8 до 1,4 г/т.

По мнению Г. Б. Левашева, незначительная степень изоморфного рассеяния вольфрама в породообразующих минералах связана с повышенной активностью в расплавах калия. В этом случае вольфрам теряет возможность рассеиваться в структурах породообразующих минералов и накапливается в остаточных расплавах и постмагматических растворах.

В апатите и цирконе вольфрам частично присутствует в виде изоморфной примеси. Однако главным концентратором вольфрама являются установленные в апатите и цирконе микровключения вольфрамсодержащих минералов — шеелита и вольфрамита. Отмеченное указывает на то, что вольфрам присутствовал в магматическом расплаве уже на ранних этапах его кристаллизации и вместе с другими элементами принимал участие в процессах его эволюции, которые в значительной мере определялись явлениями дифференциации. С рассматриваемыми гранодиоритами парагенетически связано шеелитовое оруденение, что устанавливается по целому ряду критериев. К структурно-геологическим критериям относятся близость времени формирования интрузивных образований и оруденения, приуроченность их к одним и тем же зонам нарушения, сравнимые глубины формирования интрузивных пород и рудной минерализации.

Минералого-петрографические критерии заключаются в наличии сквозных минералов, присутствующих как в магматических породах, так и в постмагматических образованиях. К таким минералам относятся биотит, апатит, шеелит. Интересно, что биотит как магматических пород, так и постмагматических образований характеризуется повышенным содержанием магния, а апатит содержит однотипные примеси редкоземельных элементов.

Геохимические критерии выражаются в наличии сквозных акцессорных элементов, фиксирующихся как в интрузивных породах, так и в сопровождающих их постмагматических образованиях. К таким элемен-

там относятся F, Cl, P, W, TR, Sr, Cu, Pb, Cr, Ni и др. При этом ряд элементов, в частности F, Cl, P, W, Cr, Ni, начинают фиксироваться на ранних стадиях кристаллизации магматических расплавов, входя в состав породообразующих и акцессорных минералов. Накопление этих элементов происходило позднее в связи с деятельностью постмагматических процессов. Так, фтор, фосфор и вольфрам входят в состав акцессорного апатита, широко развитого в рассматриваемых гранодиоритах. Накопление же этих элементов происходит в кварц-apatит-шеелитовых рудах, парагенетически связанных с этими гранитоидами. Хром и никель установлены в биотитах и акцессорных магнетитах гранитоидов, накопление же никеля происходит в связи с деятельностью постмагматических растворов, приведших к образованию сульфидной минерализации, наложенной на скарны, грейзены и кварц-apatит-шеелитовые руды. Среди сульфидов преобладает пирротин, содержащий повышенное количество никеля. В этих рудах встречается пентландит.

К геохимическим критериям можно отнести также близкий изотопный состав кислорода кварца магматических пород и кварца рудных тел [168], что наряду с другими данными свидетельствует об их связи с единым источником.

Сравнительное изучение гранитоидов, сопровождающихся шеелитовой минерализацией (район месторождений Восток-2 и Лермонтовского), показало, что эти магматические образования обладают рядом особенностей геолого-структурного положения и состава, которые могут быть использованы при поисках соответствующего типа оруденения в Центральном Сихотэ-Алине. Важнейшим геолого-структурным признаком гранитоидов, сопровождающихся вольфрамовым оруденением скарновых формаций, является преимущественная локализация этих гранитоидов в краевых частях блоков ранней стабилизации мезозонд, примыкающих к унаследованным геосинклинальным прогибам.

Главные особенности состава этих гранитоидов — повышенная магнезиальность и титанистость биотитов, наличие среди акцессорных минералов граната пироп-альмандинового состава, повышенное содержание титана, хрома и никеля в акцессорных магнетитах, повышенное количество в рассматриваемых породах стронция, низкие калий-рубидиевые отношения, фтор-хлор-фосфорный флюидный режим и др. Все отмеченное и первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяют связывать рассматриваемые гранитоиды с глубинными по уровню зарождения расплавами, генерация которых происходила либо на границе коры и мантии, либо в верхней мантии.

В рассматриваемых вольфрамоносных магматических комплексах, так же как и в оловоносных, состав магматических флюидов наследуется постмагматическими растворами. Это было ранее отмечено нами на примере Приханкайского и других районов [161, 168], В. И. Коваленко [76] на примере Забайкалья и Монголии, В. Б. Наумовым [130] на примере Забайкалья, Монголии и других регионов, Ф. Г. Рейфом на примере Забайкалья [157]. Вышеизложенное подтверждает тот факт, что фтор, хлор и фосфор характерны как для вольфрамоносных гранитоидов рассматриваемых районов, так и для связанных с ними парагенетически рудных тел. Полученные материалы свидетельствуют о длительности

формирования потенциально вольфрамоносных магматических комплексов и сопровождающих их постмагматических образований.

В кварце рассматриваемых рудоносных гранитоидов присутствуют расплавные включения. Кроме того, в этом кварце наблюдается большое количество газово-жидких включений, что характерно для пород продуктивных магматических комплексов и свидетельствует о богатстве магматического расплава газовой фазой.

Первичное соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,706, наряду с геолого-петрографическими и геохимическими данными позволяет предполагать, что рассматриваемые вольфрамоносные гранитоиды связаны с глубинными по уровню зарождения магматическими расплавами.

В заключение можно отметить, что рассмотренные вольфрамоносные гранитоиды Приморья, сопровождающиеся шеелитовым оруденением, обладают рядом общих геолого-петрографических и геохимических особенностей с вольфрамоносными гранитоидами монзонит-гранодиорит-гранитной формации других регионов СССР, в частности в Средней Азии. В этой связи выявленные особенности вольфрамоносных интрузий имеют, вероятно, более широкое значение, выходящее за рамки исследованных районов, и могут быть использованы и для оценки других вольфраморудных провинций с учетом, естественно, их региональной специфики.

Ранне-позднемеловой шошонит-латит-монзонитовый вулкано-плутонический комплекс

Интрузивные и эффузивные образования этого комплекса, как отмечалось в очерке геологического строения Приморья, распространены в пределах Главного синклинория (рис. 8), а также встречаются в Бикинской подзоне Журавлевской зоны. Большая их часть приурочена к участкам с мощностью земной коры от 35 до 40 км, в составе которой преобладают метабазальтовая и метаандезитовая составляющие [154]. На севере Приморья, в Самаргинском районе, эффузивные толщи шошонит-латитового состава куксинского комплекса перекрывают нижнемеловую вулканогенную молассу, а сами перекрыты туронскими кислыми эффузивами приморской свиты. На юге, в Кавалеровском районе, интрузивные и эффузивные породы березовского комплекса с $\text{K}-\text{Ag}$ возрастом 100—108 млн. лет прорывают и перекрывают валанжин-альбские терригенные толщи складчатого основания, а сами прорваны интрузивными телами позднемеловых гранодиорит-порфиров с $\text{K}-\text{Ag}$ возрастом 104—95 млн. лет. На этом основании возраст комплекса считается ранне-позднемеловым (альб-сеноманским). Интрузивные массивы габбро-монзонит-сиенитового состава обычно обнажены среди складчатых терригенных пород нижнего мела, чаще всего имеют небольшие размеры (первые десятки км^2), за исключением Березовско-Арагатской группы (до 300 км^2). Они нередко обладают элементами зональности из-за преимущественного развития более основных разностей в краевых частях массивов. Форма интрузивов разнообразная; набор пород — от пироксенитов и субщелочного габбро через разнообразные монзониты до сиенитов и кварцевых сиенитов [53, 72]. Внутреннее строение массивов характеризуется большой сложностью, обусловленной взаимопереходами пород различного минераль-

Р и с. 8. Схема размещения некоторых позднемезозойских-кайнозойских магматических образований Сихотэ-Алиня

1 — мезозойские (J—K₁) осадки; 2 — апт-альбские терригенно-вулканогенные (палеоостровные) комплексы; 3 — ранне-позднемереловой шшонит-латит-монцитовый вулcano-плутонический комплекс; 4 — позднемереловые—палеогеновые гранитоиды; 5 — позднемереловые палеогеновые вулканиды; 6 — миоцен-плиоценовые платобазальты; 7 — главные разломы

ного и химического состава. Широким распространением пользуются порфирировидные породы, иногда (Березовский массив) отмечаются эндоконтактные зоны закалки, сложенные породами субэффузивного облика [168]. Все это является отражением малоглубинных условий становления массивов. В частности, расстояние от поверхности до кровли Березовского массива в Кавалеровском районе в период его кристаллизации, судя по геологическим данным, вряд ли превышало 500 м [168].

Формирование шшонит-латит-монцитового комплекса в Приморье происходило в две фазы. В хорошо изученном втором березовском комплексе в I фазу накопилась толща пироксен-амфиболовых, пироксеновых, амфиболовых, реже плагиоклазовых латитов и шшонитов, а также их туфов и туфобрекчий.

Одновременно произошло становление небольших интрузивных тел субщелочных габбро и меланократовых монцитов, а также внедрение даек аналогичного вулканического состава. Во II фазу формировался покров двупироксеновых лав кварц-латитового состава (трахитов), который перекрыл шшонит-латитовую толщу, а также образовался интрузивный массив. Массив дифференцирован от монцитов до кварцевых сиенитов, причем преобладают кварцевые клинопироксенбиотитовые монциты. Эндоконтактные зоны закалки Березов-

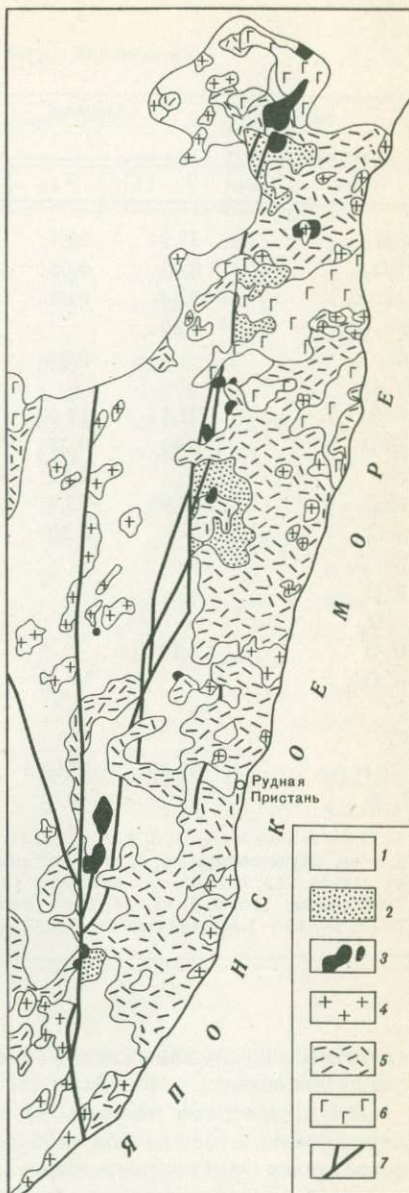


Таблица 19

Химический состав минералов (в мас. %)

Компоненты	Оливин			Клинопироксен		
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	38,9	39,4	38,8	52,0	49,6	51,0
TiO ₂	0,07	0,05	0,15	0,35	0,50	0,39
Al ₂ O ₃	0,34	0,03	0,41	3,66	4,08	2,66
Fe ₂ O ₃	0,89		2,43	0,27	3,46	2,22
Cr ₂ O ₃		0,04				
V ₂ O ₅						
FeO	22,11	17,07	25,85	6,03	4,45	9,33
MnO	0,43	0,28	0,47	0,19	0,20	0,32
NiO		0,11				
MgO	36,96	43,9	31,05	15,9	14,5	13,55
CaO		0,20	0,22	20,5	21,6	18,9
Na ₂ O				0,49	0,34	0,37
K ₂ O						
P ₂ O ₅						
H ₂ O ⁻	0,19		0,19	0,9	0,58	0,18
H ₂ O ⁺						
F						
Cl						
Сумма	99,89	101,18	99,57	99,48	99,31	98,92
f, %	17	18	34	19	22	32

Примечание. 1, 3, 4, 7, 9, 14, 16 — из монцонитов; 2 — из шошонита; 5 — из пироксенита; 6, 8, 11 — из кварцевого сиенита; 10 — из трахита; 12 — из латита; 13, 17, 18 — из сиенита; 15 — из кварцевого сиенита. Массивы, комплексы: 1, 3, 4, 6, 13, 16, 17 — Золотой, 5, 18 — Светловодный по [53]; 2, 7—12, 14, 15 — Березовский по [168].

ского массива сложены сиенит-порфирами, по составу и внешнему облику очень похожими на трахиты.

В Светловодном массиве, на севере Приморья, к I фазе относятся пироксениты, субщелочное габбро и оливиновые монцониты, а II фаза представлена различными сиенитами [47, 53]. В Самаргинском районе, где широко развиты шошонит-латитовые вулканы, обнаружены также дайки и силлы пикритов и пикробазальтов с повышенным содержанием калия [25]. По данным И. З. Бурьяновой, их внедрение, вероятно, предшествовало формированию шошонит-латитовой толщи. Монцонитовые интрузивы в этом районе неизвестны.

Петрографический облик пород рассматриваемого комплекса разнообразен, однако имеются характерные общие черты. Шошониты обычно содержат переменное количество (10—25%) вкрапленников клинопирок-

Хром-шпинель	Апатит		Титаномагнетит			Амфибол		
	7	8	9	10	11	12	13	14
		0,2	0,2				40,3	49,3
0,50				1,48	3,68	4,99	2,7	1,76
6,71	0,1	0,1	0,79	0,71	0,50	11,6	5,85	
								2,96
53,17				0,28	0,08	0,25		
0,09				1,41	1,36	0,91		
29,57	0,3	0,4	89,1	87,64	87,0	11,8	12,17	
0,41	0,15	0,2	0,20	0,59	0,56	0,1	0,37	
0,02								
6,64	0,1	0,1				14,8	11,49	
	53,9	53,5				14,8	11,92	
						1,6	0,97	
						1,1	0,64	
	41,5	41,1					0,22	
	0,16	0,20						
	0,95	0,93						
97,11	97,36	96,73	93,26	94,06	94,21	98,8	100,52	
						31	43	

сена, зонального плагиоклаза (7—30%), апатита (до 2%) и титаномагнетита (до 3%). В переходных к пикробазальтам разностях встречаются фенокристы оливина, а в латитах к названному выше минералу присоединяется коричневый амфибол (до 10%). Основная масса шошонитов и латитов имеет гялопилитовую, пилотакситовую структуру и сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена, значительным количеством магнетита и ильменита в спутанно-волокнистом агрегате вторичных амфибола, хлорита и карбоната. В пикритах преобладают фенокристы оливина (до 67%) и клинопироксена (до 20%), встречается рудный минерал. Трахиты, которые известны в березовском комплексе, содержат вкрапленники зонального плагиоклаза (4—17%), ромбического и моноклинного пироксенов (до 8%), титаномагнетита и апатита. Основная масса в свежих разностях существенно стекловатая флюидальная с игольчаты-

Таблица 19 (окончание)

Компоненты	Биотит				Щелочной поле- вой шпат
	15	16	17	18	19
SiO ₂	36,45	37,15	38,67	36,40	66,0
TiO ₂	5,15	4,99	5,12	5,54	0,50
Al ₂ O ₃	14,17	11,57	15,11	13,09	19,2
Fe ₂ O ₃	0,94	2,47	0,26	0,99	0,15
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—
FeO	13,68	18,99	8,90	20,10	—
MnO	—	0,32	0,12	0,20	—
NiO	—	—	—	—	—
MgO	15,41	11,71	19,22	11,18	1,04
CaO	0,25	0,28	0,39	0,88	2,18
Na ₂ O	0,42	0,16	0,68	0,48	3,63
K ₂ O	9,32	8,51	9,06	8,20	6,84
P ₂ O ₅	0,22	0,05	—	—	0,28
H ₂ O ⁻	0,77	—	—	0,02	—
H ₂ O ⁺	2,48	2,89	2,64	2,24	—
F	1,38	0,33	—	0,02	—
Cl	—	—	—	—	—
Сумма	100,64	99,42	100,17	99,34	99,82
f, %	33	48	21	51	—

ми микролитами полевого шпата. В раскристаллизованных разностях вокруг кристаллов плагиоклаза появляется каемка щелочного полевого шпата, а вокруг титаномагнетита — биотитовая оторочка. Основная масса имеет полигонально-кристаллическую структуру с преобладанием щелочного полевого шпата и подчиненными кварцем и плагиоклазом. Для интрузивных пород характерен тот же минеральный состав, с той лишь разницей, что биотит, щелочной полевой шпат, амфибол распространены почти во всех типах пород, а кварц встречается во многих, начиная с монцонитов. Наиболее распространенная структура интрузивных пород — монцонитовая с ярко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза, пироксена и оливина. Для кварцевых сиенитов характерна гипидиоморфно-зернистая структура.

По результатам изучения магматических пород березовского комплекса и литературным данным [47, 53, 168] можно выделить несколько последовательно образовавшихся минеральных парагенезисов (табл. 19). Ранний реликтовый парагенезис представлен оливином ($f=14-19\%$), клинопироксеном ($f=9-13\%$; $Cr_2O_3=0,2-0,7\%$) и аксессуарной высокохромистой шпинелью типа хромита. Он установлен в некоторых основных шохонитах, а также в субщелочном габбро, пикробазальтах и пикритах.

Таблица 20

Химический состав эффузивных пород (в мас. %)

Компоненты	Куксинский комплекс					Березовский комплекс		
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	44,78	46,12	50,58	52,36	56,26	48,66	55,00	62,20
TiO ₂	0,53	0,83	0,78	0,60	1,10	0,95	0,61	0,90
Al ₂ O ₃	7,86	12,58	15,21	18,48	16,27	15,13	16,49	16,40
Fe ₂ O ₃	3,56	4,21	3,10	2,21	1,96	4,60	1,93	0
FeO	5,87	7,31	7,25	6,58	4,79	5,12	6,71	4,68
MnO	0,20	0,90	0,17	0,25	0,12	0,24	0,18	0,10
MgO	21,97	11,55	5,96	3,35	2,31	6,96	4,29	1,50
CaO	9,31	9,09	10,11	8,45	3,78	8,61	5,62	3,55
Na ₂ O	0,20	0,60	2,35	3,00	4,50	2,35	2,65	3,63
K ₂ O	0,29	1,80	2,87	3,50	3,27	3,13	3,09	5,58
P ₂ O ₅	0,14	0,22	—	0,39	0,36	0,35	0,33	0,36
H ₂ O ⁻	0,16	0,05	—	0,26	0,26	—	0,78	0,18
H ₂ O ⁺	3,90	3,22	—	1,12	2,32	2,63	1,82	0,49
CO ₂	—	—	—	—	—	0,93	—	0
П.п.п.	0,53	1,01	1,63	—	2,23	—	—	—
Сумма	100,21	99,49	100,01	100,56	100,03	99,66	99,50	99,57

Примечание. 1 — пикрит; 2 — пикробазальт; 3, 4, 6 — шохониты; 5, 7 — латиты; 8 — кварцевый латит. Анализы: 1-5 — по [26]; 6-8 — по Н.Г. Гладкову.

В шохонитах и габбро эти минералы обнаружены в ядрах некоторых зональных вкрапленников или в виде включений в них. Более поздний этап кристаллизации представлен клинопироксеном ($f=18-26\%$), битовнит-лабрадором, титаномагнетитом, хлорсодержащим апатитом, иногда ромбическим пироксеном ($f=26-27\%$), оливином ($f=30-35\%$) и (или) базальтической роговой обманкой, которые распространены в шохонитах, латитах, монцонитах. Температура этой стадии кристаллизации по двупироксеновому термометру Вуда и Банно составляла около 1000° С. В этот этап кристаллизации происходило обособление сульфидной жидкости, шарики которой в раскристаллизованном виде (пирротин, пирротин-халькопирит) встречаются в клинопироксене и плагиоклазе.

Наконец, к поздним стадиям относится выделение из расплава лабрадор-андезина, магнезиального биотита, ильменита, а затем андезин-олигоклаза, щелочного полевого шпата и кварца, которые в рассматриваемых породах не образуют вкрапленников. На постмагматической стадии выделялся турмалин, часто образующий прожилки в экзоконтактах многих интрузивных массивов.

Химизм пород, входящих в состав шохонит-латит-монцонитового комплекса, характеризуется низким содержанием титана, низким темпом накопления железа, высоким содержанием калия, низкой степенью окисления железа (табл. 20, 21). В пределах отдельных интрузивных массивов или вулканоплутонических ассоциаций наблюдаются широкие вариации

Химический состав интрузивных пород (в мас.%)

Компоненты	Ловлягинский массив			Светловодный массив				Березовский массив		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48,16	54,17	58,88	40,34	48,40	58,02	65,12	49,20	58,14	64,98
TiO ₂	1,33	0,86	0,94	1,13	0,76	0,56	0,23	0,94	0,65	0,61
Al ₂ O ₃	16,17	16,54	17,94	7,11	16,91	17,40	18,38	14,50	16,46	14,83
Fe ₂ O ₃	1,53	1,47	2,55	11,80	5,59	1,14	0,96	4,15	2,73	1,45
FeO	10,13	6,60	2,93	7,88	4,34	4,89	1,95	4,86	3,01	2,84
MnO	0,21	0,17	0,11	0,16	0,14	0,10	0,06	0,16	0,15	0,08
MgO	6,82	4,92	2,60	12,28	5,72	2,65	0,96	6,34	2,99	1,66
CaO	9,18	7,85	5,85	16,06	10,02	4,33	1,94	10,30	4,50	2,86
Na ₂ O	2,16	3,02	3,55	0,38	2,00	3,56	2,27	2,21	3,05	2,97
K ₂ O	2,13	2,46	2,85	1,08	4,05	5,74	6,92	3,28	4,95	5,39
P ₂ O ₅	0,54	0,19	0,30	0,02	—	—	—	0,21	0,40	0,19
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	0,35	0,36	0,35
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	2,05	1,41	1,20
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	1,81	0,22	0,14
П.п.п.	2,00	1,41	1,83	1,50	1,51	1,17	1,12	—	—	—
Сумма	100,36	99,66	100,33	99,75	99,84	99,56	99,91	100,37	100,02	99,55

Примечание. 1, 5, 8 — субщелочное габбро; 2 — монцитит; 3 — кварцевый монцитит; 4 — слюдяной пироксенит; 6, 9 — кварцевый монцитит; 7, 10 — кварцевый сиенит. Анализы: 1—6 — по [53]; 7 — по [47]; 8—10 — по Н.Г. Гладкову.

состава пород, однако все они относятся к единой петрохимической серии и на диаграмме SiO₂—(Na₂O+K₂O) их фигуративные точки лежат в поле субщелочных пород [120]. При этом темп накопления калия, при увеличении кислотности, в породах различных ассоциаций и интрузивных массивов разный: в березовском комплексе он весьма высок, а в куксинском — значительно ниже (табл. 20, 21).

Анализ содержания и распределения микроэлементов в породах шонит-латит-монцититового комплекса показал (табл. 22), что все они обогащены оловом, рубидием, стронцием. Основные породы обычно содержат высокие концентрации Co, Cr, Pb. Породы березовского комплекса обогащены W, Mo, B, F, но обеднены Ni, Ag, Zr. Интересно, что во всех ассоциациях и массивах наблюдается некоторое снижение содержания олова при увеличении кислотности пород [48, 53, 168]. На материалах по березовскому комплексу удалось показать, что это явление связано с уменьшением содержания в породах клинопироксена и изменением его состава.

Ранний магнезиальный клинопироксен содержит значительно больше олова, чем более поздний железистый (примерно в 4 раза). Такие общеизвестные концентраторы олова, как магнетит и биотит, кристаллизовавшиеся относительно поздно, содержат столько же олова, сколько поздний клинопироксен. Таким образом, от ранних к поздним стадиям

Содержание микроэлементов в породах (в г/т)

Элементы	Березовский комплекс				Светловодный комплекс			Куксинский комплекс	
	шошониты и латиты	кварцевые латиты	монциты и кварцевые монциты	сиениты и кварцевые сиениты	пироксениты и габбро	монциты	сиениты	Пикриты и пикробазальты	шошониты и латиты
Ni	53	9,2	27	19	—	—	—	371	11
Co	75	12	19	24	—	—	—	55	23
Cr	122	45	111	30	—	—	—	418	16
V	221	18	194	151	100	65	57	118	118
Cu	83	26	8,7	12	62	55	73	84	48
Zn	152	28	31	28	88	42	35	44	98
Pb	14,1	7,6	16	19	13	42	3	2,6	25
Ag	0,05	0,04	0,05	0,045	—	—	—	0,11	0,11
Sn	5,1	2,9	4,1	5,5	5,5	4,2	4,4	3,1	6,4
Zr	89	74	54	43	—	—	—	—	82
W	2,0	3,7	2,3	2,6	0,4	0,4	0,8	—	2,0
Mo	1,7	3,4	1,6	3,2	0,6	0,5	2,5	—	1,0
Hg	0,02	0,02	0,02	0,02	—	—	—	—	—
B	8,4	22	23,7	18,4	14	13	6	—	10
F	520	570	720	840	—	—	—	—	503
Rb	104	200	196	225	—	—	—	—	—
Sr	630	500	540	475	—	—	—	—	—
Ba	426	330	400	400	—	—	—	—	—

Примечание. Анализы березовской ассоциации — по [168], Светловодного массива — по [53], куксинского комплекса — по [40].

эволюции магматической системы березовского комплекса рассеяние олова в кристаллической решетке породообразующих минералов сменялось его накоплением вместе с калием в расплаве и (или) флюиде.

Приведенные данные по вещественному составу пород ранне-поздне-мелового шошонит-латит-монцититового комплекса позволяет сделать некоторые выводы о его генезисе. Наличие ранней реликтовой минеральной ассоциации магнизиальных оливина и хромистого клинопироксена, дефицит некала в шошонитах приводят к выводу, что исходные магмы подверглись кристаллизационной дифференциации с отсадкой главным образом оливина. Из этого следует, что состав первичного расплава был значительно более основным и магнизиальным, чем шошонит, т. е. пикробазальтовым или скорее пикритовым. Подтверждением этого предположения может служить обнаружение пород такого состава в области распространения шошонитов и латитов куксинского комплекса в Самар-

гинском районе [25]. Генерация таких расплавов, по экспериментальным данным, может происходить лишь в пределах верхней мантии [40, 117]. Что касается источника повышенных содержаний калия в породах, то он, скорее всего, тоже мантийный. Это подтверждается анализом изотопного состава стронция в породах березовского комплекса [47]. Несмотря на вариации состава пород и Rb/Sr-отношения в них, первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ меняется незначительно, составляя 0,7045—0,7053, что находится в пределах мантийных значений.

Корреляции между величинами Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не наблюдается. Это свидетельствует об отсутствии заметной ассимиляции материала сиалической коры расплавом во время его поступления к поверхности. К тому же, как показали расчеты, при ассимиляции сиала покрываемым расплавом для достижения им состава с 1,5% K_2O первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ должно было увеличиться до 0,707, если принять величину этого отношения в пикрите 0,703, а в коре 0,715 (минимальные величины). Из этого следует и другой вывод: повышенные количества олова в породах комплекса имеют первичную мантийную, а не коровую природу, поскольку этим элементом обогащены и наиболее основные разновидности пород (табл. 22). Так как в Приморье (Кавалеровский, Арминский и другие районы) с проявлениями рассмотренного комплекса в пространстве и времени связана оловянно-сульфидная минерализация раннего этапа [47, 48, 168], то, учитывая геохимическую специализацию пород, поведение олова в процессе их кристаллизации, можно говорить о парагенетической связи этого оруденения с рассматриваемым комплексом. В связи с вышесказанным районы развития образований, принадлежащих шошонит-латит-монзонитовому комплексу, в пределах Сихотэ-Алиня являются перспективными для обнаружения оловянных месторождений упомянутого типа. Наиболее благоприятны магматические ассоциации с далеко зашедшей дифференциацией, т. е. содержащие кислые члены — кварцевые сиениты, трахиты.

ЭВОЛЮЦИЯ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ПРИМОРЬЯ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СВЯЗИ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

В Приморье широко развиты разновозрастные рудоносные магматические ассоциации в отношении Sn, W, Pb, Zn и F. Меньше распространены магматические формации, сопровождаемые рудопоявлениями Cu. Ограниченным развитием пользуются рудоносные магматические формации, с которыми связана редкометаллическая и борная минерализация.

Рудоносными являются обычно плутонические или вулканоплутонические формации, значительно реже — существенно вулканические. Наблюдается эволюция состава и возраста рудоносных магматических формаций Приморья. От Ханкайского массива к востоку, в сторону границы континента и океана, возраст и состав рудоносных магматических формаций закономерно меняются (рис. 9). Так, в западной части региона в пределах Ханкайского массива широко развиты ниже-среднепалеозойские редкометаллические граниты гранит-лейкогранитной формации, с кото-

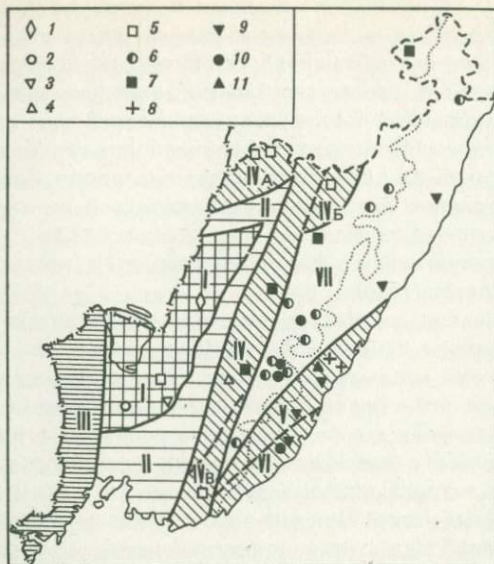


Рис. 9. Схема размещения рудоносных магматических ассоциаций Приморья. Основные геолого-тектонические подразделения (по [139])

I — зона Ханкайского массива; *II* — Арсеньевская зона; *III* — Западно-Приморская зона; *IV* — Журавлевская зона, подзоны: *IVA* — Бикинская, *IVB* — Дальнинская, *IVB* — Партизанская; *V* — Прибрежная зона; *VI* — Щербаковская подзона; *VII* — зона Главного синклинория. Сплошная линия — границы зон, пунктирная — подзон; точками показана западная граница Восточного Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Рудоносные магматические ассоциации: 1 — позднепротерозойских лейкократовых гранитов, пегматитов (Ta, редкие элементы); 2 — раннепалеозойская гранит-лейкогранитная (Ta, Sn, F); 3 — средне-позднедевонская риолит-гранитная F, редкие металлы); 4 — юрская ультраосновных щелочных пород (TR, Zn, вермикулит); 5 — раннемеловая монцонит-кварцево-сиенит-гранитная (W); 6 — ранне-поздне меловая шошонит-латит-монцонитовая (Sn-полиметаллическая); 7 — поздне меловая гранит-лейкогранитная (W, Sn); 8 — поздне меловая палеогеновая андезит-гранодиорит-гранитная (Pb, Zn); 9 — поздне меловая ранне-палеогеновая дацит-риолитовая (F, Hg, редкие металлы); 10 — палеогеновая андезит-базальт-риолитовая (Sn); 11 — палеогеновая щелочно-калиевая (B)

рыми связаны редкометальные, касситерит-вольфрамит-кварцевые и флюоритовые месторождения апогрейzenовой формации. По мере продвижения на восток ниже- и среднепалеозойские рудоносные формации сменяются позднепалеозойскими, а восточное, в Дальненской зоне, — раннемеловыми монцонит-кварцево-сиенит-гранитными формациями, сопровождающимися вольфрамовыми (скарново-шеелитовыми) месторождениями. В пределах Центрального структурного шва и к востоку от него развиты редкометальные граниты, сопровождающиеся оловянным и вольфрамовым оруденением касситерит-вольфрамит-кварцевой формации.

В Центральном Сихотэ-Алине (Журавлевская зона) известны проявления ультраосновных щелочных пород позднеюрского возраста, приуроченных к зонам глубинных разломов.

Восточнее, в пределах Главного синклинория, развиты ранне-поздне-

меловые вулканоплутонические комплексы латит-монзонит-сиенитового состава и позднемеловые палеогеновые базальт-андезит-риолитовые ассоциации, с которыми связано оловянное оруденение колчеданного и полиметаллического типов соответственно позднемелового и палеогенового возраста. Расположенный восточнее вулканический пояс характеризуется развитием мел-палеогеновых андезит-гранодиорит-гранитных ассоциаций со скарновыми свинцово-цинковыми месторождениями. Здесь же известны локальные проявления пород щелочной калиевой серии палеогенового возраста, сопровождающейся месторождениями бора. Формирование большинства перечисленных формаций связано с процессами тектономагматической активизации.

Намечается связь состава рудоносных магматических формаций с глубинным строением земной коры. В Приморье с запада на восток к окраине континента наблюдается уменьшение мощности земной коры и увеличение в ней доли базальтового и метаандезитового слоев [154]. В этом же направлении все большую роль начинают играть рудоносные формации, связанные с базитовыми магмами мантийного происхождения, первично специализированными в отношении Sn и В. Если рудоносные формации западных частей Приморья в основном интрузивные, то восточнее начинают преобладать вулканоплутонические и вулканические формации, что хорошо видно на примере оловоносных формаций.

Отмеченная эволюция возраста и состава рудоносных магматических формаций усложняется в пределах крупных рудных узлов, где развит полигенный и полихронный магматизм, который, как ранее отмечали М. А. Фаворская и В. А. Баскина, является одним из критериев рудоносности данного района. Это хорошо видно на примере Вознесенского района, расположенного в пределах Ханкайского массива. Здесь развиты четыре палеозойских интрузивных комплекса, принадлежащие разным формациям, с разноглубинными магматическими источниками. Это самый древний нижнепалеозойский габбро-пироксенитовый комплекс; его формирование, по-видимому, близко по времени проявлению главных складчатых структур. Особенности состава этих пород (повышенное содержание Mg, Sr и V, присутствие среди аксессуарных минералов хромитов и др.) свидетельствуют о глубинном мантийном источнике их образования. Интересно, что как пироксениты, так и габбро характеризуются резко повышенным содержанием фтора (0,27—0,44%), во много раз превышающим среднее содержание фтора в средних и основных типах пород.

Второй, ниже-среднепалеозойский, комплекс — редкометальных гранитов, который мы относим к гранит-лейкогранитной формации (его возраст 390—460 млн. лет). Породы заключительной фазы этого комплекса представлены протолитионитовыми редкометальными гранитами. С ним связаны редкометальные, оловянные и флюоритовые месторождения. Формирование этого комплекса связано с процессами тектономагматической активизации. Интересно, что породы комплекса сопровождаются большим количеством даек меланократовых пород, среди которых нами наряду с диабазовыми порфиритами впервые обнаружены дайки субщелочных пикродолеритов, которые секут граниты, автотасоматические грейзены и касситерит-кварцевые жилы, и, в свою очередь, замещаются и секутся слюдисто-флюоритовыми и турмалин-флюорито-

выми оловянными рудами. Неизменные разности субщелочных пикродолеритов характеризуются высоким содержанием окиси магния (9—12%), калия (до 2,5%), стронция (810 г/т) и фтора (0,24%). Наличие субщелочных даек пикродолеритов свидетельствует о существовании глубокого, вероятно мантийного, магматического источника, а повышенное содержание в них фтора — об обогащенности их фтором.

Таким образом, можно предполагать, что при образовании палигенных коровых ниже-среднепалеозойских гранитов из глубинного магматического источника вместе с тепловыми потоками привносятся фтор и некоторые рудные элементы. В дальнейшем фтор, как и другие рудные элементы, участвовал в дифференциации гранитной магмы, а бор попадал в магму во время ее продвижения за счет вовлечения в сферу магмообразования песчано-глинистых отложений, богатых бором. Поэтому рудоносные граниты ниже-среднепалеозойского комплекса и сопровождающие их постмагматические образования обогащены фтором и бором. Все отмеченное подтверждается специальным изучением распределения фтора, бора и рудных элементов в метаморфических комплексах Ханкайского массива.

Третий комплекс — диорит-сиенит-монцонитовый (радиологический возраст 340—360 млн. лет), который мы относим к монцонит-кварцево-сиенит-гранитной формации, — связан, вероятно, с самостоятельным магматическим очагом, локализованным в нижнем, базальтовом, слое земной коры. Четвертый — гранитный (радиологический возраст 320—360 млн. лет) — мы относим к гранодиорит-гранитной формации.

Вторым примером продуктивных магматических формаций является раннемеловая (110—125 млн. лет) монцонит-гранодиорит-гранитная (латитовая) формация, с которой связано вольфрамовое оруденение скарново-грейзеново-шеелитовой формации. Формирование интрузий, сложенных породами этой формации, обусловлено активизацией относительно стабильных структур и блоков ранней консолидации. Для пород рассматриваемой формации характерно повышенное по сравнению со средними типами соответствующих по основности пород содержание калия, магния, хрома, ванадия, никеля и кобальта. Эти особенности ярко проявляются в обогащенности магнием, хромом, никелем, кобальтом и ванадием породообразующего биотита и акцессорного магнетита, а также обогащенностью магнием акцессорного граната. Породам рассматриваемой формации свойственно повышенное содержание летучих компонентов, среди которых наряду с фтором присутствуют хлор, фосфор и углекислота.

Специфика типоморфных черт биотитов и акцессорных минералов в совокупности с геолого-петрографическими и петрогеохимическими данными (присутствие в составе рассматриваемых комплексов, обогащенных калием гранитоидов повышенной основности, контроль их размещения глубинными разломами и др.) позволяет высказать предположение о связи магматических образований районов месторождений Восток-2 и Лермонтовское с глубинными по уровню зарождения расплавами. Генерация таких глубинных расплавов могла осуществляться в результате дифференциации трахиандезитовых и трахибазальтовых магм либо на границе нижней коры и мантии, либо в верхних частях мантии.

Повышенное содержание глинозема в гранитоидах, вскрытых в районе Лермонтовки, и повышенное содержание кальция в интрузивных породах

района Восток-2 объясняются ассимиляцией глубинной магмы в промежуточном магматическом очаге в первом случае глинистых сланцев, во втором — карбонатных пород. Полученные материалы по содержанию рубидия и отношению K/Rb , а также по содержанию стронция и отношению Rb/Sr подтверждают это предположение. Большинство цифр попадает в поле глубинных магматических ассоциаций и поле неопределенных решений [165]. Содержание стронция в калиевых гранодиоритах колеблется в пределах 307—600 г/т, содержание рубидия — от 67 до 144 г/т. Несколько более высокие содержания рубидия и более низкие — стронция по сравнению со средним типом гранитов латитового ряда, по Л. В. Таусону [196], объясняются ассимиляцией глубинной магмой корового материала, которая происходила в промежуточном магматическом очаге. Специфическая особенность рассматриваемых пород заключается в относительной обогащенности вольфрамом поздних дифференциатов. Носителем вольфрама являются полевые шпаты, а концентратом — такие акцессорные минералы, как апатит и циркон. В апатите и цирконе вольфрам частично присутствует в виде изоморфной примеси. Однако главный концентрат вольфрама — установленные в апатите и цирконе микровключения вольфрамосодержащих минералов. Отмеченное указывает на то, что вольфрам присутствовал в магматическом расплаве уже на ранних этапах его кристаллизации и вместе с другими элементами принимал участие в его эволюции, которая в значительной степени определялась явлениями дифференциации.

С рассматриваемыми гранитоидами парагенетически связано шеелитовое оруденение, что устанавливается по целому ряду критериев. Третьим примером продуктивных магматических комплексов Приморья являются верхнемеловые редкометальные граниты Центрального Сихотэ-Алиня, которые мы относим к заключительной фазе гранитов стандартного геохимического типа по В. И. Коваленко. С этими гранитами связана оловянно-вольфрамовая минерализация касситерит-вольфрамит-кварцевой формации.

Сравнение минералого-геохимических особенностей редкометальных гранитов с подобными образованиями Ханкайского массива и других регионов СССР и зарубежных стран позволило А. К. Рубу выделить среди них два подтипа. Первый подтип — собственно редкометальных гранитов, сопровождающийся танталовой минерализацией, и второй подтип — редкометальных гранитов, с которыми связана оловянно-вольфрамовая минерализация, а тантал является попутным компонентом и присутствует главным образом в виде микровключений и изоморфной примеси в касситеритах и вольфрамитовых рудных тел. Эти два подтипа четко различаются по минералого-петрографическим и геохимическим особенностям.

Четвертый пример продуктивных магматических комплексов — ранне-поздне-меловой вулканоплутонический комплекс латит-монзонит-сиенитового состава и поздне-меловые — палеогеновые базальт-андезит-риолитовые ассоциации, широко распространенные в Кавалеровском рудном районе. Размещение рудоносных ассоциаций в рассматриваемом районе, как и во всем Приморье, четко контролируется нарушениями северо-восточного простирания и ограничено Главным синклинием. Породы

ранне-позднемелового латит-монзонит-сиенитового комплекса характеризуются сходным раннемагматическим парагенезисом минералов: магнезиальный авгит, зональный плагиоклаз (лабрадор-битовнит), апатит с повышенным содержанием хлора, титаномагнетит, обогащенный Sr, V, Ni, Co. По химизму породы относятся к единой петрохимической серии и характеризуются повышенной щелочностью с преобладанием калия над натрием, повышенной магнезиальностью ранних членов, низкой степенью окисления железа. Комплекс геохимически специализирован на олово, цинк, свинец, вольфрам и молибден. В составе флюидов существенную роль играют сера, бор, хлор. Вода содержалась в расплаве в пониженных количествах.

На основании наличия реликтовой ассоциации магнезиального оливина, хромистого диоксид-авгита и хромшпинелида, дефицита никеля в породах, а также некоторых других геолого-тектонических и петролого-геохимических черт предполагается связь комплекса с глубинным по уровню зарождения расплавом пикрито-базальтового состава. Исходная магма претерпела эволюцию за счет кристаллизационной дифференциации с преимущественной отсадкой оливина и одновременным накоплением летучих и рудных компонентов в расплаве во внутрикоровом промежуточном очаге. Источник повышенных количеств калия в расплаве был, вероятно, глубинный мантийный. Это подтверждается результатами проведенных Ю. В. Гольцманом (ИГЕМ) изотопных исследований, в частности изучения изотопии стронция в породах ассоциации. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах различного состава колеблются в пределах 0,70499—0,7053, что позволяет говорить об отсутствии существенного привноса корового материала, относительно богатого калием, в магму во время ее генерации или дифференциации.

С рассмотренной ассоциацией парагенетически связано оловянно-полиметаллическое оруденение колчеданного типа западной части Кавалеровского рудного района. Позднемеловые—палеогеновые андезит-базальт-риолитовые ассоциации развиты в пределах как западной, так и центральной части района. Для них особенно характерны небольшой объем продуктов вулканизма, часто субвулканическая фация проявления (дайки), в ряде случаев повышенная калиевая щелочность, особенно кислых членов, а также пространственная связь с интрузивными телами эруптивных брекчий, чаще всего кислого состава.

С палеогеновой ассоциацией парагенетически связаны оловянные руды касситерит-силикатной формации. На основании анализа впервые полученных данных по распределению РЗЭ в контрастных магматических породах некоторых рудных районов Приморья нами сделаны следующие выводы.

Установлен специфический характер распределения РЗЭ в редкометальных гранитах, с которыми ассоциируют месторождения тантала, олова, вольфрама, фтора. Они характеризуются субгоризонтальной кривой распределения РЗЭ с резко выраженным европиевым минимумом и резко пониженным отношением La/Yb_N . Отмеченное является типоморфным геохимическим признаком редкометальных гранитов. Показано, что альбитизированным и грейзенизированным разностям редкометальных гранитов, слагающим апикальные части массивов, свойственно резкое

уменьшение абсолютных содержаний РЗЭ при сохранении кривой, типичной для неизменных разностей этих гранитов.

Установлено, что граниты, вскрытые в глубоких горизонтах оловорудных месторождений Кавалеровского района, по характеру распределения РЗЭ и низкому содержанию европия (0,08 г/т) оказались более близкими к редкометалльным гранитам, чем к гранитам стандартного геохимического типа. Данный вывод может иметь принципиальное значение для правильного понимания зональности оруденения и определения перспектив глубоких горизонтов.

На примере Приморья подтвержден вывод предыдущих исследователей [10, 76] о большом значении РЗЭ как индикаторов процессов дифференциации. В Приморье, как и в других регионах, в процессе дифференциации от гранитов ранних фаз к поздним происходит резкое уменьшение содержания европия и значительное понижение отношения La/Yb_N .

Иной характер имеет распределение РЗЭ в рудоносных гранитоидах производных монцитит-гранодиорит-гранитной (латитовой) ассоциации, с которыми парагенетически связано вольфрамовое оруденение наиболее важной в промышленном отношении скарново-шелитовой формации. В породах латитовой ассоциации отсутствует на кривых распределения РЗЭ европиевый минимум (содержание европия устойчиво повышенное — 0,76—1,23 г/т) и резко преобладают легкие РЗЭ над тяжелыми (La/Yb_N до 10,9). Таким образом, полученные новые материалы подтверждают и развивают выводы предыдущих исследователей о том, что распределение РЗЭ в магматических породах может быть использовано наряду с другими фактами для выяснения их генезиса и рудоносности.

В заключение отметим, что на примере Приморья хорошо видно, что мы имеем три типа рудоносных (Sn, W, Ta) магматических ассоциаций, связанных с разноглубинными источниками.

1. Сиалические, палингенные магматические ассоциации, сопровождающиеся обычно касситерит-вольфрамит-кварцевой минерализацией (Центральный Сихотэ-Алинь и др.).

2. Магматические формации, имеющие глубинный магматический источник, сопровождающиеся оловянным оруденением касситерит-сульфидной формации (западная часть Кавалеровского района).

3. Магматические формации, имеющие смешанный источник (Вознесенский район, район месторождения Восток-2 и др.).

Главными петрологическими критериями рудоносности магматических ассоциаций всех трех типов являются следующие.

1. Полнота и длительность процессов дифференциации, которые более интенсивно проявлены в магматических ассоциациях, связанных с глубинным и смешанным источниками.

2. Наличие промежуточных магматических очагов, что подтверждается присутствием в эффузивных членах вулcano-плутонических ассоциаций двух типов вкрапленников кварца, различающихся температурой образования. Первые — более высокотемпературные (1100—1000°С), безводные, вторые — более низкотемпературные, содержат воду [121].

3. Повышенная щелочность с преобладанием калия. Однако для магматических ассоциаций первого типа характерны высокие содержания

рубидия и низкие калий-рубидиевые отношения, а для второго — низкие содержания рубидия и высокие калий-рубидиевые отношения.

4. Большое количество летучих, входящих в состав породообразующих (биотит, роговая обманка) и акцессорных минералов (апатит, флюорит, топаз и др.), а также присутствующих в породообразующих и акцессорных минералах в виде газово-жидких включений. Состав магматических флюидов наследуется постмагматическими растворами.

5. Наличие среди акцессорных рудных минералов, являющихся главными в постмагматических образованиях, например касситерит, колумбит, стрюверит, шеелит и др.

6. Присутствие рудных элементов в породообразующих и акцессорных минералах, наблюдающихся как в виде изоморфной примеси, так и в виде микровключений собственных минералов. Отмеченное указывает на то, что рудные элементы были в магматическом расплаве уже на ранних этапах его кристаллизации и вместе с другими элементами принимали участие в его эволюции, которая в значительной степени определялась явлениями дифференциации.

7. Большая дисперсия содержания рудных элементов в вулканических и интрузивных породах рассматриваемых ассоциаций.

8. Прямая корреляционная связь между содержанием в породе и породообразующихся минералах (особенно в слюдах) рудных элементов и летучих компонентов.

9. Характер распределения РЗЭ. Так, в редкометальных гранитах наблюдается специфический характер распределения РЗЭ, заключающийся в появлении субгоризонтальной кривой распределения этих элементов с резко выраженным европиевым минимумом и резко пониженным отношением La/Yb_N . Иной характер распределения РЗЭ в рудоносных гранитоидах производных монзонит-гранодиорит-гранитной (латитовой) ассоциации. В породах этой ассоциации отсутствует европиевый минимум на кривых распределения РЗЭ (содержание европия 0,76—1,23 г/т) и наблюдается разное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми (La/Yb_N до 10,9).

10. Повышенное количество рудных элементов и летучих компонентов в породах поздней фазы конкретного магматического комплекса и резкое различие между содержанием этих элементов в породах ранних и поздних фаз, свидетельствующее о накоплении рудных элементов и летучих компонентов в остаточном магматическом расплаве.

Кроме отмеченных, дополнительными критериями рудоносности того или иного региона является наличие полигенного и полихронного магматизма. Обычно наиболее интересные в практическом отношении месторождения связаны с магматическими ассоциациями, имеющими глубинный и смешанный источник.

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ НА ОСНОВЕ ПРИНЦИПОВ УЧЕНИЯ О ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий раздел посвящен металлогении тех химических элементов, которые часто называют редкими в связи с их низкими ($n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-4} \%$) содержаниями в большинстве горных пород. Сюда включены две различные по современной экономической значимости для МНР группы металлов: вольфрам и олово, являющиеся традиционными для страны полезными ископаемыми, и редкоземельные элементы, ниобий, тантал, бериллий, литий, рубидий, цезий, цирконий, широкая распространенность проявлений которых на территории Республики выявлена в последние 10—15 лет [77, 82, 156, 177]. Основанием для такого объединения послужила связь рудных концентраций многих из этих элементов с одними и теми же геологическими формациями и комплексный характер большинства их месторождений.

Непостоянная конъюнктурная потребность большинства редких элементов, вызывающая частые бумы, затрудняет экономическую оценку территории, особенно когда она проводится по отдельным элементам. В этой ситуации при плановом ведении производства наиболее рациональной, очевидно, является оценка формационной принадлежности и масштабов запасов большинства проявлений с максимальным учетом их комплексности. В связи с этим в рассмотрение включены и ряд явно мелких рудопроявлений и попутная минерализация в месторождениях вольфрама, олова и молибдена.

Сведения по геологии проявлений оловянного и вольфрамового оруденения и его размещению обобщены Р. А. Хасиным, Э. А. Супруновым, Г. Ф. Ивановой и др. [38]. Ими выделены металлогенические провинции и зоны оловянного и вольфрамового оруденения, соответствующие определенным структурно-формационным зонам, а также основные рудные районы и узлы оловянно-вольфрамового оруденения. Этот подход получил дальнейшее развитие в металлогенических исследованиях, проведенных для Восточной Монголии в 1976—1980 гг. во ВНИИзарубежгеологии под руководством Н. А. Маринова и Р. А. Хасина, основные прогнозно-металлогенические выводы которых опубликованы в статье Ю. А. Борзаковского, Э. А. Супрунова и Е. В. Головченко [23].

Нами был использован другой методический подход, в основу которого положены реально наблюдаемые и картируемые связи между магматическими формациями и геохимическими типами метаморфических пород и сопутствующим эндогенным орудением [81, 92]. Принципиально новым является совместный с оловом и вольфрамом металлогенический анализ проявлений редких и редкоземельных элементов на территории МНР,

очень часто тесно связанных с одними и теми же магматическими породами. Это дало возможность не только дополнить металлогению олова и вольфрама еще не рассмотренной металлогенией редких элементов, но и провести общий металлогенический анализ магматических формаций, рудоносных на широкий спектр полезных компонентов.

В разделе дается схематизированный вариант металлогенической карты Монгольской Народной Республики (вольфрам, олово, редкие и редкоземельные элементы) (рис. 10, см. вкл.). Карта составлена участниками Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР (СМГЭ), в которую входили сотрудники Института геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, ИГЕМ АН СССР, Института земной коры СО АН СССР и Геологического института Министерства геологии и горнорудной промышленности МНР. Карта — обзорная, предназначена для оценки общих закономерностей распределения сырьевых ресурсов на территории страны, выбора направлений поисково-съёмочных работ, постановки тематических исследований, прогнозирования крупных рудоносных площадей. В первую очередь это относится к вольфраму и олову. Для остальных элементов, учитывая отсутствие объектов с запасами, обоснованными разведочными работами, она может рассматриваться как прогнозная.

Составление металлогенических карт для отдельных групп полезных ископаемых, предпринятое СМГЭ совместно с Геологическим институтом Министерства геологии и горнорудной промышленности МНР, можно рассматривать как начало завершающего этапа работ по составлению серии геологических карт Монгольской Народной Республики в масштабе 1:1 500 000, начатых с создания новой редакции геологической карты Монгольской Народной Республики масштаба 1:1 500 000 (1971 г.).

В работе использованы следующие карты этой серии: карта полезных ископаемых МНР (1971 г.), тектоническая карта МНР (1978 г.), карта мезозойской и кайнозойской тектоники МНР (1979 г.), карта геологических формаций МНР (1982 г.). Кроме материалов авторов, частично опубликованных в трудах СМГЭ (1971—1984 гг.) и в других изданиях, ссылки на которые приводятся ниже в соответствующих разделах, использованы данные, содержащиеся в 3-томной сводке «Геология Монгольской Народной Республики» (1973, 1977 гг.).

Следует подчеркнуть, что данные по проявлениям редких элементов на территории МНР быстро пополняются. Уже после подготовки этой карты работами СМГЭ выявлены проявления бора в магнезиальных скарнах (данные К. В. Подлесского и П. Ф. Кудри), бериллия и олова в скарнах, редких земель, ниобия в пантеллеритах (данные В. И. Коваленко, А. В. Горегляда, Г. М. Царевой), редких земель в меловых осадочных породах (данные В. С. Самойлова и др.), появились весьма обнадеживающие данные о масштабах редкоземельного проявления Мушугай-Худук.

Авторы признательны научным руководителям работ, руководству и всему коллективу СМГЭ, ИГЕМ, ГЕОХИ СО АН СССР, советским и монгольским геологам, способствовавшим их выполнению.

Хотя представленная работа базируется на материалах МНР, авторы

надеются, что принципы составления металлогенических карт на основе выводов по изучению потенциальной рудоносности магматических пород будут полезны и для других регионов, в том числе для СССР.

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ КАРТЫ

Данная работа представляет собой попытку отразить взаимосвязи редкометального оруденения и геологических факторов, его контролирующих, с преимущественным вниманием к прямо наблюдаемым и по возможности картируемым признакам такой связи. В основу подхода положено разделение геологических формаций по их отношению к редкометальному оруденению, отображение формационной принадлежности прямых признаков оруденения и наиболее существенных для размещения оруденения структурно-тектонических элементов.

В настоящее время у большинства исследователей не вызывает сомнений связь подавляющего большинства рудных проявлений редких металлов с магматизмом. Этот наиболее явный и поддающийся качественному и количественному изучению признак был принят в качестве основного на различных уровнях металлогенических построений.

При составлении карты особое внимание обращалось на следующие вопросы: 1) картирование магматических ареалов основных тектоно-магматических этапов [78] с выделением соответствующих им металлогенических эпох и провинций; 2) формационное расчленение магматических пород с особым вниманием к рудоносным и потенциально рудоносным формациям; 3) геохимическая типизация магматических пород, поскольку принадлежность магматических тел к определенному геохимическому типу в общем виде определяет его потенциальную рудоносность [82, 124, 195]; 4) анализ геохимической и геологической специфики важнейших магматических ассоциаций в связи с их рудоносностью [88, 90, 94]; 5) определение признаков, благоприятных для проявления оруденения в конкретных массивах; 6) выделение фаций глубинности интрузий; 7) анализ роли разрывной тектоники в размещении магматических образований и сопутствующего оруденения; 8) возраст вмещающих структурно-формационных комплексов [197]; 9) учет литологии толщ, вмещающих магматические тела, прежде всего распределения карбонатных, кремнисто-карбонатных и основных пород. Пространственно-временные соотношения оруденения и геологических формаций были показаны на карте-основе, ранее специально составленной для этой цели.

Карта-основа разработана путем трансформации карты геологических формаций Монгольской Народной Республики масштаба 1 : 1 500 000. Трансформация включала следующее.

1. Разделение всех геологических формаций на потенциально рудоносные, вмещающие (фоновые) и перекрывающие, или экранирующие. В большинстве своем это магматические формации континентальной и переходной стадий. В приводимом варианте показаны только потенциально рудоносные формации, разделенные на две группы: плутоническую и вулканическую, в каждой из которых представлены формации различных рядов щелочности (нормальной, повышенной, щелочные). Важнейшими рудопродуктивными формациями являются гранит-лейкогранитная

нормальной щелочности, лейкогранитные литий-фтористая и повышенной щелочности, агпаитовых редкометальных гранитов и калиево-полевошпатовых щелочных пород с карбонатитами. Подразделения вмещающих (фоновых) формаций максимально укрупнились и генерализовались с целью разгрузки карты. Перекрывающие (или экранирующие) формации представлены рыхлыми платформенными отложениями и четвертичными базальтами.

2. Возрастное расчленение формаций в соответствии с металлогеническими эпохами: дорифейской, рифейской, позднерифейско-раннекембрийской, раннепалеозойской, среднепалеозойской, позднепалеозойской, раннемезозойской, позднемезозойской и кайнозойской [78]. На схеме показаны только рудоносные формации главных металлогенических эпох: средне-позднепалеозойской (нерасчлененной), раннемезозойской и позднемезозойской.

3. Обобщенное отображение возраста осадочно-метаморфических структурно-формационных комплексов складчатого основания и платформенного чехла.

4. Определение главных петроструктурных разновидностей и фаций глубинности интрузий, которое было проведено для рудоносных ранне- и позднемезозойских провинций. К сожалению, сохранить эту информацию на приводимом макете не представилось возможным.

5. Систематизацию разрывных нарушений в соответствии с их ролью в размещении магматических формаций и оруденения, а также общую разгрузку сети разрывных нарушений. Принятое расчленение разломов (межрегиональные, региональные, зоны тектонических порогов и основные более мелкомасштабные) предварительное, на карте сохранены только три первые группы разломов.

Межрегиональные разломы являются граничными для магматических ареалов или разделяют в пределах последних зоны магматизма разной щелочности и обычно контролируют проявление базитового и ультрабазитового интрузивного магматизма. Эти долгоживущие, неоднократно обновлявшиеся разломы древнейшего заложения прослеживаются по простираю на сотни километров и известны в литературе как «зоны глубинных разломов», или «глубинные разломы» [38, 197].

Региональные разломы — граничные для ассоциаций мезозойских магматических пород. Они же разграничивают структурно-формационные зоны внутри складчатых систем.

Тектонические пороги, как и региональные разломы, разграничивают ассоциации мезозойских магматических пород. Они являются сквозными поперечными дизъюнктивными структурами, пересекая не только смежные структурно-формационные зоны отдельных складчатых систем, но и прослеживаясь из одной складчатой системы в смежную, коленообразно смещая как региональные, так и межрегиональные разломы. В литературе они известны под этим же названием [127] или как «системы поперечных разломов» [38]. По своему геолого-структурному значению отдельные тектонические пороги неравнозначны, что, впрочем, в какой-то мере можно отнести ко всем группам разломов. Орхонский (Восточно-Хангайский по Э. В. Михайлову и А. Е. Шабаловскому [127]) порог по своему положению в структуре магматического ареала и ряду общегеологичес-

ких особенностей сопоставим с межрегиональными разломами, в то время как большинство других тектонических порогов сопоставимо с региональными разломами.

Естественно, в связи с обзорным масштабом карты и недостаточной геологической изученностью территории не все установленные связи удалось отразить. В наибольшей степени это сделано для важнейших эпох редкометального оруденения — средне-позднепалеозойской, ранне- и позднемезозойской. Тем не менее понимание отмеченных взаимосвязей будет, безусловно, полезным при металлогеническом анализе территории МНР.

СИСТЕМАТИКА РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Классификация. Достаточно всеобъемлющей классификации рудных формаций редких элементов до сих пор не создано. В связи с этим в предлагаемой ниже классификации [81, 92] (табл. 23) делается попытка обобщить имеющийся материал по затронутой проблеме, опираясь в первую очередь на данные по территории МНР.

В основу принятой систематики редкометального оруденения МНР положен ставший классическим после работ С. С. Смирнова, В. И. Смирнова, В. А. Кузнецова, В. А. Радкевич, В. М. Константинова и др. формационный подход, согласно которому в рудные формации объединяют рудные проявления со сходным минеральным составом и геологическими условиями образования [106, 107, 189]. С учетом комплексного характера большинства редкометальных формаций в их названиях указывается (где это возможно) ведущий рудный компонент либо отмечается сложный («редкометальный», «редкоземельный») тип минерализации.

Рудные формации объединены в генетические группы согласно их положению в регрессивном ряду магматогенных образований [186]. Для наших целей, имея в виду образование подавляющего количества концентраций редких элементов из остаточных магм или при постмагматических гидротермальных процессах, достаточно выделить магматическую и гидротермальную генетические группы рудных формаций. Магматическое концентрирование редких элементов, как предполагается, происходит в результате метамагматических процессов [98]. В связи с этим в название данной генетической группы формаций введено слово «метамагматические». Рудные формации метамагматической группы названы в основном по видам пород [75] с указанием главной металлогенической специфики.

Вторая генетическая группа формаций объединяет гидротермальные проявления вольфрама, олова и бериллия, в которых часто присутствуют примеси других редких элементов. Названия формаций этой группы построены традиционно по набору важнейших рудных и нерудных минералов (см. табл. 23).

В самостоятельную группу постмагматических формаций выделены проявления редкометальных скарнов, появление которых определяется наличием благоприятных кремнисто-карбонатных или богатых основными компонентами алюмосиликатных вмещающих пород. В связи с крайне слабой изученностью скарнов Монголии их классификация имеет предварительный характер. По аналогии с гидротермальной группой здесь,

Эндеогенные рудные формации и парагенетические типы редкометалльных проявлений Монголии

Генетическая группа формаций	Рудная формация	Парагенетический (минеральный) тип	Минералы рудных тел и рудообразующие элементы			Геохимический тип, магматическая фация. Положение оруденения относительно интрузий	Морфология рудных тел	Месторождения (подчеркнуты) и рудопроявления
			главные рудные	главные жильные	подчиненные (второстепенные)			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Магматическая	Онгонитовая вулканическая		Минеральные формы нахождения рудных элементов не изучены (Ta, Li)	Стекло, кварц, калиевый полевой шпат, альбит-олигоклаз	Литиевый биотит	Литий-фтористый, вулканическая фация	Вулканические конусы, пластообразные залежи	Тэг-Ула
	Онгонитовая плутоническая	Литиево-слюдной	Колумбит-танталит, литиевая слюда (Ta, Li)	Альбит, кварц, калиевый полевой шпат, <u>литиевые слюды</u>	<u>Топаз</u> (Rb, Nb)	Литий-фтористый, приповерхностная фация. Экзоконтактовая зона, апофизы, самостоятельные тела	Дайки, пластообразные тела	Онгон-Хайрхан, Багагазрын, Балджигольское, Хойт-Тамирское
		Мусковитовый	Колумбит-танталит (Ta)	Альбит, кварц, калиевый полевой шпат, мусковит	(Nb)	То же	То же	
	Цезиевых стекол		Рассеянная форма нахождения (в стекле) (Cs)	<u>Стекло</u> цезиевое	Полевые шпаты, кварц, чевкинит (Rb?)	Литий-фтористый, субвулканическая фация. Самостоятельные тела	Дайки	Брайбунгхидское

Т а б л и ц а 23 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Магматическая	Бериллиевых туфов		Бертрандит (?)	Кислый вулканокластический материал, кварц, полевые шпаты	Флюорит, карбонаты (Li)	Литий-фтористый, вулканическая фация. Самостоятельные вулканические постройки центрального типа	Пластообразные залежи	Тэг-Ула, Дурбент-Дориту-Ула
	Танталоносных гранитов (альбитизированных гранитов или литий-фтористых и стандартных редкометаллических гранитов)	Литиево-слюдяной	Колумбит-танталит, микролит, плюмбумпироклор, касситерит (Ta)	Альбит, микроклин, кварц, литиевые слюды	Топаз (облицовочный камень, слюда, керамическое сырье, Sn, Nb)	Литий-фтористый, гипабиссальная фация. Эндоконтактные зоны, дайки в эндо- и экзоконтактных зонах	Штоки, прикровлевые зоны интрузий, купола, дайки	Урту-Годзогор Боро-Худжирыйн, Багагарын, Абдар, Барун-Цогт, Югодзыр
		Мусковитовый	Колумбит-танталит, берилл (Ta, Be, наложенное Mo-W оруденение)	Альбит, микроклин, кварц, мусковит	(Керамическое сырье, Nb)	То же	То же	Югодзыр, Тумэн-Цогт, Барун-Цогт, Удзыгин, Яргайт
	Редкометаллических щелочных гранитов и пегматитов		Эльпидит, циркон, армстронгит, монацит, сфен, монголит, пироклор и др. (PЗЭ, Zr, Nb)	Кварц, альбит, калиевый полевой шпат, арфведсонит, эгирия	(Ta, Hf, Th, Be, криолит, керамическое сырье?)	Редкометаллических гранитов, гипабиссальная фация. Апикальные части самостоятельных массивов	Апикальные части массивов, мощные кольцевые и пластовые дайки	Хан-Богдо, Хархад
Магматическая	Редкоземельных щелочных вулканоплутонических пород	Меланефелинов-мелалейцититов	Редкоземельный апатит (PЗЭ)	Полустекловатая основная масса, моноклинный пироксен, магнетит	Магнезиально-бариевая слюда (P, магнезиально-бариевая слюда, алмазы в лампроитах)	Щелочных пород, вулканическая фация. Самостоятельные вулканические покровы	Пластообразные тела	Мушугай-Худук
		Эруптивных брекчий с карбонатами	Апатит, целестин (PЗЭ, Sr)	Полевые шпаты, карбонаты, флюорит, барит, магнетит	(Керамическое сырье (?), флюорит, барит, Pb)	Щелочных пород, вулканическая фация. Самостоятельные тела	Мощные (десятки метров) линейные зоны, жильные, штокообразные тела	Мушугай-Худук, Хотгор, Баян-Хошу
		Магнетит-апатитовых пород	Редкоземельный апатит (PЗЭ)	Флогопит	Целестин (апатит, Th), Sr, магнетит (?)	Щелочных пород, вулканическая фация	Жилы, штокообразные тела, штокверки	Мушугай-Худук, Баян-Хошу, Хотгор
	Бастнезитовых карбонатитов	Бастнезит (PЗЭ)	Кальцит, гематит, флюорит	Апатит	Щелочных пород, гипабиссальная фация. Эндо- и экзоконтактная зоны	Жильные тела	Лугингольское	
	Редкометаллических (танталоносных) пегматитов	Литиево-слюдяной	Тантало-ниобаты, касситерит (Ta, литиевая слюда)	Кварц, альбит, микроклин, литиевые слюды	Апатит, турмалин, топаз, берилл и др. (Sn, Nb, Be, керамическое сырье)	Стандартный, мезоабиссальная фация. Эндо- и экзоконтактная зоны	То же	Хух-Дель-Ула, Унцжувское
		Мусковит-альбитовый	Колумбит-танталит (Ta)	Кварц, альбит, микроклин, мусковит	Гранат (?) (Nb, слюда, керамическое сырье)	То же	"	Бэрхинское
Мусковит-микроклиновый		Касситерит, вольфрамит (Sn, W)	Кварц, микроклин, мусковит	Плагноклаз (керамическое сырье)	"	"	Тумэн-Цогт, Баян-Дэлгэр, Баян-Обо, Халцзан-Ула	

	2	3	4	5	6	7	8	9
Гидротермальная	Берилл-кварцевая		Берилл (Be)	Кварц	Мусковит	Стандартный, гипабиссальная фация. Экзоконтактовая зона	Жилы	Бумбат-Худук Шинэ-Идер
	Фенакит-флюорит-бертрандитовая	Фенакит-флюоритовый	Фенакит (Be)	Кварц, флюорит, калиевый полевой шпат	Слюда (флюорит)	Стандартный (повышенной щелочности?), литий-фтористый. Экзоконтактовая зона	Жилообразная зона	Дуланобинское
	Касситерит-вольфрамит-кварцевая (оловянно-вольфрамовая)	Касситерит-вольфрамит-цинвальдит-кварцевый (цвиттеровый)	Касситерит, ферберит (Sn, W)	Кварц, литиевые слюды, топаз	Флюорит (Ta)	Литий-фтористый, гипабиссальная фация. Экзо- и эндоконтактовая зона	Грейзеновые зоны, прожилки и жилы	Багагазрынское, Харамориту, Эльстуин
		Касситерит-кварцевый	Касситерит (Sn)	Кварц	Мусковит, полевые шпаты, флюорит, пирит, арсенипирит	Стандартный, гипабиссальная фация. Экзо- и эндоконтактовая зона	Жилы, зона брекчирования	Зигей-Хундей, Умундэльгер, Баян-Шаган, Абдаранту, Улан-Буриду
Гидротермальная	Касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый с сульфидами	Жильный подтип	Касситерит, вольфрамит (Sn, W)	"	Мусковит, топаз, флюорит, пирит, арсенипирит и др. (Ta)	Стандартный, гипабиссальная фация. Эндо- и экзоконтактовая зона	Жилы, штокверки	Модото, Баян-Мод, Баян-Обо, Цаган-Обо, Баян-Хан, Жанчивлан и др.
		Грейзеновый подтип	То же	Кварц, мусковит	Топаз, флюорит, пирит, арсенипирит и др. (Ta)	Стандартный, гранодиорит-гранитный, гипабиссальная фация. Эндоконтактовая зона	Грейзеновые зоны, прожилки, жилы	Хучжихан, Большая Зиленда

Гидротермальная

Вольфрамит-касситерит-берилл-кварцевый с сульфидами	Вольфрамит-касситерит (W, Sn)	Кварц	Мусковит, полевой шпат, молибденит, берилл, флюорит (Be, Mo)	Стандартный, гипабиссальная фация. Экзо- и эндоконтактовая зона	Жилы, штокверки	Верхний Кумыр, Цаган-Даба		
Вольфрамит-касситерит-турмалин-кварцевый	То же	"	Мусковит, турмалин, полевой шпат, флюорит, молибденит, берилл и др. (Mo, Be)	Гранодиорит-гранитный, стандартный, гипабиссальная фация. Эндоконтактная зона	Жилы, прожилки	Цзун-Гарца-Гол		
Вольфрамит-кварцевая (молибдено-вольфрамовая)	Вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый	Жильный подтип	Вольфрамит, молибденит, берилл (W, Mo)	Кварц	Мусковит, флюорит, карбонаты, шеелит, пирит, арсенипирит, халькопирит, сфалерит, висмутит и др. (Be, Cu, As, Ta)	Стандартный, литий-фтористый, гипабиссальная фация. Экзоконтактовые (реже эндоконтактовые) зоны	Разнообразные жилы, зоны брекчирования	Югодзыр, Бурэн-Цогто, Чулун-Хуриэтэ, Батгуй, Багаргалик, Ундур-Цаган
		Грейзеновый подтип	Вольфрамит, молибденит, берилл (W, Mo)	Кварц, мусковит	Полевые шпаты, мусковит	Стандартный, гипабиссальная фация	То же, но эндоконтактовые зоны	Грейзеновые зоны, прожилки и жилы
Вольфрамит-кварцевый с	Вольфрамит (W)	Кварц	Полевые шпаты, мусковит	Стандартный, гипабиссальная фация	Разнообразные жилы	Нурингол, Сагсай,		

Т а б л и ц а 23 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Гидротермальная		сульфидами			флюорит, шеелит, пирит, арсенипирит и др. (As)	фация. Эндоконтактовые (реже экзоконтактовые) зоны		Юдугыйн, Салаа, Олон-Туру, Пограничное, Их-Наротин-Хид, Бабха-Хонгор, Улан-Ула
		Гюбнерит-кварцевый с сульфидами	Гюбнерит (W)	"	Мусковит, калиевый полевой шпат, флюорит, шеелит, берилл, молибденит, касситерит, пирит, сфалерит, халькопирит и др. (Be, Mo)	То же, но преимущественно экзоконтактовые зоны	Жилы и прожилки	Их-Хайрхан, Онгон-Хайрхан, Харчулу, Майхан-Худук, Буянты, Западный
	Золото-шеелитовая		Шеелит, золото (W, Au)	Кварц, калиевый полевой шпат	Турмалин, галенит, висмутин	Стандартный, гипабиссальная фация. Эндоконтактовая зона	Жилы, штокверковые зоны	Восточная и Центральная Монголия
Касситерит-силикатно-сульфидная	Касситерит-турмалиновый	Касситерит (Sn)	Кварц, турмалин	Хлорит, карбонаты, халькопирит, арсенипирит, сфалерит, молибденит (Zn, Cu)	Гранодиорит-гранитный, стандартный, гипабиссальная фация. Экзоконтактовая зона	Жилы и прожилки	Хуху-Ула, Дзан-Ширэ	

Скарновая	Касситерит-сульфидная	Касситерит-сульфидный	Касситерит, галенит, сфалерит (Sn)	Кварц	Мусковит, флюорит, турмалин, хлорит, карбонат, пирит, арсенипирит, халькопирит (Cu, Pb, Zn)	Стандартный и литий-фтористый, гипабиссальная фация. Экзоконтактовая зона	Зоны брекчирования	Хара-Мориту
	Редкоземельно-фельдшпатовая	Монацит-флюорит-полевой шпатовый	Монацит, ксенотим (РЗЭ)	Микроклин, альбит, флюорит	Кварц, мусковит (керамическое сырье)	Литий-фтористый, гипабиссальная фация. Внутренняя часть	Жилы	Багазрынское
	Шеелит-скарновая	Сульфидно-шеелитовый	Шеелит (W)	Гранат, везувиян, пироксен, эпидот, плагиоклаз, кальцит	Кварц, циркон, сфен, галенит, сфалерит, пирит, молибденит и др. (Pb, Zn, Mo)	Стандартный (?), гипабиссальная фация. Экзоконтактовая зона	Пластообразные залежи	Бэйсэ, Эрдэнэ-Тологой
		Вольфрамит-шеелитовый	Шеелит, вольфрамит (W)	Кварц, гранат, кальцит	Флюорит, мусковит, молибденит (Mo)	То же	То же и жильные тела	Цаган-Ула
	Касситерит-скарновая	Касситерит-сульфидно-шеелитовый	Шеелит, касситерит, магнетит (Sn, W)	Гранат, везувиян, пироксен, скаполит, плагиоклаз, амфибол, кварц	Циркон, сфен, флюорит, серицит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит (Pb, Zn)	"	То же	Баян-Обо
	Касситерит-магнетит-сульфидный	Касситерит, магнетит, сфалерит, галенит (Sn)	Гранат, пироксен, амфибол, кварц, плагиоклаз	Везувиян, пирит, флюорит, станнин, халькопирит (Cu, Pb, Zn, Ag и др.)	Повышенной щелочности, приповерхностная фация. Экзоконтактовая зона	Пластообразные залежи	Орпог-Обо (Баян-Джаргалантское), Тумуртэ, Дзун-Тойрем	

Примечание. В графах 4–6 подчеркнуты основные типоморфные минералы.

Соотношения между магматическими формациями,
геохимическими типами массивов и рудными формациями

Формация магматических пород	Геохимический тип массивов (фация глубинности)	Рудные формации
Дацит-риолитовая и риолитовая	Стандартный и литий-фтористый (вулканическая и субвулканическая)	Цезиевых стекол, деревянистого олова
Онгонитовая	Литий-фтористый (вулканическая)	Онгонитовая, бериллоносных туфов (?)
Контрастная вулканическая нормальной щелочности	То же	Онгонитовая
Калиевых щелочных вулканитов с карбонатными и апатитовыми породами	Щелочных пород (вулканическая и субвулканическая)	Редкоземельных щелочных, вулканоплутонических пород
Гранит-лейкогранитовая	Стандартный (гипабиссальная, мезоабиссальная, пегматиты)	Танталоносных гранитов, редкометальных пегматитов (включая танталоносные), касситерит-вольфрамит-кварцевая (олово-вольфрамовая), вольфрамит-кварцевая (молибдено-вольфрамовая), силикатно-сульфидная, шеелит-скарновая, золото-шеелитовая
Лейкогранитовая литий-фтористая	Литий-фтористый (гипабиссальная, мезоабиссальная, пегматиты)	Танталоносных гранитов, танталоносных пегматитов, касситерит-вольфрамит-кварцевая (олово-вольфрамовая), вольфрамит-кварцевая (молибденово-вольфрамовая), редкометально-фельдшпатитовая
Гранодиорит-гранитовая и гранитовая	Гранодиорит-гранитный (гипабиссальная)	Касситерит-вольфрамит-кварцевая (олово-вольфрамовая), шеелит-скарновая
Гранит-лейкогранитовая с граносиенитами	Повышенной щелочности (гипабиссальная и приповерхностная)	Скарновая, фенакит-флюорит-бертрандитовая (?)
Щелочных гранитов и сиенитов	Аптитовых гранитов (гипабиссальная)	Редкометальных щелочных гранитов и пегматитов
Нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов	Щелочных пород (гипабиссальная)	Бастнезитовых карбонатитов

по-видимому, можно ожидать проявления существенно вольфрамовой, шеелит-кварцевой формации и скарнов с преобладающим касситеритовым и другим оруденением.

В дальнейшем, там, где это было возможно, внутри рудных формаций выделялись отдельные парагенетические (минеральные) типы, отличающиеся парагенезисами ведущих типоморфных минералов рудных тел и околорудных метасоматитов. В последних в наиболее явной форме отображаются различия физико-химических условий становления минеральных типов редкометалльных проявлений в пределах отдельных формаций. Как было показано на примере редкометалльных гранитов [87, 76], подобный подход значительно облегчает последующий анализ парагенезисов и режима летучих компонентов рудоносных систем. Важнейшими в этом отношении являются парагенезисы фтор-, бор-, литийсодержащих минералов, парагенезисы с карбонатами, хлоритом и ранним шеелитом, ферберит-гюбнеритовое отношение, отмечающие изменения активности важнейших летучих компонентов кислотности—щелочности минералообразующей среды, а также температуры минералообразования.

Наибольшим разнообразием геологических признаков (положение по отношению к «материнским» интрузиям, морфология рудных тел), соотношения жильных и площадных (метасоматических) образований характеризуются проявления гидротермальной, в первую очередь кварцевой, группы формаций (см. табл. 23). Для последней типично также развитие грейзенизации вплоть до образования существенно грейзеновых проявлений в эндоконтактных зонах интрузий. Однако выделение грейзенов в самостоятельную формацию или подформацию представляется нецелесообразным, поскольку в этом случае к различным подформациям должны быть отнесены не только грейзеновые и жильные части единых проявлений, но также жильное выполнение и околосильные грейзены одних и тех же рудных тел. При преобладающем развитии грейзенов более целесообразно выделение грейзеновых подтипов в соответствующих парагенетических типах.

Существование переходных по своим характеристикам рудопроявлений и парагенетических типов, а также общая недостаточная изученность оловянно-вольфрамового оруденения Монголии нередко затрудняют отнесение отдельных объектов к тому или иному типу и саму типизацию в целом. Естественно поэтому, что рассматриваемая систематика может быть не только уточнена, но и значительно расширена.

Принципиально важным шагом является попытка отразить в систематике связь характера редкометалльного оруденения с вещественной спецификой материнских интрузий — геохимических их типов. Как было показано ранее [82, 156, 195], принадлежность интрузии к определенному типу и условия ее становления вполне однозначно определяют возможный спектр сопутствующего оруденения. Однако в связи с тем, что типизация всех магматических пород МНР еще не проведена и разделение их дано на уровне магматических формаций, мы ограничились отображением связей «магматические формации—геохимические типы—оруденение» в табличной форме (табл. 24).

Важнейшие рудные формации редких элементов

Онгонитовые рудные формации разделены на вулканическую и плутоническую. Обе они являются аналогами формаций танталосных гранитов и пегматитов [79]. Главный рудный элемент онгонитовой вулканической формации — тантал, сопутствующие — рублидий, ниобий, возможно, бериллий, литий, олово. Характерен для этой формации пород онгориолит (или агломерат), содержащий вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, редко литиевого биотита и стекло. Концентрация редких элементов в онгонитах МНР достигает (в г/т): тантала — 37, ниобия — 170 (при Nb/Ta=4—8), рубидия — 1040, бериллия — 90. Форма нахождения редких элементов в онгориолитах до конца не ясна (частично — в стекле, частично — собственные минералы). Онгориолиты образуют протяженные покровы мощностью в десятки метров и субвулканические тела жерловой фации.

Плутонические онгониты МНР детально освещены в работе В. И. Коваленко, Н. И. Коваленко [79] и в ряде статей. Это интрузивные тела, сложенные породами эффузивного облика с признаками быстрой кристаллизации. Нередко они образуют далеко отходящие от гранитных массивов апофизы. Выделены два парагенетических типа онгонитовой плутонической рудной формации. 1. Литиево-слюдяной, в котором главные полезные минералы представлены колумбит-танталитом и литиевыми слюдами. Последние сконцентрированы в основной массе, часто содержащей концентрации редких элементов, соизмеримые с богатыми редкометалльными пегматитами. В породах этого типа содержатся (в г/т): тантал — 90, ниобий — 70 (при Nb/Ta=1—2), литий — до 3000, рубидий — до 3000, олово — до 50—100. 2. Мусковитовый, в котором тантал сконцентрирован исключительно в колумбит-танталите. Содержания других редких элементов здесь невысоки. Нередко присутствует берилл.

Перспективы промышленного освоения онгонитовой формации совершенно не изучены. Скорее всего, это объекты ближайшего будущего, когда разработка протяженных пластов небогатых руд с большими запасами станет рентабельной. Для онгонитов (особенно стекловатых) в связи с легко растворимой формой нахождения некоторых элементов перспективны поиски гидрохимических методов извлечения полезных компонентов. Нельзя не отметить широкие возможности использования отходов онгонитовых руд для керамической промышленности, производства легких наполнителей бетона, что в состоянии само по себе обеспечить рентабельность извлечения редких элементов.

Формация цезиевых стекол. Данных об этой формации на территории МНР пока очень мало. Известно [77], что цезиевыми стеклами сложены дайковые тела в районе развалин Брайбунг-Хид в Хэнтэйском аймаке. Они содержат вкрапленники полевых шпатов, кварца, чевкинита. Цезий, содержание которого в стеклах достигает 0,08%, рассеян в стекле. В кристаллических разностях содержание цезия падает. Несомненно, широким распространением цезиевые стекла должны пользоваться среди позднемезозойских кислых вулканитов Восточной Монголии.

Формация бериллиевых туфов на территории МНР обнаружена в последние годы в соответствии с давно высказанным

прогнозом [156]. Бериллиевые туфы известны в районе горы Тэг-Ула, где подстилают онгориолиты. Туфы — белые слоистые, разной зернистости породы, состоящие из обломков риолитов, онгориолитов, кварца, полевых шпатов, иногда флюорита. Содержания бериллия в таких туфах достигают 100 г/т и более. Минеральная форма бериллия в туфах изучается. Возможно, что это берtrandит. Площадь бериллиевых туфов на этом участке составляет около 1 км² при видимой мощности 10—20 м. К востоку от участка горы Тэг-Ула повышенные концентрации бериллия (до 40—50 г/т) выявлены в кислых туфах, подстилающих риолиты горы Дурбент-Дориту-Ула. На западе США известны крупнейшие по запасам месторождения берtrandитовых туфов, очень сходные по геологической обстановке и геохимической специфике с рудопроявлениями на территории МНР. Здесь наиболее перспективны районы с проявлением поздне-мезозойских риолитов и онгориолитов с жерловыми фациями, залегающими в карбонатной среде.

Формация танталоносных гранитов достаточно широко представлена на территории МНР. По составу слюд в этой формации выделены литиево-слюдяной и мусковитовый типы. Важнейшим рудным минералом в формации танталоносных гранитов является колумбит-танталит, к которому в литиево-слюдяном парагенетическом типе добавляется Рb-пирохлор, а в мусковитовом — берилл. Отметим также перспективность использования амазонитовых гранитов в качестве облицовочного материала. Содержание тантала в литиево-слюдяных танталоносных гранитах колеблется в пределах 40—150 г/т при отношении Nb/Ta=0,4—5,7, содержание литиевых слюд достигает 10—20%. В мусковитовых танталоносных гранитах содержание тантала обычно составляет 40—50 г/т при соотношении Nb/Ta=2—3.

Рудная формация танталоносных гранитов генетически связана с континентальной магматической формацией лейкогранитов, причем литиево-слюдяные танталоносные граниты являются остаточными и дифференциатами лейкогранитовых массивов литий-фтористого, реже стандартного геохимического типа, а мусковитовые — связаны с гранитоидами стандартного геохимического типа [82]. В зоне магматизма повышенной щелочности позднепалеозойского и мезозойских ареолов магматизма возможны проявления танталоносных литий-фтористых гранитов в связи с лейкогранитными интрузиями субщелочного ряда. Породы рассматриваемой рудной формации слагают апикальные и эндоконтактные зоны массивов литий-фтористого и стандартного геохимических типов, а также самостоятельные штокообразные и дайкообразные интрузивные тела (см. табл. 23). Большинство из них охарактеризовано в работах [76, 156]. Краткое описание перспективного Боро-Худжиринского проявления приведено в статье [81]. В последние годы поисково-съёмочными работами в Прихубсугулье обнаружено молибден-танталовое проявление Алтын-Бом, связанное с лейкогранитами среднепалеозойской гранитоидной ассоциации. По данным П. В. Ковалы, Ю. И. Либаторова и В. И. Смирнова, это проявление представляет собой типичный пример танталоносных гранитов мусковитового типа с наложенной грейзенизацией. Выявление рудопроявлений типа Боро-Худжиринского и Алтын-Бом — обнадеживающий пример, сви-

детельствующий о перспективности поисков промышленных (включая слепые купола) объектов подобного рода в районах дифференцированных интрузивных ассоциаций стандартных и литий-фтористых гранитов в МНР. Прогресс в этом направлении в значительной степени связан с развитием работ по изучению глубинного строения потенциально рудоносных гранитных массивов.

Формация редкометалльных щелочных гранитов и пегматитов рудоносна на редкие земли, ниобий и цирконий. В настоящее время проявление ее обнаружено среди позднепалеозойских щелочных гранитов Южно-Гобийского пояса [28, 50, 76, 156]. Несомненно, это только первые находки, поскольку в последние годы установлена широкая распространенность массивов щелочных гранитов как в пределах всего Южно-Гобийского пояса (от восточной до западной границы МНР), так и в пределах Северо-Монгольского пояса и в Центральной Монголии [52, 86, 94, 222]. Главные рудообразующие элементы этой формации — редкие земли, цирконий, ниобий, сопутствующие — тантал, гафний, торий, литий, керамическое сырье (?). Важнейшими рудными минералами редких земель являются редкоземельные силикаты, монацит, синхизит, титанит; циркония — эльпидит, циркон, армстронгит; ниобия — монголит, пироксоло; неизвестные силикаты ниобия. Содержание редких земель в рудах от 0,8 до 4,5%, циркония — 6—7%, ниобия — 0,3%.

Формация редкометалльных щелочных гранитов характерна для мощных кольцевых и пластовых дайковых пород, сложенных переслаивающимися редкоземельными мелано- и лейкократовыми микроклинальбитовыми гранитами и пегматитами, приуроченными к апикальным частям массивов щелочных гранитов.

Формация редкометалльных щелочных вулканоплутонических пород. В последние годы на территории МНР выявлены приповерхностные щелочные и субщелочные вулканоплутонические комплексы с редкометалльными магнетит-апатитовыми породами и карбонатами [13, 77, 177], отнесенные нами к рудной формации редкоземельных вулканоплутонических пород (см. табл. 23). Среди них выделены четыре парагенетических (минеральных) типа.

1. Тип меланефелинитов—мелалейцититов. Главный рудообразующий элемент — редкие земли, сопутствующие — фосфор, слюда (специфического магнезиально-бариевого состава). Главный рудный минерал — редкометалльный апатит, образующий вкрапленники в меланефелинитах—мелалейцититах. Среднее содержание редких земель в этих породах 0,15%, преобладают легкие лантаноиды с заметным относительным обогащением европием. Породы образуют вулканические покровы мощностью десятки метров площадью 0,3—0,5 км².

2. Тип эруптивных брекчий с карбонатами, породы которого содержат 0,1—0,7, иногда до 8% редких земель цериевой группы и стронций (до 18%). Это брекчированные породы, обломки которых представлены карбонатизированными сиенитами, риолитами и трахитами; цемент карбонатитовый с флюоритом, баритом, целеститом, иногда магнетит-апатитовый. Концентраторы редких земель — бастнезит и апатит. Возможный сопутствующий полезный компонент — керамическое полевошпатовое сырье, а также флюорит и барит.

3. Тип магнетит-апатитовых пород с содержаниями редких земель 1,0—14,5%. Редкие земли преимущественно цериевой группы. Эти породы сложены редкоземельным апатитом, магнетитом (обычно гематитизированным) и флогопитом. В некоторых участках в магнетит-апатитовых телах отмечается обильный целестин. Породы этого типа образуют жилы мощностью до 1 м, длиной десятки метров, концентрирующиеся в отдельные поля площадью 0,2—0,5 км², а также кольцевые, штокообразные тела диаметром до 40 м (участок Апатитовый на проявлении Мушугай-Худук). Иногда в ассоциации с магнетит-апатитовыми породами встречаются богатые целестиновые штокверки (Баян-Хошу). Нередко магнетит-апатитовые породы подвержены вторичным изменениям, но содержание редкоземельных элементов в них при этом практически не меняется.

Кроме перечисленных парагенетических типов, на рудопроявлении Мушугай-Худук в последние годы обнаружено специфическое оруденение, которое после более детального обследования может быть отнесено к совершенно новой, и не только для МНР, свинцово-редкометальной рудной формации, пока не включенной в классификацию. Это гидротермально измененные желтые ярозитовые породы с обильным церусситом [178]. Содержание свинца (PbO) в них достигает 19%, а редких земель (цериевой специфики) — до 5%. Руды образуют линейную зону среди переслаивающихся стекол, трахириодацитов и вулканогенно-осадочных пород. Мощность зоны 1—3 м, протяженность ~100 м.

4. Тип бастнезитовых карбонатитов проявлен среди псевдолейцитовых сиенитов Лугингольского массива [77]. Главный рудообразующий элемент — редкие земли цериевой специфики, ведущий рудный минерал — бастнезит, содержание которого в жилах достигает 50%. Жильные минералы — кальцит, гематит (часто по пириту), флюорит, иногда апатит. Содержание суммы редкоземельных элементов колеблется от 1 до 18%. Жильные тела бастнезитовых карбонатитов располагаются в зоне эндо- и экзоконтакта Лугингольского массива (около 30 жил), имеют мощность 20—30 см, протяженность 10—100 м. Реже встречаются штокверковые зоны площадью в десятки квадратных метров, обломки в которых представлены вмещающими алевролитами, а цемент — карбонатитами.

Формация редкометальных пегматитов разделена на литевослюдяной, мусковитовый (мусковит-альбитовый) и мусковит-микроклиновый типы. Первые два — танталоносные, а для мусковит-микроклинового типично касситерит-вольфрамитовое оруденение. В настоящее время изучены три поля танталоносных пегматитов: Хух-Дель-Ула в районе ст.Чойрен, Унчжуйское в районе Их-Хайрханского вольфрамового месторождения и Бэрхинское на северо-востоке [29, 30, 156, 159]. Известны и другие поля пегматитов, танталоносность которых не изучена. В непосредственной близости от некоторых коренных проявлений тантала имеются россыпи танталониобатов, но, за исключением Жанчивланского участка, они не изучены.

Мусковит-микроклиновый тип пегматитов достаточно широко распространен в связи с массивами стандартного геохимического типа.

Самостоятельного промышленного значения как источник олова и вольфрама тип не имеет. Вместе с сопутствующими гидротермальными проявлениями олова и вольфрама пегматиты являются поставщиком материала для россыпей. В случае крупных тел представляют интерес как источник керамического сырья.

Гидрометаллическая группа формаций — ведущая для оловянного, вольфрамового и бериллиевого оруденения. Собственно редкометаллическая минерализация на месторождениях этой группы, как правило, сопутствует олово-вольфрамовой и вольфрамовой. Поэтому в большинстве случаев необходима оценка гидротермальных месторождений олова и вольфрама на сопутствующие тантал, бериллий, литий — определение содержаний указанных элементов в рудах, концентратах и околорудных породах, содержаний собственных минералов тантала и бериллия в рудах, оценка целесообразности использования и вероятности нахождения собственных редкометаллических, в частности танталовых, проявлений в пределах рудных полей.

Берилл-кварцевые проявления представлены единичными кварцевыми жилами с мусковитом и бериллом в экзоконтакте интрузии гранитов стандартного геохимического типа (Центральный Хангай). Формация практически не изучена. Экономические перспективы данной формации незначительны.

Фенакит-флюорит-бертрандитовая формация выделена нами как перспективная для поисков. В качестве благоприятных предпосылок для поисков оруденения этого типа можно указать следующие: 1. Достаточно широкая распространенность на территории МНР массивов лейкогранитов стандартного и литий-фтористого геохимического типов, по уровню щелочности близких к субщелочным интрузиям. 2. Гипабиссальная и приповерхностная фации глубинности указанных интрузий. 3. Наличие благоприятных пород — карбонатных, кремнисто-карбонатных и основных вулканогенно-осадочных, вмещающих рудоносные интрузии.

Обнадеживающим примером может служить обнаружение в МНР проявления фенакит-флюоритовой минерализации (данные Д. Баадая, В. А. Теребина и др.), предварительно отнесенной нами к самостоятельному парагенетическому типу рассматриваемой формации.

Касситерит-вольфрамит-кварцевая (оловянно-вольфрамовая) формация относится к одной из наиболее изученных формаций редкометаллического оруденения в МНР [38, 68]. Формация разделена на пять парагенетических типов (см. табл. 23). Большинство типов формации, кроме касситерит-кварцевого, присуща комплексная редкометаллическая минерализация, ведущая роль в которой принадлежит либо олову (касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый с сульфидами, цвиттеровый), либо вольфраму (вольфрамит-касситерит-берилл-кварцевый с сульфидами, вольфрамит-касситерит-турмалин-кварцевый). Наиболее важны в практическом отношении касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый с сульфидами, вольфрамит-касситерит-берилл-кварцевый с сульфидами и цвиттеровый [156].

Проявления оловянно-вольфрамовой формации ассоциируются с геохимическими типами гранитоидов нормального ряда щелочности, распро-

страненными во внешней части зоны известково-щелочного магматизма (подзона гипабиссальных интрузий, или «распыленного магматизма») магматических ареалов. Основное промышленное оруденение связано, как правило, с массивами гранит-лейкогранитовой и литий-фтористой формаций.

Вольфрамит-кварцевой (молибдено-вольфрамовой) формации в настоящее время принадлежит ведущее место среди формаций оловянного и вольфрамового оруденения МНР. Подобно оловянно-вольфрамовой, она достаточно подробно освещена в литературе. Вольфрамит-кварцевая формация включает три минеральных типа (см. табл. 23). Оруденение связано преимущественно с массивами стандартного, реже литий-фтористого типов.

Как показало сравнительное изучение массивов с сопутствующим оруденением оловянно-вольфрамовой и молибден-вольфрамовой формаций [91, 92], граниты различаются между собой по ряду признаков, несмотря на близкий валовой состав и внешнее сходство. В частности, для массивов с молибден-вольфрамовым оруденением характерны простой (одноmodalный) тип распределения петрогенных компонентов, более высокая магнезиальность биотитов и низкие содержания олова и титана в магнетитах. Они отличаются несколько большей щелочностью. В соответствии с этим в ареалах магматизма они тяготеют к внешним зонам магматитов повышенной щелочности.

Золото-шеелитовая формация изучена недостаточно, и ее выделение требует дальнейшего обоснования. К ней отнесена золото-шеелитовая минерализация прожилково-вкрапленного типа, а также ряд проявлений и пунктов минерализации, представленных мелкими кварцевыми и кварц-турмалиновыми жилами с шеелитом. Обычно они располагаются в экзоконтакте материнских массивов среди турмалинизированных и окварцованных сланцев. В единичных случаях кварцевые жилы с шеелитом установлены среди гранитов, где они сопровождаются околожильными грейзенами. Практическая значимость формации не ясна.

Касситерит-силикатно-сульфидная формация представлена касситерит-турмалиновым минеральным типом. Формация принадлежит к числу важных промышленных источников олова. Однако ее практическое значение для МНР изучено слабо.

Касситерит-сульфидная формация по своему минеральному составу и геологическим характеристикам близка предыдущей, с которой она нередко рассматривались ранее как единое целое. Формация представлена разведанным рудопроявлением Хара-Мориту, отнесенным к касситерит-сульфидному типу. Рудные тела представлены протяженными зонами брекчирования в экзоконтакте гипабиссального массива гранитоидов стандартного и литий-фтористого геохимических типов. Перспективы поисков объектов подобного типа на территории МНР изучены недостаточно. С этой точки зрения заслуживает внимания изучение касситеритоносности сульфидных проявлений Центрально-Монгольского пояса и Юго-Восточной Монголии.

Редкоземельная фельдшпатитовая формация выделена нами на примере богатых монацитом и ксенотимом зон флюори-

товых фельдшпатитов Бага-Газрынского массива литий-фтористых гранитов [82]. Среднее содержание РЗЭ в таких зонах 0,14%. Мощность до 1—3 м, протяженность — десятки метров. Практическая значимость этой формации пока не ясна.

Скарновая группа формаций. Проявления редкометалльных скарнов достаточно широко распространены в пределах Монголии [91, 148], однако промышленных объектов среди них пока не выделено. Известные проявления редкометалльных скарнов ассоциируют преимущественно с мезозойскими интрузиями гранодиорит-гранитного и стандартного геохимических типов, внедрившимися в карбонатные и гнейсово-сланцевые толщи докембрийского фундамента. Изучены они пока недостаточно. Предварительно в скарновой группе нами выделены шеелит-скарновая формация с шеелит-сульфидным и вольфрамит-шеелитовым типами и касситерит-скарновая формация с касситерит-сульфидно-шеелитовым и касситерит-магнетит-сульфидным типами (см. табл. 23). Особый интерес вызывают редкометалльные скарново-полиметаллические проявления Гоби-Ухтал-Баян-Джаргалантского района (Орцог-Обо, Дзун-Тойрем, Тумуртэ и др.), связанные с субщелочной сиенит-лейкогранитной ассоциацией раннемезозойского возраста. Их отличают существенно полиметаллический состав и приуроченность к малоглубинным интрузиям субщелочного ряда. Подобное своеобразие вещественного состава и магматического контроля свидетельствует о возможной формационной самостоятельности редкометалльно-полиметаллических скарнов.

Приведенные в табл. 23 рудные проявления выделенных типов показаны на карте значками различной формы, которые сопровождаются символами главных и сопутствующих рудных компонентов. Таким образом, наглядно представлены геохимические ассоциации рудных элементов отдельных рудных узлов, районов и зон. Цветом значков и символов элементов показаны металлогенические эпохи (возраст) оруденения. На черно-белой схеме они даны цифровыми индексами у символов элементов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Металлогеническое районирование. Закономерная связь с конкретными геохимическими типами магматических пород является важнейшим из эмпирически установленных факторов размещения эндогенного оруденения [82, 124, 195]. Как было показано на примере оловянно-вольфрамовой формации, геохимические различия между интрузиями с разным типом оруденения прослеживаются на всех уровнях: от валового химического состава до состава слюд и содержаний редких элементов в породообразующих минералах. В результате изучения рудоносных ареалов магматизма были установлены: 1) закономерность размещения в их пределах магматических пород различной щелочности и фаций глубинности, т. е. структурно-магматическая зональность ареалов [124], 2) определенное положение в них потенциально рудоносных типов магматических пород и сопутствующего оруденения (металлогеническая зональность ареалов) и 3) закономерная связь структурно-магматической

зональности ареалов магматизма с одновозрастными тектоническими структурами и структурой более древнего основания [88, 94]. Это дает основание использовать закономерность размещения магматических пород в качестве основы металлогенических построений для эндогенного оруденения.

На схеме А карты (см. рис. 10) показано размещение магматических ареалов главных металлогенических эпох на территории МНР с указанием геодинамических обстановок их формирования. В частности, показано, что среднепалеозойские магматические комплексы возникли в обстановке активной континентальной окраины андийского типа, позднепалеозойские образовались также на активной континентальной окраине, но в сложной геодинамической обстановке (калифорнийского типа), сочетающей магматические проявления краевых поясов андийского типа и континентальных рифтов, ранне- и позднемезозойские магматические ареалы сформировались в условиях континентальной коллизии. Из схемы видно, что во времени происходила последовательная миграция к востоку более молодых ареалов, связанная с усложнением и изменением геодинамических обстановок формирования магматизма на территории Монголии. Эта миграция обусловила и закономерности размещения разновозрастного эндогенного оруденения в пределах МНР и определила последовательное во времени смещение к востоку границ отвечающих магматическим ареалам металлогенических провинций (см. рис. 10, схема Б).

Учитывая объективные трудности выбора оптимальной тектонической схемы из большого числа существующих, в качестве основы металлогенического районирования были взяты реально наблюдаемые и картируемые соотношения магматических пород различных тектонических эпох (этапов). Ареалам магматизма отдельных эпох в таком случае соответствуют металлогенические провинции эндогенного оруденения. В соответствии с зональностью ареалов магматизма области потенциально рудоносных типов магматических пород, подтверждаемые прямыми признаками рудоносности, выделены в рудные пояса. Границы поясов, как правило, совпадают с границами областей магматизма различной щелочности, проходя по крупнейшим граничным структурам типа зон глубинных разломов. Смене интрузивных ассоциаций по латерали соответствует изменение рудной специфики поясов [90].

В пределах рудных поясов выделены металлогенические зоны, районы и узлы. Их размещение определяется геологической структурой соответствующих территорий, в первую очередь сочетанием глубинных разломов и других разрывных нарушений. В большинстве случаев металлогенические зоны приурочены к секущим поперечным структурам, нередко выделяемым в качестве тектонических порогов.

Достаточно крупные рудоносные площади, включающие несколько рудоносных интрузий или рудных узлов одной металлогенической эпохи и не обладающие отчетливо выраженными линейными очертаниями, описывались нами как рудные районы. В одних случаях рудные районы по всей площади соизмеримы с металлогеническими зонами (например, Югодзырский, Халхингольский), в других — это более насыщенные оруденением участки рудных зон.

Важная особенность поперечных металлогенических зон, приуроченных к тектоническим порогам,— проявление в них разноформационного оруденения различных металлогенических эпох. Примером подобного рода могут быть Орхонский (вольфрамовое позднемезозойское оруденение, оловянно-вольфрамовое раннемезозойское, молибден-медное раннемезозойское), Бархинский (оловянно-вольфрамовое оруденение ранне- и позднемезозойских эпох) и другие пороги. Другая существенная особенность подобных зон — их «транспоясовый» характер, т. е. переход из одного рудного пояса в другой с соответствующей сменой металлогенического профиля.

Рудные узлы, выделяемые в пределах зон и рудных районов, включают группы рудных проявлений, сходных по формационной принадлежности оруденения и связанных с конкретными магматическими структурами — достаточно крупными интрузиями или вулканоплутоническими постройками. Особенность рудных районов и узлов заключается в тяготении к сопряжениям рудных зон с крупными разрывными структурами: зонами глубинных и региональных разломов (Модотинский, Жанчивланский, Цаган-Дабинский, Их-Хайрханский и другие рудные узлы). Большой интерес представляют также краевые части приподнятых блоков основания среды более молодых континентальных (позднепалеозойских, мезозойских и мезо-кайнозойских) отложений, которые особенно важны при анализе размещения позднемезозойского оруденения. Характеристика главных металлогенических эпох приведена в табл. 25.

Практически все известные редкометальные проявления сформировались в позднемезозойскую, раннемезозойскую и поздне-среднепалеозойскую металлогенические эпохи. На примере мезозойских, прежде всего раннемезозойского, ареалов была разработана принятая нами схема металлогении [124]. Лишь в последние годы был установлен позднепалеозойский возраст и широкая распространенность редкометальной и редкоземельной минерализации в связи с позднепалеозойскими магматическими ассоциациями Южной и Северной Монголии [81]. Присутствие более древней, чем среднепалеозойская, редкометальной минерализации проблематично. Древний возраст допускается для ряда мелких пунктов бериллиевой минерализации в пегматитах Монгольского Алтая, некоторых скарноподобных шеелитовых проявлений, шлиховых ореолов редкоземельных минералов в связи с каледонскими пегматитами.

Средне- и позднепалеозойская эпохи в связи с недостаточной изученностью зональности магматических ареалов этого возраста и сопутствующего им оруденения изучены недостаточно и не разделены на карте. Выделено несколько металлогенических провинций, рудных поясов и районов этого возраста, разделенных большими слабоизученными в металлогеническом отношении пространствами.

Позднепалеозойская Монгольская (Юго-Восточная) редкометальная провинция. В ее пределах достаточно надежно намечаются Южно-Гобийский редкометально-циркониевый и Нукутдабано-Халхингольский (Юго-Восточный) редкометальный пояса и примыкающий к последнему Хухдэулинский рудный узел.

Южно-Гобийский редкоземельно-циркониево-ниобиевый пояс, пространственно и генетически связанный с одноименным поясом щелоч-

Металлогенические провинции редкометального оруденения Монголии

Металлогеническая эпоха	Металлогеническая провинция	Рудный пояс	Металлогенические зона (район) или узел	Рудоносная магматическая формация (магматическая ассоциация)	Геохимический тип магматических пород	Рудная формация, парагенетический (минеральный) тип	Оруденение (главные компоненты)	Примеры проявлений
1	2	3	4	5	6	7	8	9
PZ ₃	Монгольская редкометальная (Юго-Восточная позд-непалеозойская)	Южно-Гобийский редкоземельно-циркониевый	Ханбогдинский	Щелочных гранитов и сиенитов	Пород повышенной щелочности	Редкометальных щелочных гранитов и пегматитов	PZЭ, Zr, Nb, Ta, Hf	Ханбогдинское
			Хархадский	То же	То же	То же	Th, керамическое сырье (?)	Хархадское
			Лугингольский	Нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов	”	Редкометальных щелочных вулканоплутонических пород: багнетитовых карбонатитов	PZЭ	Лугингольское
		Нукутдабано-Халхингольский (Юго-Восточный)	Югодзырский	Лейкогранитовая литий-фтористая, гранит-лейкогранитовая	Литий-фтористых гранитов, стандартных гранитов	Танталосных гранитов: литиево-слюдяной	Ta, Li-слюда, керамическое сырье	Югодзырские
						Вольфрамит-кварцевая: вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый	W, Mo, Be	Югодзыр, Батгуй, Сайханульская зона

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Хухдэулинский	Гранит-лейкогранитовая	Стандартных гранитов	Танталоносных пегматитов: литиево-слюдяной	Ta, Li-слюда Be, Sn, керамическое сырье	Хухдэулинские
PZ ₂₋₃	Средне-поздне-палеозойская	Центрально-Монгольская (Хангайская) область		Гранит-лейкогранитовая	Стандартных гранитов	Шеелит-скарновая Берилл-кварцевая (?); возможны проявления вольфрамит-кварцевой и вольфрамит-касситерит-кварцевой формации	W, Be	Билютинское
	Средне-поздне-палеозойская	Северо-Монгольская область		Гранит-лейкогранитовая повышенной щелочности	Стандартных гранитов	Танталоносных гранитов: мусковитовый Шеелит-скарновая Вольфрамит-кварцевая	Ta, Mo W W	Алтын-Бом Цаган-Ула, Сангал-Туин-Гол Цаган-Ула
PZ ₂₋₃	Средне-поздне-палеозойская	Монголо-Алтайский редкометалльно-вольфрамовый	Нурингольская (?) Уланульская	Гранит-лейкогранитная Гранит-лейкогранитная	Стандартных гранитов Стандартных гранитов, литий-фтористых гранитов	Вольфрамит-кварцевая: вольфрамит-кварцевый с сульфидами То же	W W, As	Нурингол Улан-Ула
			Сагсайская	То же	Стандартных гранитов	"	W, As	Сагсай

			"Южная" (?)	То же, гранит-лейкогранитная повышенной щелочности	То же	"	W	?
MZ ₁	Северо-Восточная (Монголо-Забайкальская) редкометалльная	Хэнтейский золото-редкометалльный	Верхне-Ононский	Гранодиорит-гранитная (ононская диорит-гранодиорит-гранитная)	Гранодиорит-гранитный	Касситерит-вольфрамит-кварцевая: касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый вольфрамит-касситерит-турмалин-кварцевый	Sn, W W, Sn, Mo, Be	Большая Зеленда Дзу-Тарца-Гол
			Бархинская (Нарынгольский)	Гранит-лейкогранитная (Улан-Баторская (восточная) гранит-лейкогранитная)	Стандартных гранитов, литий-фтористых гранитов	Касситерит-вольфрамит-кварцевая (?)	W, Sn	Нарынгольское Ильхия, Баян-Ундурское и др.
			Модотинская (Модотинский)	Гранит-лейкогранитная (Улан-Баторская (восточная) гранитная)	Стандартных гранитов, литий-фтористых гранитов	Касситерит-вольфрамит-кварцевая: касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый	Sn, W W	Модото, Баин-Мод, Хучжихан Бэйсэ
MZ ₁	Северо-Восточная (Монголо-Забайкальская) редкометалльная	Хэнтэйский золото-редкометалльный	Улан-Баторская (Жанчивланский)	Гранит-лейкогранитная и лейкогранитовая литий-фтористая (Улан-Баторская (западная) гранит-лейкогранитная)	Стандартных и литий-фтористых гранитов	Онгонитовая плутоническая: литиево-слюдяной Танталоносных гранитов: литиево-слюдяной Касситерит-вольфрамит-кварцевая: касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый	Ta, Li-слюда Nb, Rb Ta, Li-слюда, керамическое сырье Sn, W	Эльстуин Урту-Гоц-зогор, Бурал-Хангай Урт-Жанчивланское
							Sn	Улан-Буриду

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Удзыгинский	То же	Стандартных гранитов	Танталосных гранитов: мусковитовый	<u>Ta, Be</u>	Удзыгинское
MZ ₁	Юго-Восточная редко-металлическая		Нукутдабанский	Гранит-лейкогранитовая (щелочно-гранит-лейкогранитная)	То же	Танталосных гранитов: мусковитовый Вольфрамит-кварцевая: вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый, вольфрамит-кварцевый	<u>Ta, Be</u> <u>W, Mo, Be, Cu, Cu, Bi, As, Ta</u> <u>W</u>	Югодзынское Югодзырское Бабха-Хонгор Пограничное
			Хараморитинский	Гранит-лейкогранитовая, лейкогранитовая, литий-фтористая	Стандартных и литий-фтористых гранитов	Пегматитовая: мусковит-микроклиновит Касситерит-вольфрамит-кварцевая: касситерит-вольфрамит-цинвальдит-кварцевый (цвиттерный) Касситерит-сульфидная: касситерит-сульфидный	<u>Sn</u> <u>Sn, W</u> <u>Sn, Cu, Pb, Zn</u>	Халцзан-Ула Хара-Мориту То же
			Сайншандинский	То же	Литий-фтористых гранитов	Танталосных гранитов: литиево-слюдной	<u>Ta, Li-слюда, керамическое сырье, Sn, Nb</u>	Заставное (Пограничное)
			Солонкерский	"		Касситерит-скарновая	<u>Sn, W</u>	Барун-Ценские, Нэргуй-Тологой
MZ ₂	Северо-Восточная (Монголо-	Внутренний оловянно-вольфрамовый	Верхне-Кумырский	Гранит-лейкогранитная (мензиска гнейсо-гранит-лейкогранитная)	Стандартных гранитов	Касситерит-вольфрамит-кварцевая: вольфрамит-касситерит-берилл-кварцевый	<u>W, Sn, Be, слюда</u>	Верхний Кумыр

Забайкальская) редко-металлическая

			(Бархинская Багаргаликский, Брайбунгхидский)	То же Не установлена	То же Не установлен	Вольфрамит-кварцевая: вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый Цезиевых стекол	<u>W, Mo, Be, слюда</u> <u>Cs, Rb (?)</u>	Багаргаликское Брайбунгхидское
			Балджигольский	Лейкогранитовая литий-фтористая	Литий-фтористых гранитов	Плутонических онгонитов: литиево-слюдной	<u>Ta, Li-слюда</u>	Балджигольское
			Дурулгуевский	Гранит-лейкогранитовая (эрэндабанская гнейсо-гранит-гранитная)	Стандартных гранитов	Танталосных пегматитов: мусковит-альбитовой	<u>Ta, слюда, керамическое сырье, Nb</u>	Берхэнгольское (Дурулгуевское)
			Чулунхуриэтинский	Гранит-лейкогранитовая (ульдзинская диорит-гранодиорит-лейкогранитная)	То же	Касситерит-вольфрамит-кварцевая: касситерит-кварцевый Вольфрамит-кварцевая: вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый	<u>Sn</u> <u>W, Mo, Be, слюда</u>	Зигей-Хундей Чулун-Хуриэтэ
			Хухуулинский	Гранодиорит-гранитная, гранит-лейкогранитная	Гранодиорит-гранитный и стандартных гранитов	Танталосных гранитов: мусковитовый	<u>Ta, слюда, керамическое сырье</u>	Яргайтское
			Ульдзинский	То же	То же	Шеелит-скарновая	<u>W</u>	Эрдэнэ-Тологой
	"Замыкающий" вольфрамовый		Хангайский	Гранит-лейкогранитная и лейкогранитная литий-фтористая (эгиндабинская гнейсо-гранит-гранитная)	Стандартных и литий-фтористых гранитов	Плутонических онгонитов: литиево-слюдной Берилл-кварцевая (?)	<u>Ta, Li-слюда, керамическое сырье, Rb, Nb</u> <u>Be</u>	Ортское (Верхне-Тамирское) Верхне-Тамирское (?)

Т а б л и ц а 25 (продолжение)

MZ ₂	Северо-Восточная (Монголо-Забайкальская) редкометалльная	Их-Хайрханская (Онгон-Хайрханский)	То же (Их-Хайрханская гнейсо-гранит-лейкогранитная)	То же	Плутонических онгонитов: литиево-слюдяной, мусковитовый	Та, Li-слюда, керамическое сырье, Rb, Nb	Онгонхайрханское
					Вольфрамит-кварцевая: гюбнерит-кварцевый с сульфидами	W	Онгонхайрханское
					Касситерит-вольфрамит-кварцевая: касситерит-вольфрамитциннвальдит-кварцевый (цвиттеровый)	W, Sn, Ta, Li	Онгонхайрханское
					Танталоносных гранитов: литиево-слюдяной Редкометалльных пегматитов: литиево-слюдяной	Ta, Li-слюда, керамическое сырье, Sn, Nb То же	Араунчжуйское Унчжуйское
		Их-Хайрханская (Их-Хайрханский)	Гранит-лейкогранитовая	Стандартных гранитов	Вольфрамит-кварцевая: гюбнерит-кварцевый с сульфидами	W	Их-Хайрханское Майхан-Худук, Хар-Чулу
		Их-Наротинхидский	Гранит-лейкогранитовая (прикерулено-гобийская гранит-лейкогранитная)	То же	То же	W	Их-Наротин-Хид
MZ ₂	Северо-Восточная (Монголо-Забайкальская) редкометалльная	Буянтинский	То же	"	Вольфрамит-кварцевая: гюбнерит-кварцевый с сульфидами, вольфрам-кварцевый с сульфидами Шеелит-скарновая	W W W	Буянты, Сомонулинское Хонгор-Булак Арс-Худук
		Цаганобинский	"	"	Вольфрамит-кварцевая: вольфрамит-кварцевый с сульфидами	W	Цаган-Обо
		Харайрагский ?		?	Шеелит-скарновая (?)	W, Cu, Bi	Их-Дулан-Обо
		Бурэнцогтинский	Гранит-лейкогранитовая, лейкогранитовая литий-фтористая (прикерулено-гобийская гранит-лейкогранитная)	Стандартных и литий-фтористых гранитов	Вольфрамит-кварцевая: вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый Танталоносных гранитов: литиево-слюдяной мусковитовый	W, Mo, Be Ta, Li-слюда, керамическое сырье, Nb, Sn Ta, слюда, керамическое сырье, Nb,	Барун-Цогт Бурэнцогтинское (Восточное) Бурэнцогтинское (Западное)
		Бархинская (Тумэнцогтинский)	То же	То же	Вольфрамит-кварцевая: вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый, гюбнерит-кварцевый с сульфидами	W, Mo, Be, Cu, Bi, As, Ta, W	Тумэнцогтинское Западный

1	2	3	4	5	6	7	8	9
			Халхингольский	Гранит-лейкогранитовая (халхингольская лейкогранитная)	Стандартных гранитов	Касситерит-вольфрамит-кварцевая: касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый с сульфидами		Нумургинское
		Гобийский редкометально-редкоземельный	Мушугайский	Онгонитовая	Литий-фтористых вулканитов	Онгонитовая вулканическая Бериллиевых туфов Редкоземельных щелочных вулкано-плутонических пород: меланефелинитов-мелалейцититов эруптивных брекчий с карбонатами	<u>Ta</u> , Rb, Nb, Be PЗЭ, P PЗЭ, Sr, Pb, керамическое сырье, флюорит PЗЭ, P, Th, Sr, магнетит (?), флюорит	Тэгулинское " Мушугай-Худукское " То же "
MZ ₂	Северо-Восточная (Монголо-Забайкальская) редкометальная)		Баянхошуйский	То же	То же	Редкоземельных щелочных вулкано-плутонических пород	PЗЭ, Sr, флюорит, барит	Баянхошуйское
			Дурбентдоритинский	Онгонитовая	Литий-фтористых вулканитов	Бериллиевых туфов	<u>Be</u>	Дурбентдоритинское
			Улугейские	Нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов	Пород повышенной щелочности	Редкоземельных щелочных вулкано-плутонических пород	<u>PЗЭ, P</u>	Улугейское

Примечание. Подчеркнуты ведущие рудные компоненты.

ных гранитов, комендитов и псевдолейцитовых сиенитов, протягивается через всю южную часть МНР. В его пределах известны рудные формации редкометалльных щелочных гранитов и пегматитов (Хан-Богдинское и Хар-Хадское проявления), а также редкоземельных щелочных вулcano-плутонических пород (бастнезитовых карбонатитов) в Лугингольском проявлении. Металлогеническое изучение пояса, по существу, только начинается.

Юго-Восточный редкометалльный (Нукутдабано-Халхингольский) рудный пояс с Югодзырским рудным районом протягивается от крайнего юго-востока МНР (Халхингольский район) до Югодзыря. Металлогеническая специфика пояса определяется проявлениями вольфрамит-кварцевой формации и танталоносных гранитов. По последним данным, к западу от Югодзырского рудного района прослеживаются новые массивы гранитов стандартного геохимического типа с отдельными проявлениями литий-фтористых гранитов, потенциально рудоносных на тантал (массивы Салаа, Буторинский и др.).

С северо-запада к Юго-Восточному редкометалльному поясу примыкают Хухдехулинский рудный узел с одноименным полем редкометалльных пегматитов.

Центрально-Монгольская (Хангайская) область занимает центральное положение в зональном ареале позднепалеозойского магматизма [86]. Это область крупных батолитообразных интрузий гранодиорит-гранитового и реже стандартного геохимических типов, сформировавшихся на герцинском и обрамляющем герцинскую область каледонском основании. Оруденение представлено мелкими проявлениями и пунктами минерализации шеелит-скарновой и, возможно, берилл-кварцевой, вольфрамит-кварцевой и вольфрамит-касситерит-кварцевой формаций.

Северо-Хангайский редкоземельный пояс связан с зоной распространения щелочных гранитов и сиенитов, пантеллеритов, комендитов и щелочных трахидацитов, которая прослеживается через всю Северную Монголию вдоль системы субширотных разломов — Хан-Хухэйского, Северо-Хангайского и Селегинского. В его пределах известны рудные формации щелочных гранитов (Халдзан-Бурэгтейнское проявление), хотя в целом в металлогеническом отношении изучение пояса только начинается.

Северо-Монгольская область охватывает территорию протерозойского блока, находящуюся к северу от зоны Хангайского разлома. Редкометалльное оруденение принадлежит к шеелит-скарновой, вольфрамит-кварцевой формациям и формации танталоносных гранитов. Известны также пегматиты неустановленной формационной принадлежности. Потенциальная рудоносность пояса связывается с массивами гранит-лейкогранитных (повышенной щелочности) и щелочных (нефелиновые сиениты, щелочные граниты, комендиты и др.) пород.

Монголо-Алтайский редкометалльно-вольфрамовый пояс географически совпадает с хребтами Монгольского и Гобийского Алтая. Это важная область проявления промышленного оруденения вольфрамит-кварцевой формации. Оруденение ассоциируется с гранитоидами гранит-лейкогранитной формации несколько повышенной щелочности. В последние годы здесь обнаружены проявления танталоносных гранитов

литий-фтористого геохимического типа и мусковитовых танталоносных пегматитов. В пределах пояса намечаются четыре «пороговые» зоны. Можно также предполагать, что в северной части пояса имеется еще одна поперечная зона (Нурингольский узел), находящаяся преимущественно на территории СССР.

Раннемезозойская металлогеническая эпоха объединяет оруденение триасово-нижне-среднеюрского возраста. В соответствии с размещением магматических ареалов данного этапа выделены Северо-Восточная (Монголо-Забайкальская) и Юго-Восточная редкометальные провинции.

Северо-Восточная провинция охватывает области Хэнтэй-Даурского мезозойского сводово-глыбового поднятия и области обрамляющих его мезозойских прогибов. Основной рудной областью Северо-Восточной провинции является Хэнтэйский золото-редкометальный пояс, соответствующий подзоне гипабиссальных интрузий периферической части области известково-щелочного магматизма. Редкометальное оруденение пояса связано главным образом с гранитами стандартного и литий-фтористого геохимических типов. Оно представлено промышленными проявлениями вольфрамово-касситерит-кварцевой формации с сопутствующей танталовой, бериллиевой и молибденовой минерализацией, а также проявлениями танталоносных гранитов и онгонитов. В северо-западной и юго-восточной частях пояса, где гранит-лейкогранитные ассоциации сменяются ассоциациями с габброидами и гранитоидами гранодиорит-гранитного геохимического типа, профиль пояса меняется на редкоземельно-золотой (см. табл. 25). Появляются оловянные и вольфрамовые рудопоявления в связи с лейко-кратовыми фациями массивов гранодиорит и гранитного типа (Ононский батолит).

Основное оруденение Хэнтэйского пояса сосредоточено в пределах Улан-Баторской (Жанчивланский, Баян-Обинский, Баян-Цаганский, Цаган-Дабинский рудные узлы), Модотинской и Бархинской металлогенических зон.

Хэнтэйский пояс обрамляется поясом рудных проявлений периферической области провинции, в котором преобладают гранитоиды повышенной щелочности. Здесь выделяются Хангайский район и Бэрхинский, Багагазрынский, Салаинский и Удзыгинский рудные узлы (см. табл. 25). Хангайский район и возраст его оруденения изучены слабо. Принципиальной особенностью периферической области, связанной с возрастанием щелочности магматизма, является увеличение роли оруденения вольфрамит-кварцевой формации, появление танталоносных гранитов мусковитового типа, проявлений фенакит-флюорит-берtrandитовой формации и редкометально-полиметаллических скарнов.

В северо-западном крыле периферической зоны в Орхон-Селенгинском междуречье редкометальные проявления этой эпохи крайне редки. Несколько ореолов касситерита и бедное проявление грейзенов известны в Приселенгинской части района к северо-западу от Эрдэнэта, где они тяготеют к субщелочным лейкогранитам завершающей фазы орхон-селенгинской (восточной) интрузивной ассоциации.

Юго-Восточная провинция представляет собой лишь незначительную часть ареала магматизма, находящегося преимущественно

на территории КНР. Магматическая зональность и металлогеническая структура ареала изучены недостаточно. Металлогеническая специфика рассматриваемой области подобна специфике периферической области Северо-Восточного ареала. Она определяется промышленным оруденением вольфрамит-кварцевой формации, проявлениями танталосодержащих гранитов, цвиттеров, а также редкометальных скарнов и касситерит-сульфидной минерализации.

Позднемезозойская металлогеническая эпоха объединяет оруденение, сформировавшееся в течение второй половины юры и, судя по данным калий-аргоновой геохронометрии, в начале нижнего мела. По мнению Ю. А. Борзаковского и др. [23], интервал этого этапа не выходит за пределы юры. Однако в ряде районов (например, в Мушугуйском) отмечена двухэтапность позднемезозойского оруденения: в верхней юре сформировалась рудная формация редкометальных щелочных вулканоплутонических пород, а в нижнем мелу — онгонитовая вулканическая формация и формация бериллиевых туфов (Тэгулинское проявление). Позднемезозойские магматические ассоциации образуют единый Северо-Восточный (Монголо-Забайкальский) ареал магматизма, охватывающий около половины территории страны и практически целиком перекрывающий ареалы раннемезозойских интрузий. От раннемезозойского ареала его отличают: 1) «очаговый» характер распространенности магматических (особенно интрузивных) ассоциаций с большими амагматичными промежутками между ними, 2) рудоносность практически всех известных гипабиссальных и приповерхностных интрузий, 3) приуроченность интрузивных проявлений к относительно узким позднемезозойским поднятиям, часто сопряженным с узкими вулканогенными прогибами, 4) разнообразие фаций в пределах единых интрузивных ассоциаций (от мезоабиссальных гнейсо-гранитных до приповерхностных и субвулканических). Позднемезозойская эпоха отличается от более древних эпох также большим формационным разнообразием оруденения. Ее характерные металлогенические особенности — преобладание вольфрамового оруденения над оловянным, более широкое распространение субвулканических и редкометальных формаций, включая редкоземельно-редкометальные и карбонатитовые.

В пределах Северо-Восточной позднемезозойской провинции выделены Внутренний оловянно-вольфрамовый, «Замыкающий» вольфрамовый и Гобийский редкометально-редкоземельный рудные пояса (см. табл. 25).

Внутренний оловянно-вольфрамовый пояс представляет собой непосредственное продолжение и область замыкания оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья. Преобладающим типом потенциально рудоносных изверженных пород являются граниты стандартного геохимического типа, реже отмечаются гранодиорит-гранитные интрузии (Ульдзинская ассоциация) и гранитоиды литий-фтористого геохимического типа.

«Замыкающий» вольфрамовый пояс охватывает область позднемезозойских поднятий и прогибов в Центрально-Монгольском вулканическом поясе до Их-Хайрханского поднятия включительно. По своему металлогеническому профилю он сильно напоминает пояс внешней зоны раннемезозойского ареала магматизма. Главные рудные формации его —

вольфрамит-кварцевая (ведущая промышленная), танталосных гранитов и онгонитов. Отмечается также оруденение цвиттерового типа и шеелит-скарновая минерализация. Преобладающий тип гранитоидов в интрузивных ассоциациях — граниты стандартного геохимического типа, с которыми часто ассоциируют литий-фтористые. Несколько обособленное положение по отношению к поясу занимают Халхингольский рудный узел с оруденением касситерит-вольфрамит-кварцевой формации и Хангайский узел с проявлениями танталосных онгонитов и кварцевых жил с бериллом (?), а также район Джидинской зоны. Полученные в последнее время данные показывают, что значительная часть признаков редкометального оруденения в этом районе может быть связана с лейкократовыми гранитами более древних циклов. Перспективы этого района в отношении позднемезозойского оруденения вольфрамит-кварцевой формации ограничиваются тем, что как в пределах позднемезозойского Бутэлиннурского поднятия, так и в Желтуринском позднепалеозойско-раннемезозойском прогибе позднемезозойские интрузии рудоносных фаций глубинности неизвестны.

Гобийский редкометально-редкоземельный рудный пояс выделен в качестве самостоятельной металлогенической единицы в последнее время [81]. В нем сосредоточены новые для Монголии редкометальные рудные формации: онгонитовая вулканическая, бериллиевых туфов, редкоземельных вулкано-плутонических пород.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Принятый масштаб металлогенических построений определяет в качестве основной прогностической задачи оценку общих перспектив территории МНР в отношении редкометального оруденения, включая: 1) определение практической значимости отдельных рудных формаций, 2) оценку вероятности выявления новых для МНР промышленных типов оруденения, 3) оценку перспектив отдельных металлогенических подразделений (территорий). Предполагается, что подобный анализ должен способствовать выбору наиболее рационального направления поисково-оценочных работ и тематических исследований. При этом целесообразны три аспекта проблемы: 1) расширение сырьевой базы за счет проявлений известных формаций промышленного оруденения, включая прирост запасов в пределах известных рудных полей, поиски новых объектов в известных рудных зонах, районах и узлах, прогноз и поиски новых рудных узлов и районов; 2) прогноз промышленных объектов известных в МНР непромышленных пока типов, включая оценку перспектив известных полей и узлов проявлений; 3) прогноз новых для страны типов редкометального оруденения. В табл. 26 приведена краткая сводка выявленных на территории МНР потенциально рудоносных геологических формаций и сопутствующего им установленного либо предполагаемого по аналогии с другими регионами редкометального оруденения. Она достаточно наглядно иллюстрирует состояние металлогенической изученности территории страны и наиболее очевидные перспективы дальнейших работ. Отчетливо проявлено общее увеличение продуктивности металлогенических эпох от палеозойских к позднемезо-

зойской в отношении как промышленных формаций, так и общего разнообразия формационных типов редкометальной минерализации.

Известные формации промышленного редкометального оруденения включают месторождения традиционных для Монголии оловянно-вольфрамовой и молибден-вольфрамовой формаций и сопутствующих им россыпей. В целом вольфрамовое оруденение преобладает над оловянным. Ведущими промышленными минеральными типами являются вольфрамит-молибденит-берилл-кварцевый и касситерит-вольфрамит-мусковит-кварцевый. В последнее время в связи с освоением месторождений Монголо-Алтайского пояса возрастает значимость вольфрамит-кварцевого типа молибдено-вольфрамовой формации.

Оруденение молибдено-вольфрамовой формации сосредоточено главным образом в пределах рудных поясов позднепалеозойской (Монголо-Алтайский и Юго-Восточный) и позднемезозойской (Внутренний оловянно-вольфрамовый и «Замыкающий» вольфрамовый) эпох. Оловянно-вольфрамовое оруденение характерно для раннемезозойского Хэнтэйского и позднемезозойского Внутреннего оловянно-вольфрамового пояса. При оценке потенциала этих областей необходимо учитывать: 1) комплексный характер оруденения большинства промышленных рудных узлов и 2) в целом слабую их геологическую, геохимическую и геофизическую изученность. В связи с этим развитие большинства известных рудных узлов традиционных рудных районов связано с их комплексным изучением и комплексным использованием полезных компонентов руд. Оно сопряжено с необходимостью проведения комплексных средне-крупномасштабных работ, включая геофизические (в первую очередь гравиметрические) и геохимические исследования, а также систематическое изучение состава сырья. Выявление слабоэродированного и слепого оруденения наряду с комплексным подходом к использованию редкометального сырья — основной путь развития известных рудных узлов промышленного оруденения.

К перспективным в этом отношении следует отнести Верхне-Кумырский и Чулун-Хуриэтинский районы Внутреннего оловянно-вольфрамового пояса, а также Цаган-Дабинский, Жанчивланский, Модотино-Юдугминский районы Хэнтэйского пояса, Ундурцаганский участок, Югодзырский район Юго-Восточного пояса, Тумэн-Цогтинский, Барун-Цогтинский и Онгон-Их-Хайрханский районы «Замыкающего» вольфрамового пояса. Опыт работ в старых рудных районах (Рудные Горы, Забайкалье) и состояние изученности территории МНР дают основание считать, что потенциал рудных поясов, зон и районов оловянного и вольфрамового оруденения не исчерпан и в отношении обнаружения новых месторождений и рудных узлов. Прежде всего необходимо обратить внимание на поперечные зоны Монголо-Алтайского пояса и особенно восточную часть «Замыкающего» вольфрамового пояса, где объектами анализа должны стать все выступы домезозойского основания с возможными проявлениями мезозойского магматизма.

Тщательного анализа в ходе различного рода геологических и тематических работ заслуживают также имеющиеся данные по областям сочленения рудных зон с крупными разрывными структурами, подобные сочленению Их-Хайрханского порога с Ерогольским и Северогобийскими

Потенциально рудоносные формации и сопутствующее им оруденение

Потенциально рудоносные геологические формации	Рудные формации	Полезные ископаемые		Металлогеническая эпоха					
		главные	второстепенные	KZ + K ₂	MZ ₂	MZ ₁	PZ 2-3	R ₃ -E ₁	A-PR
Аллювиальные	Аллювиальных россыпей	Sn, W Ta, Nb Zr, Ti, PЗЭ Li, Rb, Cs, W		П + ? ?					
Озерные соленосные		Sr	Ba	?					
Щелочных базальтов	Редкометалльных щелочных вулcano-плутонических пород	Nb, Zr, Ta		?					
Моласса	Древние россыпи				?	?	?		
Моласса угленосная		Ge, PЗЭ			?	?			
Онгонитовая	Онгонитовая вулканическая	Ta, Li	Nb, Sn		+				
	Бериллиевых туфов	Be, Li			+				
Дацит-риолитовая и риолитовая	Цезиевых стекол	Cs			+		?		
	Деревянистого олова	Sn			+(?)		?		
Контрастная вулканическая нормальной щелочности	Онгонитовая вулканическая "Редкометалльные вулканы"	Ta, Li	Nb, Sn		+				
					?				
Калиевых щелочных лав с карбонатитами	Редкоземельных щелочных вулcano-плутонических пород (карбонатитовая)	PЗЭ, Sr	P, Pb, Ba, Th						++
Гранит-лейкогранитовая нормальной щелочности	Танталоносных гранитов	Ta, Be, Li	Nb, Hf, Th, керамическое сырье, Mo		+		++		
	Редкометалльных пегматитов	Ta, Sn,	Nb, W		+		++		++
	Скарновые	W, Sn	Mo		?		+		?
Гранит-лейкогранитная нормальной щелочности	Касситерит-вольфрамит-кварцевая	Sn, W	Be, Mo, Ta		П		П		
	Вольфрамит-кварцевая	W, Mo	Be, Cu, As, Ta		П		П		П
	Берилл-кварцевая	Be			+(?)				+(?)
	Золото-шеелитовая	W, Au					+		
	Касситерит-силикатно-сульфидная	Sn	Cu, Pb, Zn		+				
Лейкогранитовая литий-фтористая	Онгонитовая плутоническая	Ta, Li	Rb, Nb		+		+		
	Танталоносных гранитов	Ta	Li, Sn, Nb, керамическое сырье		+		+		+
	Редкометалльных пегматитов	Ta-слюды	Sn, Nb, Be, керамическое сырье		+				+
	Касситерит-сульфидная	Sn	Cu, Pb, Zn				++		
	Касситерит-вольфрамит-кварцевая	W, Sn	Ta		П		П		?
	Вольфрамит-кварцевая	W, Mo	Be, Ta		П				?
	Редкометалльно-фельдшпатовая	PЗЭ	Керамическое сырье		?		+		?
Гранодиорит-гранитная	Скарновые	W, Sn			+		+		?
	Касситерит-вольфрамит-кварцевая	W, Sn	Be				++		

Таблица 26 (окончание)

Потенциально рудоносные геологические формации	Рудные формации	Полезные ископаемые		Металлогеническая эпоха					
		главные	второстепенные	KZ + K ₂	MZ ₂	MZ ₁	PZ ₂₋₃	R ₃ -E ₁	A-PR
Лейкогранитовая повышенная щелочности	Скарновые	W, Sn, Pb, Zn	Au, Cu, Bi, Ag			++			
	Фенакит-флюорит-берtrandитовая	Be	CaF ₂		?	+	?		
Щелочных гранитов и сиенитов*	Редкометалльных щелочных гранитов и пегматитов и пегматитов	PЗЭ, Zr, Nb	Ta, Hf, Th, керамическое сырье		?	?	++		
Нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов*	Редкометалльных щелочных вулканоплутонических пород (тип бастнезитовых карбонатитов)	PЗЭ	P (апатит)		+		++		
Фосфоритовосная	(Фосфоритовая)	PЗЭ (?)						?	
Карбонато-кварцевая с амфиболитами и гнейсами	Стратиформная шеелитовосная	W	Au, Mo					?	?
Нерасчлененные докембрийские интрузивные породы	Пегматитовые	Be, Ta (?)							?

* На черно-белом макете объединены в одну щелочную (граносиенитовую) формацию.

Примечание. П — проявления промышленных формационных типов; ++ — рудопроявления; + — мелкие рудопроявления и пункты минерализации; ? — известные потенциально рудоносные геологические формации. Отсутствие значка в соответствующей графе означает, что соответствующие данной рудной формации тела потенциально рудоносных геологических формаций не установлены.

разломами, а также продолжения поперечных зон Хэнтэя в область «Замыкающего» вольфрамового пояса.

Проявления известных в МНР, но непромышленных в настоящее время типов включает пегматитовые, касситерит-силикатно-сульфидные, касситерит-сульфидные и скарновые проявления олова и вольфрама, а также проявления всех перечисленных в табл 23—26 собственно редкометалльных и редкоземельных формаций. Среди потенциально промышленных формаций вольфрама и олова следует отметить касситерит-силикатную, касситерит-сульфидную и скарновые формации. В качестве заслуживающего первоочередного изучения выделим редкометалльно-полиметаллическое скарновое оруднение Северной и Центральной Гоби (в частности, Гоби-Ухтал-Баян-Джаргалантский район), связанное с сиенит-лейкогранитной ассоциацией периферической зоны раннемезозойского ареала магматизма. Перспективны в отношении редкометалльных скарнов также восточные части Внутреннего оловянно-вольфрамового и «Замыкающего» вольфрамового поясов, восточного крыла Хэнтэйского пояса и Юго-Восточной полосы интрузий. Заслуживают оценки скарны Хангайской и Монголо-Алтайской провинций, Джидинской и юга Хубсугульской зоны. Не исключено также обнаружение фтор-олово-бериллиевых скарнов в Юго-Восточном крыле зоны магматизма повышенной щелочности и примыкающей к ней полосе зоны известково-щелочного магматизма ареала раннемезозойских интрузий. В Хэнтэйском раннемезозойском поясе (северо-западное крыло), позднемезозойском оловянно-вольфрамовом поясе (Хухулинский район) и Южно-Монгольской раннемезозойской провинции (Хараморитинский район) имеются прямые признаки оруденения силикатно-сульфидной и сульфидной оловорудных формаций.

Известные в настоящее время проявления собственно редкометалльных и редкоземельных формаций рассматриваются как потенциальные источники редкометалльного и редкоземельного сырья. Среди них такие важные в экономическом отношении формационные типы, как танталоносные граниты, редкометалльные пегматиты, редкометалльные щелочные граниты и пегматиты, фенакит-флюорит-берtrandитовые, редкометалльные щелочные вулканоплутонические породы. Промышленная значимость других типов (цезиевых стекол, бериллиевых туфов, онгонитов и фосфоритов) требует дальнейшего изучения.

Известные поля редкометалльных проявлений Монголии можно разделить на две группы. Первую составляют рудопроявления относительно хорошо изученных и освоенных районов с традиционной для Монголии ассоциацией танталоносных гранитов (или натриево-литиевых пегматитов) с гидротермальным оловянным и вольфрамовым оруднением. Ко второй относятся массивы щелочных пород с апатит-редкоземельно-редкометалльной минерализацией и некоторые другие, выявленные в последние годы работами Советско-Монгольской экспедиции (Мушугайский, Ханбогдинский и др.). И в том и в другом случае выявление промышленных перспектив и рациональное освоение связаны с комплексным использованием сырья и освоением всей ассоциации основных проявлений. Этот вопрос особенно важен для освоения и продления жизни старых рудных районов с оловянным и вольфрамовым оруднением, где разработка отдельных небольших рудных месторождений часто оказывается

экономически нерентабельной. С учетом сказанного среди известных рудных районов Монголии в качестве перспективных на редкометальное сырье выделены следующие: Жанчивланский, Цаган-Дабинский, Бурэнцогтинский (танталоносные граниты) Дурулгуевско-Чулунхуритинский (пегматиты) Мушугай-Худукский (карбонатиты), Ханбогдинский (щелочные граниты и пегматиты).

Иного подхода требует решение задачи прогнозирования и поисков новых рудных полей редкометальных проявлений уже известных в Монголии формационных типов. В общем виде эту задачу можно сформулировать как выделение потенциально рудоносных магматических ассоциаций с анализом конкретных геологических условий их становления, учетом всех известных признаков рудоносности и последующим прогнозом перспективных массивов и геологических ситуаций. Естественно, имея в виду слабую изученность редкометального оруденения и геологии Монголии вообще, в данном случае трудно надеяться на точную оценку промышленной значимости оруденения. Области наиболее вероятного обнаружения проявлений формаций, связанных с ассоциациями известково-щелочной серии, остаются провинции мезозойского и в меньшей степени позднепалеозойского возраста. Для танталоносных гранитов, интрузивных онгонитов, натриево-литиевых пегматитов перспективны следующие магматические ассоциации: мензинская, включая район Прикеруленского массива, их-хайрханская, эгиндабинская, улан-баторская (восточная), прикерулено-гобийская. Не исключена вероятность находок редкометальных пегматитов в Модотино-Эрэндабанском поднятии, где в последнее время выделяются новые массивы мезозойской гнейсо-гранитной ассоциации [89]. Наконец, отметим новую область проявления ассоциации стандартных и литий-фтористых гранитов позднемезозойского возраста [82], протягивающуюся от района Югодзыря на запад предположительно до района Хух-Дель-Улы. Целесообразно также провести оценку танталоносности палеозойской гранит-лейкогранитной ассоциации Прихубсугуля.

В общих чертах можно наметить области вероятного обнаружения эффузивных онгонитов на площадях развития позднепалеозойских (цаганцабских) конкретных базальт-трахириолитовых ассоциаций в Восточной Монголии. Основной областью, перспективной на редкометальное оруденение формаций редкометальных щелочных гранитов и пегматитов и редкоземельных щелочных вулканоплутонических пород, остается Южно-Гобийский пояс щелочных пород, где продолжают находки новых массивов щелочных гранитов.

Задача поисков новых районов и полей редкометального оруденения известных в МНР формационных типов тесно смыкается с прогнозом новых для МНР типов редкометального оруденения, базирующимся на тех же принципах. В числе перспективных первыми, по-видимому, следует называть субщелочные (до щелочных) гипабиссальные и приповерхностные интрузивные ассоциации с сопутствующим бериллий-редкоземельно-ниобиевым оруденением. Необходимое условие для проявления экзоконтактной минерализации флюорит-берtrandит-фенакитовой формации — наличие благоприятных кремнисто-карбонатных или основных алюмосиликатных вмещающих пород. Обнадеживающим признаком

могут служить единичные находки фенакита в кварц-флюоритовых зонах в Центральной Монголии. Благоприятными являются позднепалеозойская гранит-лейкогранитная ассоциация Восточного Хангая, юго-западная и южная части периферической зоны магматизма повышенной щелочности раннемезозойского ареала магматизма. Заслуживает внимательного анализа в этом плане также Джидинская зона.

В связи с эффузивными фациями субщелочных и близких к ним по щелочности риолитовых ассоциаций можно ожидать обнаружения бериллиевого оруденения в туфах типа Томас-Рэнж в США, первые признаки которого выявлены в районе Тэг-Улы.

Новые для территории МНР типы оруденения. Основанием для их прогноза может служить анализ выявленных геологических формаций и тектонических условий их проявления, а также сопоставление геологических особенностей территории МНР с известными рудными провинциями.

В областях широкого распространения приповерхностных и субвулканических фаций гранитоидов стандартного геохимического типа (в частности, по периферии восточной половины области мезозойского магматизма) возможны находки антимонит-ферберитового оруденения и редкометалльных эффузивов с вольфрамовой и оловянной минерализацией.

Необходимо также обратить внимание на вероятность обнаружения стратиформной шеелитовой минерализации. Оруденение этого типа не имеет явной связи с интрузиями, минеральные парагенезисы во многом напоминают скарновые. Подобное оруденение может быть обнаружено в карбонатных (с органическим материалом), кремнисто-кабонатных и вулканогенно-терригенных толщах, метаморфизованных в амфиболитовой и алмадин-зеленосланцевой фациях. В последнее время появились сведения об обнаружении золото-шеелитового оруденения в связи с амфиболсодержащими фациями гранитов «стандартного» геохимического типа, что еще раз свидетельствует о целесообразности более глубокого анализа распределения и практических перспектив шеелитовой минерализации на территории МНР.

Выше отмечалась также вероятность находок фтор-бериллиевых скарнов в связи с гранитами стандартного и литий-фтористого геохимических типов. Более проблематичен вопрос прогноза рудоносности щелочных интрузий и поисков полевошпатовых приразломных метасоматитов в раннекаледонско-докембрийских породах Северной Монголии, который практически не изучен.

Выводы

Как следует из приведенного обзора, редкометалльное оруденение Монголии отличается большим разнообразием формационных типов, среди которых преобладают эндогенные. Это главный фактор, определяющий пространственно-временное распределение оруденения в регионе. Большинство известных и все промышленные проявления редких металлов сформировались в течение трех главных металлогенических эпох: позднепалеозойской, ренне- и позднемезозойской. Рудная продуктивность и

формационное разнообразие редкометального оруденения в целом возрастают от более древних эпох к позднемезозойской, где практически с каждой из обнаруженных гипабиссальных и приповерхностных интрузий связана рудная минерализация.

Основное эксплуатируемое оруденение относится к вольфрамит-кварцевой (молибден-вольфрамовой) и касситерит-вольфрамит-кварцевой (оловянно-вольфрамовой) формациям. Вольфрамовое оруденение в целом преобладает над оловянным. Главными районами промышленного вольфрамового оруденения являются позднемезозойский вольфрамовый пояс Восточной Монголии и позднепалеозойский Монголо-Алтайский редкометально-вольфрамовый пояс. Оловянно-вольфрамовое оруденение сосредоточено главным образом в пределах Хэнтэйского поднятия в раннемезозойском Хэнтэйском золото-редкометальном и позднемезозойском внутреннем оловянно-вольфрамовом поясах.

Из других важных в промышленном отношении формаций, установленных на территории страны и представляющих потенциальный интерес, следует в первую очередь назвать касситерит-силикатно-сульфидную, касситерит-сульфидную, редкометальные скарновые, редкометальных пегматитов, танталоносных гранитов, редкометальных щелочных гранитов и пегматитов, редкометальных вулканоплутонических пород, фенакит-флюорит-берtrandитовую.

Ряд впервые выделенных на территории МНР формационных типов редкометального оруденения (онгонитовые, цезиевых стекол, бериллиевых туфов) заслуживают изучения как потенциальные сырьевые источники будущего. Показана вероятность обнаружения фтор-бериллиевых скарнов, стратиформной шеелитовой, золото-шеелитовой и антимонит-ферритовой минерализации.

Полученные данные однозначно свидетельствуют о том, что редкометальные провинции Монголии несут весьма разнообразное редкометальное (в широком смысле) оруденение и обладают значительным и далеко не раскрытым промышленным потенциалом.

Рудные узлы и большинство проявлений редкометального оруденения имеют комплексный характер. С комплексным изучением площадей редкометального оруденения и комплексным освоением рудных узлов, максимальным использованием полезных компонентов руд связан один из важнейших путей выявления их ресурсов и экономического освоения.

Среди рассмотренных районов проявления редкометального оруденения в качестве наиболее перспективных для поисков следует выделить область Центрально-Монгольского вулканического пояса, перекрываемую «Замыкающим» вольфрамовым поясом и периферическим поясом раннемезозойской провинции (молибдено-вольфрамовое с сопутствующим редкометальным оруденением, редкометальные скарны, танталоносные граниты, онгониты, редкометальные вулканы, касситеритсодержащие вулканы, касситерит-силикатно-сульфидное, флюорит-фенакит-берtrandитовое и другое оруденение), поперечные зоны Монголо-Алтайского редкометально-вольфрамового пояса (молибдено-вольфрамовая формация, танталоносные граниты), Внутренний оловянно-вольфрамовый пояс (оловянно-вольфрамовое оруденение, танталоносные пегматиты), районы комплексного редкометального оруденения в пределах Хэнтэйского пояса

и выделенные в последние годы пояса редкоземельного и редкометального оруденения в южно-гобийской части страны. Выявление и оценка новых объектов редкометального сырья требуют систематического проведения металлогенических и тематических исследований, а также включения поисков и прогноза редкометального оруденения в задания плановых поисково-съёмочных работ.

ГЛАВА IV

РЕАЛИЗАЦИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

(особенности формирования гранитных куполов
как фактор возникновения оруденения)

ВВЕДЕНИЕ

Петрологи уделяют большое внимание проблеме рудоносности магматических пород. По проблеме накоплен значительный материал, и многие вопросы ясны. Достаточно детально изучены петрохимические особенности пород. Это позволяет выделять среди них потенциально рудоносные разновидности. Что касается механизма практической реализации рудоносности, то вопросы, связанные с этим процессом, еще требуют разработки. Известно, что даже для заведомо рудоносных гранитоидов практическая реализация этого качества осуществляется далеко не всегда. Как правило, участки рудопроявлений являются лишь незначительными точками по сравнению с огромной поверхностью магматических тел или отсутствуют совсем. Очевидно, что причины и условия, стимулирующие процессы рудоконцентрирования, возникают далеко не в каждой точке магматических тел. Видимо, необходимы какие-то дополнительные факторы, способные обусловить развитие процессов рудоотделения и рудоконцентрации. Причем известное разнообразие месторождений позволяет утверждать, что эти факторы могут быть разными. В данной главе рассмотрен один из характерных и закономерных случаев практической реализации потенциальной рудоносности гранитоидов — это возникновение некоторых типов оруденения в связи с куполовидными выступами интрузивов гранитоидов. Имеются в виду месторождения олова, вольфрама, частично молибдена и некоторых других металлов пегматитовой, грейзеновой, кварцево-жильной формаций.

Связь указанных рудных месторождений с куполовидными выступами интрузивов гранитоидов известна с давних времен. Этим поисковым признаком пользовались даже древние рудокопы. Такие объекты имеются в разных районах мира и многократно описаны [19, 44, 45, 56, 169, 214, 217, 218].

В работе, обобщающей опыт региональных и локальных закономерностей размещения грейзеновых редкометальных месторождений,

Д. В. Рунквист и В. К. Денисенко пишут: «...оруденение обнаруживает отчетливую связь с верхними апикальными частями массивов; в одних случаях это „купола“, в других „гребни“» [169, с. 34]. Примеры такой закономерности приведены и авторами настоящего сборника.

Многочисленные исследования, в том числе буровые и геофизические работы, показали, что многие мелкие выходы гранитоидов не являются самостоятельными интрузивными телами, а представляют собой верхние части куполовидных выступов массивов, расположенных на глубине [56, 214]. Граниты, с которыми связаны указанные месторождения, обычно бывают обогащены щелочами, фтором и некоторыми другими элементами. Оруденение развивается как в пределах самих куполов, так и вблизи них во вмещающих породах. Процесс, как правило, сопровождается интенсивной автоматоматической переработкой гранитоидов и аналогичным метасоматозом вмещающих пород.

Если пространственная и генетическая связь таких месторождений с гранитоидами акцентируется часто, то работ, посвященных объяснению возникновения такой связи, ее механизму, довольно мало. В их числе можно назвать работы Г. Н. Шербы [217, 218], Т. М. Лаумулина [112] и некоторых других исследователей.

Представляется, что в этом аспекте наиболее полную картину может дать изучение процессов формирования как самого интрузива с момента его внедрения до полного остывания, так и параллельно с этим всех сопровождающих явлений, в том числе рудообразовательных. При этом особенно важно уделять внимание физике процессов, ибо только с этих позиций можно обосновать силы, способные обеспечить движение рудоносных растворов, возникновение тех или иных путей такого движения, равно как и возникновение структурных «ловушек», способных обусловить отложение рудного вещества.

Так как формирование участков магматических тел, в которых локализируются месторождения, происходит в каких-то особых условиях, отличных от условий развития плутона в других его частях, задача в значительной степени сводится к определению этих аномальных условий. В данном случае речь идет об аномальности механизма формирования гранитных куполов.

В процессе формирования куполов и связанных с ними месторождений можно выделить два основных периода: первый — внедрение магмы и образование самого интрузивного тела; второй — его остывание и консолидация. Первый период — это период активного влияния на формирующуюся систему сторонних сил, обуславливающих сам акт внедрения. Второй период в идеале — это период автономного процесса развития интрузива. Механизмы формирования системы интрузив—надинтрузивная зона в эти периоды различны и часто разномасштабны, в том числе в отношении процессов рудообразования. Механизм развития системы в первом периоде достаточно изучен и понятен. Что касается второго периода, то процессы, связанные с ним, еще не вполне ясны. Настоящая работа посвящена именно изложению явлений, связанных со вторым периодом развития интрузива и пород рамы. Поэтому о процессах, характерных для первого периода, мы лишь напомним. Основное внимание будет уделено периоду автономного развития системы интрузив—надинтрузив-

ная зона, в процессе которого и проявляется вся специфика формирования интрузивных куполов.

Итак, несколько слов о первом из отмеченных периодов в истории интрузива. Если внедрение расплава происходит в слабо нарушенных толщах и относительно медленно и спокойно, то перекрывающие породы поднимаются вверх, давая пространство куполовидному интрузиву (лакколиту). В этом процессе дизъюнктивные нарушения кровли и ее проницаемость сравнительно невелики. Поэтому незначительны или вовсе отсутствуют дайкообразные инъекции в надкупольную зону. Незначительны также и гидротермальные образования. Если же внедрение происходит в проникающие зоны разломов, то картина меняется. Во-первых, апикальные участки плутонов, приспособившись к разломам, чаще образуют не купола, а вытянутые гребни. Внедрение сопровождается проникновением в надинтрузивные толщи значительного количества дайкообразных апофиз интрузива. Обычны субвертикальные, расходящиеся веером вверх, в плане нередко радиальные или кольцевые рои даек. Механизм образования таких даек был изложен Е. Андерсоном [224]. Кольцевые дайки этого периода он назвал коническими. Они многократно описаны и другими исследователями. Кроме жильных отщеплений самого интрузива, для таких участков характерны и более глубинные дайки, например базальтоидные.

Влияние разломов, особенно если они подновляются, сказывается и на процессах минерализации. В надинтрузивных зонах возникают обычно также субвертикальные, линейно вытянутые или расходящиеся вверх зоны кварцевых рудных жил. Отделение рудообразующих растворов может происходить при самом акте внедрения (расплав, проникая в ослабленные трещинами зоны, испытывает снижение давления), а также в процессе кристаллизации и при дальнейшем остывании магматического тела. Если подновление разломов продолжается, то имеют место новые инъекции даек в перекрывающие интрузив толщ пород и новые импульсы отделения рудоносных растворов. В результате возникает многостадийное месторождение.

Как можно видеть, определяющим фактором в этом процессе является активность тектонического режима участка, где формируется система. При достаточной длительности движений первый период может занимать все время ее формирования. При этом процессы, свойственные автономному периоду развития интрузива, т. е. черты специфического режима формирования куполов, могут в разной степени затухать или не проявляться вообще и влияния на образование оруденения практически не оказать. Если тектоника проявлена не столь интенсивно и длительно, первый период заканчивается сравнительно быстро (нередко совпадает с внедрением интрузива), и в дальнейшем, как говорилось, система развивается уже в автономном режиме. В этих случаях происходит наложение автономного развития интрузива на процессы периода его внедрения.

В относительно спокойной тектонической обстановке формирование гранитных куполов и в целом всей системы интрузив-надинтрузивная зона осуществляется в автономном режиме. Это и определяет их специфику.

Следует отметить, что на формирование таких систем заметное влияние

оказывает также их глубинность. От глубины залегания купола зависит скорость его остывания. При малых глубинах и больших скоростях остывания и отвердевания куполов все характерные для этого периода процессы относительно упрощаются. На несколько больших глубинах более равновесное формирование системы приводит к ее усложнению, хотя принципиальная картина сохраняется во всех случаях.

Мы рассмотрим процессы формирования гранитных куполов в указанной последовательности — от сравнительно малоглубинных и простых к более глубинным и сложным. Это делается на основе личных наблюдений автора на многочисленных объектах Восточного Забайкалья, Рудного Алтая, Центрального Казахстана и других районов страны, а также на основе литературных данных по различным регионам мира.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИСТЕМ КУПОЛОВИДНЫЙ ВЫСТУП ИНТРУЗИВА ГРАНИТОИДОВ—НАДИНТРУЗИВНАЯ ЗОНА

Строение куполовидных выступов интрузивов гранитоидов

Приповерхностные интрузивы. Такие субвулканические образования наблюдаются нечасто. Мы имели возможность их видеть в Центральном Казахстане, в том числе, вероятно, на самых типичных объектах — гранит-порфировых штоках Селтей и Тологой. Эти интрузивные купола имеют сравнительно небольшие размеры (например, обнаженная часть купола Селтей менее 1 км²) и близкие к изометричным очертания в плане. Слагающие породы тонкозернистые, особенно вблизи контакта, что обусловлено их быстрым остыванием в приповерхностных условиях. С глубиной, внутрь купола породы становятся более крупнозернистыми. В них появляются вкрапленники кварца и калиевого полевого шпата. Вкрапленники кварца часто имеют бипирамидальную форму. Структура пород гранитовая, порфировидная, местами микропегматитовая.

Специфичной, хотя и не всегда ярко проявляющейся особенностью строения таких куполов является наличие в них скоплений многочисленных сложноизвилистых, но в целом параллельных сводообразной поверхности купола зонок или своеобразных прожилков кварца. Системы таких прожилков в куполах занимают верхние их части, хотя отделены от поверхности куполов зоной закалки. Прожилки кварца распространяются в пределах купола на глубину до первых десятков метров, затем постепенно исчезают. Отдельные прожилки имеют мощность от 0,1 мм до 2—2,5 см. Расстояние между ними от нескольких миллиметров до 2—3 см. Во внешних частях каждого прожилка зерна кварца относительно мелкие, неправильной формы. Чем ближе к границе прожилка, обращенной вниз и внутрь гранитного купола, тем все больше выявляется параллелизм в расположении плотно сросшихся и становящихся удлиненными кристаллов кварца, всегда направленных внутрь купола хорошо оформленными головками. Поэтому внешние границы прожилков сравнительно ровные, а внутренние — имеют зубчатые очертания.

Изучение индивидов кварца показывает, что каждая головка кристаллизировалась постепенно в результате нарастания на нее последовательных маломощных параллельных граням пирамиды зон, часто разделенных прослойками мелкой слюдки и других минералов. Последовательное образование зон роста на гранях кристаллов, направленных внутрь и вниз массива, свидетельствует о том, что в этом направлении некоторое время обеспечивалась свобода роста и питание растущих кристаллов. Такая ситуация вполне реальна, так как с внешней стороны прожилков возникла твердая корка закалки купола, а с внутренней — мог существовать еще жидкий расплав. Факты возникновения кварцевых прожилков и зонального строения головок минеральных индивидов свидетельствуют к тому, что параллельно этому процессу многократно, циклично изменялись и условия.

Своеобразие выделений кварца в таких зонах привлекло к попыткам объяснения их генезиса, в частности определения времени образования в материнском интрузиве. Комплекс данных позволяет утверждать, что отмеченные прожилки являются послемагматическими образованиями. В пользу такой трактовки генезиса описываемых прожилков кварца свидетельствует их более позднее возникновение по сравнению с вкрапленниками магматического кварца в породах, что отмечают исследователи, в разное время изучавшие эти объекты [149].

Сравнительно позднее постмагматическое образование описываемых прожилков кварца подтверждается данными изучения температур образования кварца по газовой-жидким включениям. По данным декрепитации интервал температуры образования кварца в прожилках растянут «в пределах 360—500°» [99, с. 363].

Мы также провели серию определений температур образования кварца из месторождения Селтей методом гомогенизации газовой-жидких включений (определения А. Р. Грошенко, ИГЕМ АН СССР). Определения проводились на многих включениях в разных участках прожилков, в том числе в хорошо образованных головках кварца. Результаты по нескольким диагностируемым как первичным включениям свидетельствуют о том, что образование кварца происходило в гидротермальном режиме. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений укладываются в интервал 360—168° С. Гидротермальный генезис прожилков подтверждается и составом включений. Газовая фаза в большинстве из них составляет 20—25% объема с отдельными отклонениями до 7 и 60%. Остальная часть занята жидкостью. Включения с твердой фазой (видимо, галит) редки. Следует добавить, что гранитоиды в участке развития кварцевых прожилков обладают повышенной пористостью, а в участках, непосредственно примыкающих к прожилкам кварца с их нижней (зубчатой) стороны, имеют наиболее крупнозернистое, пегматоидное строение.

Все сказанное позволяет предполагать, что в верхних участках куполовидных выступов массивов гранитоидов осуществлялось разуплотнение вещества, в конечном результате приведшее к образованию описанных замкнутых внутри магматических тел зон кварцевых прожилков.

Типичная обобщенная картина строения таких куполов приведена на рис. 11. Как можно видеть, в целом полоса развития кварцевых прожилков внутри купольной части интрузива образует сводообразную систему, отделенную от поверхности купола зоной закалки. Общая масса кварца

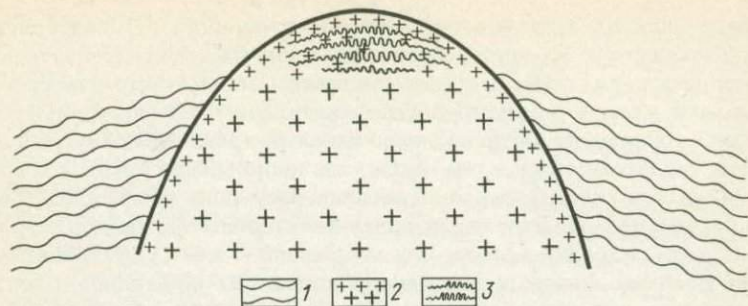


Рис. 11. Схематический разрез апикальной части куполовидного выступа гранит-порфира (2) на месторождении Селтей в Центральном Казахстане. В верхней части купола под коркой закалки образовались многочисленные тонкие, сложно извилистые прожилки кварца (3). Зона развития кварцевых прожилков имеет сводообразную конфигурацию. 1 — вмещающие породы

в участках наибольшей густоты зонки довольно велика. По нашим наблюдениям, на Селтее она достигает примерно 40% всего объема пород. По оценке В. С. Кормилицына и М. М. Мануйловой, в кварцевых порфирах¹ горы Бугдай в Юго-Восточном Забайкалье местами «на долю полос кварца приходится более 50% объема всей породы» [99, с. 359].

В надинтрузивной зоне таких куполов гранитоидов развита умеренная грейзенизация. Жильные (дайковые) образования сравнительно редки. Более характерно развитие кварцевых прожилков постмагматического времени штокверкового или близкого к ним типа, с которыми связаны обычно незначительные по масштабам месторождения молибденита, вольфрамита и других минералов. Для описываемых приповерхностных магматических тел больше характерно присутствие молибденита и то, что молибденит и другие рудные минералы не образуют крупных кристаллов и их скоплений. Рудная минерализация обычно тонкораспыленная в самих изверженных породах и одновременных кварцевых прожилках. Типичные небольшие по масштабам месторождения располагаются и в пределах куполов Селтей и Тологой. На Селтее оруденение представлено рассеянной минерализацией, а также штокверком кварцевых прожилков и зон грейзенов. Рудные кварцевые прожилки поздние. Они накладываются на описанные выше ритмичные прожилки — зонки кварца, секут их по трещинам. Взаимоотношения этих трещин с гранитоидами свидетельствуют о том, что они образовались после окончательного отвердевания верхних участков интрузивных куполов.

Ранее строение таких приповерхностных интрузивных куполов было описано в разных районах Г. И. Харашвили (Кароби, Кавказ) [206], С. П. Соловьевым (Тырныауз, Кавказ) [191], В. С. Кормилициным и М. М. Мануйловой (Бугдая, Юго-Восточное Забайкалье) [99], В. С. Дмитриевским и Н. П. Буковшиной (Селтей, Центральный Казахстан) [55] и др. М. М. Повилайтис, также изучавшая эти же объекты, посвятила этому явлению особенно много публикаций [146, 147 и др.]. Аналогичные объекты известны и за рубежом.

¹ Метариолитах [75].

Почти всеми перечисленными исследователями были предложены объяснения механизма возникновения описанных скоплений кварцевых зон в приповерхностных гранитоидных куполах, как и объяснения, касающиеся общих вопросов формирования куполовидных массивов гранитоидов. В настоящем изложении нет возможности остановиться подробнее на каждом из них. О генезисе кварца мы высказались выше. Наши представления о механизме формирования куполов и зон развития кварцевых прожилков будут изложены ниже. Заканчивая описание строения приповерхностных гранитоидных куполов, в качестве основных выводов мы хотели бы подчеркнуть то обстоятельство, что внутри таких куполов возникает зона аномального по сравнению с другими участками интрузива, строения и состава, в данном случае зона обильного выделения постмагматического кварца. Зона имеет в целом сводообразную конфигурацию: верхняя ее часть приблизительно горизонтальная, а края опускаются со всех сторон вниз. Зона представляет собой участок разуплотнения пород. Процессы разуплотнения и минералообразования осуществлялись длительное время, циклично.

Гипабиссальные интрузивы. При формировании гранитоидных куполов на несколько больших глубинах сравнительно медленное остывание обуславливает их более полную, «равновесную» кристаллизацию. Поэтому описываемые процессы несколько изменяются, так как получают дальнейшее развитие. Такие купола распространены значительно шире, чем вышеописанные приповерхностные, субвулканические. Именно они являются главными объектами локализации указанных промышленных месторождений олова, вольфрама и др. Поэтому, когда говорят о связи рудных месторождений с куполами гранитоидов, имеют в виду в основном эти наиболее распространенные случаи. Такие объекты изучены лучше мелких приповерхностных куполов типа Селтей. Последние мы описали в основном для того, чтобы показать общность картины формирования куполовидных выступов гранитоидов и изменение ее в зависимости от условий становления.

Исследования показывают, что общие черты строения гипабиссальных куполовидных выступов интрузивов гранитоидов весьма близки строению описанных приповерхностных куполов. Как и в последних, характерной чертой является то, что внутри них также возникает зона аномального строения и состава, обнаруживающая в целом сходные с вышеописанными черты, хотя и отличающиеся в деталях. Ниже мы покажем несколько характерных примеров строения таких куполов. Например, интересные объекты в районе мыса Орлова и бассейна р. Сандагоу Юго-Восточного Приморья описаны Ф. К. Шипулиным [213]. Они представляют собой верхние части куполовидных выступов массивов щелочных гранитов. Купола небольшие. Площадь их выходов до 300 м в диаметре. По вертикали они обнажаются от 5 до 200 м. Строение куполов однотипное. Имеются зоны эндоконтакта, согласные со сводообразной поверхностью куполов и представленные наиболее мелкозернистыми породами (зоны закалки). Далее, в верхней части куполов сразу за зоной закалки располагается участок насыщения пегматитами, пегматондными и аплитовидными участками пород, которые несколько ниже по разрезу постепенно сменяются обычными для массивов гранит-порфирами и гранитами.

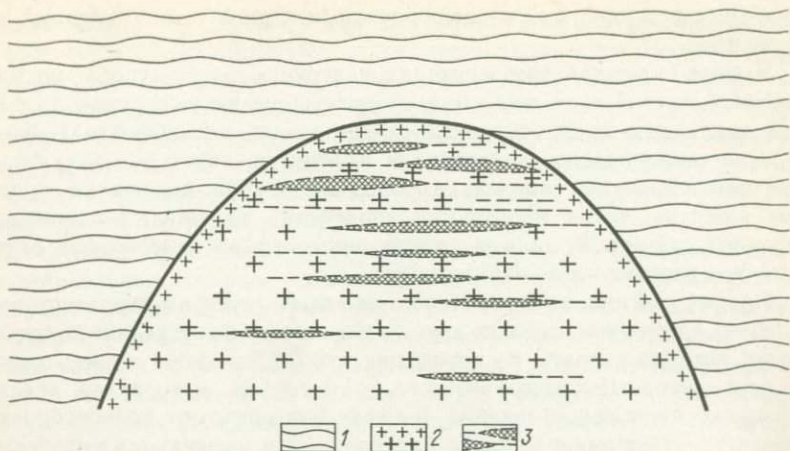
В пределах куполов в породах отмечается интенсивная грейзенизация и иногда значительное количество миароловых пустот (рис. 12).

В других более крупных куполовидных выступах интрузивов гранитоидов этого района зоны эндоконтактной закалки более широки (до первых метров). Более широки, протяженны и имеют более крупнокристаллическое строение участки пегматитов и аплитов. Они субгоризонтальны и постепенно исчезают, подходя к боковым зонам закалки. От более мелких куполов они отличаются тем, что полосы пегматитов более индивидуализированные. Они приобретают морфологию протяженных линз, шлиров, в том числе изредка даже более или менее изометричных. Зона развития пегматитов и аплитов в целом также продолжается на большую глубину и в нижней части постепенно переходит в обычные для массива породы. В составе пегматитов много кварца. Иногда он слагает до 50% объема пород. Здесь же широко проявлены процессы грейзенизации.

Как можно видеть, и в этих случаях в верхних частях куполовидных выступов интрузивов гранитоидов возникают специфические субгоризонтальные зоны, обогащенные кварцем, а также слюдами, флюоритом, т. е. летучими компонентами, в частности водой и фтором. Наличие миароловых пустот, как и пор, в крупнозернистых разностях пегматитов свидетельствует о повышенной «пустотности» этих зон, их разуплотненности. Наличие чередующихся «слоев» пегматитов и аплитов, так же как в вышеописанных случаях приповерхностных куполов, позволяет предполагать цикличность процесса, а горизонтальное расположение «слоев» внутри сводообразной коры закалки может свидетельствовать о том, что в то время, когда кора закалки уже возникла, расплав внутри куполов был еще относительно жидким и поэтому образовывал горизонтальные поверхности.

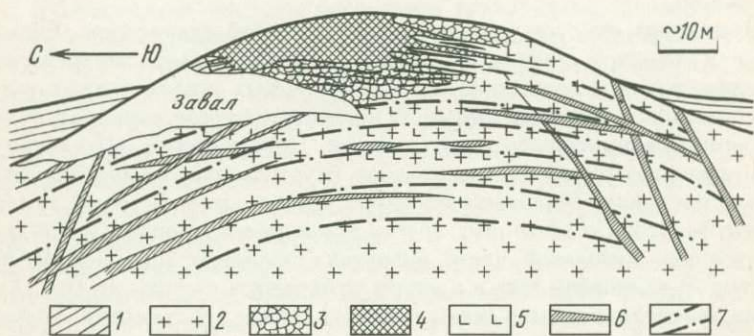
Процесс формирования куполовидных выступов интрузивов гранитоидов бывает еще более завершенным, усложненным. В качестве примера такого купола может служить апикальная часть гранитного массива на руднике Спокойном в Восточном Забайкалье. Этот купол изучался нами довольно детально в разные сроки (рис. 13). В 1955 г. купол был еще хорошо сохранен. Он был вскрыт карьером, штольнями и скважинами, что позволяло представлять его строение на глубину. Обнаженная часть купола составляла примерно 100 м в диаметре. При этом была сохранена даже самая верхняя его часть вместе с участками перекрывающих метаморфизованных сланцев. Строение купола таково. В самой верхней части располагается почти сплошное кварцевое субгоризонтальное тело — своеобразная кварцевая «шляпа» мощностью примерно 10 м. В своей нижней части и в стороны кварцевое тело постепенно приобретает полосчатое строение — зоны сплошного кварца чередуются с кварц-полевошпатовыми (пегматитовыми) зонами. Зоны параллельны друг другу и имеют субгоризонтальное залегание. Боковые окончания их загибаются вниз согласно конфигурации кровли и выклиниваются. В этих же участках, особенно ниже кварцевой «шляпы», развита интенсивная грейзенизация.

Поскольку процессы грейзенизации развивались в основном по кварц-полевошпатовым прослоям, в результате получилась толща субгори-



Р и с. 12. Обобщенная схема строения гранитных куполов в районе мыса Орлова и бассейна р. Сандагоу, Приморье

1 — вмещающие кварц-биотитовые сланцы; 2 — граниты и гранит-порфиры; 3 — линзы и «слои» пегматитов (по [213])



Р и с. 13. Апикальная часть гранитного купола на месторождении Спокойное, Восточное Забайкалье. В верхней части купола возникло линзообразное существенно кварцевое тело (4). Ниже по разрезу оно постепенно сменяется чередующимися субгоризонтальными полосами кварца и кварц-полевошпатового материала с обильной слюдой (3). Еще ниже эти породы постепенно сменяются гранитами (2) с интенсивной грейзенизацией (5). В пределах верхней части купола по более поздним замкнутым трещинам отрыва образовались рудные кварцевые жилы (6). 1 — метаморфизованные сланцы, 7 — трещины отдельности

зонтальных слоев, сложенных попеременно то почти чистым кварцем, то существенно слюдястым грейзеном. Мощность слоев от 7—10 до 15—20 см. Мощность зоны слоистого грейзена примерно 15 м. Ниже полосчатость становится менее заметной и постепенно сменяется равномерно грейзенизованными гранитами. С глубиной грейзенизация затухает (в том числе по данным бурения до 450 м). Грейзены сменяются слабо грейзенизованными относительно мелкозернистыми, а последние —

более крупнозернистыми и порфирированными гранитами со следами альбитизации.

В зоне сплошной грейзенизации в верхней части купола, но ниже полосчатых грейзенов несколько позднее образовалось довольно большое количество кварцевых жил. Жилы имеют субгоризонтальное или пологое сводообразное залегание и вытянутую линзообразную форму. Они выклиниваются во все стороны, не доходя до границ купола. Как известно, такая морфология характерна для жил, выполняющих трещины отрыва. В данном случае силы отрыва действовали внутри купола в вертикальном направлении.

Наряду с этими жилами несколько позже (судя по характеру пересечений) возникли и довольно крутопадающие, но более редкие кварцевые жилы, которые развиты по периферии купола и падают во все стороны от его центра. Некоторые из жил этой группы выходят за пределы купола во вмещающие породы. В плане они образуют кольцеобразную структуру. По терминологии Е. Андерсона, они называются кольцевыми и возникают в результате вертикальных, направленных сверху вниз перемещений пород интрузива и вмещающих пород. В пределах купола развиты и трещины отдельности. Они также имеют в основном пологое сводообразное расположение. Судя по сохранившимся останкам перекрывающих пород, над куполом существовала зона экзоконтактовой грейзенизации.

Весь купол, по сути дела, представляет собой рудное тело. Вольфрамит в меньшей степени касситерит развиты в кварцево-грейзеновой «шляпе», в кварц-полевошпатовых и кварцевых жилах и даже в грейзенизированной массе гранитов. В последнем случае вольфрамит образует тонкораспыленную вкрапленность. Пластинчатые выделения его часто развиваются по спайности слюд (мусковитизированного биотита). Состав минералов свидетельствует о наличии в исходной магме заметных количеств фтора и некоторых других компонентов. Породы и все другие образования купольной части интрузива обладают повышенной пористостью. В кварцевом теле и в жилах отмечаются пустоты до 10—15 см в длину, располагающиеся между шестоватыми кристаллами кварца и нередко несущие крупные кристаллы вольфрамита и слюды.

По нашим представлениям, в описанном случае наблюдается дальнейшее усложнение процессов формирования таких структур: в них появились кварцевая «шляпа», относительно поздние кварцевые жилы, полосчатые грейзены. Здесь также имеет место интенсивное разуплотнение вещества внутри купола, причем четко определяется вертикальное сверху вниз направление сил, вызывающих разуплотнение: вещество внутри купола оседает вниз, стимулируя явления отрыва и возникновение различного рода полостей, которые затем выполняются также различными (что зависит от степени консолидации массива) остаточными расплавами и растворами.

Можно отметить и еще аспекты усложнения формирования подобных куполов. Это появление в описанной внутрикупольной зоне индивидуализированных пегматитовых тел. Такие тела слагают не сплошные субгоризонтальные зоны, как в вышеописанных случаях, а сравнительно локальные, чаще всего линзообразные субгоризонтальные обособления,

нередко располагающиеся в несколько ярусов одно над другим. Обычны и более или менее изометричные обособления пегматитов. Причем линзообразные, жилородные тела пегматитов в таких куполах характерны для гранитоидов, обогащенных фтором и щелочами: более или менее округлые камерные пегматиты более обычны для гранитоидов нормальных, субщелочных, с относительно небольшими содержаниями «разжижающих» компонентов. По нашим представлениям, это обусловлено различной вязкостью гранитных магм.

Последнее, что хотелось бы отметить в строении относительно хорошо сформированных куполов, — это появление в их верхних частях инъекций гранитного расплава из внутренних участков массивов. Такие инъекции имеют морфологию грибов — относительно узкий вертикальный подводящий канал и грибообразное расширение его в верхней части купола. Обычно они располагаются целиком внутри гранитного купола. Общее количество таких инъекций зависит от размеров куполов. Чем больше сам купол, тем больше в нем инъекций из внутренних частей массива, нередко образующих многоэтажные «пласты».

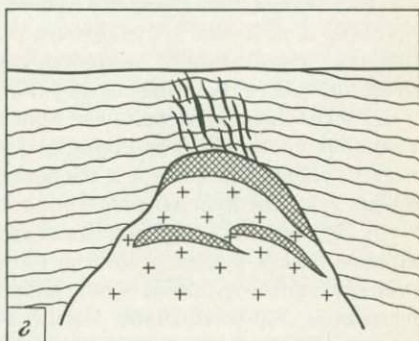
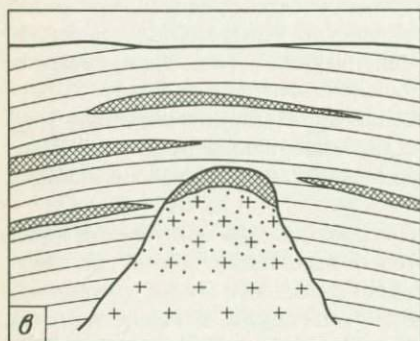
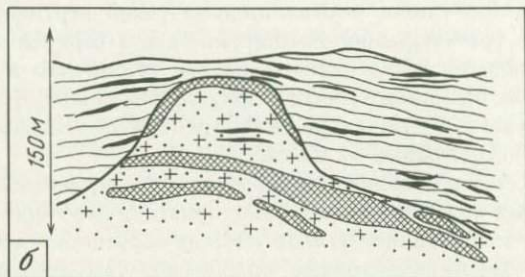
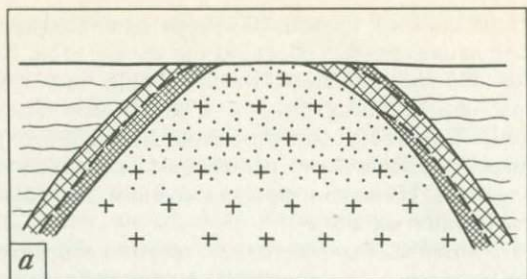
На рис. 14, а—к изображено строение ряда гранитных куполов из разных районов мира, подтверждающих приведенные типичные примеры.

Резюмируя все сказанное о геологических особенностях куполовидных выступов интрузивов гранитоидов, можно сказать следующее.

1. Куполовидные выступы интрузивов гранитоидов, формирующиеся в относительно спокойной тектонической обстановке, представляют собой участки, в которых сосредоточиваются многие минеральные новообразования, связанные с материнским интрузивом, — от магматических инъекций до гидротермальных жил и метасоматитов.

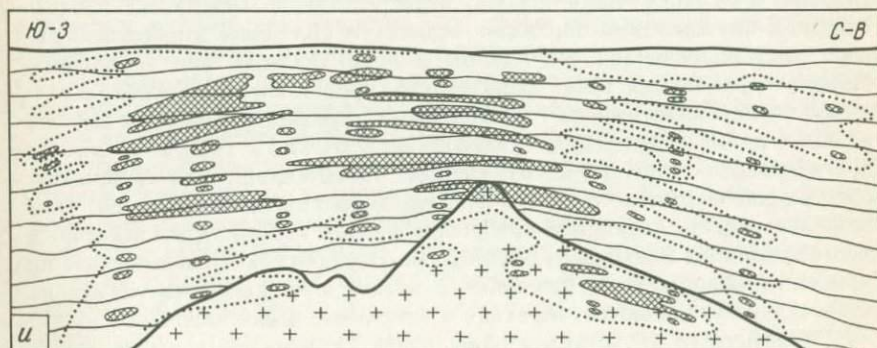
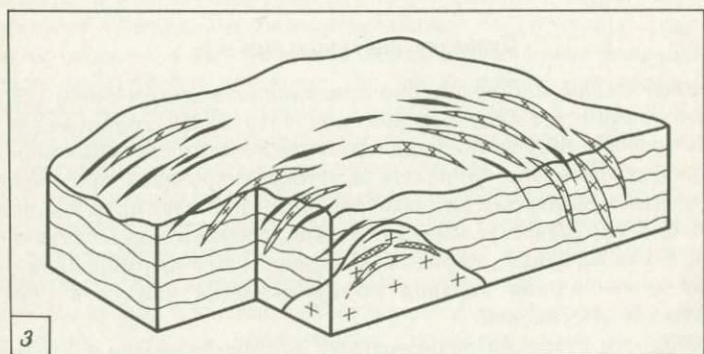
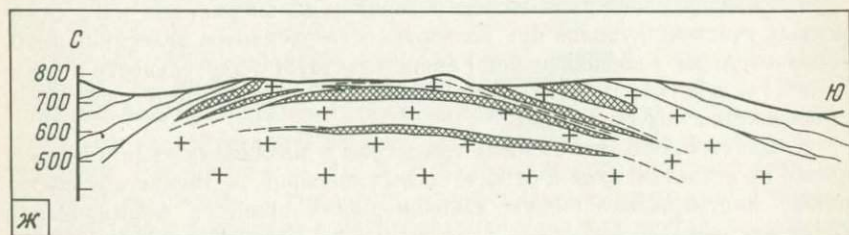
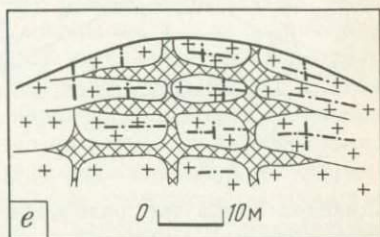
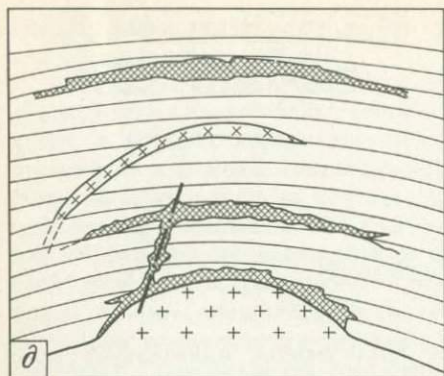
2. Указанные минеральные тела в целом образуют своеобразную зону в верхней части куполов. Зона, а также все минеральные тела внутри нее имеют субгоризонтальное и сводообразное залегание, согласное с общей конфигурацией поверхности куполов.

3. Присутствие довольно значительного количества отмеченных новообразований в куполах, многие из которых выполняют замкнутые внутриинтрузивные трещины (например, гидротермальные жилы, трещинные пегматиты, грибообразные магматические инъекции), а также наличие различных пустот и общей повышенной пористости всех пород свидетельствуют о том, что в процессе формирования куполов внутри них осуществлялось разуплотнение вещества, т. е. возникало потенциальное свободное пространство, что и обусловило локализацию здесь минеральных тел, причем по мере охлаждения и консолидации куполов в них все большее развитие получали типичные трещины. Их субгоризонтальное залегание и морфология (довольно мощные и в то же время короткие линзы, целиком замкнутые внутри куполов) свидетельствуют о том, что они являлись трещинами отрыва, главным вектором движения, при открытии которых было субвертикальное направление вниз и к центру купола. Тот же вывод следует и из анализа направления роста жильных минералов (пример Селтея). Это позволяет рассматривать такие зоны внутри куполов как зоны длительно действующего растяжения, вектор которого направлен вниз, внутрь купола. Это растяжение приводит к разуплотнению вещества в таких участках вплоть до появления разрывов, вме-

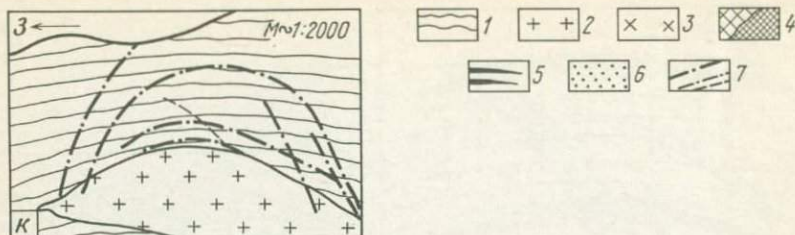


Р и с. 14. Специфические черты строения систем куполовидных выступов интрузивов гранитоидов и надкупольных зон, формирующихся в спокойной тектонической обстановке

a — Монтербрас, Франция (по [170]); *б* — Югодзыр (по [149]); *в* — Панаскейра, Португалия (по [170]); *г* — Геллнауэр Мария, ЧССР (по [170]); *д* — Нью-Мексико, США (по [226]); *е* — Забайкалье (по [32]); *ж* — Циновец, ЧССР (по [102]); *з* — Онон, Восточное Забайкалье; *и* — Южное, Центральный Казахстан (по [218]); *к* — Вышеивановский блок, Рудный Алтай. *a*—*к*: 1 — вмещающие вулканогенно-осадочные и другие породы; 2 — интрузивы гранитоидов; 3 — жильные граниты, гранит-порфиры, аплиты; 4 — рудные тела пегматитов, штокшейдеров, грейзенов; 5 — кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы; 6 — грейзенизация и альбитизация; 7 — трещины



Р и с. 14 (продолжение)



Р и с. 14 (окончание)

шающих столь же одновременно возникающие минеральные новообразования.

4. Разновременность полостеобразования и минеральных тел в отмеченных участках куполов при повторяемости элементов залегания (субгоризонтальное и сводообразное) свидетельствует о длительности и однотипности действия причин формирования потенциального свободного пространства внутри куполов.

5. Однотипность отмеченных процессов в различных гранитных куполах (формирующихся в относительно спокойной тектонической обстановке) подтверждает общую закономерность процесса формирования таких куполов.

Строение надкупольных зон

Специфическим и закономерно проявляющимся строением обладают не только сами куполовидные выступы интрузивов гранитоидов, но и соответствующие им участки надинтрузивных зон вмещающих пород. Эта специфика обусловлена влиянием выступов интрузивов при внедрении, последующим механизмом их формирования. Наиболее ярко она проявляется при благоприятных условиях строения, элементов залегания и состава толщ перекрывающих пород. Так же как и при формировании самих куполов, закономерная картина обнаруживается только в спокойной тектонической обстановке.

Особенности строения надкупольных зон проявляются в следующем. Нередко в верхней части купола, непосредственно между его поверхностью и вмещающими породами, возникают сплошные минерализованные тела, облегающие его как бы в виде «плаща» или «рубашки». Наиболее ранние из таких образований представлены крупнокристаллическими пегматитами, так называемыми штокшейдерами. Они широко развиты на месторождениях Рудных Гор в ЧССР, в ГДР и во многих других районах (рис. 14, а—д). Нередко такой «плащ» или «рубашка», облегающие верхнюю часть купола, сложены сплошным кварцем. Нам пришлось видеть кварцевые «рубашки» разной мощности на некоторых месторождениях Восточного Забайкалья. Нередко такие равномерные по мощности облегающие «рубашки» в самой апикальной части купола значительно утолщаются, переходя в описанные выше кварцевые «шляпы», генетически представляя одно целое. Обычно эти зоны являются

вполне конформными поверхности купола, хотя иногда имеют ответвления во вмещающие породы.

Эти факты свидетельствуют о том, что области верхнего контакта куполов также представляют собой зоны отслоения и повышенной пустотности, в которых концентрируется пегматитовый расплав либо чаще происходит отложение гидротермальных минералов, в основном кварца. Непосредственно вблизи контакта куполов интенсивно развиты также процессы грейзенизации. Это явление практически обязательно. В отличие от локализации штокшейдеров или кварцевых «рубашек» и «шляп» грейзенизация распространяется значительно выше купола, захватывая большой объем вмещающих пород. По мере удаления вверх и в стороны от купола грейзенизация затухает, однако на этом фоне часто можно наблюдать зоны усиления грейзенизации. В результате в надкупольном пространстве они образуют сводообразные этажно расположенные залежи, приблизительно повторяющие конфигурацию купола.

Этажно расположенные сводообразные залежи различных минеральных тел вообще характерны для надкупольных зон. Такую конфигурацию имеют, например, дайки, возникающие в результате инъекций расплава из внутренних, еще не затвердевших участков материнских плутонов (см. рис. 14, д, з). В надкупольном пространстве возникают и кварцевые жилы, в том числе рудные. Они нередко имеют пологое сводообразное залегание и располагаются одна над другой, выклиниваясь во все стороны. В совокупности с грейзенизацией и другими постмагматическими изменениями они представляют собой рудные залежи.

Таким образом, в надкупольных зонах описываемых интрузивов гранитоидов фиксируется примерно тот же комплекс минеральных новообразований, что и внутри куполов. Равным образом сохраняется и общая сводообразная структура в размещении минеральных тел.

В горизонтальном срезе надкупольных зон сводообразные дайки и другие минеральные новообразования обуславливают закономерную картину концентрически-зонального строения таких участков. В идеале в центре размещается гранитный купол, а вокруг на разном расстоянии — дугообразные зоны грейзенизации, кварцевые жилы, участки и зоны рудной минерализации и наиболее отчетливо — дугообразные или даже кольцевые дайки, в целом образующие так называемые кольцевые комплексы. Поскольку источником магматических инъекций и гидротерм является материнский интрузив, кольцевые образования часто имеют подводящие каналы, связанные с интрузивом.

Исследования показывают, что указанные черты локализации минеральных новообразований в надкупольных зонах (сводовая форма тел и их этажное расположение) обусловлены появлением в надкупольных толщах соответствующей морфологии ослабленных зон и типичных трещин. Эти трещины возникают последовательно, начинаясь у поверхности купола и постепенно удаляясь от него вверх и в сторону. Как показали специальные наблюдения, проведенные нами над некоторыми гранитными куполами в Восточном Забайкалье и на Алтае, причина появления ослабленных зон и трещин заключается в движениях блоков пород, направленных вниз. Аналогичные данные известны и из литературы [218]. По своему характеру ослабленные зоны представляют собой в

основном трещины отрыва. В соответствии с их сводообразной морфологией наибольшее потенциальное зияние они получают в своей апикальной части. Особенностью асимметричных куполов является приуроченность трещин отрыва, отслоения (а также и минеральных тел, например пегматитов) к более пологим склонам.

По мере удаления от купола трещиноватость затухает, что влечет за собой ослабление и проявлений минерализации, связанной с интрузивом, а морфология ослабленных зон изменяется, все более приближаясь к горизонтальной. Такие зоны теряют непосредственную связь с интрузивом. Надо отметить, что не все ослабленные зоны минерализуются. Некоторые из них так и остаются зонами трещиноватости и милонитизации, иногда с явлениями низкотемпературного минералообразования (см. рис. 14, к). Последнее, что важно отметить, это то, что процессы сдвижения пород вниз при образовании сводообразных ослабленных зон осуществляются пульсационно: после кратковременного импульса сдвижения опускающаяся толща на какой-то период приходит в состояние механического равновесия.

Ослабленные зоны и соответствующие им минеральные, в том числе рудные, тела обычно распространяются вверх и в стороны от интрузивных куполов на сотни и даже первые тысячи метров. Процессы рудообразования в них имеют значительно большие масштабы по сравнению с рудообразованием в самих интрузивных куполах. Поэтому таким участкам уделяется особое внимание.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СИСТЕМ КУПолоВИДНЫЙ ВЫСТУП ИНТРУЗИВА — НАДИНТРУЗИВНАЯ ЗОНА

Каков же механизм рудоконцентрирования в гранитных куполах, приводящий к возникновению в них месторождений?

Как было показано выше, закономерным строением обладают как интрузивные купола, так и надкупольные участки вмещающих пород. Соответственно промышленная минерализация также возникает как в пределах куполов, так и во вмещающих породах. По нашим представлениям, причина возникновения отмеченных специфических структур и минерализаций в обоих случаях одна и та же. Однако для удобства механизмы формирования магматических тел (куполов) и надинтрузивных зон, как и их геологическое строение, мы рассмотрим раздельно.

Формирование куполовидных выступов интрузивов гранитоидов

Как известно, кислые силикатные расплавы обладают высокой способностью к полимеризации. При увеличении содержания кремния уменьшается относительное количество ионов кислорода. Если имеющийся в расплаве кислород не обеспечивает насыщение всех четырех валентностей кремния, то часть ионов кислорода становится общей для соседних тетраэдров и, таким образом, наступает поли-

меризация (укрупнение) частиц с образованием сложных, например цепочечных, групп. Последние, укрупняясь, образуют кристаллиты и кристаллы. Поэтому такие расплавы обладают значительной вязкостью и быстро твердеют. Именно высокой вязкостью (примерно 10^6 — 10^8 Пз) и быстрым «схватыванием» кислых магм и обусловлено то, что гранитоиды при внедрении часто образуют куполовидные интрузивы (лакколиты и т. п.), а при выходе на поверхность — «иглы», «обелиски». Менее вязкие расплавы, например базальтоидные (вязкость приблизительно 10^2 — 10^3 Пз), способны образовывать тела с горизонтальной поверхностью и вообще растекаться по горизонтали на значительные расстояния и давать уплощенные формы (силлы, траппы и т. п.). При прорыве на поверхность они широко разливаются, заполняют впадины, образуют потоки.

Специфика кислых магм, в частности их высокая вязкость, обуславливает не только факт образования куполовидных тел, но и ряд последующих явлений в процессе их дальнейшего формирования. Рассмотрим их подробнее.

Мы отмечали, что с прекращением внедрения интрузива процесс механизма его формирования существенно меняется. Очевидно, что прекратившая движение вверх порция магмы в камере внедрения начинает остывать, ибо температура гранитной магмы при внедрении порядка 900°C , а температура вмещающих пород на глубинах формирования рассматриваемых интрузивов (обычно 1—2 км) согласно среднему геотермическому градиенту (1° на 30 м глубины [57]) примерно 100°C . Естественно, что при этом вмещающие породы существенно нагреваются, что, как известно, ведет к образованию обширных ореолов роговиков.

В высокие горизонты земной коры магматические расплавы приходят неперегретыми [142, 143]. Это обстоятельство, а также отмеченная выше склонность к полимеризации кислых расплавов, обеспечивают не просто охлаждение внедрившейся жидкости, но и ее обязательное отвердевание.

Разные части интрузивных тел остывают неравномерно. Примером этому служит наиболее быстрое остывание и отвердевание краевых участков интрузивов, что обуславливает появление зон закалки вдоль контактов массивов. Это вполне закономерно, так как теплоотвод наиболее интенсивен в участках, контактирующих с вмещающими относительно холодными породами. Наиболее быстро остывают выступы и апофизы интрузивов. Это иногда приводит даже к тому, что породы дайкообразных апофиз в своем составе имеют стекло, в то время как сами интрузивы сложены обычными полнокристаллическими разностями пород [76]. Очевидно, что в соответствии с геотермическим градиентом наиболее быстрому остыванию подвергаются те выступы интрузивов, которые выдвинуты вверх. Такими участками плутонов и являются описываемые купола и гребни.

Согласно законам физики, остывание магмы, а затем и возникших из нее пород сопровождается уменьшением их объема. По нашим расчетам, уменьшение объема гранитного расплава — породы в интервале 900 — 120°C равно приблизительно 8,4%. Причем сокращение объема в жид-

ком состоянии составляет 1,3%, в процессе кристаллизации — 5,1% и при остывании уже твердых пород — 2% первоначального объема внедрившейся магмы. Подробнее расчеты см. в [140, 142]. Относительно быстрое и неравномерное отвердевание расплава в совокупности с куполовидной морфологией рассматриваемых участков интрузивов и является основным условием того, что ряд процессов, протекающих при консолидации куполов, происходит во многих отношениях иначе, чем, например, в пределах плоских поверхностей тех же тел или в других местах. Этим обеспечивается особая роль куполовидных выступов интрузивов гранитоидов в явлениях возникновения всех описанных структур и минеральных, в том числе рудных, новообразований, в явлениях практической реализации потенциальной рудоносности гранитоидов.

Каковы особенности дальнейшего формирования куполов? После сравнительно быстрого возникновения коры закалки охлаждение внутренних частей купола несколько замедляется, в этом периоде система представляет собой сочетание облегающей жесткой корки и еще подвижного расплава, находящегося внутри нее. Но процесс охлаждения, а также термическое сокращение объема купола продолжают. При этом сокращение объема кристаллизующегося внутри купола расплава осуществляется быстрее и в целом на величину значительно большую, чем сокращение объема пород уже затвердевшей корки [142].

Напомним, что этот процесс происходит в гравитационном поле Земли. Это обстоятельство играет существенную роль в формировании куполов. Но на корке закалки и на внутрикупольном кристаллизующемся расплаве оно отражается по-разному. Кристаллическая корка представляет собой жесткую аркообразную «конструкцию». Как известно, такие формы обладают высокой несущей способностью. Иначе говоря, такая корка находится в фиксированном положении или близком к нему.

Другое дело — расплав внутри купола. При охлаждении и кристаллизации вплоть до образования каркаса соприкасающихся кристаллов изменение объема расплава под воздействием силы тяжести будет сопровождаться его оседанием. Между фиксированной жесткой коркой и оседающим внутри купола расплавом должно возникнуть растяжение, которое в определенный момент приведет к отрыву кристаллизующегося и оседающего расплава от корки, т.е. к возникновению какой-то полости. Таким образом, система уподобляется жесткому своду, внутри которого развивается «свободное» пространство.

В технике давно известно о повышенной несущей способности арки и сводообразных конструкций. Эффект обусловлен тем, что в них материал работает практически только на сжатие. Горняками разработана теория несущей способности кровли сводообразных горных выработок, так называемая теория свода. Она применима к формированию рассматриваемых структур надкупольных зон магматических тел, поэтому ниже мы еще будем говорить о ней. Здесь же отметим лишь то, что своды естественного равновесия пород возникают даже в относительно слабо связанных толщах. В более монолитных породах они более устойчивы. Очевидно, что если такой свод чем-то армируется, укрепляется, то устойчивость его возрастает еще более. В строительном деле сводообразные

перекрытия армируют различными материалами, в том числе первоначально жидкими, а затем твердеющими и превращающимися в «камень», например обычные цементные растворы.

Нетрудно видеть, что процесс возникновения коры закалки на поверхности интрузивного купола подобен цементации, т. е. армированию сводов. Такое армирование обусловлено «привариванием» расплава к вмещающим породам, цементацией, залечиванием трещин, тем, что приконтактовые породы твердеют быстрее и образуют мелкозернистые разности — зоны закалки. Как указывают В. В. Ржевский и Г. Я. Новик [158, с. 42], мелкозернистые породы обладают более высокой прочностью, чем породы того же состава, но крупнозернистые. Но главное — что эти породы в пределах свода работают в основном на сжатие. Для гранитов предел прочности на сжатие составляет 1000—2500 кг/см², а на растяжение — лишь 100—150 кг/см² [158, с. 181].

Давление же перекрывающих интрузивы пород на рассмотренных глубинах (до 2 км), согласно среднему геобарическому градиенту (1 атм на 3,7 м глубины [57]), примерно 550 кг/см². Как можно видеть, куполовидные структуры интрузивов гранитоидов могут обладать высокой несущей способностью и выдерживать нагрузку перекрывающих пород (в отсутствие тектонических движений).

Ниже напряженного свода действуют силы растяжения (гравитационные и термоусадочные силы). Равнодействующая этих сил направлена вниз и осуществляет отрыв кристаллизующегося расплава от коры быстрого охлаждения, формируя общую зону растяжения, разуплотнения внутри купола.

Общая морфология области растяжения определяется сверху сводообразной границей коры закалки, а снизу поверхностью оседающего расплава, который, как и всякая жидкость в гравитационном поле, стремится занять горизонтальное положение. Поэтому в куполах, более или менее протяженных по горизонтали, область растяжения будет иметь также субгоризонтальное очертание. Для локальных выдвинутых вверх куполов, вследствие сравнительно быстрого их застывания, характерна сводообразная морфология зон растяжения.

Как уже отмечалось, крайним морфологическим и структурным следствием растяжения является появление разрывов внутри куполов, т. е. каких-то полостей.

Поскольку термоусадочные процессы продолжают длительное время — от жидкого расплава до полного остывания интрузива, то в зависимости от степени отвердевания вещества эффект растяжения реализуется в виде различных по морфологии разрывов. В начальные стадии охлаждения, когда внутрикупольный расплав представляет собой еще нормальную жидкость, возникающие полости вследствие действия сил поверхностного натяжения будут стремиться приобрести сравнительно изометричные очертания. Если разрывы происходят в совершенно твердых породах, то, естественно, возникают типичные трещины. При промежуточном кашеобразном состоянии расплава промежуточный характер приобретают и разрывы. Используя терминологию литейщиков, мы их выделили под названием «горячих» трещин [142].

Процесс образования полостей в остывающих и сокращающихся

в объеме расплавах хорошо изучен в литейной промышленности. Мы неоднократно указывали на то, что интрузивные тела являются гигантскими природными отливками, и обосновывали, что им свойственны все те процессы, которые происходят в отливках многих веществ в заводских и лабораторных условиях [141—143].

Ниже представлен ряд вертикальных разрезов отливок легкоплавких веществ из проведенных нами моделирующих экспериментов. На них хорошо видны главные принципиальные эффекты возникновения в верхних участках остывающих расплавов зон разуплотнения вещества.

На рис. 15 изображена отливка парафина, которую можно рассматривать как принципиальную схему возникновения зоны растяжения и полостеобразования в остывающих расплавах в закрытых со всех сторон емкостях с толстыми (теплоемкими) стенками. Область растяжения—полостеобразования возникла под корой закалки, залегание ее субгоризонтальное. Полости (усадочные раковины) округлые, что обусловлено малой структурированностью расплава.

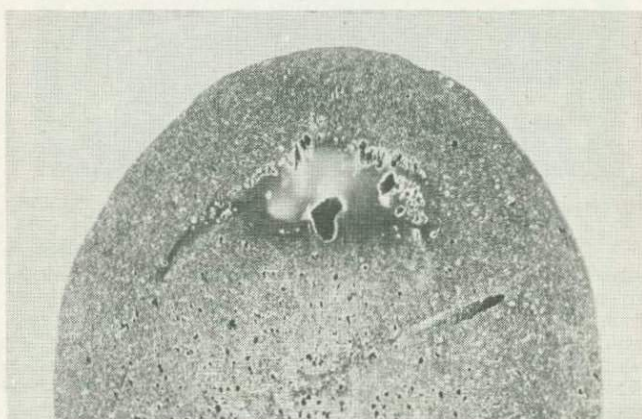
На рис. 16 изображена куполовидная отливка. Это тот же парафин с примесью тяжелого наполнителя (порошок гипса до 50% объема). Так же как и в предыдущем опыте, в верхней части купола под зоной закалки возникла область растяжения и полостеобразования. В соответствии с куполовидной поверхностью отливки зона растяжения приняла сводообразную конфигурацию. Здесь же произошла четкая дифференциация первоначально тщательно перемешанного вещества. В пределах зоны растяжения и разуплотнения парафин полностью очистился от пылеватых частиц гипса. При просверливании отливки до усадочных раковин было установлено, что внутри них возникал относительный вакуум: внешний воздух всасывался внутрь. Аналогичный эффект был установлен и в других отливках. Таким образом, зона растяжения является и зоной разрежения газообразных фаз.

При усложнении состава отливок, в частности при остывании многокомпонентных, последовательно кристаллизующихся веществ, были получены дополнительные данные, которые подтвердили все вышесказанное [142, 143]. На рис. 17 изображена куполовидная отливка состава: нафталин — около 70%, парафин — 10—15, вазелин — 10—15% объема. В верхней части отливки мы также видим зону разуплотнения и полостеобразования с крупными кристаллами нафталина внутри. В данном случае можно наблюдать последовательность формирования зоны разуплотнения. После образования верхней кристаллической корки остывания уменьшение объема еще жидкого перегретого расплава внутри нее привело к опусканию его поверхности: в верхней части зоны образовалась полость, ограниченная сверху сводообразной корой закалки, а снизу горизонтальным «зеркалом» расплава. Дальнейшее охлаждение привело к кристаллизации, т. е. к структурированию и постепенному отвердеванию расплава, что обусловило изменение реализации термоусадочного эффекта. Аналогичные явления отмечаются и в промышленных отливках (рис. 18).

На рис. 18 изображена крупная отливка металлургического шлака в ковше. Видна зона разуплотнения, возникшая в верхней части отливки. Усадочные раковины начинают появляться после того, как возникает



Р и с. 15. Вертикальный разрез отливки парафина в закрытую со всех сторон толстостенную форму. В результате уменьшения объема остывающего расплава, в верхней части отливки, под коркой заковки возникла субгоризонтальная зона растяжения, произошел отрыв оседающего расплава от корки заковки и образовались многочисленные усадочные раковины



Р и с. 16. Вертикальный разрез верхней части куполовидной отливки смеси парафина и порошка гипса (примерно по 50% объемных) в закрытую со всех сторон форму (форма разрушена и удалена). В верхней части купола под коркой заковки возникла целиком замкнутая внутри отливки сводообразная зона разуплотнения и полостеобразования. Здесь же произошла дифференциация первоначально тщательно перемешанного вещества. В пределах зоны разуплотнения парафин совершенно очистился от пылеватых частиц гипса. Справа — след от сверла

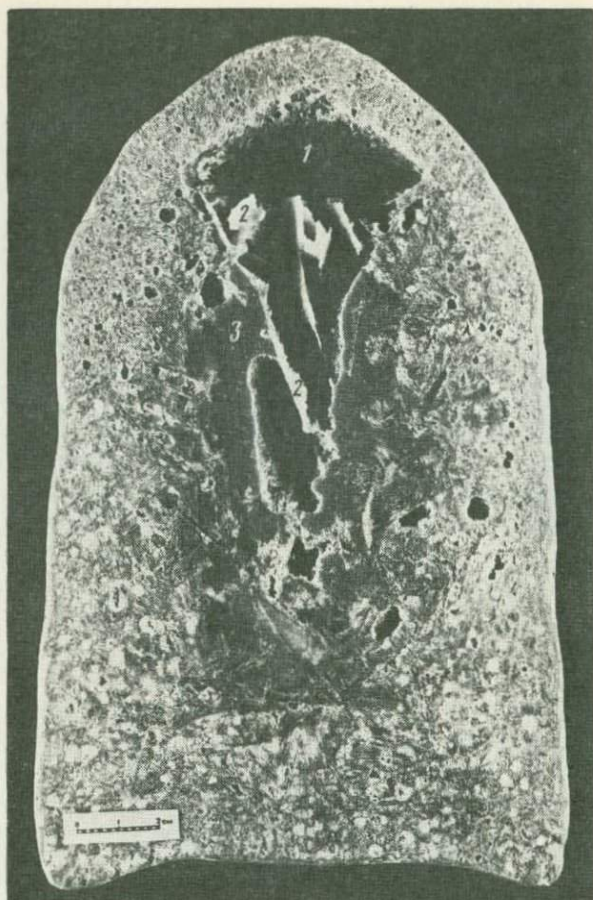


Рис. 17. Вертикальный разрез отливки (смесь: нафталин 70—75, парафин 10—15, вазелин 10—15 об.%, добавлен краситель) в закрытую со всех сторон форму (форма разрушена и удалена). В верхней части отливки под коркой заковки возникла область разуплотнения, реализовавшаяся в виде крупных усадочных раковин. Область разуплотнения формировалась в два этапа. В первый из них остывание и уменьшение объема еще жидкого перегретого расплава внутри отливки привело к опусканию его поверхности: в верхней части отливки образовалась полость (1), ограниченная сверху корой заковки, а снизу горизонтальным «зеркалом» поверхности расплава. Дальнейшее охлаждение вызвало кристаллизацию расплава, что обусловило изменение термоусадочного эффекта. На этом этапе он выразился в образовании усадочных раковин с крупными кристаллами нафталина (2). Вблизи раковин сосредоточилась очистившаяся наиболее легкоплавкая (парафин-вазелиновая) часть смеси (3)

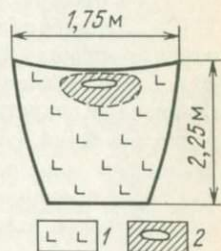
твердая корка, способная сопротивляться атмосферному давлению и выдерживать собственный вес.

Опыты с отливками показывают, что при оседании подвижной жидкости внутри куполовидной зоны заковки поверхность жидкости горизонтальна. При оседании структурированного (полужесткого, кашеобразного) вещества его поверхность сводообразна, а наибольшее зияние возникающей полости приходится на ее самую апикальную часть.

Итак, термоусадочные процессы — весьма интенсивное и масштабное явление. Все сказанное позволяет полагать, что в куполовидных выступах интрузивов гранитоидов именно ими в совокупности с силами гравита-

Р и с. 18. Вертикальный разрез отливки металлургического шлака, застывшего в ковше большой емкости. В верхней части отливки под корой заковки возникла зона разуплотнения, где образовались крупные усадочные раковины и пористость. Вокруг усадочных раковин — затвердевший шлак наиболее крупнозернистый, пегматоидного строения, образованный наиболее легкоплавкими минералами

1 — закристаллизовавшийся шлак; 2 — зона разуплотнения и пегматоидности (по [111])



ции обуславливается возникновение зон растяжения и, как следствие, разуплотнение вещества. Растяжение действует длительное время в процессе отвердевания всего купола и реализуется по-разному в зависимости от механического состояния вещества. При оседании еще жидкого расплава возникают горизонтальные слои, а при его некоторой кристаллизации область разуплотнения все больше приобретает сводообразную конфигурацию.

Наличие в интрузивах областей разрежения устанавливается замерами давлений в газово-жидких включениях минералов. Если полагать тела камерных пегматитов аналогами усадочных раковин отливок [142], давление в них должно быть меньше, чем давление при формировании окружающих гранитоидов. Эта закономерность установлена исследователями в разных массивах страны. Так, давление в камерных пегматитах в интрузивах гранитоидов Центрального Казахстана по мере их консолидации и остывания менялось примерно от 1000 до 40—30 атм [9]. Близкие данные получены и по другим районам.

Если учесть, что давление в других (не разуплотняющихся) участках плутонов весьма высокое, то совершенно очевидными становятся реальные силы, способные обусловить подток в возникающие структурные вакансии различных одновременно возникающих флюидных фаз и образование там минеральных тел, в том числе рудных.

Таким способом в пределах куполовидных выступов интрузивов гранитоидов образуются тела камерных и жилородных пегматитов кварц-полевошпатовых и кварцевых жил, зоны интенсивной грейзенизации. В относительно поздние периоды формирования куполов в зоны внутрикупольного отслоения нередко прорывается расплав из несколько ниже расположенных горизонтов интрузива и образуются пологие, сводообразные дайки.

В целом система купола в период его остывания работает как насос, собирающий в своих пределах одновременно образующиеся подвижные фазы. Этого практически лишены другие части того же магматического тела, например горизонтальные участки кровли, которые не способны выдерживать нагрузку перекрывающих пород и поэтому при уменьшении объема оседают, не оставляя свободного пространства для формирования минеральных новообразований по указанному способу.

Сам механизм выполнения для различных минеральных новообразований (даек жильных пород, пегматитов, гидротермальных жил, зон метасоматитов и т. п.) мы в данном изложении не рассматриваем. Это особая тема. Многие ее аспекты разработаны, мы также затрагивали их ранее [142]. Задачей настоящей публикации было показать лишь главную и общую причину, обуславливающую собирание в купола всех подвижных фаз, существующих в течение всего периода консолидации и остывания гранитов. Конкретной силой движения флюидных фаз является тот перепад давлений, который существует в пределах купола в процессе формирования зоны разуплотнения. Действующие силы вполне достаточны для перемещения в возникающие структурные «ловушки» не только водных растворов и газов, но и расплавов [142].

Заканчивая изложение механизма формирования куполов, необходимо отметить еще одну важную особенность. Она является следствием масштабности магматических тел.

Масштабностью магматических тел, их медленным остыванием и постепенностью процесса отвердевания обусловлена цикличность процесса оседания расплава-породы в пределах купола, что не всегда удается заметить в малых объемах отливок. Это выражается в описанной «этажности» расположения полостей, трещин и выполняющих их минеральных тел. Цикличность оседания расплава становится возможной начиная с периода массовой кристаллизации. В этот период расплав приобретает свойства неньютоновской жидкости, т.е. среды, реологические свойства которой отвечают твердым телам. Как известно из механики сред, в таких телах напряжения реализуются в виде подвижек только после преодоления некоторой величины (предельного напряжения). Для накопления напряжений, достаточных для осуществления очередного импульса сдвига, необходимо некоторое время. Поэтому все сдвигения в твердых или твердообразных средах осуществляются импульсивно — после относительно продолжительного периода накопления напряжений происходит подвижка, и система вновь приходит в относительно спокойное состояние.

Поскольку в куполовидных выступах гранитоидов процесс охлаждения медленный и направлен сверху вниз, то кристаллизация, уменьшение объема вещества и полостеобразование происходят в виде последовательных «слоев» также сверху вниз. Все это обуславливает этажное расположение возникающих структурных вакансий. Вследствие этого и выполняющие такие структурные вакансии минеральные одновременные тела также располагаются этажно.

Более глубокие горизонты интрузивов остывают уже в другом режиме более медленно. Такой режим носит название объемного. В процессе его термоусадочные напряжения практически не возникают. Следовательно,

не возникают и разрывы. Это обеспечивает то, что с глубиной постепенно исчезают и минеральные тела и даже наиболее поздние из термоусадочных нарушений — трещины пластовой отдельности.

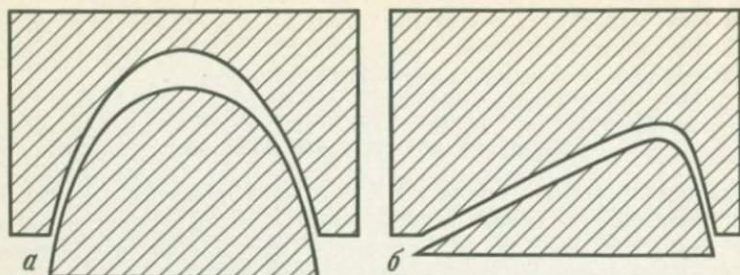
Формирование надкупольных зон

Хотя термоусадочные процессы наибольший объемный эффект дают внутри куполов, в целом купола также уменьшаются в объеме. Кроме того, они оседают и в процессе охлаждения и уменьшения объема всего интрузива. Это означает, что между уменьшающимся в объеме оседающим куполом и перекрывающими его породами (в случае сохранения ими фиксированного положения) также возможно растяжение и появление разрывов, т. е. возникновение потенциальной пустоты, которая вероятна по границе с кровлей купола или вблизи нее. Следует отметить, что этот процесс происходит на фоне разогревания вмещающих пород, а затем последующего их охлаждения примерно на ту же величину. Такое последовательное и разное по знаку изменение объема вмещающих интрузив пород не может высвободить в системе каких-либо потенциальных объемов, однако существенно влияет на развитие трещинообразования и дезинтеграции пород.

Процесс же остывания магматического тела и термическое сокращение его объема однозначны. Этим обусловлена потенциальная возможность возникновения свободного пространства вблизи таких тел, особенно в надкупольных зонах. Общая морфология такого потенциального пространства должна в целом отвечать структуре купола, т. е. быть тоже сводообразной. Однако ее мощность или потенциальное зияние будут различными в разных точках поверхности купола. На рис. 19, а, б показано, что наибольшей мощностью такая формирующаяся пустота сможет обладать в самой верхней ее части. Так оно и бывает в действительности. Мы отмечали, что в самых верхних участках куполов возникают штокшейдеры и кварцевые «шляпы». В некоторых случаях отмечаются сплошные кварцевые «рубашки» и, как правило, развивается грейзенизация. Все эти процессы свидетельствуют о том, что и в этих участках, как и внутри купола под корой закалки, имело место растяжение и возникло потенциальное свободное пространство. В случае асимметричного наклона поверхности купола наибольшее зияние трещины отрыва при его усадке смогут получить над более пологим контактом. Вдоль крутого склона будут преобладать перемещения сдвига (см. рис. 19, б). Это определяет то, что минеральные новообразования, например тела пегматитов и т. п., охотнее располагаются над пологими склонами куполовидных интрузивов.

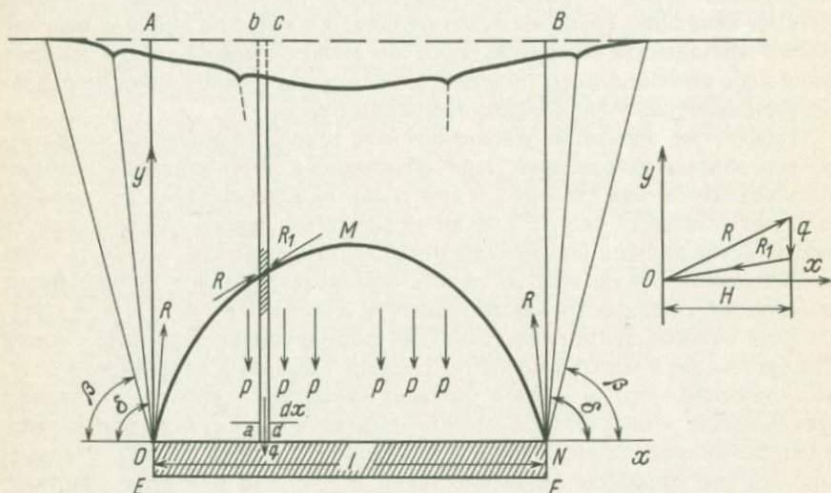
Однако процесс возникновения потенциального свободного пространства в надкупольных толщах этим не ограничивается. В них возникают более удаленные от интрузива трещинные зоны, многие из которых также фиксируются по наличию соответствующей морфологии минеральных тел (см. рис. 14, б, в, д, з, и, к).

Как отмечалось, в настоящее время детально изучены особенности механического состояния пород разной связности, залегающих над пустотами, образующимися в недрах земли (в основном над глубоко-



Р и с. 19. Опыты, иллюстрирующие морфологию полостей, возникающих при опускании сводообразных блоков внутри фиксированной арки

a — симметричный блок. Наибольшее зияние полость имеет в апикальной части. Здесь происходит отрыв. Чем ниже по склонам свода, тем полость уже, и преобладает сдвиг; *б* — то же, при опускании несимметричного блока. Наибольшее зияние полость имеет вдоль пологого контакта блока



Р и с. 20. Схема действия сил на элементы породы над протяженной по горизонтали пустотой, расположенной в недрах земли. Общий характер напряженного состояния пород и характер деформаций над такой пустотой определяются сводообразной кривой давления, которая является результирующей сил, действующих на породы кровли

Подробнее см. в тексте

залегающими протяженными по горизонтали горными выработками). Это привело к созданию так называемой «теории свода». Суть ее заключается в том, что если в недрах земли возникает какая-то полость, то часть пород, непосредственно перекрывающих ее, обрушится, а несколько выше залегающие — нет. Они сохраняют устойчивое равновесие, причем поверхность, по которой произойдет обрушение, будет сводообразной. В основе этого явления также лежит действие сил сжатия.

Согласно теории, общий характер напряженного состояния пород

над возникшей достаточно протяженной по горизонтали пустотой, а следовательно, и характер деформации этой породы определяются сводообразной кривой давления, которая представляет собой результирующую сил, действующих на породы кровли. Такими силами на сравнительно небольших глубинах, где еще не сказываются пластические деформации пород¹, являются, с одной стороны, вес пород над пустотой (силы P на рис. 20), с другой — силы реакции, т. е. сжатия боковых массивов пород (силы R). Если в толще перекрывающих пород выделить элементарный участок в виде столба $abcd$, то на него будут действовать сжимающие силы левой и правой частей общего массива пород (R и R_1) и вес выделенного элементарного столба пород, равный

$$q = Yhdx.$$

Силы R и R_1 направлены навстречу друг другу и по касательной к кривой свода. Эти три группы сил (q , R и R_1) уравнивают друг друга, создавая общее статическое напряженное состояние сжатых пород и их устойчивость. Поэтому сам свод называют сводом равновесия. Породы внутри свода могут под действием гравитационных сил обрушиться, а выше него — за счет возникновения аркообразной напряженной конструкции сохранять механическое равновесие.

Теория свода проверена и подтверждена расчетным путем и экспериментально различными методами. Картина распределения линий равных напряжений над горизонтально протяженной пустотой по расчетным данным изображена на рис. 21 [54]. На рис. 22 представлено распределение линий равных напряжений над пустотой по данным поляризационного метода.

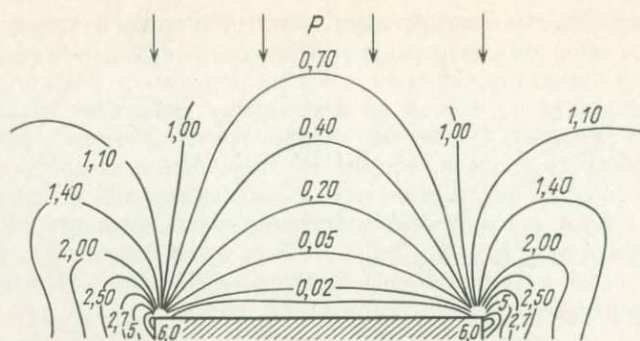
Еще в 1816 г. Брюстер (Brewster) нашел, что некоторые материалы в напряженном состоянии в поляризованном свете изменяют оптические свойства. Позже была установлена степень зависимости изменения оптического эффекта от характера напряжения. Оптический поляризационный метод стал применяться для различных практических целей, в том числе и для моделирования напряжений в горных массивах.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и К. К. Зайцев впервые применили метод для установления напряжений в массе пород над выработанным пролетом тоннеля. Они установили, что «получилась совершенно ясная картина местного прогиба и образования естественного свода, защищающего тоннель от давления, передаваемого от вышележащих достаточно удаленных слоев», и что «только огражденный сводом грунт непосредственно давит и может обрушиться со временем в штольню» [113, с. 25, 26].

Еще позже этот метод получил развитие при изучении давления над пространствами, получающимися в результате выработки полезных ископаемых, в основном угля. В 1937—1938 гг. ряд работ, посвященных этому вопросу, опубликовал Л. Г. Афондик [7, 8]. В 50-е годы этим методом широко пользовался В. Ф. Трумбачев [199, 200], разработавший оптимальный рецепт оптически активного материала для этих исследований на желатино-глицериновой основе.

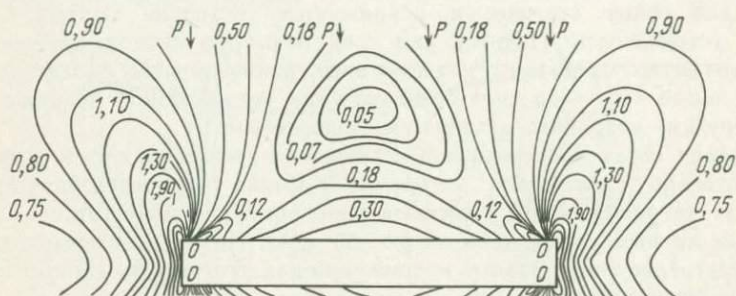
В 1974—1976 гг. аналогичный оптический эффект и также на желатино-

¹ Глубина абсолютного преобладания упругих деформаций большинства пород порядка нескольких километров [223, 225, 227].



Р и с. 21. Конфигурация линий равных напряжений в толще пород над горизонтально протяженной горной выработкой по расчетным данным (по [54])

P — силы давления горных пород



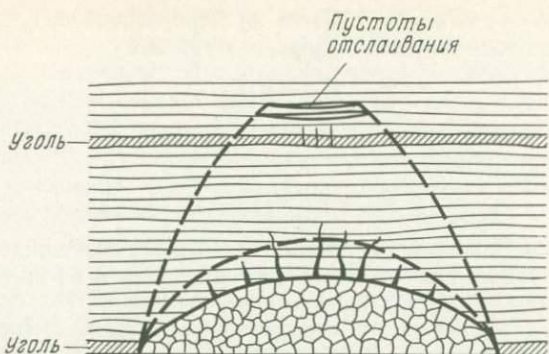
Р и с. 22. Распределение линий равных напряжений над горизонтально вытянутой пустотой по данным оптического поляризационного метода (по [8])

P — давление

тино-глицериновой массе получили И. В. Лучицкий и П. М. Бондаренко. Результаты опытов опубликованы ими в нескольких работах. К сожалению, упоминания о подобных более ранних исследованиях в их работах отсутствуют.

Как видно на рис. 22, распределение линий равных напряжений над пустотами по данным оптического поляризационного метода также близко отвечает картине, полученной другими способами.

Большое число экспериментов проведено на механических моделях, в которых массивы горных пород воспроизведены близкими по свойствам материалами. Опыты проводились уже в начале века М. М. Протождяконовым. В настоящее время этим методом пользуются весьма широко, на более совершенных моделях, хотя принцип остался тот же. Метод позволяет предвидеть те последствия, которые возникают при оседании пород в процессе проходки подземных горных выработок. Можно сказать, что сейчас ни одна система подземных разработок не производится без такого предварительного приближенного моделирования. Такие опыты проводятся на материалах, эквивалентных горным породам в условиях опыта. Обычно это песчано-парафиновые или песчано-гипсовые смеси [110].



Р и с. 23. Последовательное центробежное развитие систем сводообразных трещин над увеличивающейся в стороны горизонтальной горной выработкой. Кроме свободных систем трещин, в апикальных участках зоны сдвижения пород возникают субгоризонтальные зоны отслоения (по [183])

Все сказанное об устойчивости сводов справедливо лишь в том случае, если пустота, однажды возникнув, в дальнейшем в своих размерах не изменяется. Если же происходит увеличение пустоты, то процесс сдвижения пород не заканчивается. Новому размеру пустоты будет соответствовать и новый свод, удаленный от нее на большее расстояние. Так бывает во всех случаях при увеличении протяженности горных выработок, особенно по горизонтали, например при выработке пластобразных залежей полезных ископаемых (рис. 23), т. е. этот процесс происходит циклично.

Цикличность оседания пород вызывается и другой причиной — упомянутой периодичностью накопления напряжений и их разгрузки. Согласно теории прочностных свойств горных пород О. Мора, постепенная нагрузка, прилагаемая к ним (вообще к любым твердым телам), приводит к постепенной аккумуляции внутри них энергии, которая в определенный критический момент мгновенно реализуется и разрушает тела. Яркий и нередко наблюдаемый пример такого перерастания статического напряжения во внезапную его разгрузку — известные явления «горных ударов», происходящих в горных выработках, пройденных в крепких породах на больших глубинах. В этом случае из стенок выработок мгновенно с эффектом взрыва выбрасывается масса породы, после чего «система» снова приходит в механическое равновесие.

Зависимость деформация—время для горных пород в виде типичных кривых приведена в справочнике физических констант горных пород [192]. При приложении к породам нагрузки сначала возникают упругие деформации, которые носят обратимый характер: при снятии нагрузки порода возвращается в исходное положение. Далее следуют этапы необратимой пластической деформации, после которой наступает разрыв. Как можно видеть, для того чтобы порода разрушилась, необходимо определенное время. Тот же вывод следует и из кривых напряжений—деформация [192]. Даже при возрастании напряжения проходит некоторый период, прежде чем порода разрушается.

Для расчетов высоты сводов обрушения над пустотами в недрах

Земли предложен ряд формул. По М. М. Протодяконову [150], высота свода естественного обрушения определяется как

$$h_{\text{обр}} = a/\bar{f},$$

где a — полупролет пустоты; \bar{f} — коэффициент крепости пород. По В. Д. Слесареву [182],

$$h_{\text{обр}} = h_{\text{пол}} / (1,3 - 1),$$

где $h_{\text{пол}}$ — высота полости, над которой происходит обрушение. С. Г. Авершиным [1] предложена формула для расчетов всей активной зоны оседания пород:

$$h = \frac{22}{22 + \sqrt{H}} m,$$

где H — глубина залегания пустоты; m — вертикальный размер пустоты.

Следует подчеркнуть, что высота зон активного влияния даже над сравнительно небольшими по высоте протяженными по горизонтали пустотами в недрах земли (горными выработками) весьма значительна. Так, например, над пустотой высотой 5 м, залегающей на глубине 4000 м, амплитуда оседания поверхности земли может составить более 1 м. Таким образом, на поверхности возникает мульда проседания обычно с кольцевыми сбросовыми трещинами в плане.

Поскольку уменьшение объема остывающих магматических тел представляет собой возникновение и постепенное длительное увеличение потенциальной полости вдоль их поверхности, то и над ними неизбежно оседание перекрывающих пород. Характер проседания поверхности существенно зависит от морфологии, состава, механических свойств магматических тел.

В рассматриваемом случае уменьшения размеров гранитных куполов потенциальная пустота, образующаяся в их верхних частях, будет со временем увеличиваться как по вертикали, так и в стороны от апикальной части купола. В соответствии с этим закономерно возникающая автономная тектоника над гранитоидными куполами будет выражаться в появлении над ними последовательно, центробежно и циклично развивающихся сводообразных и этажно расположенных систем трещинных зон, ближние из которых своими крутопадающими боковыми окончаниями будут сообщаться с нижерасположенным интрузивом.

Этот процесс был нами моделирован. Модель, в которой должно было произойти оседание «пород», представляла собой толщу грунта в виде пачки горизонтальных слоев, каждый мощностью 1—3 см. Грунт составлялся из песка (размер зерна 0,5—2,5 мм) и гипса в пропорции примерно 5/1, замешивался на воде и укладывался с трамбованием. Слои отделялись друг от друга тонкими прослойками мелколистной слюды. Прочность такого грунта на разрыв (по замерам усилий разрыва палочек сечением 1, 2 и 3 см²) составляла примерно 15—30 г/см², что обеспечивало эквивалентность грунта горным породам по шкале, предложенной М. В. Гзовским [41].

Образование пустоты имитировалось постепенной, последовательной сверху вниз выемкой пачки досок, расположенных в нижней части

толщи грунта и уложенных в виде пологого купола. После каждой из выемок делались выдержки по 1—1,5 ч, в течение которых грунт оседал и приходил в равновесие. Дислокации, происходившие в грунте при выемке досок, во всех случаях были как пликативные, так и разрывные. Последовательность их развития описана в [142]. Вначале происходило прогибание слоев над пустотой и образовывались горизонтальные замкнутые полости отслоения. Затем возникали поперечные слоям трещины, и участки слоев постепенно обрушивались. Общая форма обрушившейся части грунта во всех случаях представляла собой фигуру, близкую к вытянутому вверх конусу с завершающей частью в виде свода. Выше обрушившегося грунта образовывалась зона прогибания слоев с отдельными горизонтальными замкнутыми пустотами отслоения. В целом процесс оседания грунта был последовательным, центробежным, цикличным.

Итак, над остывающими куполовидными интрузивами гранитоидов возникает специфическая, автономная тектоника. Эта тектоника синхронна с остыванием, консолидацией интрузива. Многие трещинные участки непосредственно сообщаются с магматическим телом, что естественно сказывается на развитии в надкупольной зоне минеральных новообразований, генетически связанных с гранитным массивом. Возникающие трещинные проницаемые участки являются благоприятными путями проникновения различных флюидных фаз, связанных с самим интрузивом, а также возбужденных магматическим процессом. Эти же трещинные зоны, особенно их верхние, «тупиковые», части, служат благоприятными структурными ловушками, где создаются условия для локализации новообразованных минеральных тел того типа оруденения, который фиксируется и внутри интрузивных куполов. Четкий закономерный характер этого процесса хорошо виден на рис. 14, а—к. Еще раз необходимо напомнить, что указанная картина закономерно воспроизводима только при формировании интрузивов в относительно спокойной тектонической обстановке. При воздействии на формирующийся плутон сторонних тектонических сил описанная картина автономного формирования куполов и надкупольных участков в разной степени видоизменяется или затушевывается.

Центробежное и цикличное развитие тектоники надкупольных зон обеспечивает стадийность процесса минералообразования и существенно влияет на зональность месторождений. Эти аспекты более подробно изложены нами ранее [142, 143], поэтому в данной работе мы на них не останавливаемся. Здесь мы старались акцентировать внимание на том, как особенности развития системы интрузивный гранитоидный купол-надинтрузивная зона влияют на процессы рудоконцентрирования.

Выводы

Потенциальная рудоносность магматических расплавов гранитоидов — необходимое, но недостаточное условие ее практической реализации в виде образования месторождений особенно промышленного масштаба. Во всех случаях для такой реализации обязательны дополнительные факторы, стимулирующие сочетание процессов отделения рудонесных растворов и концентрированного отложения из них полезных

компонентов. Наличие благоприятных условий рудоконцентрирования — явление достаточно редкое. Об этом свидетельствует тот факт, что даже в связи с заведомо потенциально рудоносными гранитоидами месторождения по сравнению с общей площадью массивов представляют собой лишь незначительные точки или даже отсутствуют совсем.

Причины возникновения благоприятных условий рудоконцентрирования могут иметь различную природу. Во многих случаях решающими являются структурные факторы. Развитие структур, главным образом трещинных вблизи консолидирующихся магматических тел, определяет появление путей движения рудоносных растворов и благоприятных мест отложения из них руд (структурных «ловушек»). Возникновение многих трещин и полостей обуславливает перепады давлений, необходимых как для отделения рудоносных растворов, так и для их перемещения к местам локализации.

Для рассматриваемых месторождений вольфрама, олова, молибдена кварц-грейзеновой формации одной из таких благоприятных и характерных структурных обстановок является наличие на поверхности интрузивов куполовидных выступов. Как известно, месторождения локализируются как в пределах апикальных частей куполов гранитоидов, так и в надкупольных участках перекрывающих пород.

Куполовидные выступы интрузивов гранитоидов представляют собой части магматических тел, режим формирования которых существенно отличается от формирования других участков материнских плутонов. Этим определяется их особая роль в локализации месторождений. Режим формирования куполов отражается на особенностях развития перекрывающих их пород. Поэтому в целом специфично и благоприятно для рудоконцентрирования формирование всей системы интрузивный купол-надкупольная зона.

Специфика формирования систем интрузивный купол-надкупольная зона в первую очередь проявляется в особенностях термомеханических эффектов. Они выражаются в следующем. Остывание и отвердевание выдвинутого вверх выступа происходят быстрее других частей плутона. В какой-то период по периферии купола возникает первичная кора закалки, в то время как внутри него сохраняется еще жидкий расплав. Кора закалки представляет собой жесткую аркообразную «конструкцию», способную выдерживать нагрузку перекрывающих пород (при отсутствии сторонних тектонических подвижек). Таким образом, облегчающая кора осуществляет относительную изоляцию внутрикупольного объема.

При продолжающемся охлаждении и кристаллизации термическое сокращение объема расплава, заключенного внутри купола, происходит с большей интенсивностью и на большую величину, чем уменьшение объема уже затвердевшей коры. Сокращение объема во взаимодействии с силами гравитации обуславливает оседание расплава внутри купола. В результате в верхней части его формируется область растяжения, разуплотнения вещества. Она характеризуется увеличением пористости пород, образованием миарол, разного рода разрывов и другими особенностями.

Общая конфигурация зоны разуплотнения в соответствии с огра-

ничающей зоной закалки купола также куполообразная. Конфигурация отдельных структурных элементов внутри нее, их групп и приуроченных к ним минеральных новообразованных тел сводообразная или субгоризонтальная.

В период формирования в процессе появления разновременных разрывов зона характеризуется возникновением относительного вакуума. Значительное давление (в первую очередь газовое), существующее в магматическом теле, обеспечивает возникновение сил, способных вызвать перемещение к зоне в целом и к отдельным трещинам и полостям в частности всех подвижных фаз, сохраняющихся в этот период в межзерновых пространствах кристаллизующейся массы. Таким способом образуются тела камерных и жилоподобных пегматитов, кварц-полевошпатовых и кварцевых жил, осуществляется грейзенизация и окварцевание пород купола с привнесом рудных компонентов. В результате такие купола превращаются в месторождения вольфрама, олова и других элементов кварц-грейзеновой формации.

Специфика формирования гранитных интрузивных куполов отражается и на формировании надкупольных толщ пород. Термическое сокращение объема куполовидных выступов и в целом всего массива приводит к оседанию его поверхности, т. е. к образованию в области его верхнего контакта значительного потенциально свободного пространства. При этом перекрывающие породы, переставая получать поддержку снизу, оседают вслед за опускающейся поверхностью массива. В надкупольных толщах этот процесс в связи с опережающим остыванием куполовидных выступов происходит быстрее и, следовательно, проявляется локально. В соответствии с законами механики твердых сред и горной механики процесс оседания перекрывающих пород осуществляется циклично и последовательно от купола вверх и в стороны с образованием в надкупольном пространстве этажно расположенных систем трещинных зон. Зоны имеют сводообразную, а в плане кольцевую конфигурацию и своими боковыми окончаниями сообщаются с интрузивом. Поэтому они являются благоприятными путями проникновения в надкупольное пространство магматических расплавов (кольцевые дайки), а также других флюидных фаз, возникающих при кристаллизации магмы и возбужденных во вмещающих толщах за счет энергии магматического тела и режима перепадов давлений в связи с образованием трещинных зон. В результате в надкупольном пространстве возникают минерализованные участки, по конфигурации соответствующие трещинным зонам (сводообразные), близкого с внутрикупольными состава. В соответствии с центробежным и пульсационным характером развития околоинтрузивной тектоники оседания аналогичный характер имеют и процессы образования минерализованных рудных залежей. Таким образом, процесс формирования месторождения, начатый в теле куполовидного интрузива, перемещается в надинтрузивную зону.

РОЛЬ ДАЕК В РЕШЕНИИ ВОПРОСА РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ И ЛОКАЛЬНОМ ПРОГНОЗИРОВАНИИ В ПРЕДЕЛАХ МЕДНО-МОЛИБДЕН- ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Дайки являются неотъемлемым элементом в строении плутонических и вулканических комплексов, а соответственно и формаций. В гранитоидных комплексах дайки могут быть апофизами собственно интрузивной фазы, дополнительных интрузивов, а также инъекциями из внутрикамерных частей плутонов (мелкозернистые граниты и гранит-аплиты). В вулканических комплексах дайки принадлежат жерловой, субвулканической и гипабиссально-субвулканической фациям.

Дайки гранитоидных интрузивов несут информацию не только о геохимической, металлогенической специализации магматических комплексов, но и о процессах дифференциации магмы. Подобную информацию можно извлечь из дайковых пород, комагматичных гранитоидным плутонам, т. е. даек, формирующихся при инъекции магм из промежуточных магматических камер, парагенетически связанных с гранитоидами, вскрытыми эрозионным срезом. Как уже нами отмечалось [62], в дайковых породах наблюдаются те же тенденции в поведении большинства элементов, в том числе и рудных, что и в комагматичных им плутонах, хотя их содержание в дайковых породах несколько меньше.

В сложных рудных узлах дайки часто являются единственным критерием, позволяющим разделять этапы магматизма и связанного с ними оруденения. Геологам хорошо известно мнение С. С. Смирнова, что с конкретными массивами и дайками не всегда можно генетически связывать месторождения, расположенные рядом с ними или в них же. Как показали исследования, для редкометального оруденения, связанного с гранитами, удается установить эти связи, что касается медного и полисульфидного оруденения, а в надинтрузивных зонах и молибденового, конкретные связи оказываются очень сложными и часто горные породы лишь вмещают оруденение, сами же источники оруденения находятся ниже и являются более глубинными. Об отсутствии прямых связей писал И. П. Кушнарев, рассматривая вопросы глубины образования эндогенных рудных месторождений [108]. Он подчеркивал, что разломы и трещины — главные каналы движения гидротермальных растворов.

Из всех видов дайковых пород, производных кислой магмы, наблюдаемых в современном эрозионном срезе, только онгониты представляют собой одновременно и рудные тела [79]. Во всех других видах дайковых пород установлены: а) первичная обогащенность магмы рудными элементами, б) накопление или в) отсутствие накопления рудных элементов к концу эволюции гранитного процесса. Такое отсутствие накопления молибдена и олова отмечено в Забайкалье для Джидинского комплекса нижнего палеозоя [14], урана — для сфекофенских гранитоидов (1,7 млрд.

лет) одного из районов Северной Швеции [228], где в неизменных гранитах ранней фазы и поздних аплитах содержание урана 17 г/т. Подобные закономерности установлены и в других районах мира [118].

Относительно редко в природе наблюдаются магмы, первично аномально обогащенные рудными и редкими элементами: онгониты, микроклин-альбитовые граниты, реже щелочные редкоземельные граниты [4, 118, 133 и др.]. Накопление элементов в поздних фазах интрузивных массивов, а также величина комбинированного коэффициента распределения элементов [4] служат важным геохимическим и минералогическим критерием связи редкометалльного оруденения с магматизмом.

Специальное рассмотрение факторов рудогенерирующей способности гранитоидов В. В. Ляховичем [118] привело к выводу, что суммарный эффект признаков обуславливает степень отторжения рудных и редких элементов от кристаллизующейся гранитной магмы и определяет возможность образования ими постмагматических рудных скоплений. К таким признакам отнесены длительность процесса кристаллизации (время), величина кристаллохимического рассеяния или степень эманационной дифференциации и др. Ряд исследователей [118, 172—174] отмечают, что объемы простой «неспециализированной» гранитной магмы могут поставлять в постмагматические растворы некоторые элементы в количестве, достаточном для формирования крупных месторождений.

Рудогенерирующая способность магмы [118] во многом определяется не столько содержанием в ней рудных элементов, сколько своеобразием условий становления и кристаллизации интрузий. Основным механизмом, способствующим рудогенерирующей способности гранитоидов, является извлечение из магмы или закристаллизованного гранита редких и рудных элементов при наличии благоприятных, главным образом структурно-литологических, условий и их последующая концентрация в месторождениях различных генетических типов.

Важное значение имеет степень рассеяния в ранние или степень накопления в поздние этапы становления гранитных массивов. В последнем случае дайки гранит-аплитов заключительных стадий кристаллизации гранитных расплавов представляют собой прямые критерии рудоносности гранитоидов. Запоздывание гидротермальной деятельности по сравнению с кристаллизацией магм в верхних частях гранитоидных массивов определяется необходимостью: а) достаточного времени для накопления летучих компонентов в верхних частях магматического бассейна до степени насыщения [108], б) появления достаточного количества разломов, обеспечивающих выведение гидротермальных растворов в верхние части кристаллизующихся массивов. Наиболее часто отмечаемая закономерность для рудоносных гранитоидов — накопление таких рудных элементов, как олово, вольфрам, редкие элементы, к концу магматического процесса. Особенно четко этот процесс выражен в дайковых породах, завершающих формирование интрузивов, а именно в мелкозернистых гранитах и гранит-аплитах, в которых наряду с повышенным содержанием рудного элемента появляются и соответствующие рудные минералы. Если рудные минералы обнаруживаются одновременно в гранитах собственно интрузивной фазы, то в более поздних дифференциатах наблюдаются более высокие их содержания (молибденит в дайках мелкозернистых гранитов гуджирского

комплекса в Забайкалье [14], вольфрамит в гранитных массивах Восточного Коунрада, Кара-Оба, Акчатау верхнепалеозойского возраста в Центральном Казахстане и др.).

В. С. Антипин, В. И. Коваленко и И. Д. Рябчиков, анализируя зависимость коэффициента распределения олова и вольфрама в эффузивных и субвулканических породах, пришли к выводу об отсутствии зависимости коэффициентов распределения от кремнекислотности пород и отметили, что главными концентраторами этих рудных элементов являются магнетит и слюда [4]. Наибольшие вариации коэффициента распределения этих элементов приходится на породы кислого дацит-риолитового состава. Для свинца и цинка эти же авторы установили резкое возрастание вариаций коэффициентов распределения от кремнекислотности магматических пород среднего и особенно кислого состава.

Т. Т. Ляхович и В. В. Ляхович [119] обращают внимание исследователей на то, что для многих акцессорных минералов аплитов типичны более высокие средние содержания редких и рудных элементов, по сравнению с акцессорными минералами более ранних фаз гранитоидов независимо от их рудоносности, а именно: цирконы аплитов по сравнению с цирконами ранних фаз гранитоидов, не затронутых изменениями, обогащены гафнием; апатиты — вольфрамом, висмутом; магнетиты — молибденом, оловом, цинком, медью; титаниты — цирконием; рутилы — ниобием; турмалины — медью; эпидоты — хромом; гранаты — вольфрамом. Акцессорный магнетит гранитоидов [67] содержит в среднем 90 г/т (4 пробы) вольфрама, в магнетитах вольфрамоносных гранитоидов Восточного Забайкалья — 112 г/т [37], что во много раз превышает среднее содержание вольфрама (7 г/т, 129 анализов) в магнетитах гранитоидов, вычисленного Т. Т. Ляхович и В. В. Ляховичем. Вольфрамоносные гранитоиды Восточного Забайкалья содержат повышенные содержания вольфрама [37] не только в магнетите, но и в цирконе, апатите, ильмените, рутиле и турмалине, причем наиболее высокие содержания в ильмените. В магнетите и рутиле содержания вольфрама могут достигать более 2 кг/т [119]. Таким образом, магнетит является концентратором вольфрама как в плутонических, так и в вулканических породах. Суммарным эффектом деятельности кристаллохимического и эманационного факторов В. В. Ляхович [118] объясняет появление в гранитоидах повышенных количеств рудных акцессорных минералов магматического генезиса, содержания которых в «рудоносных» гранитах в 5—10, иногда в 20—40 раз выше величины среднего содержания этих минералов в гранитах вообще.

Таким образом, даже немногочисленные сведения, приведенные выше по дайковым породам и в целом по гранитоидам, свидетельствуют о том, что геохимические и акцессорно-минерально-геохимические данные могут быть использованы как критерии рудоносности гранитоидных формаций. Они особенно наглядно выражены в мелкозернистых гранитах и аплитах из даек, завершающих формирование плутонов.

Во многих рудных полях наблюдаются сложные соотношения магматизма и оруденения. В таких рудных полях обычно бывает трудно установить характер связи оруденения с конкретными магматическими телами, так же как и оценить рудоносность магматических образований. В этих рудных полях именно дайки позволяют с наибольшей корректно-

стью решать вопросы рудоносности гранитоидов. Рассмотрим этот вопрос на примере медно-молибденовых месторождений, для которых в настоящее время предложены четыре модели — монзонитовая (Дж. Лоуэлл и Дж. Джилберт), диоритовая (В. Холлистер), гранодиоритовая (ряд исследователей в СССР) и гранитная [104], т. е. предполагается прямая генетическая связь медно-молибденового оруденения с диоритовыми, монзонитовыми, гранодиоритовыми или гранитными интрузивами. Так, например, в пределах Мегри-Ордубадского массива на Малом Кавказе в зависимости от того, в какой части массива работали те или другие исследователи, медно-молибденовое оруденение связывали с диоритами (Парагачай), монзонитами (Каджаран) и гранодиоритами (Агарак), рассматривая каждую как самостоятельную модель. Эти три месторождения, а также Кальмакырское (Средняя Азия) и Коунрадское (Центральный Казахстан) и ряд других были детально изучены автором. Изучение геолого-петрографических особенностей горных пород и руд, их взаимоотношений между собой, особенно на месторождениях, расположенных в пределах Мегри-Ордубадского массива (Малый Кавказ), позволило установить, что диориты, монзониты и гранодиориты не рудогенерирующие, а представляют собой лишь вмещающую среду, благоприятную для рудоотложения [62].

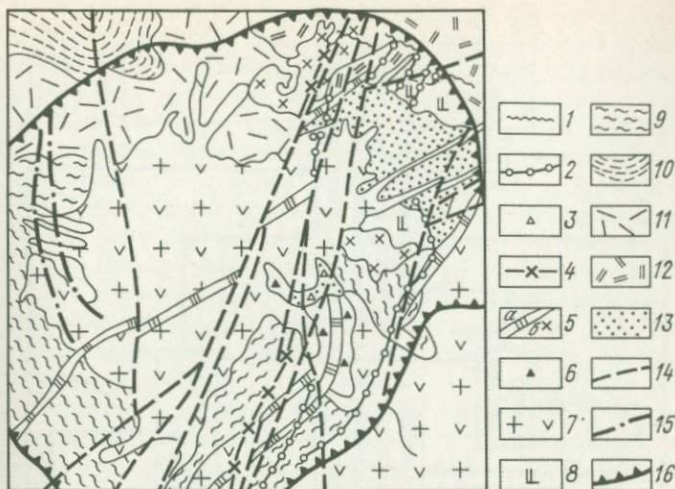
Во многих районах исследователи, изучая аксессуарные и породообразующие минералы в монзонитах, диоритах и гранодиоритах, предлагают использовать некоторые из них для поисков молибденово-медно-порфировых и полисульфидных месторождений. Так, например, К. Урунбаев [202] считает, что умеренно железистый биотит ($f' = 45-50$) является индикатором на возможность образования золото-полисульфидного и медно-молибденового типов оруденения в среднекарбонных формациях и низкотемпературного полиметаллического — в пермских. Индикатором этих типов оруденения является и магнетит. Среди объектов, которые привлекались К. Урунбаевым при изучении потенциальной рудоносности гранитоидов, было и Кальмакырское месторождение, для которого, как показали наши исследования [62], установлены более сложные соотношения молибденитовой, халькопиритовой и полисульфидной минерализации, не позволяющие связывать оруденение с самыми ранними гибридными гранитоидами, как это считалось ранее, и рекомендовать выводы К. Урунбаева о возможности привлечения магнетита гибридных гранитоидов для поисков этого типа месторождений.

Появление молибденитовой минерализации после кристаллизации дайки гранит-пегматитов мощностью от 2 см на верхних горизонтах карьера до 2,5 м на нижних (апофизы более крупного гранитного интрузива), пересекающей кварцевые сиенит-порфиры «алмалыкского типа» (Таблица I, а), и наличие обломков молибденит-кварцевых жил в гранит-порфирах «гушайского типа» (Таблица I, б) (медной — после появления субвулканических даек гранит-порфиров «гушайского типа», полисульфидной — после дайки субвулканических андезитов, лавовые фации которых развиты восточнее Кальмакырского месторождения и также содержат полисульфидную минерализацию) дают основание, учитывая также данные В. И. Капсамуна и др. [73] о различных метасоматических процессах, сопровождающих оруденение, предполагать наличие трех

рудно-магматических систем, не связанных единими магматическими источниками. Не менее интересные данные получены автором при изучении месторождения Коунрад и обобщении многочисленного фактического материала других исследователей. Рассмотрим имеющиеся материалы по этому месторождению более подробно.

Коунрадское месторождение относится исследователями к типичным медно-порфировым месторождениям [103]. Оно приурочено к одноименному поднятию и расположено в Северном Прибалхашье в области герцинской складчатости на каледонском складчатом основании. Геолого-структурная позиция месторождения определяется региональными структурами глубокого заложения. Такие объекты при использовании космических снимков соответствуют объектам третьего масштабного уровня и могут уверенно распознаваться на космических снимках по суммарной спектральной характеристике [180]. Месторождение с момента его открытия в 1928 г. привлекало внимание многих исследователей и описано среди главнейших типов рудных месторождений [33]. В процессе изучении месторождения в связи с обнаружением новых фактов и осмыслением старых схем возрастных взаимоотношений горных пород неоднократно менялись ([15, 36, 105, 128, 135—137, 152, 172, 220], а также Л. И. Сериков, В. Н. Пшеничников (1971 г.), И. З. Самонов, И. Ф. Пожарский (1978 г.)) и соответственно по-разному оценивалось место оруденения. Рассмотрим геологическое строение месторождения Коунрад и более подробно геолого-петрографические особенности дайковых пород.

Наиболее древними магматическими породами в пределах месторождения являются диабазы, метариолиты (кварцевые альбитофиры по Н. И. Наковнику), относимые к нижнекарбовым образованиям. Метариолиты превращены во вторичные кварциты и прорваны штокообразным телом гранодиорит-порфиров (монцитит-порфиров по М. П. Русакову), от которого во вмещающие породы отходят многочисленные дайкообразной формы апофизы (рис. 24). Мощность даек-апофиз этого тела, представленных, как и само тело, невадитовыми гранодиорит-порфирами, составляет 7—12 м. Одна из таких апофиз разветвляется на две — мощностью 4 и 8 м. Отметим, что в учебнике «Курс рудных месторождений» [188] это тело невадитовых гранодиорит-порфиров отнесено к дополнительной фазе гранодиоритов комплекса С₂, но, как показывает проведенное петрографическое изучение горных пород, оно является типичным представителем гипабиссально-субвулканической фации [63]. По геофизическим данным [194], форма этого тела грубоконическая с более крутым северным контактом. Петрографические особенности гранодиорит-порфиров детально описаны Н. И. Наковником [128], но без выделения генераций одноименных минералов. По нашей номенклатуре [60, 62], это невадитовые гранодиорит-порфиры, обладающие зеленовато-серой, серой до серовато-желтой окраской (в участках изменения метасоматическими процессами). Особенно четко в породе видны вкрапленники кварца, размер которых достигает 0,6—0,8 мм. Отчетливо выражена неравновесность состава вкрапленников и основной массы. Последняя обычно кварц-калиево-натриево-полевошпатовая. В слабо измененных разновидностях гранодиорит-порфиров присутствуют три генерации плагиоклаза (*Ап*₃₇₋₄₀, *Ап*₃₀₋₃₅, *Ап*₂₀₋₃₀) до альбита (наблюдаются как зо-



Р и с. 24. Схема геологического строения месторождения Коунрад (по [137] с дополнениями С. В. Ефремовой)

1 — дайки диабазов; 2 — «валунные» дайки; 3 — эксплозивные брекчии; 4 — дайки диорит-порфиритов; 5 — невадитовые кварцевые диорит-порфириты: а — дайки, б — штоки (гранодиорит-порфиры по З. М. Нурбаеву и А. И. Полетаеву); 6 — эксплозивно-гидротермальные брекчии; 7 — невадитовые гранодиорит-порфиры, гипабиссально-субвулканическая фация (порфиroidные и равномерно-зернистые гранодиориты по [137]); 8 — диабазы; 9 — вторичные кварциты по афировым риолитам (фельзиты по [137]); 10 — вторичные кварциты по кварцевым риолитам (кварцевые порфиры по [137]); 11 — вторичные кварциты по риолитам; 12 — спекшиеся туфы; 13 — вулканогенно-осадочные образования; 14 — линейные нарушения; 15 — дуговые разломы; 16 — контуры карьера

нальные, так и двойникованные зерна), две — амфибола и биотита. В основной массе наряду с кварц-полевошпатовым веществом в отдельных участках присутствуют плагиоклаз, амфибол, биотит. Кроме того, встречаются магнетит, апатит, титанит, циркон. Из вторичных минералов по плагиоклазу развивается серицит, по амфиболу — хлорит и эпидот, по биотиту — хлорит и рутил, карбонат — по любому из этих минералов, развитых во вкрапленниках и по основной массе породы. По гранодиорит-порфирам неравномерно развиты окварцевание, серицитизация и пропилитизация. Состав газов во включениях в цирконах свежих и пропилитизированных разновидностей гранодиорит-порфиров, по данным А. П. Берзиной, В. И. Сотникова и В. И. Шугуровой [16], оказался одинаковым по составу (группы HCl и CO_2), но различающимся количественно. В первых из них содержание газов (в мас. %): группы HCl — 38,0; 28,7; CO_2 — 62,0; 71,3, а в пропилитизированных: группы HCl — 17,7; 16,9; 28,4; CO_2 — 32,0; 48,8; 22,4, т. е. заметно ниже.

В восточной части месторождения в области контакта диабазов, вторичных кварцитов по риолитам и невадитовых гранодиорит-порфиров наблюдаются эксплозивно-гидротермальные и эксплозивные брекчии. Они впервые замечены А. Н. Строгановым, выделены и описаны З. М. Нурбаевым, А. И. Полетаевым [135, 136], а позднее изучались Б. Г. Башкиро-

вым [15]. В эндоконтактной зоне невадитовых гранодиорит-порфиров тела гидротермально-эксплозивных брекчий прослежены в карьере с горизонта 680 м до горизонта 500 м. Центральное кольцеобразно изогнутое овальное тело имеет размеры 120×150 м, а южное, вытянутое в северо-восточном направлении, — 70×230 м. Обломки в обоих телах представлены невадитовыми гранодиорит-порфирами, метариолитами (фельзитами и кварцевыми порфирами по З. М. Нурбаеву и А. И. Полетаеву [136, 137]). Они интенсивно окварцованы, серицитизированы, содержат вкрапленность халькопирита и прожилки кварца с халькопиритовой минерализацией. Размер обломков от 1 см до 1,5 м, редко до 3 м и более. Наблюдаемые обломки окатаны и перемещены в пространстве. Эксплозивные брекчий принадлежат нескольким генерациям [15, 136]. Чем позднее они образовались, тем обломки в них более окатаны [15]. Размер тел до 120×300 м.

Таким образом, в пределах Коунрадского месторождения устанавливается неоднократное проявление процессов брекчирования. С обнаружением на месторождении эксплозивно-гидротермальных брекчий исследователям Коунрада удалось установить место медной минерализации в гидротермальном постмагматическом процессе (рис. 25). Такие эксплозивно-гидротермальные брекчий З. М. Нурбаев и А. И. Полетаев рекомендовали использовать в качестве одного из первостепенных поисковых признаков на руды коунрадского типа, так как их появление предшествует образованию медных руд и именно в них особенно широко развит халькопирит.

Следующей возрастной группой горных пород, развитой на месторождении, являются дайки кварцевых диорит-порфиров. На ранних этапах их изучения Н. И. Наковник предполагал, что они постепенно переходят с глубиной в гранодиорит-порфиры. По мере проходки карьера была доказана их самостоятельность на основании того, что дайки кварцевых диорит-порфиров прорывают невадитовые гранодиорит-порфиры (Таблица 1, в) и эксплозивно-гидротермальные брекчий. Впервые дайки кварцевых диорит-порфиров описала К. С. Газизова [36]. Простирающие одной из них меридиональное, падение на восток под углом 70° , мощность до 1 м, простирание второй дайки северо-западное 290° , падение на северо-восток под углом 35° при мощности 2 м и длине 50 м. Позднее [137] были встречены еще четыре дайки кварцевых диорит-порфиров северо-восточного простирания ($20-40^\circ$) с крутым падением на юго-восток ($70-80^\circ$) мощностью от 3—4 до 50—60 м, в раздувах до 80 м. Они прорывают невадитовые гранодиорит-порфиры, нижнекарбонные диабазы, метариолиты, а также гидротермально-эксплозивные брекчий. Кварцевые диорит-порфиры содержат ксенолиты нижнекарбонных диабазов, особенно в зонах эндоконтакта их с коренными выходами.

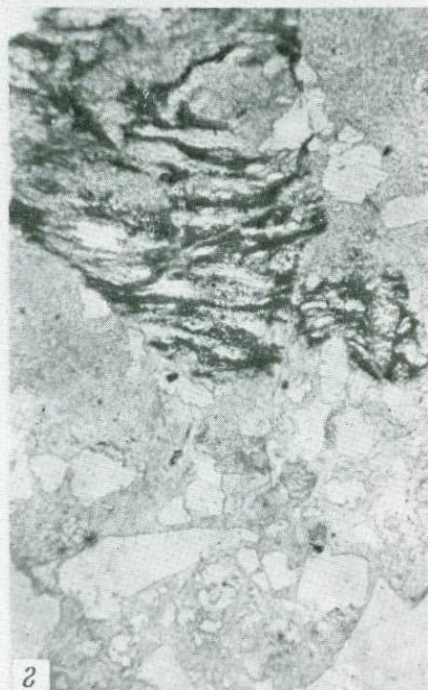
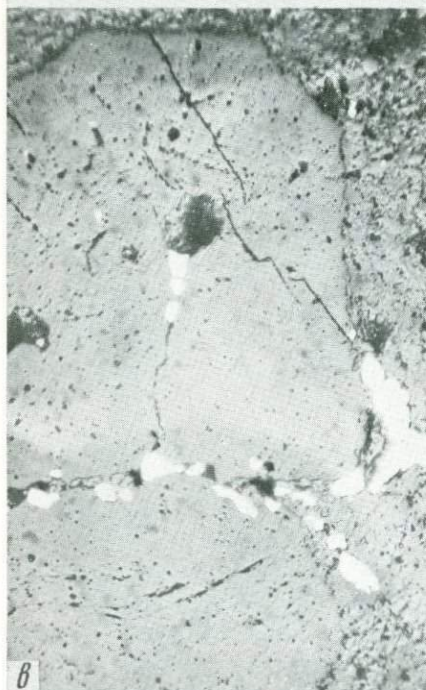
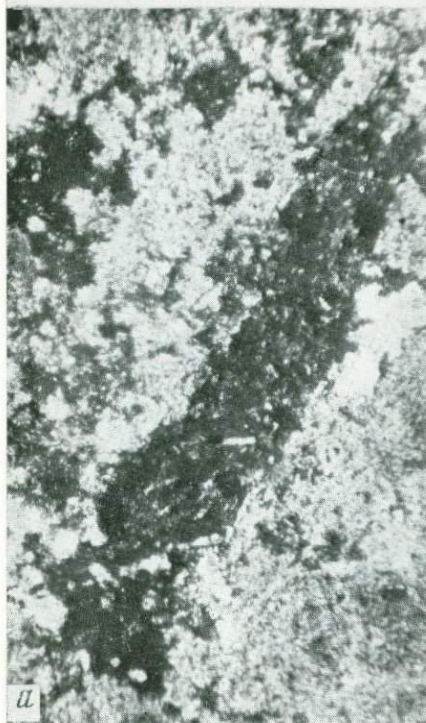
Дайки кварцевых диорит-порфиров имеют темно-серую, почти черную окраску, создаваемую главным образом основной массой породы. Они содержат во вкрапленниках три генерации плагиоклаза (от андезина An_{35-38} до олигоклаза An_{25}), две генерации амфибола, редко две генерации биотита и одну кварца. В основной массе наблюдаются те же минералы, но в более зернистых разновидностях увеличивается доля квар-

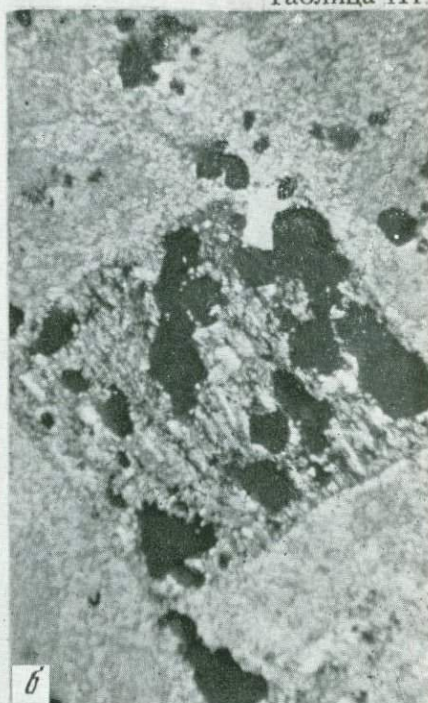
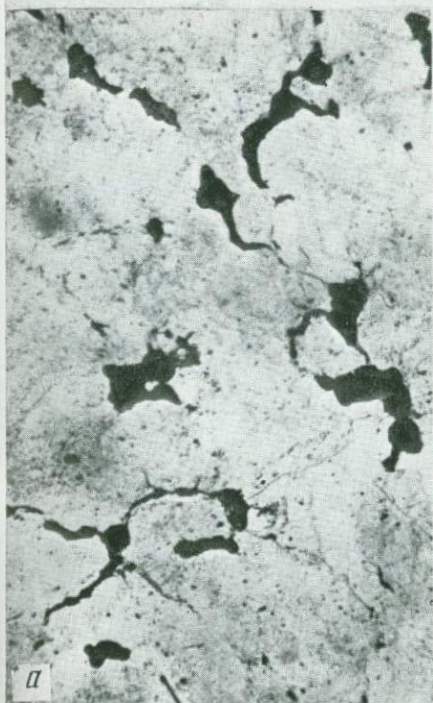
ца, присутствуют магнетит, редко апатит, рутил. Из вторичных минералов развиты эпидот, серицит, хлорит. По сравнению с гранодиорит-порфирами в этих породах вкрапленники одноименных минералов заметно меньше по величине, и в целом порода содержит меньше кварца. Основная масса пород более тонкозернистая пойкилитовая или очень слабо поляризующая на свет. Последняя особенно характерна в зонах контакта даек с вмещающими породами. В кварцевых диорит-порфиритах в отличие от гранодиорит-порфиров вкрапленники последней генерации обладают линейной ориентировкой, особенно хорошо проявленной в зонах эндоконтакта (Таблица 1, б), что свидетельствует об их зарождении и кристаллизации еще до окончательной кристаллизации магмы. К контакту с вмещающими породами кварцевые диорит-порфириты, хотя и сохраняют порфировидность, но величина вкрапленников несколько уменьшается. Кварцевые диорит-порфириты, так же как и гранодиорит-порфиры, соответствуют невадитовым разновидностям горных пород. Оба вида горных пород по своим петрографическим особенностям принадлежат к горным породам, типичным для гипабиссально-субвулканических фаций, широко развитых в Прибалхашье [63]. По петрохимическим особенностям оба вида горных пород принадлежат к нормальному ряду (рис. 26).

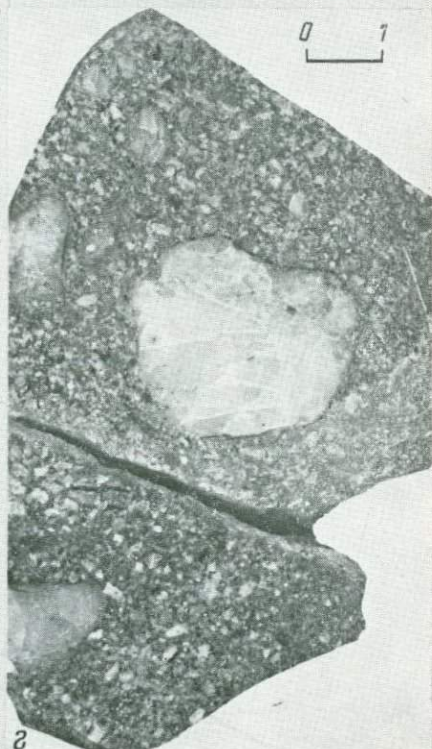
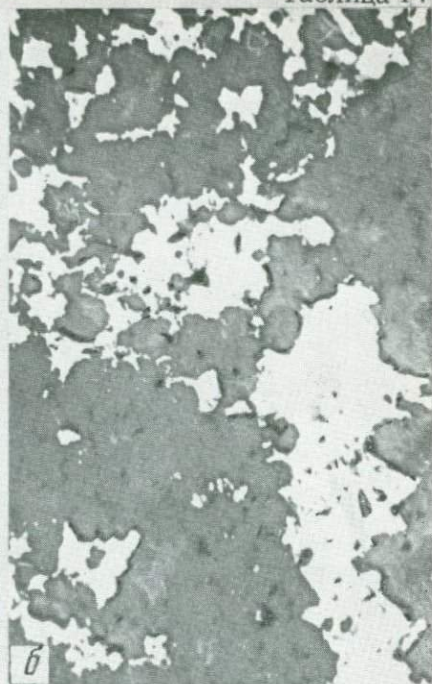
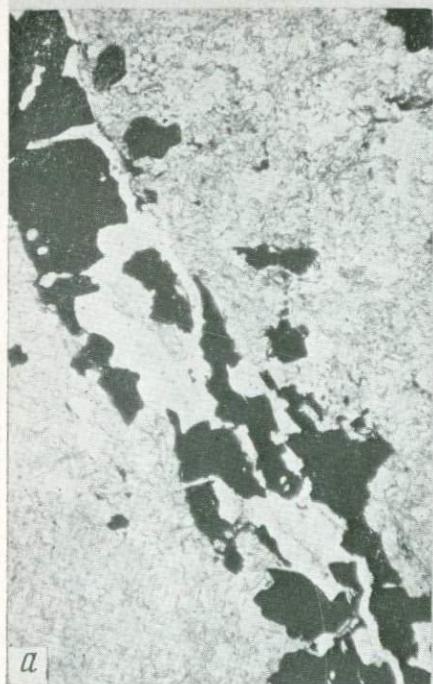
Брекчирование в пределах Коунрадского месторождения проявлялось и после образования даек кварцевых диорит-порфиритов. Часть таких брекчированных пород выделена в отдельную группу. Они приурочены главным образом к линейным трещинам северо-восточного направления, форма их либо дайкоподобная, жильная либо линзообразная. Размер таких брекчиевых тел 30×160 , 20×60 м. Обломки в них представлены кварцевыми диорит-порфиритами, невадитовыми гранодиорит-порфирами, реже метариолитами и их туфами, а также диабазами и преобладают над цементом. Эти брекчии содержат также обломки взрывно-гидротермальных брекчий с рудной минерализацией и жильным кварцем, причем рудные минералы присутствуют в обломках в виде как скоплений, так и рассеянной минерализации. Размеры обломков от долей до 4—5, реже 15—20 см. Цемент брекчий состоит из угловатых, полуокатанных обломков кварца, полевых шпатов, более округлых и часто вытянутых обломков гранодиорит-порфиров, метариолитов, диабазов, кварцевых диорит-порфиритов.

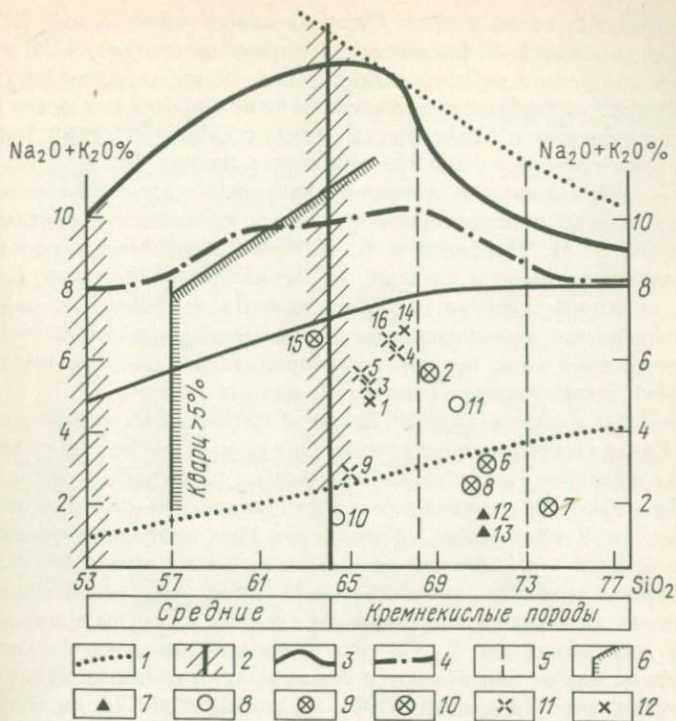
При картировании брекчиевых тел вне контура богатых руд Б. Г. Башкиров [15] описал своеобразные брекчии многократного дробления по гранодиорит-порфирам, которые при последующем дроблении залечивались гранит-порфирами. А. И. Полетаев считает, что такие брекчии и гранит-порфиры на месторождении отсутствуют. Нами в пределах Восточно-Коунрадского массива, расположенного восточнее Коунрадского месторождения, перпендикулярно так называемому «пикообразному отвалу», наблюдалась одна дайка полифировых гранит-порфиров [61], являющихся аналогами гранит-порфиров в пределах Коунрадского месторождения. Северо-западнее наблюдаемого брекчиевого тела, по Б. Г. Башкирову [15], был вскрыт шток гранит-порфиров, в плане имеющий сложную конфигурацию, площадью 60×105 м. Падение гранит-порфирового тела на юг под углом 45—48°. Этот автор в участке разви-











Р и с. 26. Положение составов горных пород месторождения Коунрад на диаграмме $SiO_2-(Na_2+K_2O)$ [120]

1 — область распространения химических составов магматических пород; 2 — границы разделения горных пород на группы по содержанию кремнезема с полями неопределенности; 3 — область распространения субщелочных пород; 4 — нижняя граница бесфельдшпатоидных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 5 — границы разделения горных пород на подгруппы; 6 — границы распространения кварца (более 5%); 7 — цемент explosивных брекчий; 8 — гранодиорит-порфиры из обломков в explosивных брекчиях; 9 — кварцевые диорит-порфириты (дайка); 10 — невадитовые гранодиорит-порфиры измененные; 11 — невадитовые гранодиорит-порфиры слабоизмененные; 12 — невадитовые гранодиорит-порфиры неизмененные. Использованы химические анализы: 1—8 — [128], 9—13 — [36], 14—16 — [179]

тия гранит-порфиров описывает наличие своеобразной «камерной» брекчии, содержащей во фрагментарном материале обломки невадитовых гранодиорит-порфиров, обломки руд главной медной фазы рудообразования и обломки гранит-порфиров.

Еще более молодыми образованиями в пределах Коунрадского месторождения являются так называемые «валунные дайки и жилы» [15]. Такие брекчированные «дайки» З. Г. Нурбаев и А. И. Полетаев [135—137] описали под названием «гальковые». Они отмечали, что «гальковые дайки» прорывают все породы, кроме даек диабазов, которые рассмотрим ниже. «Валунные дайки» наряду с обломками, типичными для других типов брекчий, содержат также обломки гранитов и гранофилов, не известных на самом месторождении. Мощность «даек» от 0,15 до 2 м при

длине до первых сотен метров. Одна из «даек» имеет длину 880 м при мощности до 10 м. Б. Г. Башкиров наблюдал «валунные дайки и жилы» на восточном фланге месторождения в виде серии параллельных тел северо-восточного направления с падением на юго-восток под углом 70—75° и северо-западного с падением на северо-восток под таким же углом. Эти «дайки» состоят из хорошо окатанных мелких (от 2—7 до 15 см) обломков, заключенных в каолин-серицитовую массу. Обломки всегда округлые, иногда с характерной чешуйчато-сферической отдельностью. По данным З. М. Нурбаева и А. И. Полетаева, цемент песчанистый или микробрекчиевый и состоит из лепидогранобластовых агрегатов кварца, серицита, хлорита, а также доизита и глинистых минералов.

Таким образом, приведенные выше данные показывают наличие сложных соотношений даек, брекчий и минерализаций и то, что именно дайки помогли решить вопрос о возрасте медных руд.

Единичные дайки диабазов вскрыты карьером на северо-восточном фланге Коунрадского месторождения. Они прорывают не только шток гранодиорит-порфиров, но и дайки кварцевых диорит-порфиров. Дайки диабазов имеют северо-западное простирание (290—300°) и мощность от 0,5 до 1 м. К сожалению, соотношения даек диабазов с телами брекчий отсутствуют и их обломки не наблюдаются в брекчиевых телах. Решить вопрос о возрасте даек диабазов также не представляется возможным, так как диабазы в Северном Прибалхашье известны в широком возрастном диапазоне — от C_2 , C_3 —Р и Р, где по отношению к соответствующим гранитоидам они являются более молодыми образованиями.

По геофизическим данным [194], на глубине 2,0—2,5 км непосредственно под месторождением Коунрад наблюдается крупная отрицательно гравитирующая масса, что свидетельствует о возможности наличия на глубине гранитов. Присутствие гранитов на глубине, по нашим данным, устанавливается в восточной части карьера и геологическими методами, а именно диабазы нижнего карбона, невадитовые гранодиорит-порфиры, дайки кварцевых диорит-порфиров интенсивно биотитизированы — типичный контактовый метаморфизм роговиковой фации, вероятно, связанный с формированием Восточно-Коунрадского гранитного массива, радиологический возраст которого соответствует верхнему карбону—перми (табл. 27) [134]. Наиболее интенсивно обычно биотитизируется амфибол (Таблица I, *г*, II, *а*). Радиологические данные по гранодиорит-порфирам дают основание предполагать их среднекарбонный возраст (см. табл. 27) [15, 152]. Как было показано выше, более поздние брекчиевые дайкообразные тела выносят обломки гранитов и гранофиров, не известных на самом месторождении, но встречающихся в коренном залегании восточнее месторождения, т. е. наличие на глубине гранитов не только не вызывает сомнений, но и подтверждается прямыми геологическими данными.

Кратко рассмотрим данные о распространении оруденения в пределах Коунрадского месторождения, геохимические особенности дайковых пород, минералого-геохимические особенности прожилкового кварца и некоторых рудных минералов месторождения. В первые годы изучения месторождения геологи детально исследовали эту зону вторичного сульфидного обогащения, которая, начиная с глубин 150—300 м от поверх-

Радиологический возраст горных пород и минералов

Номер образца	Объект	Горная порода или минерал	Метод	Возраст, млн. лет	Литературный источник
1070	Коунрад	Валовая проба гранодиорит-порфира	K-Ar	329 ± 10	[152]
1071	"	То же	"	319 ± 10	[152]
	"	Биотит из гранодиорит-порфиров	Не указан	323	[15]
	"	То же	K-Ar	324 ± 10	[15]
	"	"	K-Ar	323 ± 10	[15]
4093	"	Серицит из рудной зоны	Не указан	313	[15]
4093	"	То же	K-Ar	305 ± 10	[152]
	"	Медно-молибденовые руды	Не указан	279 ± 29	[15]
	Восточно-Коунрадский гранитный массив	Биотит из гранитов собственно интрузивной фазы	K-Ar	296 ± 9	[134]
	То же	Биотит из гранитов дополнительного интрузива	K-Ar	298 ± 10	[134]
	"	Мусковит из грейзена	K-Ar	306 ± 9	[134]
	"	Мусковит	Не указан	302	[15]
	"	Валовая проба среднезернистого гранита	K-Ar	305, 292, 298, 305, 276, 325	Каталог определений возраста горных пород
	"	Валовая проба мелкозернистого гранита	K-Ar	250, 186, 335	СССР радиологическими методами,
	"	Мусковит из грейзена	K-Ar	305, 200	1970 г.

ности, переходит в зону первичных руд [138, 171, 212 и др.]. Позднее было установлено, что первичные руды распространены на месторождении с глубины от 60—70 до 500 м, причем наиболее богатая минерализация приурочена к двум эксплозивно-гидротермальным телам трубчатой формы среди невадитовых гранодиорит-порфиров. В ранние годы изучения месторождения в зоне первичных руд отмечались пирит, халькопирит, небольшие количества блеклой руды и молибденита. В 1931 г. Н. И. Наковник встретил тонкий прожилок сплошного молибденита и отнес его к начальному этапу рудообразования. В 1939 г. Е. М. Янишевский [221] отмечал приуроченность молибденита почти исключительно к кварцевым и самостоятельным молибденитовым прожилкам и писал о самостоятельном положении локализации молибденитового оруденения, не вполне совмещающемся с другими рудными компонентами. Распределение молибдена в пределах рудного поля, по его данным, очень неравномерно. Позднее этому явлению исследователи перестали уделять должное

внимание и стали включать молибденит в единую стадию минералообразования [220] или относить частично к меднорудному и полиметаллическому этапам [137]. Морфология рудного тела, по мнению ряда исследователей, напоминает перевернутую чашу [2,36,137], другие предполагают изометричную форму рудного тела, третьи — конусообразную форму с безрудной центральной частью [105]. Многие исследователи подчеркивают, что рудные тела не имеют четких геологических границ и постепенно переходят в слабо минерализованные породы. Рудное тело представляет собой сеть кварцевых, кварц-сульфидных прожилков с гнездовыми выделениями и зернами рудных минералов. Кроме того, широко развита и вкрапленность в породах. Первичные кварц-прожилковые и вкрапленные руды развиты неравномерно. Среди прожилков, выполняющих различно ориентированные системы трещин, по составу выделяются: мономинеральные (кварцевые), двуминеральные (кварц-пиритовые, кварц-молибденитовые, халькопирит-пиритовые, галенит-сфалеритовые, галенит-пиритовые) и полиминеральные (пирит-халькопиритовые с блеклыми рудами, халькопирит-галенит-сфалеритовые с блеклыми рудами). В пределах Коунрадского месторождения установлено более 30 рудных минералов [137,144,220].

На нижних горизонтах, по нашим данным, наиболее распространены пирит, молибденит, халькопирит, галенит, обычно образующие как мономинеральные прожилки, так и двуминеральные (кварц-молибденитовые, кварц-пиритовые, халькопирит-пиритовые, пирит-галенитовые). Последние часто крайне извилисты и приурочены к вторичным кварцитам по риолитам. Наблюдаются и полиминеральные прожилки. В них пирит обычно появляется по мелким системам трещин в кварце и образовался позднее. Он широко развит и в виде вкрапленности как в невадитовых гранодиорит-порфирах, затронутых гидротермальными изменениями, так и во вторичных кварцитах по риолитам.

Ряд исследователей отмечали для Коунрада нетипичное для других медно-молибден-порфириковых месторождений распределение меди и молибдена. Так, ореолы распространения молибдена шире, чем меди, и участки его повышенных концентраций тяготеют к крайним фланговым частям рудного тела [51, 221]. Практическое отсутствие корреляционных связей между медью и молибденом подчеркивалось Г. Х. Гильмутдиновым и Е. В. Пучковым [43], И. С. Желваковым и М. Мирзабековым [65]. Отсутствие достоверных коэффициентов корреляции между медью и цинком, медью и свинцом, как и медью и молибденом, привело в 1969г. Г. Х. Гильмутдинова и Е. В. Пучкова к выводу, что пути и время миграции этих элементов различны. Слабую обратную связь между медью и молибденом подчеркивали для Коунрадского месторождения В. А. Чевердин и А. А. Қалаченко [210]. Они отмечали, что с глубиной наблюдается уменьшение содержания меди, увеличивается разброс содержания молибдена при слабом уменьшении с глубиной; содержания серы практически постоянны, с небольшим ростом на глубину, что объясняется увеличением количества пирита.

Наши минералогические исследования дают основание объяснить установленные закономерности разобщенностью основной медной (халькопирит в виде вкрапленности и кварц-халькопиритовых прожилков),

молибденитовой (кварц-молибденитовые жилы и прожилки) и полисульфидной (галенит, пирит, сфалерит, редко халькопирит) минерализации. В карьере в штокверковой части месторождения в метариолитах в 1981 г., а в диабазах нижнего карбона в восточной части месторождения в 1986 г. нами наблюдались молибденитовые и пиритовые прожилки (штокверковая часть месторождения), молибденит-кварцевые и халькопирит-пирит-кварцевые с хлоритом (восточная часть месторождения) по тонким трещинкам разных направлений. В невадитовых гранодиорит-порфирах и explosивно-гидротермальных брекчиях развиты немногочисленные кварц-молибденитовые прожилки.

Кварц-молибденитовые жилы в метариолитах были описаны М. П. Русаковым в начальные этапы изучения месторождения, позднее о них было забыто до 1980 г., когда они были вскрыты карьером. Кварц-молибденитовые жилы (их осмотрено нами три) имеют мощность от 10 до 40 см. Наиболее мощная из них имеет северо-западное простирание (340°), падение на северо-восток под углом 60° . В каждой из них очень неравномерно распределены пиритовые прожилки и зоны сплошного пирита с раздувами и пережимами, пересекающие кварц-молибденитовые жилы в разных направлениях и выходящие во вторичные кварциты. В этих участках мощность жил увеличивается за счет широкого развития пирита. Кварц в участках развития пирита подроблен, молибденит развальцован (Таблица II, б), в результате чего образованы своеобразные брекчии, залеженные пиритом. Пиритовые зоны и прожилки развиты и самостоятельно между кварцевыми жилами. Их простирание северо-восточное $15-40^\circ$, падение на северо-запад под углом $55-60^\circ$. Мощность их до 10—15 см. В этом участке однозначно устанавливается более раннее образование кварц-молибденитовых жил по сравнению с пиритовыми прожилками и зонами, в которых халькопирит имеет крайне ограниченное развитие. Подобные пиритовые прожилки наблюдал Б. Г. Башкиров в гранит-порфирах, причем около них постоянно проявлены процессы березитизации. Зоны березитизации, по его описаниям, не превышают 20 см. Кварц-молибденитовых прожилков в гранит-порфирах не наблюдалось, а соотношения, описанные выше, дают основание считать, что пиритовая минерализация в пределах Коунрадского месторождения самая поздняя.

Рассмотрим постмагматические изменения в горных породах в связи с рудными и более поздними процессами, а также геохимические особенности даек — апофиз штока невадитовых гранодиорит-порфиров.

Нашими исследованиями подтверждены данные других авторов [105, 209, 210] о развитии постмагматических процессов, сопровождающих риолитовый вулканизм (образование вторичных кварцитов), а также наличие самостоятельного более позднего процесса гидротермального изменения гранодиорит-порфиров и тесно связанное с ним появление халькопиритовой минерализации. По гранодиорит-порфирам развиты типичные метасоматиты кварцевого и кварц-серцитового состава. С глубиной появляются пропилитизированные и частично аргиллизированные породы, уже не затронутые этими изменениями. В наибольшем удалении от контакта с невадитовыми гранодиорит-порфирами по риолитам также развиваются пропилитизированные породы. Широко и неравномерно на

Содержание рудных элементов в кварце (в г/т). По [42]

Генерация кварца	Число анализов	Cu	Mo	Pb	Zn	Sn	W
I (серый)	13	1655	7,7	4,2	5,3	1,0	6,9
II (серо-белый)	29	612,9	145,6	11,2	7,7	2,2	4,2
III (белый)	18	89	1,6	8,7	4,9	0,2	2,5

Примечание. В кварце, кроме того, присутствует серебро.

месторождении развита каолинизация горных пород, связанная по-видимому, с еще более поздними поверхностными процессами.

Изменения невадитовых гранодиорит-порфиров хорошо обнаруживаются при анализе их составов на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [120], где они чаще попадают за пределы контура магматических пород (см. рис. 26). В этой же части диаграммы располагаются составы цемента explosивно-гидротермальных брекчий, характеризующиеся весьма низкой суммой щелочей.

Изучение геохимических особенностей даек—апофиз штока невадитовых гранодиорит-порфиров Коунрадского месторождения показало, что ореолы меди изменчивы при относительно устойчивом содержании других элементов. В верхних горизонтах к эндоконтакту в гранодиорит-порфирах увеличиваются содержания марганца, появляются серебро и кобальт. В центральных частях даек гранодиорит-порфиров содержания цинка наиболее высокие, к эндоконтактам они уменьшаются.

Интересные данные получены Г. Х. Гильмутдиновым, изучившим кварц трех генераций, наблюдаемых на месторождении [42]. Они касаются обогащенности кварца I генерации медью, II — медью и молибденом. Наиболее низкие содержания этих элементов в кварце III генерации. Содержание меди в кварце I генерации по сравнению со II выше более чем в 2 раза (табл. 28).

В измененных гранодиорит-порфирах штока, а также их обломках в explosивно-гидротермальных брекчиях широко развита вкрапленность пирита с резко подчиненным количеством халькопирита (Таблица II, в). Халькопирит широко развит в кварц-серицитовых метасоматитах, причем морфология его зерен неправильная (Таблица II, г, III, а). Пирит — самый распространенный рудный минерал на месторождении, причем наибольшее развитие он получил в полисульфидный этап. Он наблюдается во всех видах горных пород, развитых на месторождении, в том числе и в дайках—апофизах штока невадитовых гранодиорит-порфиров, особенно на нижних горизонтах в юго-западной части месторождения. Пирит обычен и в кварцевых диорит-порфиритах, причем в восточной части месторождения он образовался после проявления контактово-метаморфического изменения амфибола, так как широко развит по биотитизированному амфиболу как в невадитовых гранодиорит-порфирах, так и в кварцевых диорит-порфиритах. В гранодиорит-порфирах молибденит

выполняет трещинки. В тонких кварцевых прожилках, пересекающих кварц-халькопиритовые прожилки в explosивно-гидротермальных брекчиях, он развит в виде линейных полосок по зальбандам.

В кварц-молибденитовых жилах в северной части месторождения молибденит в участках пересечения пиритовыми прожилками и жилами развальцован и подвергся пластическому перемещению. Халькопирит нередко образует неправильные включения в пирите или развит в виде вкрапленности в explosивно-гидротермальных брекчиях, причем обычно по чешуйкам биотита. Кроме того, халькопирит корродирует зерна пирита или развивается в пирите по тончайшим трещинкам, что особенно характерно для пиритовых жил и прожилков, пересекающих кварц-молибденитовые жилы в северной части месторождения.

Таким образом, мнение исследователей, рассматривающих порфировую интрузию гранодиорит-порфиров и оруденение как единую рудно-магматическую систему [152, 220], не может быть принято для объяснения всего наблюдаемого оруденения в пределах Коунрадского месторождения. Приведенные данные свидетельствуют о проявлении трех типов первичного оруденения, разделенного магматическими процессами: 1) прожилкового кварц-халькопиритового; вкрапленного халькопиритового, тесно связанного с формированием невадитовых гранодиорит-порфиров и сопровождающих их explosивно-гидротермальных брекчий; 2) штокверково-прожилкового кварц-молибденитового, молибденитового и жильного кварц-молибденитового с наибольшей долей вероятности, связанного с Восточно-Коунрадским массивом C_3-P_1 ; 3) прожилкового и жильного полисульфидного, появляющегося после гранит-порфиров. Эти данные дают основание относить Коунрадское месторождение к узлу длительной эндогенной активности, в котором проявилось оруденение C_2, C_3-P и $P(?)$ этапов.

Приведенные выше данные свидетельствуют, что именно узлы длительной эндогенной активности со сложной перемежаемостью формирования магматических образований с молибденитовой, халькопиритовой и полисульфидной минерализацией обеспечивают появление масштабных рудных месторождений.

Данные автора и других многочисленных исследователей о рудоносности гранитоидных формаций однозначно указывают на следующее.

1. Дайковые породы, наследуя металлогенические особенности магм и обогащаясь рудными элементами, являются прямыми критериями потенциальной и реальной рудоносности магматических расплавов. Они не только содержат в 2 раза и более по сравнению с кларком циркония, ниобия, олова, вольфрама, молибдена и других элементов, но и обязательно содержат рудные минералы — касситерит, молибденит, вольфрамит, свидетельствуя о потенциальной рудоносности гранитной магмы и ее металлогенической специализации. Наиболее ярко эти особенности проявлены в дайках мелкозернистых гранитов и гранит-аплитов заключительных стадий кристаллизации магматических расплавов.

2. В полихронных рудных полях дайки, комагматичные интрузивам, не вскрытым современной эрозионной поверхностью, отражают потенциальные возможности интрузивов независимо от того, связаны они с вулканическими или плутоническими процессами. Они могут служить кос-

венным признаком потенциальной их рудоносности. Они помогают решать вопросы полихронности оруденения и связи их с различными магматическими источниками. Особенно четко эти закономерности устанавливаются в сложных полисульфидных месторождениях.

3. Дайки рудных полей и месторождений независимо от их генетического типа (апофизы гранитных тел, их более поздние дифференциаты или производные еще более глубинных очагов) являются косвенным критерием рудоносности более глубинных интрузивов и помогают решать вопросы этапности развития магматизма и оруденения. Особенно эти закономерности ярко проявляются, как уже было показано частично и ранее [62], в пределах развития медно-молибден-порфировых месторождений.

Отсюда следует важная роль даек при локальном прогнозировании развития медной и молибденовой минерализации на месторождениях такого типа. Как отмечал в 1985 г. В. Холлистер, одним из главных факторов, определяющих успех при поисках полезных ископаемых, является геолог-генетическая концепция, положенная в основу понимания особенностей строения и формирования месторождения.

В последнее десятилетие, как это показано нами выше на примере Коунрадского месторождения, все больше появляется материалов, свидетельствующих о длительности формирования медно-молибден-порфировых месторождений. Это трудные объекты для прогнозирования в связи со сложной геологической историей.

На совещании по моделям эндогенных месторождений в Новосибирске в 1985 г. нами было показано, что необходимо выделять две геологические модели строения медно-молибден-порфировых месторождений. Первая модель предполагает, что молибденовая минерализация появляется раньше медной (Каджаран, Парагачай, Агарак, Кальмакыр, Саяк и др.), вторая — что медное оруденение формируется ранее молибденового (Коунрад). В каждом из месторождений независимо от того, принадлежат они первой или второй геологическим моделям, обнаруживается совмещенные действия двух или трех самостоятельных рудно-магматических систем.

Разрозненное изучение специалистами разного профиля геологического строения месторождений, как было упомянуто выше, обычно приводило исследователей к выводу о принадлежности медно-молибденовых месторождений к диоритовой, монцонитовой, гранодиоритовой или гранитной «моделям». Месторождения рассматривались как одноэтапные и в рудном процессе выделялось несколько стадий.

Используя рудно-петрографические методы при изучении медно-молибден-порфировых месторождений Малого Кавказа, а позднее и Средней Азии, нам удалось установить, что во всех регионах диориты, монцониты и гранодиориты представляют собой лишь вмещающую среду, благоприятную для рудоотложения. На сегодня автору известен лишь один пример в мире, где в одном гранитоидном массиве сложного строения совмещены три модели: гранодиоритовая (Агаракское месторождение), монцонитовая (Каджаранское) и диоритовая (Парагачайское месторождение). В Мегри-Ордубадском районе установлены определенная последовательность формирования горных пород и сложные их взаимоотношения с рудным процессом [62]. После образования диоритов, монцонитов

и гранодиоритов на всех трех месторождениях прошли процессы контактового метаморфизма, плутонический гранитный процесс, с которым тесно связано генетически молибденовое оруденение. В Каджаранском месторождении широко проявлены кварц-молибденитовые жилы (полого-залегающие) и штокверковое оруденение, в Парагачайском — более мелкие по мощности кварц-молибденитовые жилы и в меньшей степени штокверковая минерализация, в Агаракском — штокверковая минерализация. Для основной стадии медной минерализации типично вкрапленное оруденение, и только в Парагачае наряду с вкрапленным оруденением встречается кварц-халькопиритовая (Медная) жила. Для полисульфидного этапа характерна прожилковая и вкрапленная минерализация при ограниченном развитии халькопирита и более позднем по сравнению с пиритом его появлении.

Принятая ранее исследователями модель о единой гидротермальной системе привела многих из них к завышенному прогнозированию количества меди, не подтвердившегося при эксплуатации месторождений. Не был до конца учтен характер тектонических движений в момент формирования месторождений и позднее, а также не были выяснены соотношения даек и оруденения в пределах месторождений, не были учтены процессы контактового метаморфизма в пределах рудных полей. Дайки I и II генераций Каджаранского месторождения рассматривались как дорудные, и исследователи считали, что, подходя к дайкам, в силу большой плотности пород даек растворы в них не просачивались. Все эти просчеты дают себя знать при эксплуатации.

В 1975—1978 гг. были продолжены эксплуатационные работы на месторождении Парагачай, на глубоком горизонте заложена новая штольня. По нашему прогнозу, на молибденовое оруденение месторождение будет продуктивно до вскрытия гранитов собственно интрузивной фазы более молодого, чем диориты, гранитного плутона, который вызывает контактовый метаморфизм в диоритах. Медная и полисульфидная минерализация, появление которой обусловлено развитием самостоятельных гидротермальных систем, тесно связана не с гранитоидным, а с разновозрастными вулканогенными процессами, завершающими развитие магматизма и рудообразования в регионе.

Примером второй геологической модели является описанное выше месторождение Коунрад. Медная минерализация, преобладающая в пределах месторождения, развивается в виде прожилков и вкрапленности (Таблица III, а—г). Наиболее интенсивно халькопирит развивается в виде вкрапленности и реже прожилков в эксплозивно-гидротермальных брекчиях и метасоматически измененных гранодиорит-порфирах штока. Кварц-молибденитовые прожилки образовались после внедрения даек диорит-порфиритов, затронутых, как и все более древние породы, процессами контактового метаморфизма и гранит-аплитов. Кварц-молибденитовые жилы пересечены пиритовыми прожилками. Пирит широко развит по линейным трещинкам и в виде вкрапленности по биотиту и особенно по замещенной контактово-метаморфическим биотитом роговой обманке (Таблица III, б, в).

Как уже отмечалось в первой части этого раздела, Г. Б. Башкировым доказана самостоятельность этой полисульфидной стадии вместе с сопут-

ствующей ей безрезитизацией горных пород в контакте с полисульфидными прожилками. Им предшествует образование гранит-порфиров. Концепция о единой рудно-магматической системе [220], развиваемая ранее, не учитывала: 1) отсутствие корреляции между медью и молибденом, 2) самостоятельные ореолы развития различной минерализации, 3) признаки контактового метаморфизма под воздействием находящихся на глубине гранитов, 4) характер развития рудных минералов во всех видах горных пород и характер метасоматических изменений в них, 5) характер эксплозивных и эксплозивно-гидротермальных брекчий и последовательность их образования в ряду магматических породы—брекчий, а также связь медной и полисульфидной минерализации с вулканическими процессами, а молибденовой — с плутоническим (гранитным) процессом. Соответственно, исходя из положения, что этот участок принадлежит к относительно крутому контакту, находящемуся на глубине провеса кровли, ожидать увеличения молибденитовой минерализации с глубиной не приходится. Что касается медной минерализации, то, исходя из морфологии тела гранодиорит-порфиров, уменьшения изменения гранодиорит-порфиров с глубиной и наличия на глубине более молодых пострудных (по отношению к основной медной минерализации) гранитов, она исчезнет по достижению последних.

В пределах Актогайского месторождения в Казахстане разведка верхних горизонтов также показала отсутствие корреляции между медью и молибденом. Последующее изучение нами геологического строения месторождения обнаружило сложное гетерогенное развитие магматизма и оруденения, неравномерное развитие халькопиритовой минерализации в пределах рудного поля (Таблица IV, а, б), проявление в пределах месторождения процесса контактового метаморфизма в тоналитах S_2 под воздействием более молодых глубинных гранитов (Таблица IV, в) и наличие молодых даек мелкозернистых гранитов (до аплитов), не отмечаемых геологами, ранее изучавшими месторождение. Генетически-концептуальная модель, развиваемая сотрудниками Института геологии АН Казахской ССР (М. Т. Жуков и др.), не соответствует наблюдаемым реальным соотношениям, о чем свидетельствует наличие ксенолитов кварца в гранодиорит-порфирах и принадлежность его силекситовым телам, а не рудносному кварцу с молибденитовой минерализацией (Таблица IV, г).

Отсутствие корреляции меди и молибдена типично для Кальмакырского месторождения в Средней Азии. Детальное изучение магматизма и оруденения в пределах этого месторождения, как было показано нами ранее [62], подтвердило развиваемую нами генетически-концептуальную модель о связи молибденитового оруденения с гранитным процессом, а не с алмалыкскими кварцевыми сиенит-порфирами (граносиенит-порфирами, как предполагали исследователи ранее), медной и полисульфидной минерализации — с разновозрастным вулканическим процессом. Последняя отчетливо накладывается на кварц-молибденитовые прожилки, кварцевые прожилки, наблюдаемые в гранит-порфирах «гушсайского типа», а также дайки андезитов, завершающих магматизм в пределах рудного поля. Широкое развитие процесса контактового метаморфизма в гранитоидах в пределах юго-восточной части Кальмакырского месторождения, увеличение количества штокверкового

кварца с молибденитом с глубиной свидетельствуют о перспективности оруденения на глубину, особенно в интервале контактово-метаморфизованных пород, до достижения не вскрытого гранитного интрузива.

Таким образом, в пределах всех рассмотренных месторождений сложное соотношение магматических пород и оруденения обусловлено унаследованностью тектонических путей во время развития магматических и гидротермально-метасоматических процессов, принадлежащих различным магматогенно-гидротермальным системам. Это приводит к отсутствию корреляции между медью и молибденом, неравномерному развитию халькопирита и пирита, а также несовпадению ореолов развития молибдена, меди и других элементов, отражая интенсивность воздействия соответствующих разновозрастных гидротермальных систем.

Проявление процессов контактового метаморфизма в горных породах медно-молибденовых месторождений свидетельствует о принадлежности этих участков к надинтрузивным зонам более молодых гранитных плутонов, при благоприятных тектонических условиях перспективных на молибденитовое оруденение. В пределах уже известных месторождений такие участки всегда продуктивны. Вкрапленная и прожилковая минерализация тесно связана с вулканическими процессами и сопровождается типичными метасоматитами, как и еще более поздняя полисульфидная минерализация. Последняя появляется в заключительные этапы развития конкретных регионов (верхний палеозой в Казахстане, кайнозой — Малый Кавказ).

Для локального прогнозирования молибдена в пределах месторождений, подобных Каджарану, Парагачаю, Кальмакыру и Коунраду, рекомендуется использовать различные признаки: контактовый метаморфизм, обусловленный более глубоко залегающими гранитными плутонами, отсутствие корреляции между медью и молибденом, особенности распределения рудных минералов. Каждый этап минерализации (молибденитовый, халькопиритовый и полисульфидный) должен оцениваться по критериям, свойственным соответствующим рудным элементам с учетом геолого-генетической модели строения месторождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрены аспекты формирования рудоносных магматических ассоциаций, их возраст, закономерности размещения в пространстве и во времени, приведены их петрографические, петрохимические характеристики. Используются данные тонких геохимических исследований, обсуждены вопросы, касающиеся областей зарождения расплавов и взаимодействия мантийных и коровых источников при формировании потенциально рудоносных магм. Рассмотрены геологические особенности строения полихронных и полигенных магматических узлов со сложным оловянным, вольфрамовым и Cu—Mo с полиметаллами оруденением. Затронуты вопросы физико-механики формирования магматических тел, что дало возможность охарактеризовать процессы практической реализации рудоносности магматических пород (на примере гранитоидов). Изучена роль даек в решении вопросов рудоносности гранитоидов и прогнозирования оруденения. Работы являются попыткой показать возможность применения различных методов и подходов к решению задач связи магматизма и оруденения.

Для Приморья установлена эволюция потенциально рудоносных формаций в зоне перехода от континента к океану. При переходе с запада на восток происходит смена ниже-среднепалеозойских редкометалльных гранитов с касситерит-вольфрамитовым и флюоритовым оруденением позднепалеозойскими и раннемеловыми монцонит-граносенит-гранитными формациями со скарново-шеелитовыми рудопроявлениями. Еще восточнее развиты ранне-позднемеловые вулканоплутонические комплексы шошонит-латит-монцонитового состава и позднемеловые—палеогеновые базальт-андезит-риолитовые ассоциации с оловянным оруденением колчеданного и полиметаллического типов. Далее на восток в пределах вулканического пояса развита мел-палеогеновая андезит-гранодиорит-гранитная ассоциация со свинцово-цинковыми скарновыми месторождениями и щелочная калиевая серия вулканитов палеогенового возраста с месторождениями бора.

Устанавливается связь состава рудоносных магматических формаций и ассоциаций с глубинным строением, которая заключается в уменьшении мощности земной коры при переходе с запада на восток и с параллельным возрастанием роли глубинных мантийных базитовых магм с первичной специализацией на В и Sn.

Рудоносная (W-оруденение скарново-грейзеновой и скарновой формаций) раннемеловая монцонит-гранодиорит-гранитная формация характеризуется достаточно низким первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7066$, чтобы исключить чисто верхнекоровый источник

для первичного расплава, однако она находится за пределами области мантийных значений. Предполагается, что расплав имел подкоровое происхождение и был контаминирован снаем на верхних уровнях коры. Для пород рассматриваемой формации характерна низкая степень окисленности железа в породах и невысокое содержание магнетита и титаномагнетита, что указывает на низкую фугитивность кислорода в магмах. Биотиты характеризуются повышенным содержанием MgO (7—10%), $TiO_2=3,7-4,9\%$ при содержании F 0,5%. Содержание Rb в породах колеблется от 106 до 138 г/т при отношении $K/Rb=200-300$. Ведущим акцессорным минералом является фторапатит, в котором содержание W составляет 80—400 г/т. Из летучих компонентов характерно присутствие F , Cl , P , CO_2 . Содержание W в породах в 2—4 раза выше кларка для кислых пород.

Рудоносный (Sn -силикатно-сульфидная минерализация) ранне-позднемиоценовый вулканоплутонический комплекс шошонит-латит-монцитного состава предположительно связан с глубинным мантийным расплавом пикритового или пикрито-базальтового состава. Величина ($^{87}Sr/^{86}Sr$) в породах колеблется от 0,7045 до 0,7053, что находится в пределах мантийных значений. Для пород характерны низкая степень окисления железа, низкое содержание TiO_2 , преобладание K_2O над Na_2O , низкий темп накопления железа при увеличении содержания SiO_2 . Минеральный состав характеризуется наличием реликтового раннего парагенезиса магнезиальных оливина, клинопироксена и хромита, а также апатита с повышенным содержанием хлора и магматогенных капель халькопирит-пирротинового состава. К геохимическим особенностям пород относится их обогащенность Rb , Ba , Sr , Sn , а также B , S , но обедненность Ni и Zr . На основании комплекса признаков доказана парагенетическая связь оловянно-сульфидного оруденения раннего этапа в Приморье с рассматриваемым магматическим комплексом.

Рудоносные ниже-среднепалеозойские биотитовые и лейкократовые граниты с фациями редкометальных гранитов сформированы в результате процессов активизации древних блоков. Для них нет пока данных рубидий-стронциевой изотопии, так что область образования расплавов пока неясна. Однако характерно, что формирование редкометальных гранитов сопровождается внедрением даек субщелочных пикро-долеритов, которые секут рудоносные граниты, а сами пересечены слюдисто-флюоритовыми и турмалин-флюоритовыми рудами. Пикро-долериты характеризуются высоким содержанием MgO (9—12%), K_2O (2,5%), F (0,24%). Присутствие этих даек в полях развития редкометального оруденения указывает на тесную сопряженность во времени рудообразования с глубинными мантийными источниками, обогащенными фтором.

К числу важнейших признаков рудоносности магматических ассоциаций и формаций относятся следующие.

1. Длительность процессов дифференциации в камерах становления и в промежуточных очагах.

2. Повышенная калийная щелочность. Для магматических ассоциаций, связанных с коровыми очагами, характерны высокие содержания Rb и низкие K/Rb -отношения. В то время как для магматических

ассоциаций, связанных с глубинными очагами, характерны высокие содержания Sr и высокие — K/Rb-отношения.

3. Большое количество летучих, входящих в состав биотитов, амфиболов и акцессорных минералов (апатит, флюорит, топаз), а также присутствующих в породообразующих и акцессорных минералах в виде газовой-жидких включений.

4. Наличие среди акцессорных минералов тех рудных минералов (касситерит, колумбит, стрюверит, шеелит), которые являются главными в постмагматических образованиях.

5. Присутствие рудных элементов в породообразующих и акцессорных минералах, наблюдающихся в виде как изморфной примеси, так и микровключений собственных минералов.

6. Большая дисперсия содержания рудных элементов в вулканических и интрузивных породах.

7. Повышенное количество рудных и летучих компонентов в породах поздней фазы конкретного магматического комплекса.

8. Сочетание в пределах одного рудного узла полигенного и полихронного магматизма.

Данные, полученные по МНР, указывают на эволюцию геодинамических обстановок и металлогении на протяжении всего фанерозоя. Эволюция геологической структуры МНР направлена в сторону наращивания континентальной коры к докембрийскому ядру, а затем к интенсивной ее переработке.

Позднерифейская—раннекембрийская и раннепалеозойская эпохи носили преимущественно фемический металлогенический характер (Fe, Mn, Au, Cu). Аккреция континентальной коры в раннепалеозойскую эпоху приводит к образованию поясов известково-щелочных гранитоидов и связанных с ними железо- и меднорудных скарнов (железо-скарновая с медью, полиметаллами, золотом — металлогеническая эпоха). Продолжение аккреции континентальной коры в среднем палеозое ведет к широкому развитию субщелочных, щелочных и лейкогранитных формаций, в связи с чем широкое развитие получают медно-порфиновые руды, Sn, W, Nb, Au в редкометальных формациях (железо-скарновая с Cu, полиметаллами, Au, редкими элементами — металлогеническая эпоха). Позднепалеозойская аккреционно-рифтогенная эпоха отличается еще большей ролью литофильных элементов. Она связана с широким развитием окраинно-континентальных поясов известково-щелочных и субщелочных вулканитов и континентальных рифтогенных базальт-трахириолит-комендит-щелочно-гранитных ассоциаций (медно-редкометальная с полиметаллами и золотом эпоха). В раннем мезозое продолжались процессы переработки континентальной коры с широким распространением рудопроявлений Au, Mo, Sn, W, полиметаллов, Ta, Nb (золото-редкометальная металлогеническая эпоха). В позднем мезозое продолжался процесс переработки континентальной коры с участием рифтогенеза. С бимодальными и щелочными ассоциациями этого времени связаны проявления TR, Sr, флюорита, Ag, Bi, Sn, W, Au и полиметаллы.

Тектоно-магматические ареалы разных эпох на территории МНР имеют большое сходство в строении, заключающееся в наличии центрального морского или континентального прогиба, на периферии которого

концентрируется магматизм. Около прогибов размещены гранодиорит-гранитные и тоналит-плагиогранитные интрузивы известково-щелочной серии («ядра» ареалов), ближе к периферии «ядер» — мелкие массивы лейкогранитов (зона «распыленного» магматизма) и поля вулканитов, к самой периферии ареалов — щелочные породы. К «ядрам» ареалов приурочены проявления Au, Fe, иногда полиметаллов, в зоне «распыленного» магматизма к ним добавляются проявления Mo, Sn, W, Cu, Ta, Nb, к периферической зоне щелочных магматических пород — проявления редких элементов.

Отличия ареалов выражаются в различной роли структурно-формационных комплексов океанической и переходной стадии, в наличии или отсутствии окраинно-континентальных вулканических поясов, в различии фаций глубинности магматических комплексов.

Одной из особенностей металлогении МНР является сочетание в одной зоне ареалов литофильной и халькофильной минерализации. В то же время различные зоны отличаются по наличию или отсутствию литофильной минерализации. Это может быть обусловлено генетической связью литофильной минерализации с определенными типами формаций магматических пород и отсутствием таковой для халькофильных элементов. Последние могут быть связаны с различными породами парагенетически или через флюиды ранних стадий дифференциации магматических очагов.

Как известно, далеко не каждая ассоциация даже заведомо рудоносных пород сопровождается оруденением, особенно промышленного масштаба. Для этого всегда необходимы дополнительные условия, которые проявляются достаточно редко и бывают локальными и разнообразными. Изучение этих условий — одна из главных задач в решении проблемы связи магматизма с оруденением. Так, рассмотрен один из часто встречающихся случаев практической реализации потенциальной рудоносности гранитоидов, а именно формирование месторождений вольфрама, олова, молибдена и некоторых других элементов в куполовидных выступах интрузивов и надкупольных зонах. Показано, что главной причиной локализации оруденения в гранитных куполах является специфика их формирования, обеспечивающая возникновение внутри них свободного пространства и относительного снижения давления. Оба эти фактора способствуют миграции в купольные зоны подвижных флюидных фаз и накоплению рудных элементов.

В решении вопроса потенциальной рудоносности гранитоидных формаций существенную роль играют дайки и их соотношения с магматическими образованиями других возрастных групп горных пород. В сложных рудных узлах дайки часто являются единственными критериями, позволяющими разделять этапы магматизма и связанного с ними оруденения. На примере месторождения Коунрад в Казахстане показано, что порфиоровую интрузию гранодиорит-порфиров и медно-молибденовое оруденение нельзя рассматривать как единую рудно-магматическую систему. Установлено проявление трех типов первичного оруденения, разделенного магматическими процессами: 1) прожилкового кварц-халькопиритового, тесно связанного с формированием невадитовых гранодиорит-порфиров и сопровождающих их эксплозивно-гидротермальных

брекчий; 2) штокверково-прожилкового кварц-молибденового, молибденового и жильного кварц-молибденового, судя по приуроченности к экзоконтактовому ореолу Восточно-Коунрадского гранитного массива и появлению молибденитовой минерализации после проявления процесса ороговикования нижнекарбонатных и среднекарбонатных горных пород, с наибольшей долей вероятности связанного с Восточно-Коунрадским гранитным массивом S_3-P_1 ; 3) прожилкового и жильного полисульфидного, проявляющегося после гранит-порфиров. Коунрадское месторождение отнесено к узлу длительной эндогенной активности, в котором проявилось оруденение S_2 , S_3-P_1 и $(P_1?)$ этапов.

В полихронных рудных полях дайки, комагматичные интрузивам, не вскрытые современной эрозионной поверхностью, отражают потенциальные возможности интрузивов независимо от того, связаны они с вулканическими или плутоническими процессами. Они могут служить косвенными признаками потенциальной их рудоносности.

Проведенное изучение петрологии потенциально рудоносных магматических формаций Приморья, МНР и других регионов позволяет выделить ряд положений, которые имеют общее значение.

1. Ведущим фактором в рудообразующем процессе является магматизм, эволюция которого определяется эндогенным режимом и взаимодействием глубинных и коровых источников расплавов.

2. В процессе эволюции геосинклинального складчатого пояса происходит направленная смена состава потенциально рудоносных магматических ассоциаций и связанного с ними оруденения. Она проявлена: а) в господстве толентовых магматических ассоциаций с медноколчедановым и колчеданно-полиметаллическим оруденением на океанической стадии; б) ведущей роли низко-среднекальциевых известково-щелочных ассоциаций с характерными для них скарновыми железно- и меднорудными проявлениями в переходную стадию; в) последовательном возрастании роли лейкогранитовых, субщелочных и щелочных пород вплоть до их абсолютного преобладания с типичной для них редкометальной минерализацией на континентальной стадии развития земной коры таких областей. Эти изменения в характере магматизма и металлогении зафиксированы в вертикальных рядах потенциально рудоносных магматических ассоциаций и в смене мафического профиля металлогении, свойственной океанической и переходной стадиям, на редкометальный профиль, типичный для континентальной стадии развития.

3. Наряду с вертикальными рядами в строении геосинклинально-складчатых областей проявлены латеральные ряды потенциально рудоносных магматических ассоциаций, определяющие в конечном счете металлогеническую зональность рудных провинций определенного возраста. Латеральные ряды возникают как результат последовательного сокращения первичных океанических бассейнов в результате формирования зрелой континентальной коры в их краевых частях и отражают распределение потенциально рудоносных ассоциаций в участках с различной зрелостью коры. В разновозрастных проявлениях магматизма это ведет к смене толентовых образований известково-щелочными, а затем субщелочными и щелочными по мере смещения из областей с океаническим типом коры через области с корой переходного типа в глубь тер-

риторий со зрелой континентальной корой. Соответственно с этим распределением потенциально рудоносных магматических ассоциаций построена зональность металлогенических провинций.

4. Закономерным явлением в эволюции складчатых областей оказывается особый тип металлогенической зональности и распределения потенциально рудоносных магматических ассоциаций монголо-охотского (калифорнийского) типа, возникших в сложной геодинамической обстановке, сочетающей условия субдукции, коллизии и континентального рифтогенеза, вызванного поглощенными под континентальными блоками рифтовыми зонами океанических плит. Спецификой строения таких ареалов является зонально-симметричное распределение магматических ассоциаций и соответствующих рудных проявлений. Ядром таких ареалов служат крупные гранодиорит-гранитовые батолиты, приуроченные к области выклинивания внутренних морских прогибов. На периферии этих «ядер», слагая зону «распыленного» магматизма, расположены пегматитоносные массивы, мелкие массивы лейкогранитов, поля вулканитов, а также массивы щелочных гранитов, тяготеющие к самой периферии ареалов. К «ядрам» ареалов приурочены проявления Au, Fe, иногда Pb, Zn, Cu, в зоне «распыленного» магматизма широко проявлены концентрации W, Sn, Mo, Cu, Ta, Nb, с щелочными интрузиями связаны проявления редких элементов. В целом необходимо отметить, что богатство проявлениями и месторождениями редких и редкоземельных элементов — специфическая особенность ареалов монголо-охотского типа и, по-видимому, обусловлено сложностью и разнообразием геодинамических процессов в ходе образования таких ареалов. Наличие ареалов монголо-охотского типа является индикатором для разделения разных по металлогении складчатых областей центрально-азиатского и альпийского типов.

5. В зоне перехода от континента к океану, представляющего собой другой тип складчатых областей (краевые пояса), существует асимметричная латеральная зональность магматизма, заключающаяся в смене магматических ассоциаций корового происхождения с Mo, W, Sn, Ta, Nb глубинными мантийными и смешанными корово-мантийными латит-монцонитовыми с шохонитами магматическими ассоциациями с B, Sn, Ag.

6. Образование потенциально рудоносных магматических формаций с оруденением Mo, W, Sn, Ta, B, Ag происходит за счет как корового анатексиса, так и глубинных мантийных расплавов, а также в результате их смешения и образования корово-мантийных магм. С последними связаны наиболее интересные в практическом отношении оловянные, вольфрамовые и флюоритовые месторождения. Мантийные и корово-мантийные магматические породы имеют низкие величины первичного отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), равные 0,7043 и 0,7066 соответственно. Потенциально рудоносная лейкогранитная формация, образованная на этапе активизации древних блоков, формируется, по-видимому, при участии глубинного флюида, привносящего в области плавления фтор, хлор, калий, и рубидий, что фиксируется в составе как пород, так и особенно слюд. Породы потенциально рудоносных магматических формаций образуются из расплавов в ходе процессов длительной магматической дифферен-

циации, возможно, с участием ассимиляции рудных элементов в ходе продвижения расплавов из области плавления в камеру кристаллизации. Повышенные концентрации Rb и летучих (F, Cl, B, S) в составе пород, породообразующих и аксессуарных минералов, а также ведущих рудообразующих элементов в виде изоморфной примеси и микровключений собственных минералов в породообразующих минералах являются индикаторами рудоносных магматических пород. В многофазных гранитных плутонах поздние фазы, обогащенные Mo, W, Sn, указывают на потенциально рудоносный интрузив.

7. Оруденение литофильных элементов (олово, вольфрам, редкие элементы в кварцевых жилах, грейзенах, редкометальных гранитах и пегматитах) обычно генетически связано в определенными формациями кислых магматических пород, что подчеркивается их тесной пространственной и временной связью. В то же время гидротермальное оруденение халькофильных элементов не имеет связи и проявляется в пространственной и временной связи с разными магматическими породами, что обусловлено отсутствием генетической связи такого оруденения по крайней мере с кислым магматизмом. Тем не менее положительная роль магматизма в образовании и этого типа оруденения статистически выдерживается благодаря парагенетическим связям, сродству халькофильных элементов с хлором и формированию с помощью магматических тел конвективных систем.

8. Потенциальная рудоносность магматических ассоциаций — необходимое, но не достаточное условие ее практической реализации в виде месторождений полезных ископаемых, особенно промышленного масштаба. Во всех случаях необходимы дополнительные условия. Эти условия проявляются локально и разнообразны. Во многих случаях ведущим фактором являются физико-механические особенности формирования тел магматитов и связанных с ними структур. Они определяют возникновение причин и сил, вызывающих отделения рудообразующих растворов, путей их перемещения и «структурных ловушек», где осуществляется рудонакопление.

Локализация редкометального оруденения Mo, W, Ta, Nb, TR, Sn в куполах гранитных интрузивов и в надкупольных зонах причинно обусловлена спецификой формирования купольных структур и расположенных над ними надинтрузивных зон и является одним из наиболее ярко выраженных примеров практической реализации потенциальной рудоносности гранитных магм.

9. Сложное по составу медно-молибденовое с полиметаллами оруденение формируется в узлах длительной активности, при этом этапы образования первичного медного, молибденового и полиметаллического оруденения разделены магматическими процессами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авершин С. Г.* Расчет сдвижений горных пород. Л.; М.: Metallurgizdat, 1950. 44 с.
2. *Авдеенко В. Ф., Бесов В. Т., Пожариский И. Ф.* К вопросу о структурном положении месторождения Коунрад // Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана. Алмата: КазИМС, 1969. С. 125—132.
3. *Андреева Е. Д., Богатиков О. А., Гоньшакова В. И.* и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. С. 158.
4. *Антипин В. С., Коваленко В. И., Рябчиков И. Д.* Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. М.: Наука, 1984. 253 с.
5. *Апельцин Ф. Р., Гетманская Т. И., Лисицын А. Е.* и др. Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки. М.: Недра, 1980. 255 с.
6. *Афанасьев Г. Д.* Магматизм и связь с ним эндогенного рудообразования // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 31—43.
7. *Афендик Л. Г.* Применение оптического метода для выяснения распределения напряжений возле некоторых горных выработок // Горн. журн. 1938. № 5. С. 12—25.
8. *Афендик Л. Г., Ершов А. М.* Определение напряжений в пластинах с отверстиями оптическим методом: (К вопросам управления кровлей) // Горн. журн. 1937. № 14. С. 3—5.
9. *Базаров Л. Ш.* Изменение физико-химических условий в процессе формирования пегматитов Центрального Казахстана // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1968. Т. 1. С. 70—82.
10. *Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
11. *Барсуков В. Л.* Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
12. *Баскина В. А.* Магматизм рудо-концентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 258 с.
13. *Баскина В. А., Волчанская И. К.* Новый тип редкоземельного оруденения в Южной Монголии, связанный с щелочными вулканитами // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 3. С. 670—672.
14. *Батурина Е. Е., Рипп Г. С.* Молибденовые и вольфрамовые месторождения Западного Забайкалья // Основные черты металлогении и геохимии. М.: Наука, 1984. 152 с.
15. *Башкиров Б. Г.* Эксплозивные брекчи медно-порфирового месторождения Коунрад // Сов. геология. 1982. № 4. С. 81—88.
16. *Берзина А. П., Сотников В. И., Шугурова Н. А.* Газы в минерализующем процессе на медно-молибденовых месторождениях // Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 70—75.
17. *Берсенева Н. И.* Происхождение впадины Японского моря // Тр. СахКНИИ, 1972. Вып. 33. С. 40—46.
18. *Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б.* Редкометалльные гранитовые формации. Л.: Недра, 1979. С. 279.
19. *Беус А. А.* Альбититовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 303—377.

20. Беус А. А., Северов Э. А., Ситин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 194.
21. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
22. Борзаковский Ю. А., Вщарин В. Н., Маринов И. А. Очерк металлогении Монгольской Народной Республики // Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971, С. 78—125.
23. Борзаковский Ю. А., Супрунов Э. А., Головченко Е. В. Закономерности размещения и оценка перспектив оловянного и вольфрамового оруденения Восточной и Центральной Монголии // Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1984. С. 79—92.
24. Борсук А. М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 299 с.
25. Бурьянова И. З. О мезозойском проявлении щелочного основного и ультраосновного магматизма в Главном синклинории Сихотэ-Алиния // Геология и металлогения Южного Приморья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 33—47.
26. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555—572.
27. Виноградова Л. Г. Минералы висмута в кварцево-жильных вольфрамитовых месторождениях // IV конференция по минералогии, геохимии и генезису вольфрамовых месторождений: Тез. докл. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. С. 3—4.
28. Владкин Н. В. Минералого-геохимические особенности редкометалльных гранитоидов Монголии. Новосибирск: Наука, 1983. 200 с.
29. Владыкин Н. В., Дорфман М. Д., Коваленко В. И. Минералогия, геохимия и генезис редкометалльных топаз-лэпидолит-альбитовых пегматитов Монгольской Народной Республики // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1974. Вып. 22. С. 6—49.
30. Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Дорфман М. Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов (Монгольская Народная Республика). М.: Наука, 1981. 136 с.
31. Власов Г. М. Минералогические особенности вулканических зон различных типов в Тихоокеанском поясе // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973. Т. 10. С. 66—80.
32. Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных меторождений // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 521—616.
33. Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В. Главнейшие типы рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 383 с.
34. Волчанская И. К., Кочнева Н. Т., Сапожникова Е. Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1971. С. 187.
35. Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. 504 с.
36. Газизова К. С. Медное месторождение Коунрад. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 130 с.
37. Гайворонский Б. А., Гребенников А. М. Акцессорные минералы и элементы-примеси в них — показатели продуктивности мезозойских гранитоидов на вольфрам в южной части Забайкалья // Зап. Забайкал. фил. геогр. о-ва СССР. 1972. Вып. 82. С. 41—57.
38. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 1. 583 с.; 1973. Т. 2. 751 с.; 1977. Т. 3. 703 с.
39. Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 32, Ч. 1: Приморский край. 695 с.
40. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 332 с.
41. Гзовский М. В. Моделирование тектонических процессов // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 315—344.
42. Гильмутдинов Г. Х. Температурный режим формирования месторождения Коунрад // Геология, геохимия и минералогия медно-порфирировых месторождений Казахстана, Алма-Ата: КазИМС, 1969. С. 155—160.
43. Гильмутдинов Г. Х., Пучков Е. В.

- О характере корреляционной связи элементов на медно-порфировом месторождении Коунрад // Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1969. С. 183—186.
44. Гинзбург А. И. Генетические типы месторождений редких элементов // Разведка и охрана недр. 1957. № 6. С. 1—12.
 45. Гинзбург А. И. О некоторых закономерностях размещения редкометалльных пегматитовых полей // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 42. С. 37—47.
 46. Гинзбург А. И. Источники рудного вещества в эндогенных месторождениях литофильных редких элементов // Геология руд. месторождений. 1975. Т. 17, № 4. С. 44—52.
 47. Гладков Н. Г., Гольцман Ю. В., Баирова Э. Д. и др. Изотопный состав стронция некоторых рудосных магматических ассоциаций Приморья как показатель их генезиса // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 5. С. 1164—1169.
 48. Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
 49. Говоров И. Н., Мишкин М. А., Левашиев Г. Б. и др. Распределение аксессуарных элементов в породах фундамента Приморской металлогенической области // Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1970. С. 159—166.
 50. Горегляд А. В., Коваленко В. И., Ярмолук В. В., Абрамова Е. Е. Комендиты и пантеллериты в Южной Монголии // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 6. С. 1467—1471.
 51. Готман Я. Д. Минералогическая карта Коунрада и методика ее составления // Тр. Ин-та минерального сырья. 1936. Вып. 97. С. 3—64.
 52. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии // Тр. Совм. Сов.-Монгол. геол. экспедиции АН СССР и АН МНР. 1975. Вып. 14. 288 с.
 53. Гранитоиды и монцонитоиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980. с. 160.
 54. Динник А. Н., Моргасевский А. Б., Савин Г. Н. Распределение напряжений вокруг подземных горных выработок // Труды совещания по управлению горным давлением. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. С. 10—14.
 55. Дмитриевский В. Р., Буковшина Н. П. О складчатых жилах кварца в гранит-порфирах // Тр. Воронеж. ун-та, 1958. Т. 48. С. 141—148.
 56. Духовский А. А., Николаев В. Ф., Бузкова Н. Г. и др. О закономерностях пространственного размещения редкометалльного оруденения в зависимости от формы и внутреннего строения гранитных массивов (на примере Центрального Казахстана) // Геология руд. месторождений. 1975. № 7. С. 104—109.
 57. Дэли Р. А. Магматические горные породы и их происхождение. М.: Гостехиздат, 1920. 211 с.
 58. Евстахин В. А. Размещение месторождений урана и олова в основных геотектонических структурах и эволюция рудогенеза // Сов. геология. 1975. № 1. С. 41—49.
 59. Елисеева В. К., Лишман Р. Х., Святогорова Н. Н. Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1976. № 11. С. 30—41.
 60. Ефремова С. В. О типах даек гранит-порфиров и условиях их формирования // Вопросы петрографии Казахстана. М.: Наука, 1966. С. 85—134.
 61. Ефремова С. В. Дайки в гранитоидных комплексах Центрального Казахстана. М.: Наука, 1970. 238 с.
 62. Ефремова С. В. Дайки и эндогенное оруденение. М.: Недра, 1983. 224 с.
 63. Ефремова С. В., Царева Г. М. Многофазные гранитоидные интрузивы плутонические и вулканические (на примере Казахстана) // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982. С. 208—231.
 64. Жариков В. А., Маракушев А. А. К проблеме рудоносности магматических серий // Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1976. С. 5—12.
 65. Жевлаков И. С., Мирзабеков М. Некоторые закономерности поведения меди и молибдена в рудах

- медно-молибденового месторождения Коунрад // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1971. № 5. С. 49—50.
66. *Зимина В. Г., Изосов Л. А., Мельников Н. Г.* К стратиграфии девонских отложений Ханкайского массива и его обрамления // Новые данные по стратиграфии и палеографии Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 13—21.
67. *Иванов Ю. Г.* Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М.: Недра, 1974. 213 с.
68. *Иванова Г. Ф.* Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии // Тр. Совм. Сов.-Монгол. геол. экспедиции АН СССР и АН МНР. 1976. Вып. 15а, 259 с.
69. *Изосов Л. А.* Морской девон Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 4. С. 82—94.
70. *Изосов Л. А., Рязанцева М. Д.* Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива // Сов. геология. 1977. С. 77—90.
71. *Изох Э. П.* Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 137 с.
72. *Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В.* Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 247 с.
73. *Ициксон М. И.* Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях // Сов. геология. 1958. № 1. С. 86—113.
74. *Капсамун В. П., Пашков Ю. Н., Рехарский В. И.* Внутриминерализационные дайки на медно-молибденовом месторождении Кальмакыр // Геология руд. месторождений, 1979. Т. 21, № 6. С. 80—84.
75. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
76. *Коваленко В. И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука. 1977. 206 с.
77. *Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В.* Восточная Монголия — новая провинция редкометалльной минерализации // Тр. Совм. Сов.-Монгол. геол. экспедиции АН СССР и АН МНР. 1977. Вып. 22. С. 189—205.
78. *Коваленко В. И., Зайцев Н. С., Ярмолюк В. В.* и др. Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогеническая специфика // Эндеогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 7—41.
79. *Коваленко В. И., Коваленко Н. И.* Онгониты // Тр. Совм. Сов.-Монгол. геол. экспедиции АН СССР и АН МНР. 1976. Вып. 156. 127 с.
80. *Коваленко В. И., Коваль П. В., Коцусова В. В.* и др. К геохимии редкоземельных элементов в интрузивных породах известково-щелочных серий // Геохимия. 1983. № 2. С. 172—188.
81. *Коваленко В. И., Коваль П. В.* Эндеогенные редкоземельные и редкометалльные рудные формации Монголии // Эндеогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 50—75.
82. *Коваленко В. И., Коваль П. В., Антипин В. С., Якимов В. М.* Проблемы потенциальной рудоносности магматических пород зон тектоно-магматической активизации (на примере мезозоя западной части Монголо-Охотского пояса) // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 68—132.
83. *Коваленко В. И., Наумов В. Б., Богатиков О. А.* Потенциальная рудоносность кислых магматических пород // 27-й Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 9: Петрология. С. 94—103.
84. *Коваленко В. И., Руб М. Г.* Проблемы потенциальной рудоносности магматических горных пород // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 113—120.
85. *Коваленко В. И., Самойлов В. С., Горегляд А. В.* Богатые редкими элементами онгонитовые вулканы // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246, № 3. С. 682—686.
86. *Коваленко В. И., Яшина Р. М., Ярмолюк В. В.* и др. Позднепалеозойский магматизм Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 19—27.
87. *Коваль П. В.* Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975. 258 с.
88. *Коваль П. В.* Геохимические особенности мезозойских магматиче-

- ских ассоциаций Монголии // Тр. Совм. Сов.-Монгол. геол. экспедиции АН СССР и АН МНР. 1979. Вып. 30. С. 168—177.
89. Коваль П. В., Смирнов В. Н. Мезозойские гнейсо-гранитные ассоциации Монгольской Народной Республики // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 1. С. 183—187.
 90. Коваль П. В., Цыпиков Ю. П. Мезозойские интрузивные ассоциации Хэнтэйского поднятия (МНР) // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236, № 6. С. 1438—1441.
 91. Коваль П. В., Якимов В. М. Эндеогенное вольфрамовое и оловянное оруденение Монголии и его связь с магматизмом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 7. С. 82—91.
 92. Коваль П. В., Якимов В. М. Оловянные и вольфрамовые эндеогенные рудные формации Монголии // Эндогенные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 75—89.
 93. Коваль Н. В., Якимов В. М., Коваль Л. П. и др. Распределение вольфрама в интрузивных породах мезозойских оловянно-вольфрамовых провинций Монголии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 235, № 3. С. 682—686.
 94. Коваль П. В., Якимов В. М., Найгебауэр В. А., Горегляд А. В. Региональная петрохимия мезозойских интрузий Монголии // Тр. Совм. Сов.-Монгол. геол. экспедиции АН СССР и АН МНР. 1982. Вып. 34. 207 с.
 95. Козлов В. Л., Свядковская Л. Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 253 с.
 96. Козлов В. Д., Свядковская Л. Н., Карлов И. К. Слюды магматитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 147 с.
 97. Кокорин А. М., Кокорина Д. К. Температурные условия формирования Лермонтовского вольфрамового месторождения скарново-грейзеновой рудной формации (Приморье) // Минералогия и геохимия оловорудных месторождений. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 87—127.
 98. Коржинский Д. С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 12. С. 3—6.
 99. Кормилицын В. С., Мануйлова М. М. Ритмично-полосчатые кварцевые порфиры горы Бугдай (Юго-Восточное Забайкалье) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1957. Т. 86, вып. 3. С. 355—364.
 100. Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов // Металлогеническая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964. С. 7—24.
 101. Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. Критерии связи оруденения с магматизмом // Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М.: Недра, 1965. С. 50—133.
 102. Крейтер В. М., Красников В. И. Месторождения цветных металлов // Цветная металлургия Центральной и Восточной Германии. М.: Металлургиздат, 1947. С. 10—65.
 103. Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.
 104. Кривцов А. И., Мигачев И. В., Попов В. С. Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 1986. 236 с.
 105. Кудрявцев Ю. К. Типы медно-порфировых и медно-молибденовых месторождений Северного Прибайкалья и их соотношения с продуктивными интрузивными комплексами // Тр. ЦНИГРИ. 1978. Вып. 134. С. 80—94.
 106. Кузнецов В. А. Рудные формации // Геология и геофизика. 1972. № 6. С. 3—14.
 107. Кузнецов В. А. Эндогенные рудные формации и их значение для металлогении // Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985. С. 5—14.
 108. Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 166 с.
 109. Лapidес И. Д., Коваленко В. И., Коваль П. В. Слюды редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
 110. Лapidус Л. С. К расчету перемещений земной поверхности, вызванных подземными разработками // Тр. Днепропетр. ин-та инж. ж.-д. транспорта. 1961. № 4. С. 4—18.
 111. Лапин В. В., Курцева Н. Н. Дифференциация силикатных распла-

- вов в производственных условиях и ее геологическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 5. С. 50—59.
112. *Лаумулин Т. М.* Редкометаллоносные структуры в геотектоногенах Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977. 199 с.
 113. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Зайцев А. К.* К вопросу о давлении в туннелях // Изв. Петрогр. политехн. ин-та. 1915. Т. 24, вып. 2. С. 325—358.
 114. *Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Павловский А. Б.* и др. Основные типы оловянных районов. М.: Недра, 1976. 232 с.
 115. *Луговской Г. П., Матиас В. В., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г.* Стрoение массивов редкометалльных гранитов и особенности их генезиса // Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972. С. 131—161.
 116. *Луговской Г. П., Руб А. К.* Зональность и минералого-геохимические особенности метасоматически измененных танталоносных гранитов // Основные проблемы металлогении Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971. С. 165—167.
 117. *Луцц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
 118. *Ляхович В. В.* Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов. М.: Наука, 1983. 255 с.
 119. *Ляхович Т. Т., Ляхович В. В.* Новые данные о составе аксессуарных минералов // Геохимия. 1983. № 11. С. 1616—1633.
 120. Магматические горные породы. М.: Наука, 1985. Ч. 1/2. 768 с.
 121. *Мазарович А. О.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое—раннем мезозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1982. 22 с.
 122. *Маракушев А. А.* Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 263 с.
 123. *Мартынюк М. В.* Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезо-кайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория (в пределах Аниюнского блока): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1972. 28 с.
 124. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии // Тр. Совм. Сов.-Монгол. геол. экспедиции АН СССР и АН МНР. 1975. Вып. 11. 303 с.
 125. *Мельников Н. Г., Бажанов В. А.* Девонские континентальные образования Южного Приморья // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211, № 1. С. 170—172.
 126. *Мельников Н. Г., Голозубов В. В.* Олистостромовые толщи и консолидационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника. 1980. № 4. С. 95—106.
 127. *Михайлов Э. В., Шаваловский А. Е.* О рудоконтролирующем значении поперечных и диагональных разломов в Восточной и Центральной Монголии // Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971. С. 142—147.
 128. *Наковник Н. И.* Месторождение Коунрад, его горные породы и минералы. М.; Л.: Из-во АН СССР, 1937. 176 с.
 129. *Наумов В. Б.* Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах по включениям в минералах // Геохимия. 1979. № 7. С. 997—1007.
 130. *Наумов В. Б., Иванова Г. Ф.* О связи редкометального оруденения с кислым магматизмом по данным изучения включений в минералах // Геология руд. месторождений. 1980. № 3. С. 95—103.
 131. *Наумов В. Б., Руб М. Г., Роднов Ю. Н.* Об условиях формирования рудоносных (Sn, Ag) вулканоплутонических образований (по данным изучения расплавленных включений) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 2. С. 406—409.
 132. *Негрей Е. В.* Петрология верхнепалеозойских гранитов Центрального Казахстана. М.: Наука, 1983. С. 167.
 133. *Негрей Е. В., Леонтьев А. Н.* Геологическое строение и петрология Эспинского интрузива рудоносных щелочных гранитов // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 184—218.
 134. *Негрей Е. В., Яшукин О. И.* Осо-

- бенности петрологии верхнепалеозойского гранитного магматизма Токрауской впадины Центрального Казахстана // Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977. С. 32—72.
135. *Нурбаев З. М., Полетаев А. И.* Постинтрузивные рудоносные брекчиевые трубки вулcano-плутонической серии пород Коунрадского медно-порфиrowого месторождения // Материалы симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата: Наука, 1966. С. 49—51.
136. *Нурбаев З. М., Полетаев А. И.* Новые данные о геологическом строении Коунрадского медно-порфиrowого месторождения // Геология, геохимия и минералогия медно-порфиrowых месторождений Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1969. С. 97—109.
137. *Нурбаев З. М., Полетаев А. И.* Месторождение Коунрад // Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождение руд меди. Алма-Ата: КазИМС, 1978. С. 95—103.
138. *Обручев В. А.* Рудные месторождения: Часть описательная. М.; Л.; Новосибирск: ГОНТИ, 1934. 596 с.
139. *Олейник Ю. М.* Тектоническое районирование Приморского края // Тихоокеан. геология. 1983. № 1. С. 11—19.
140. *Осипов М. А.* Приблизительная оценка термического сокращения объема интрузивов гранитоидов малых глубин // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. II. 1970. Ч. 99, вып. 6. С. 726—730.
141. *Осипов М. А.* Механизм образования камерных пегматитов в интрузивах гранитоидов формации малых глубин // Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972. С. 242—253.
142. *Осипов М. А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. С. 158.
143. *Осипов М. А.* Формирование расчлененных плутонов с позиций термоусадки. М.: Наука, 1982. 100 с.
144. *Перваго В. А.* Геология и экономика медно-порфиrowых месторождений. М.: Недра, 1978. 138 с.
145. *Петраченко Е. Д., Петраченко Р. И.* Условия локализации молибденовых руд на Курильских островах // Геология, магматизм и рудогенез зон перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 193—197.
146. *Повилайтис М. М.* О ритмичной зональности гранитоидных тел // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 2. С. 35—49.
147. *Повилайтис М. М.* К проблеме генезиса ритмично-зональных гранитоидных тел и связи с ними молибденового и вольфрамового оруденения // Геология руд. месторождений. 1966. № 2. С. 33—44.
148. *Подлесский К. В., Аксюк А. М., Власова Д. К., Кудря П. Ф.* Рудоносные скарны Центральной и Восточной Монголии // Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 124—143.
149. *Покалов В. Т.* Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972. 271 с.
150. *Протодьяконов М. М.* Давление горных пород и рудничное крепление. М.: Госгориздат, 1933. Ч. 1. С. 127.
151. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций. Магматические формации. Л.: Недра, 1983. 259 с.
152. *Пучков Е. В.* Условия формирования медно-порфиrowых месторождений Казахстана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Алма-Ата: ИГН АН КазССР, 1977. 56 с.
153. *Радионон С. М., Шопенко В. В., Родионова Л. Н.* Структуры локализации и генезис олово-вольфрамовых месторождений Центрального Сихотэ-Алиня // Геология руд. месторождений. 1984. № 1. С. 22—30.
154. *Радкевич Е. А., Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С.* и др. Глубинное строение Приморья по данным ГЗС и вопросы магматизма и металлогении // Геология и геофизика. 1975. № 12. С. 3—14.
155. *Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М.* О дуговых разломах Приморья и их металлогеническом значении // Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Новосибирск: Наука, 1975. С. 142—152.
156. Редкометалльные гранитоиды Монголии // Тр. Совм. Сов.-Монгол.

- геол. экспедиции АН СССР и АН МНР. 1971. Вып. 5. 239 с.
157. Рейф Ф. Г., Бажиев Е. Л. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 168 с.
 158. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М.: Наука, 1964. 208 с.
 159. Россовский Л. Н., Мостацкий А. Н., Матросов И. И. Особенности натро-литиевых пегматитов Восточной Гоби (МНР) // Докл. АН СССР. 1971. Т. 201, № 4. С. 949—952.
 160. Руб А. К. Типоморфные особенности минералов—спутников танталого и оловянного оруденения. М.: Недра, 1980. 151 с.
 161. Руб М. Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 33. 358 с.
 162. Руб М. Г. Флюоритсодержащие шаровые лавы как показатель богатства магмы летучими // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 1. С. 45—59.
 163. Руб М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулкано-плутонических комплексов. М.: Наука, 1970. 363 с.
 164. Руб М. Г. Рудоносные гранитоиды советской части Тихоокеанского пояса и характер связи с ними оруденения // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Недра, 1973. С. 109—125.
 165. Руб М. Г., Гладков Н. Г., Павлов В. А. и др. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 6. С. 1463—1466.
 166. Руб М. Г., Коптев-Дворников В. С. Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов // Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970. С. 3—46.
 167. Руб М. Г., Павлов В. А., Руб А. К. и др. Элементы вертикальной зональности Циновецкого массива литий-фтористых гранитов (ЧССР) // Корреляция магматических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М.: Наука, 1983. С. 108—137.
 168. Руб М. Г., Павлов В. А., Гладков Н. Г., Яшухин О. И. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. 259 с.
 169. Рундквист Д. В., Денисенко В. К. Региональные и локальные закономерности размещения грейзеновых оловянно-вольфрамовых месторождений. Л.: ВСЕГЕИ, 1970. 72 с.
 170. Рундвист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971. 328 с.
 171. Русаков М. П., Сатпаев К. И. Металлогенические особенности и закономерности в проявлении эндогенной концентрации меди в недрах Центрального Казахстана // Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1958. С. 268—318.
 172. Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 132 с.
 173. Рябчиков И. Д., Орлова Г. П., Ефимов А. С. и др. Медь в системе гранит—флюид // Геохимия. 1980. № 9. С. 1320.
 174. Рябчиков И. Д., Рехарский В. И., Кудрин А. В. Мобилизация молибдена магматическими флюидами в ходе кристаллизации гранитных расплавов // Геохимия. 1981. № 8. С. 1243—1246.
 175. Рязанцева М. Д. Сравнительная характеристика Вознесенских и Гродековских гранитов Южной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 69—73.
 176. Рязанцева М. Д., Рязанцев А. А. О возрастных взаимоотношениях интрузивных комплексов Вознесенского рудного района // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 76—78.
 177. Самойлов В. С., Коваленко В. И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии // Тр. Совм. Сов.-Монгол. геол. экспедиции АН СССР и АН МНР. 1983. Вып. 35. 710 с.
 178. Самойлов В. С., Коваленко В. И., Смирнова Е. В. и др. Новый тип редкометалльных руд в карбонатитовых комплексах // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, № 4. С. 941—945.
 179. Сапожников В. Г. Минералого-петрографические особенности меденосных гранодиоритовых интрузи-

- вов Прибалхашья // *Тр. ЦНИГРИ*. 1978. Вып. 134. С. 54—71.
180. Сафонов Ю. Г., Булавский Ю. И., Завалин В. И., Порошин С. В. Первый опыт использования космических снимков для изучения структур рудных полей и месторождений // *Эндогенные рудные месторождения*. М.: Наука, 1980. С. 82—116.
 181. Свириденко Л. Г. Петрология Салминского массива гранитов рапакви. Петрозаводск: Карел. кн. изд-во, 1968. 116 с.
 182. Слесарев В. Д. Механика горных пород. М.: Углетехиздат, 1948. 452 с.
 183. Слесарев В. Д. Решение задач горного давления приближенными методами инженерных расчетов // *Труды совещания по управлению горным давлением*. М.: Углетехиздат, 1948. С. 20—25.
 184. Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 159 с.
 185. Смирнов А. М., Давыдов И. А., Изосов Л. А. и др. Кембрийская липаритовая формация Южного Приморья // *Докл. АН СССР*. 1982. Т. 264, № 2. С. 417—420.
 186. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
 187. Смирнов В. И. Проблемы рудообразования // *Геология руд. месторождений*. 1982. № 6. С. 3—12.
 188. Смирнов В. И., Гинзбург А. И., Григорьев В. М., Яковлев Г. Ф., Курс рудных месторождений. М.: Недра, 1981. 348 с.
 189. Смирнов С. С. Рецензия на книгу Н. Ниггли «Систематика рудных месторождений» // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1947, № 5. С. 154—159.
 190. Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений // *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*. 1947. Ч. 76, № 1. С. 23—26.
 191. Соловьев С. П. Молодые интрузии и контактовый метаморфизм рудноносного района Тырнауз. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1940. 161 с.
 192. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 554 с.
 193. Стрижкова А. А. Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Наука, 1980. 123 с.
 194. Строганов А. Н., Юнаковская Ю. В. О характере погружения поверхности Восточно-Коунрадского массива в области сочленения с месторождением Медный Коунрад (Центральный Казахстан) // *Вестн. МГУ. Сер. 4; Геология*. 1964. № 1. С. 28—31.
 195. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
 196. Таусон Л. В., Антипин В. С., Захаров М. Н., Зубков В. С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 214 с.
 197. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
 198. Трошин Ю. П., Войко С. М., Гребенщикова В. И. Распределение редкоземельных элементов в редкометалльных гранитах, как показатель условий их образования // *Геология и геофизика*. 1984. № 6. С. 76—84.
 199. Трумбачев В. Ф. Исследование некоторых вопросов горного давления оптическим методом // *Тр. Ин-та горного дела*. 1954. Т. 1. С. 3—11.
 200. Трумбачев В. Ф., Суворов Н. А. Материалы для оптического исследования напряжений в моделях горных выработок // *Тр. Ин-та горного дела*. 1954. Т. 1. С. 12—18.
 201. Уоллес С. Р., Мункастер Н. К., Джонсон Д. С. и др. Многократная интрузия и минерализация месторождения Клаймакс в штате Колорадо // *Рудные месторождения США*. М.: Мир, 1973. Т. 2. С. 217—260.
 202. Урунбаев К. Потенциальная рудоносность магматических формаций верхнего палеозоя Восточного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1978. 206 с.
 203. Фог Г., Пауэл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 214 с.
 204. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 280 с.
 205. Хазов Р. А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Петрозаводск: Наука, 1973. 87 с.
 206. Харашвили Г. И. Геолого-петрографический очерк Каробского месторождения и условия его фор-

- мирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. № 5. С. 71—89.
207. *Хасин Р. А., Супрунов Э. А.* Классификация эндогенных вольфрамовых и оловянных месторождений Монголии // Геологическое строение и закономерности размещения месторождений важнейших полезных ископаемых на территории МНР. М.: Наука, 1979. С. 94—111.
 208. *Хомич В. Г.* Формационные типы проявлений золото-серебряной минерализации Тихоокеанского рудного пояса // Тихоокеан. геология. 1982. № 3. С. 70—83.
 209. *Чевердин В. А., Калаченко А. А.* Геологическое положение месторождения Коунрад и закономерности размещения в нем меди и молибдена // Математические методы в геологии. Алма-Ата: Изд-во КазГУ, 1968. С. 50—59.
 210. *Чевердин В. А., Калаченко А. А.* Применение корреляционного анализа для изучения связей между компонентами на месторождении Коунрад // Математические методы в геологии. Алма-Ата: Изд-во КазГУ, 1971. Вып. 2. С. 44—48.
 211. *Чернявский И. В.* Определение величин и расположения усачных раковин в шлаковых отливках // Литейн.пр-во. 1964. № 5. С. 18—19.
 212. *Чухров Ф. В.* К вопросу о подзоне выщелачивания на Коунраде // Сов. геология. 1948. Сб. 29. С. 115—116.
 213. *Шипулин Ф. К.* Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1957. Вып. 8. С. 302.
 214. *Штемпрок М.* Генетические проблемы оловянно-вольфрамово-молибденовых месторождений Восточных Рудных гор // Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. С. 191—204.
 215. *Щеглов А. Д.* Флюоритовые пояса Тихоокеанского сегмента Земли // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 6. С. 1437—1440.
 216. *Щека С. А., Октябрьский Р. А., Вржосек А. А., Старков Г. Н.* Основные закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма в Приморье // Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 9—61.
 217. *Щерба Г. Н.* Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Алма-Ата: Изд-во КазССР, 1957. 216 с.
 218. *Щерба Г. Н.* Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата. Изд-во АН КазССР, 1960. 381 с.
 219. *Щерба Г. Н., Сенчило Н. П., Кудряшов А. В., Ершов Б. В.* Геология и редкометалльное оруденение Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1968. 146 с.
 220. *Юдин И. М.* Метное месторождение Коунрад (минералого-геохимические и генетические черты). М.: Изд-во МГУ, 1969. 150 с.
 221. *Чнишевский Е. М.* Молибденоносность вкрапленных медных руд Коунрадского месторождения // Сов. геология. 1939. Т. 9, № 10/11. С. 46—53.
 222. *Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Горегляд А. В., Самойлов В. С.* Щелочный магматизм Южной Монголии и его структурное положение // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 5. С. 1244—1248.
 223. *Adams F.* An experimental contribution to the question of the depth of zone of flow in the earth's crust // J. Geol. 1912. Vol. 20. P. 97—118.
 224. *Anderson E. M.* The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes and cauldron-subsidences // Proc. Roy. Soc. Edinburgh. 1936. Vol. 56, pt 2. P. 129—157.
 225. *Bridgman P. N.* The failure to cavities in crystals and rocks under pressure // Amer. J. Sci. Ser. 4. 1918. Vol. 45. P. 45—63.
 226. *Jahns R. N., Glass J. J.* Beryllium and tungsten deposits of the Iron mountain district Sierra and Socorro counties New-Mexico // Bull. US Dep. Interior, Geol. surv. 1945. N 945-C. P. 79—105.
 227. *Robertson E. S.* Experimentall study of strength of rocks // Bull. Geol. Soc. Amer. 1955. Vol. 66, N 10. P. 1275—1292.
 228. *Smellie I. A. T., Laurikko J.* Skerpesavon, Northern Sweden: A uranium mineralization associated with alkali metasomatism // Miner. deposita. 1984. Vol. 19, N 3. P. 183—192.

ОБЪЯСНЕНИЕ К ТАБЛИЦАМ

Т а б л и ц а I

Кальмакырское (а, б) и Коунрадское (в, г) месторождения

а — контакт гранит-пегматита с невадитовыми кварцевыми сиенит-порфирами (дайка алмакынского типа). Вкрапленники невадитовых кварцевых сиенит-порфиров срезаются гранит-пегматитом; б — обломок молибденит-кварцевой жилы в гранит-порфирах «гушайского типа»; в — контакт невадитовых кварцевых диорит-порфиров с невадитовыми гранодиорит-порфирами, измененными гидротермальными процессами. В кварцевых диорит-порфирах виден ксенолит диабазов (нижняя часть снимка). Natur. вел.; г — развитие контактово-метаморфического мелкочешуйчатого биотита по амфиболу с сохранением морфологии его зерен в невадитовых гранодиорит-порфирах. Шлиф, увел. 14,5, без анализатора

Т а б л и ц а II

Коунрадское месторождение, характер развития биотита и рудных минералов

а — развитие контактово-метаморфического мелкочешуйчатого биотита по амфиболу в невадитовых кварцевых диорит-порфирах. Шлиф, увел. 40, без анализатора; б — развитие пирита в кварц-молибденитовом прожилке. Молибденит подвергся пластическим деформациям. Шлиф полир., увел. 40; в — морфология зерен халькопирита по трещинкам во вкрапленнике кварца и в промежутках между вкрапленниками в основной массе в гидротермально измененных гранодиорит-порфирах. Полир. шлиф, увел. 40; г — развитие халькопирита по биотиту в гидротермально эксплозивных брекчиях. Шлиф, увел. 40, без анализатора

Т а б л и ц а III

Коунрадское месторождение, морфология халькопирита

а — характер развития халькопирита в кварц-серицитовых метасоматитах по гранодиорит-порфирам. Шлиф, увел. 40, без анализатора; б, в — развитие сульфидов (б — по биотиту, шлиф, увел. 40, без анализатора; в — по амфиболу в гранодиорит-порфирах, полир. шлиф, увел. 40); г — характер развития халькопирита в участках интенсивного обогащения им метасоматически измененных гранодиорит-порфиров. Шлиф, увел. 40, без анализатора

Т а б л и ц а IV

Актогайское месторождение

а — прожилок халькопирита в гранодиорит-порфирах. Шлиф, увел. 40, без анализатора; б — характер развития халькопирита в гранодиорит-порфирах в участках интенсивного обогащения. Полир. шлиф, увел. 40; в — развитие мелкочешуйчатого биотита по амфиболу в тоналитах С₂ на глубине 696 м от поверхности месторождения. Шлиф, увел. 40, без анализатора (кол. Ю. К. Кудрявцева); г — ксенолиты кварца в гранодиорит-порфирах

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Рудоносность кислых и средних магматических пород. <i>В. И. Коваленко, М. Г. Руб</i>	5
Общая характеристика рудоносности кислых и средних магматических пород	5
Рудоносность кислых и средних магматических пород различных структур Земли	10
Зоны перехода океан—континент	10
Рудоносность кислых и средних пород складчатых поясов	15
Рудоносность кислых и средних пород зон активизации	18
Наиболее продуктивные ассоциации кислых и средних магматических пород и петрологические критерии их рудоносности	22
Глава II. Рудоносные магматические ассоциации Приморья	25
Краткий очерк геологического строения Приморского края. <i>Н. Г. Гладков, М. Д. Рязанцева</i>	25
Общая характеристика рудоносных магматических ассоциаций. <i>М. Г. Руб, Н. Г. Гладков, М. Д. Рязанцева</i>	32
Новые данные о магматических образованиях Приханкайского района и их соотношении с оруденением. <i>А. К. Руб, М. Г. Руб</i>	40
Новые данные о редкометальных гранитах Центрального Сихотэ-Алиня. <i>А. К. Руб, М. Г. Руб</i>	74
Раннемеловая монзонит-гранодиорит-гранитная (латитовая) ассоциация, сопровождающаяся вольфрамовой минерализацией. <i>М. Г. Руб</i>	83
Ранне-позднемеловой шошонит-латит-монзонитовый вулканоплутонический комплекс. <i>Н. Г. Гладков</i>	98
Эволюция рудоносных магматических ассоциаций Приморья и петрологические критерии связи с ними оруденения. <i>М. Г. Руб, Н. Г. Гладков</i>	106
Глава III. Редкометальная металлогения Монгольской Народной Республики на основе принципов учения о потенциальной рудоносности магматических пород. <i>В. И. Коваленко, П. В. Коваль, В. М. Якимов, О. Шерхан, В. В. Ярмолюк</i>	114
Введение	114
Принципы составления металлогенической карты	116
Систематика редкометальных проявлений	118
Закономерности размещения редкометального оруденения	134
Перспективы поисков редкометального оруденения	150
Выводы	157
Глава IV. Реализация потенциальной рудоносности магматических пород (особенности формирования гранитных куполов как фактор возникновения оруденения). <i>М. А. Осипов</i>	159
Введение	159

Геологические особенности систем куполовидный выступ интрузива—надинтрузивная зона	162
Строение куполовидных выступов интрузивов гранитоидов.	162
Строение надкупольных зон.	172
Механизм формирования систем куполовидный выступ интрузива—надинтрузивная зона	174
Формирование куполовидных выступов интрузивов гранитоидов.	174
Формирование надкупольных зон	183
Выводы	189
Глава V. Роль даек в решении вопроса рудоносности гранитоидных формаций и локальном прогнозировании в пределах медно-молибден-порфировых месторождений. С. В. Ефремова.	192
Заключение	212
Литература	219
Объяснение к таблицам.	229

Научное издание

**КОВАЛЕНКО Вячеслав Иванович
РУБ Мария Григорьевна
ОСИПОВ Михаил Александрович и др.
РУДОНОСНОСТЬ
МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ**

*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии АН СССР*

Редактор *В.И. Бондаренко*
Художник *Д.А. Шпаков*
Художественный редактор *В.В. Алексеев*
Технический редактор *Г.И. Астахова*
Корректор *С.В. Дельвиц*

ИБ № 37060

Подписано к печати 22.02.88. Т-07352
Формат 60х90 1/16.

Бумага книжно-журнальная, импортная
Гарнитура Литературная (фотонабор)
Печать офсетная. Усл.печ.л. 14,5 + 0,7 вкл.
Усл.кр.-отт. 15,6. Уч.-изд.л. 19,4. Тираж 650 экз.
Тип. зак. 859. Цена 3р. 20к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

2-я типография издательства "Наука"
121099, Москва, Г-99,
Шубинский пер., 6

3 р. 20 к.

5009