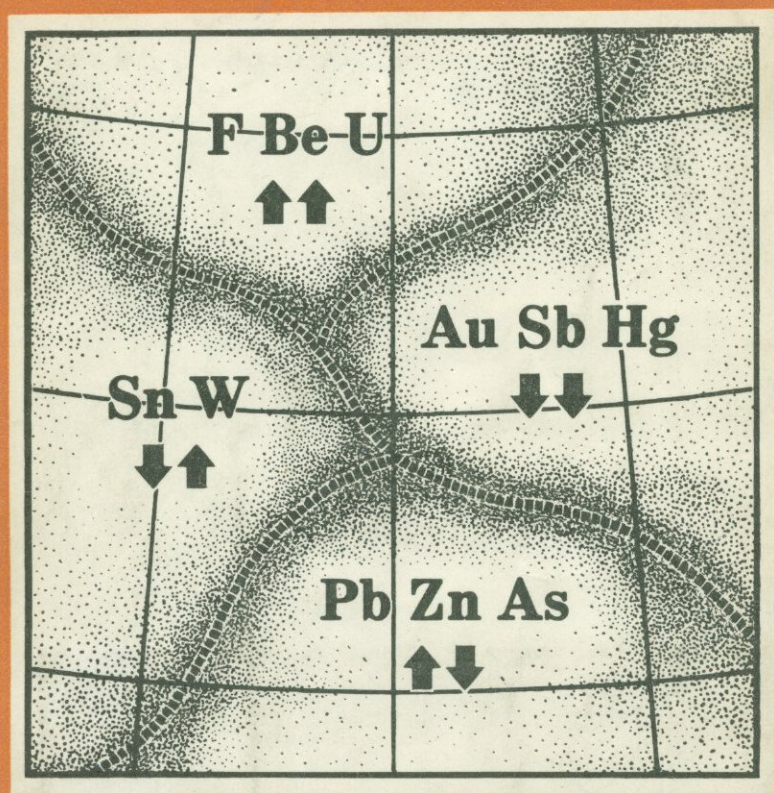

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

55324+550.891

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

7674



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1976



ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ. М., «Наука», 1976.

Проблема прогнозирования рудоносности рассмотрена на основе обширного комплекса геологических исследований и математических моделей для территории Восточного Забайкалья. Количественно подтверждена зависимость состава эндогенных образований от комбинаций дорудных вертикальных тектонических перемещений в каждом конкретном участке. Показано прогнозно-оценочное значение петрохимических параметров изверженных пород, гидротермальных изменений, геохимических особенностей руд и геофизических данных. Предложены математические приемы обработки геологической информации.

Табл. 71, илл. 94, библи. 186 назв.

Ответственные редакторы:

В. В. Иванов, Г. М. Мейтув

Авторы:

**Г. М. Мейтув, Т. А. Иванова, В. В. Иванов,
Г. И. Менакер, Г. Б. Мотуза, Р. В. Панфилов, Ю. Н. Спомор,
Р. А. Романова, Н. П. Смирнова, Ю. А. Алентьев, М. А. Зубов**

ПРЕДИСЛОВИЕ

Прогнозирование и оценка рудоносности территорий — одна из главных прикладных проблем современной геологии. К настоящему времени накоплен обширный фактический материал по закономерностям размещения и условиям образования месторождений, который используется для целей прогнозирования. Однако увеличение степени геологической изученности территорий и детальности поисковых работ в последнее время, как правило, не приводит к соответствующему увеличению числа открытий новых рудных месторождений. К сожалению, это особенно относится к давно и хорошо известным горнорудным провинциям. Именно поэтому в последние годы проблеме прогнозирования эндогенных месторождений посвящено большое число научных исследований («Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений», 1971; «Основы научного прогноза месторождений...», 1971; «Основы научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых», 1971; «Прогнозирование скрытого оруденения...», 1972; «Научные основы геохимических методов поисков...», 1972; «Прогнозирование месторождений полезных ископаемых...», 1973 и др.).

Настоящая работа также направлена на решение этой проблемы. Предлагаются два возможных методических подхода к прогнозированию и оценке рудоносных площадей, — во-первых, геолого-геохимический и, во-вторых, геолого-геофизический. Геолого-геохимический основан на положении о функциональной зависимости эндогенных образований определенного состава с районами определенной направленности вертикальных тектонических перемещений, геолого-геофизический — на связи рудно-магматических процессов с глубинным строением земной коры.

Новым решением в геолого-геохимическом направлении является стремление охарактеризовать каждый конкретный участок совокупностью вертикальных движений за все обозримое время, предшествующее оруденению. Для прогнозно-металлогенических целей предложено использовать специализированную тектоническую основу, которая строится с помощью палеотектонических и литолого-стратиграфических схем и отражает характер колебательных движений за все интересующие геологические периоды. Состав и тип эндогенных образований определяются конкретной комбинацией дорудных вертикальных перемещений, их направленностью, продолжительностью и интенсивностью. На состав оруденения существенное влияние также оказывают размеры и конфигурация блоков, положение минерализации в краевых или центральных частях блоков, характер тектонических границ блоков (резкий, ступенчатый). Все это определяет специфику рудоносности того или иного участка, его магматизм и хорошо увязывается с геофизическими моделями земной коры. Места концентрации оруденения (рудные узлы, поля) находятся в определенной зависимости от границ выделенных разнонаправленных разновременных блоков. Выявляются оптимальные расстояния распространенности оруденения от этих границ и интрузий, различные для разных типов месторождений. В участках благоприятного сочетания определенных границ и их оптимальной сближенности располагаются промышленные объекты.

Эти положения, разработанные Г. М. Мейтувым на примере Забайкалья, легли в основу проведенных исследований. Анализ материалов по геологии и геохимии многих других регионов, выполненный В. В. Ивановым, показал широкие возможности геолого-геохимического подхода при прогнозно-металлогенических исследованиях. Первой обобщающей работой этого плана как по материалам Забайкалья, так и других регионов явилась монография «Геолого-геохимические исследования рудных провинций» (Иванов, Мейтув, 1972). Настоящая книга (главы I—VI) является продолжением и развитием этого направления исследований в Восточном Забайкалье. Основное внимание уделено вопросам установления пространственного размещения оруденения, типизации месторождений и выяснению мест максимальной концентрации месторождений. Рассмотрены основные исходные принципы геолого-геохимического анализа, предлагаемые для прогнозных целей (Г. М. Мейтув); использование статистических методов и ЭВМ (Г. Б. Мотуза); петрохимические критерии (Ю. Н. Спомиор, Р. А. Романова, Н. П. Смирнова); особенности гидротермальных изменений окolorудных пород (Т. А. Иванова); геохимические параметры руд разных типов месторождений (Р. В. Панфилов); геохимические исследования первичных ореолов (Ю. А. Алентьев, М. А. Зубов).

Геолого-геофизический подход развивается в главе седьмой Г. И. Менакером. Он основан на положении о связи характера эндогенного оруденения и закономерностей его размещения с глубинным строением земной коры. Впервые предложены объемные металлогенические модели и основанные на их интерпретации количественные прогнозно-оценочные критерии рудоносности районов Восточного Забайкалья.

Оба развиваемых в книге направления, хотя и основаны на разных методах исследований, едины в главном — и то и другое реализует идею связи характера эндогенных процессов с историей вертикальных колебательных движений, и то и другое использует количественные вещественные данные и вероятностный статистический подход.

В заключительной восьмой главе рассмотрена взаимосвязь регионально-геологических закономерностей распространения металлов с их физико-химическими свойствами. Затронуты вопросы металлогенической однородности типов рудных районов и геолого-геохимических групп месторождений, необходимые при комплексной оценке территорий (В. В. Иванов).

Представляя большую сложность затронутых вопросов, авторы настоящей монографии не стремились дать окончательных универсальных рецептов, цель книги — показать рациональность применения некоторых приемов прогнозирования эндогенной рудоносности территорий различного масштаба на конкретных примерах.

Исследования выполнены сотрудниками ИМГРЭ: Т. А. Ивановой, Г. Б. Мотузой, Р. В. Панфиловым, Р. А. Романовой, Ю. Н. Спомиором, Н. П. Смирновой, Ю. А. Алентьевым, М. А. Зубовым и другими под руководством и при участии Г. М. Мейтува и В. В. Иванова и Читинского геологического управления МГ РСФСР — Г. И. Менакер. В сборе, подготовке и оформлении материалов настоящей работы большую помощь оказали: Г. Г. Горчакова, В. С. Жесткова, К. А. Заборин, М. М. Байтман, О. В. Олифиренко, В. И. Соловьева, И. Е. Карова, С. А. Ширяева.

Авторы с благодарностью отмечают, что в процессе работы им большую помощь оказывали многие геологи производственных организаций Забайкалья и научно-исследовательских институтов Читы, Иркутска, Новосибирска, Москвы и Вильнюса.

Особую признательность авторы выражают члену-корреспонденту АН СССР, директору ИМГРЭ Л. Н. Овчинникову, оказывавшему постоянное внимание и действенную помощь при проведении исследований.

ПРИНЦИПЫ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
РУДНЫХ РАЙОНОВ

Одной из наиболее сложных и важных задач геологии современного периода является обнаружение в пределах известных рудоносных провинций перспективных районов, в которых можно было бы ожидать открытия крупных месторождений. Попытка решения поставленной задачи в Восточном Забайкалье потребовала вновь вернуться к вопросам, связанным с выяснением условий образования и закономерностей размещения месторождений на этой территории, несмотря на то, что эти вопросы неоднократно обсуждались в геологической литературе.

Восточное Забайкалье является регионом, на материалах которого разрабатывались многие фундаментальные положения по теории рудообразования и металлогении. Здесь получили свое обоснование идеи А. Д. Озерского и С. С. Смирнова о поясовом размещении месторождений (Г. Л. Падалка, О. Д. Левицкий, Е. А. Радкевич, А. А. Якжин, Ф. И. Вольфсон, И. Ф. Григорьев, Д. И. Горжевский, В. С. Кормилицин и др.). Именно на материале Восточного Забайкалья развивались важные представления В. А. Обручева о связи полезных ископаемых с блоковым строением земной коры (А. Д. Щеглов, Г. И. Князев, Н. А. Фогельман, И. Н. Томсон и др.). С одной стороны, Восточное Забайкалье являлось тем плацдармом, на котором проверялись выводы Ю. А. Билибина о формировании оруденения в различные этапы, синхронные с этапами развития геосинклинальных зон (В. Н. Козеренко, Н. В. Шталь, В. С. Кормилицин и др.), а с другой — разрабатывались идеи связи рудоносности с процессами посторогенной тектонической активизации (А. Д. Щеглов, М. С. Нагибина, Е. В. Павловский, Н. А. Фогельман и др.). Здесь получили развитие положения о важной роли скрытых глубинных разломов в определении специфики руд месторождений (И. Н. Томсон, В. Г. Горлов, В. В. Архангельская, Н. А. Фогельман и др.) и первые представления о широком развитии в Забайкалье шарьяжей (М. М. Тетяев). На материалах Восточного Забайкалья обосновывались также идеи о зависимости условий образования и закономерности размещения месторождений от времени оруденения в общем ходе развития тектоники и магматизма, от температуры и глубины рудообразования, состава вмещающих пород и их физико-механических свойств (С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин, О. Д. Левицкий, Е. А. Радкевич, Ф. И. Вольфсон, Н. В. Петровская, А. Д. Щеглов, А. В. Дружинин, И. Ф. Григорьев, Е. И. Долманова, Д. И. Горжевский, Е. М. Лазько, Д. О. Онтоев, Р. М. Константинов, И. Н. Томсон, В. В. Аристов и др.).

За многие десятилетия и особенно в последние годы в Восточном Забайкалье накоплен громадный фактический материал по тектонике, магматизму и геологии рудных месторождений. Проблема закономерностей размещения месторождений и поиск новых рудных районов в пределах хорошо изученного геологически региона выдвигают в первую очередь вопрос методологии исследований. Представлялось целесообразным просматривать весь накопленный обширный материал под несколько иным, чем принято, углом зрения, попытаться найти дополнительные связи геохимических

условий рудообразования на отдельных площадях с особенностями их геологического развития.

В практике металлогенических исследований широко используется формационный анализ и идея связи эндогенных образований с историей вертикальных движений земной коры. Говоря о методологическом подходе к изучению данного вопроса, следует отметить, что он развивается в двух направлениях. Одни исследователи металлогенические особенности того или иного участка связывают с определенным этапом геосинклинального развития (Ю. А. Билибин и др.), другие — с определенным типом структур. процессов тектонической активизации (Н. П. Херасков и др.). Но в том и в другом случае особенности эндогенного рудообразования, как правило, сопоставляются с каким-то одним определенным знаком вертикальных движений (поднятием или опусканием), обычно синхронным оруденению. На примере Восточного Забайкалья, где основная масса рудных проявлений имеет молодой, мезозойский возраст, представлялось важным выяснить роль всей предыстории вертикальных тектонических движений, начиная с рифея и кончая верхним мезозоем, на условия образования и размещения оруденения. Попытаться выяснить специфику металлогении отдельных участков земной коры, характеризующихся определенной комбинацией синрудных (мезозойских) и более ранних (палеозойских) вертикальных тектонических движений. В этом и заключалась основная идея проведенного исследования. Мы стремились изучить историю развития вертикальных перемещений того или иного участка и выявить их роль в формировании магматических образований и рудных месторождений. В конечном итоге предполагалось найти наиболее рациональные пути прогнозной оценки рудных районов.

В своих исследованиях мы пытались широко использовать палеогеологический метод, важность которого для металлогенических построений подчеркивали Ю. А. Билибин (1955), В. И. Смирнов (1962) и А. В. Сидоренко (1964) и др. Особое внимание было уделено следующим вопросам.

1. Разработке тектонической основы, специально направленной на решение металлогенических и прогнозных задач.

2. Изучение условий размещения изверженных пород и месторождений различных металлов в участках земной коры, развивавшихся в разном тектоническом режиме.

3. Раскрытию общих закономерностей размещения эндогенных образований (пород и руд) на площади Восточного Забайкалья в целом.

4. Выявлению закономерностей изменения парагенетических минеральных ассоциаций и типов пород в пределах отдельных тектонических структур разного знака движений на примере главных рудных районов.

5. Выяснению условий образования руд месторождений различных металлов и типов (возраст, глубина формирования оруденения, температура образования минералов и их парагенезисов, литологический состав вмещающих оруденение пород) и их роль в определении региональной металлогении Забайкалья, а также рассмотрение геофизических данных по глубинному строению различных участков Восточного Забайкалья и его влияния на образование месторождений различных металлов.

6. Установлению наиболее благоприятных условий для локализации промышленных месторождений различных металлов и их типов.

7. Разработка приемов прогнозной оценки рудных районов на скрытое промышленное оруденение.

Результаты этих исследований наиболее полно освещены в монографии «Геолого-геохимические исследования рудных провинций» (Иванов, Мейтув, «Недра», 1972) и рукописной работе «Закономерности размещения эндогенного оруденения в Восточном Забайкалье» (Мейтув, 1971 г.). Здесь они приведены в конспективной форме, преследуя цель знакомства читателя с общим направлением этих исследований, избегания повторов и для большей целостности восприятия последующих глав.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОСНОВА, ПРИНЯТАЯ ДЛЯ ПРОГНОЗНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

В основу металлогенических построений в Восточном Забайкалье берутся обычно различные тектонические схемы. Рассмотрение более чем двух десятков тектонических схем показывает, что основной принцип их построения: районирование по времени завершённой складчатости и по общим геотектоническим условиям формирования. Несмотря на общность подхода, схемы различных исследователей значительно отличаются. Одной и той же территории нередко приписывается различный возраст завершённой складчатости (рифейды, каледониды, варисциды, мезозоиды и т. д.), а где он совпадает — варьируют границы. Много разногласий в трактовке тектонического режима развития одних и тех же районов: одни говорят о геосинклинальном режиме, другие — эпиплатформенном. Имеется много вариантов трактовки этих двух положений в отношении возраста и проведения границ. Одни исследователи признают ведущую роль в специфике мезозойской металлогении за мезозойским тектогенезом, другие — считают, что она predetermined более древней тектонической историей (палеозоем и ранее). Многие исследователи придают решающую роль в металлогении разрывной тектонике с подразделением территории на многочисленные блоки. Блоки выделяются по пересечению разнонаправленных тектонических нарушений (И. Н. Томсон и др.), очерчиваются по современным выходам пород различных структурных этажей и геофизическим данным (Г. И. Князев, Г. И. Менакер, В. Д. Огородников, Ю. А. Зорин, Л. А. Мастюлин и др.). Контуры тектонических блоков, их число, размеры на схемах у различных исследователей мало сопоставимы. Число выделяемых разломов, их местоположение, протяжённость и мощность широко варьируют на разных схемах. Все это создает значительные трудности для выбора из существующих схем рациональной тектонической основы для металлогенического анализа.

Сопоставление имевшихся тектонических и металлогенических схем свидетельствует, что одни и те же металлы, типы месторождений и разновидности магматических пород часто располагаются в участках, относимых по существующей номенклатуре к разным тектоническим категориям. Следовательно, нужны какие-то другие методические подходы. Весьма важно найти такие приемы, которые позволили бы в наибольшей мере использовать уже имеющийся фактический геологический материал и в то же время свели к минимуму влияние генетических представлений исследователей, его собравших.

Признавая важность для общих металлогенических исследований при сопоставлении различных регионов установление возраста завершённой складчатости, типа тектонического режима, мы, тем не менее, при тектоническом районировании территории в пределах одного региона отвели первое место направленности вертикальных тектонических движений. Динамика вертикальных перемещений зафиксирована в осадках и поддается расшифровке. Несомненна условность прямой корреляции процессов осадконакопления и истории вертикальных перемещений, и, тем не менее, на этом пути мы встречаем меньше разночтений.

Сопоставление имеющихся литолого-стратиграфических колонок позволяет выделить районы наиболее контрастной геологической истории вертикальных перемещений. Даже в построениях исследователей, имеющих различные точки зрения на историю формирования этого региона (геосинклиналь — платформа), принимающих разную трактовку возраста и мощностей ряда свит, основные черты динамики вертикальных движений для одних и тех же участков сходны.

В Восточном Забайкалье принцип связи вертикальных тектонических перемещений и состава эндогенных образований в той или иной мере, начиная с С. С. Смирнова (1944), поддерживается всеми исследователями.

Существуют определенные разногласия в трактовке металлоносности структур разного знака. Приведем некоторые примеры.

С. С. Смирнов (1944, стр. 11): «Так, Пришилкинская синклиналильная структура частично совпадает с областью широкого развития молибденово-золотого и полиметаллического оруденения, Центральная антиклинальная — олово-вольфрамового, Приаргунская синклиналильная — полиметаллического. Характерно при этом, что и в отношении оруденения наблюдается некоторое сходство между Пришилкинской и Приаргунской структурами. Любопытно и заслуживает специального упоминания то обстоятельство, что в предверхнеюрское время распределение основных синклиналильных и антиклинальных единиц было как раз обратным. В самом деле, на месте Центрального антиклинального поднятия был геосинклиналильный прогиб, занятый юрским морем; на месте же синклиналильных структур — соответственные им антиклинальные».

В. Н. Козеренко и В. В. Старченко (1963, стр. 508): «В связи с кислыми и ультракислыми гранитами, широко развитыми в пределах синклиналильных прогибов, формируются многочисленные оловянно-вольфрамовые месторождения кварцево-касситеритово-вольфрамитовой формации и другие редкометалльные образования. В Приаргунской краевой антиклинальной зоне, пространственно ассоциируясь с гипабиссальными интрузиями, встречаются многочисленные сложные полиметаллические и мышьяково-полиметаллические и мышьяково-золотые месторождения».

В. С. Кормилицин, Н. И. Тихомиров, Н. В. Шталь и др. (1963, стр. 504): «Рудная минерализация периода главной складчатости представлена редкометалльными месторождениями, генетически связанными с кислыми гранитоидами, локализованными в пределах юрского прогиба. Значительно более широким распространением пользуются золотые и молибденовые месторождения, связанные с интрузиями постскладчатого периода. Эти месторождения распространены главным образом в пределах жесткого обрамления мезозойской (юрской) складчатой зоны...»

Г. Л. Падалка (1964, стр. 80): «Магматические тела кукульбейского комплекса сформировались главным образом в пределах геосинклиналильной зоны, сложенной в основном средне-верхнепалеозойскими терригенными толщами и гранитоидами. Породы амуджикано-шахтаминского комплекса почти целиком разместились в геоантиклинальных зонах, где развиты более древние образования».

Н. А. Фогельман (1968, стр. 123—124, 181): «Так, для Восточного Забайкалья установлен верхнеюрский возраст оловоносных интрузий кукульбейского комплекса, приуроченных к зоне юрского наложенного прогиба и распространившихся на территории Агинского массива». «Устанавливается, что золото-молибденовый рудный пояс, выделенный в свое время С. С. Смирновым, структурно связан с развитием Северо-Даурского свода».

С. С. Смирнов подчеркивал приуроченность оловянно-вольфрамового пояса к антиклинальной структуре, а полиметаллического и золото-молибденового — к синклиналильным; другие цитируемые нами авторы утверждают обратное. Противоречие связано с тем, что С. С. Смирнов делал акцент на характер структур, имевший место непосредственно перед оруденением, в то же время подчеркивая их знак и в более ранние эпохи мезозоя, тогда как другие акцентировали внимание только на последнем¹.

¹ Подчеркивание при металлогеническом анализе какого-то одного момента в истории вертикальных тектонических перемещений и, в связи с этим, противоположность выводов по связи оруденения с определенным типом структур характерно не только для Забайкалья, но и для других регионов. Так, например, редкометалльное оруденение Горного Алтая, Калбы, Дальнего Востока, Якутии и других районов одни исследователи связывают с прогибами (Д. И. Горжецкий, Е. М. Лазько, В. Н. Козеренко и др.), другие — с поднятиями (Н. П. Херасков, К. Л. Волоочович, А. Н. Леонтьев, Э. Н. Лишневский и др.).

Мы в своих исследованиях решили учесть знак вертикальных перемещений как непосредственно в предрудное, так и в более раннее время, сделав этот принцип тектонического районирования территории основополагающим при металлогеническом анализе. Кроме данных по мезозойской тектонике, как это сделали С. С. Смирнов и многие другие исследователи, нами были привлечены сведения о характере вертикальных перемещений в палеозое. Имеется точка зрения, по которой специфика мезозойского оруденения в Забайкалье предопределена древней историей (Падалка, 1964; Алтухов, Смирнов, Булдаков, 1971).

Совокупный (интегральный) подход к рассмотрению всей предшествующей оруденению геологической истории имеет ряд преимуществ перед построениями, где принимается во внимание лишь одна какая-либо «ведущая» эпоха (мезозой или палеозой) и один знак (плюс или минус) вертикальных перемещений. Анализ комбинаций вертикальных перемещений за все обозримое время позволяет: 1) районировать тектонически территорию более подробно, на участки; 2) установить зависимость между всей предшествующей историей колебательных движений и оруденением; 3) более избирательно определить место локализации разнотипного оруденения.

Тектоническое районирование территории, рисовку границ поднятий и прогибов различного времени решено было производить с помощью существующих палеотектонических схем. В настоящее время для большей части территории Восточного Забайкалья границы поднятий и депрессий различных периодов разными исследователями принимаются почти однозначно. Несмотря на существующие разногласия исследователей по общим вопросам геологической истории этой территории (возраст завершённой складчатости; активизированная платформа или геосинклиналь и т. д.), составленные ими палеотектонические схемы оказываются достаточно сходными.

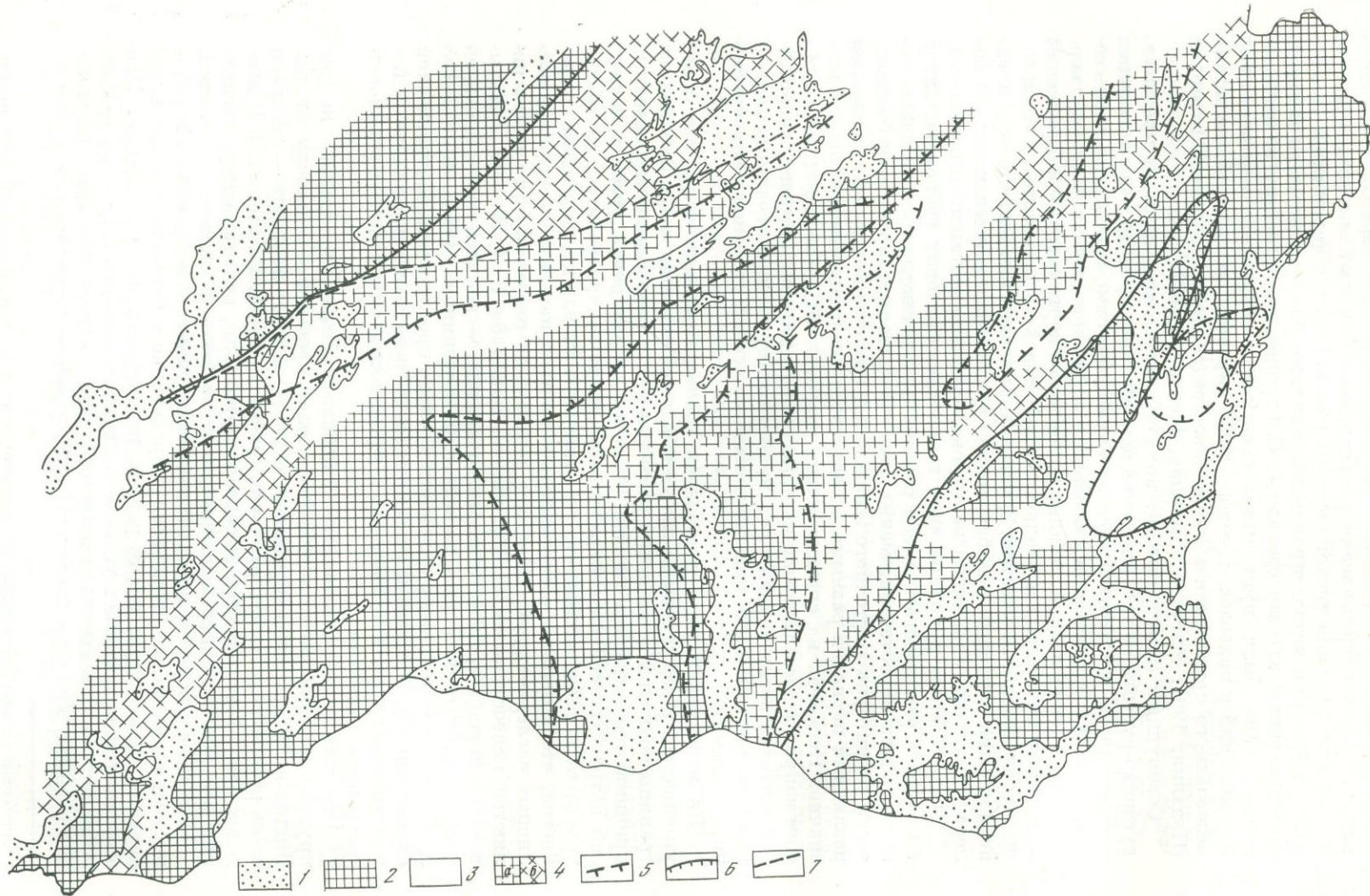
По мере накопления материалов границы палеоструктур все более уточняются. В настоящее время для большей части площади Забайкалья границы поднятий и депрессий различных эпох разными исследователями принимаются почти однозначно. Абсолютная датировка времени регрессий и трансгрессий на схемах нередко, впрочем, расходится, но общая трактовка последовательности событий для того или иного участка сохраняется, что позволяет сопоставлять палеотектонические построения различных исследователей. Наиболее детальными работами этого плана являются палеосхемы А. Ф. Мушникова масштаба 1 : 1 500 000, охватывающие период времени с рифея до средней — верхней юры. Характеристика этих схем дана в работе А. Ф. Мушникова (1968).

Эти построения нами и положены в основу предлагаемой тектонической схемы (фиг. 1). Накладывая палеотектонические схемы по различным периодам друг на друга, суммируя их, удалось выделить районы с различной тенденцией развития.

Вся территория Восточного Забайкалья была подразделена на две крупные разновозрастные области: более древнюю — к северу от рек Шилки и Ингоды (докембрийская? область) и более молодую — основная часть рассматриваемой территории (рифей — нижний палеозой?). В пределах каждой из областей выделены территории, испытывающие различные вертикальные перемещения в палеозойское и мезозойское время.

Для палеозоя различались: 1) районы устойчивого воздымания; 2) районы, неоднократно вовлекавшиеся в прогибание в различные эпохи, в том числе в перми и триасе¹; 3) районы переменного знака движений. При этом мы придерживались условного правила относить к первому — площади постоянно воздымавшиеся в течение всего доюрского времени, начиная с рифея (нижнего палеозоя?); ко вторым — территории, испытывав-

¹ Триасовые отложения условно рассмотрены в этом разделе, поскольку ранее многие из этих отложений считались средне-верхнепалеозойскими.



шие согласно палеотектоническим данным, нисходящие перемещения в течение трех и более периодов палеозоя (включая и триас), к третьим — территории, погружавшиеся в течение одного-двух периодов.

Для мезозоя в пределах тех же площадей выделены блоки: 1) устойчивого и интенсивного воздымания, начиная с нижне-среднеюрского времени и до верхней юры; 2) устойчивые депрессии, заложенные в нижнеюрское время и унаследованно развивавшиеся до верхней юры. Особенность этих территорий в том, что в нижней юре они характеризовались интенсивным осадконакоплением, а в средней юре и в средне-верхнеюрское время представляли собой слабые поднятия, которые, однако, можно противопоставить соседним районам интенсивных поднятий; 3) мезозойские инверсионные структуры. Одни из них оформились как поднятия на границе средне-верхнеюрского времени, другие — как прогибы в средней или средне-верхней юре. И те и другие при металлогеническом анализе включены, соответственно, в состав мезозойских поднятий или депрессий; 4) верхнемезозойские впадины. Для характеристики верхнеюрской и верхнеюрско-нижне-меловой истории, которая в связи с общим воздыманием рассматриваемой территории в это время слабо отражена на палеосхемах, на сводной схеме были показаны современные выходы осадочных пород верхней юры и нижнего мела. Их контуры, по мнению большинства геологов, близки к первоначальным границам осадконакопления.

Принятая возрастная градация структур является достаточно условной, так как временные оценки одних и тех же тектонических движений в различных районах не всегда совпадают. Например, Агинское поднятие оформилось ранее, чем районы Кукульбея (Этыки), но по общей динамике движений (вначале интенсивное погружение, затем столь же интенсивное воздымание) они вполне идентичны. Для наших целей была важна не абсолютная датировка, а относительная последовательность и унаследованность направленности знака вертикальных движений. Принятые нами на тектонической схеме временные подразделения предельно генерализованы, возможно и более дробное членение. Для нас было особенно важно выявить самые главные различия в развитии того или иного участка. В таком объединении положительным являлось и то, что, предельно усредняя материал, мы в значительной мере избегали частных ошибок в рисовке структур определенного времени.

На фиг. 2 приведены предельно обобщенные схемы истории вертикальных перемещений в палеозое и мезозое некоторых типовых районов Восточного Забайкалья, характеризующихся различным оруденением. Использован метод так называемых «бестелесных» схем, предложенный В. И. Смирновым (1962). По горизонтальной оси отложено время, по вертикальной — направление тектонических перемещений. Подчеркнуты

Фиг. 1. Схема, отражающая динамику вертикальных тектонических движений Восточного Забайкалья в мезозойское и домезозойское время. Составил Г. М. Мейтув (1969 г.)

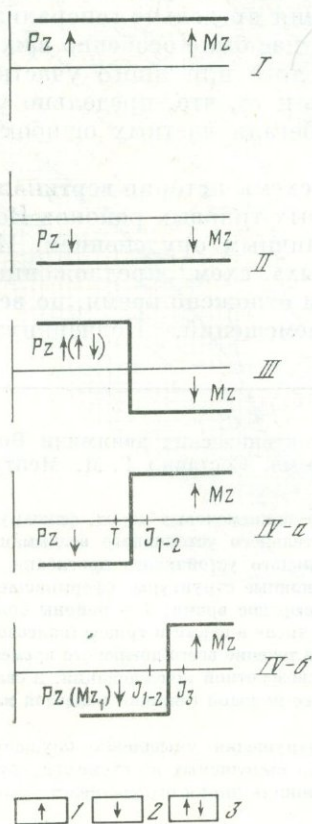
1 — участки современных выходов верхнеюрских и верхнеюрско-нижнемеловых пород, фиксирующих районы поздних наложенных впадин; 2 — районы относительного устойчивого воздымания в юрское время (мезозойские поднятия); 3 — районы относительного устойчивого прогибания в юрское время (мезозойские депрессии); 4 — мезозойские инверсионные структуры, оформившиеся в поднятия (а) и прогибы (б) в среднеюрское или средне-верхнеюрское время; 5 — районы более частого прогибания в различные эпохи доюрского времени, в том числе в перми и триасе (палеозойские прогибы); 6 — районы, испытывавшие устойчивое воздымание в течение всего доюрского времени (палеозойские поднятия); 7 — граница раздела территорий разновозрастной консолидации: к северу — наиболее древний (докембрий?), к югу — относительно более молодой (нижний палеозой или рифей?)

Многочисленные, проводимые разными авторами разрывные нарушения умышленно опущены; чаще всего наиболее существенные из них совпадают с границами выделяемых на схеме структур. Примечание. Здесь и далее во всех приводимых в книге схемах нижняя линия ограничивает исследованную авторами территорию.

лишь самые общие отличительные черты геологической истории того или иного района, без деталей. Графики показывают, что районы определенной комбинации палеозойских и мезозойских вертикальных перемещений характеризуются совершенно определенным набором полезных ископаемых. Для флюоритовых месторождений характерны районы длительного воздымания в палеозое и мезозое; для оловянно-вольфрамовых — погружение в палеозое (или раннем мезозое) и воздымание в различные предрудные периоды мезозоя; для золота, серебра, сурьмы, ртути — погружение в палеозое и мезозое; для свинца, цинка и мышьяка — воздымание или переменного знака движения в палеозое и погружение в мезозое. Установление этих самых общих тенденций дало возможность судить о связи между направленностью вертикальных тектонических перемещений и составом эндогенных образований.

Из-за недостаточной геологической изученности истории развития некоторых районов Восточного Забайкалья, спорности возрастных градаций и мощностей ряда осадочных толщ и их палеограниц, интерпретация характера вертикальных перемещений для ряда мест весьма условна. Суммарная площадь всех этих районов составляет около 25% общей площади Восточного Забайкалья. Особенно большие трудности в расшифровке геологической истории возникают в районах широкого развития древних метаморфических образований. Мелкомасштабность существующих палеотектонических построений ограничивает масштаб тектонической схемы (1 : 1 000 000). На детальности этой схемы отрицательно сказывается неравноценность сведений по различным периодам геологической истории Восточного Забайкалья. Во многих случаях не имеется надежных сведений об амплитуде и скорости вертикальных перемещений в отдельных участках в отдельные периоды, в связи с чем этот важный критерий при анализе рудоносности территорий еще достаточно полно учтен быть не может. На будущее

необходимо стремиться, чтобы характеристика вертикальных перемещений включала все особенности осадконакопления (состав пород, их мощность и др.), свидетельствующие о режиме протекавших тектонических процессов. Далеко не исчерпаны возможности временных подразделений истории вертикальных перемещений при анализе их связей с рудоносностью. Кроме принятого нами предельно обобщенного рассмотрения тектонических движений в мезозое и палеозое, возможно, дополнительные закономерности удастся выявить при более дробном членении. При этом необходимо учитывать, что различные периоды истории, предшествующие оруденению, по-разному сказываются на рудообразовании.



Фиг. 2. Графики обобщенных характеристик вертикальных перемещений в палеозое и мезозое для районов с различным оруденением

1 — поднятие; 2 — прогибание; 3 — переменного знака движения

Районы с различной историей развития и рудоносности: I — флюорит (Усуглинский, Абагайтуйский, Кличкинский, Солонечный), II — золото, серебро, сурьма, ртуть (Балейский, Апрельковский, Газзаводский, Ара-Илинский), III — свинец, цинк, мышьяк (Кадаинский, Акатуевский, Савва-Борзинский, Алгачинский, Александрово-Заводский, Талманский), IV — олово, вольфрам: а — Хангилай-Шилинский, Саханайский, Хапчерангинский, Шерловогорский, б — Этыкинский, Антоновогорский

Пространственное распределение концентраций
различных металлов

Проведенный геолого-геохимический анализ, заключающийся в выяснении связи известных месторождений, рудопроявлений и геохимических аномалий определенных металлов с участками земной коры с различной комбинацией вертикальных тектонических перемещений в палеозое и мезозое, позволил установить определенные зависимости. Значимость выводов была подтверждена методами математической статистики, которые рассмотрены в главе II.

Геолого-геохимический анализ для большей надежности проводился по-разному: раздельно для палеозойских и мезозойских структур, для различных совместных комбинаций палеозойских и мезозойских структур, в целом для всей территории, а также для различных ее крупных областей, отличающихся геологическим строением. Подсчеты проведены для каждой из мезозойских и палеозойских структур¹ в целом, а также для краевых десятикилометровых зон каждой из структур. Последнее преследовало цель установить характер распределения точек минерализации в пределах конкретной структуры. Число месторождений и рудопроявлений исчислялось многими сотнями, количество геохимических аномалий — тысячами; о местоположении точек минерализации различных категорий послужили данные Читинского геологического управления.

Основные результаты проведенного геолого-геохимического и статистического анализа сводятся к следующему (фиг. 3).

Олово. Главной особенностью в региональном распределении олова является его приуроченность к мезозойским поднятиям, расположенным в районах, которые устойчиво прогибались в доюрское время. В них сосредоточены около 80% всех месторождений и рудопроявлений олова. Следует также отметить, что намечается некоторая обогащенность оловом участков поднятий, образовавшихся в результате мезозойской инверсии.

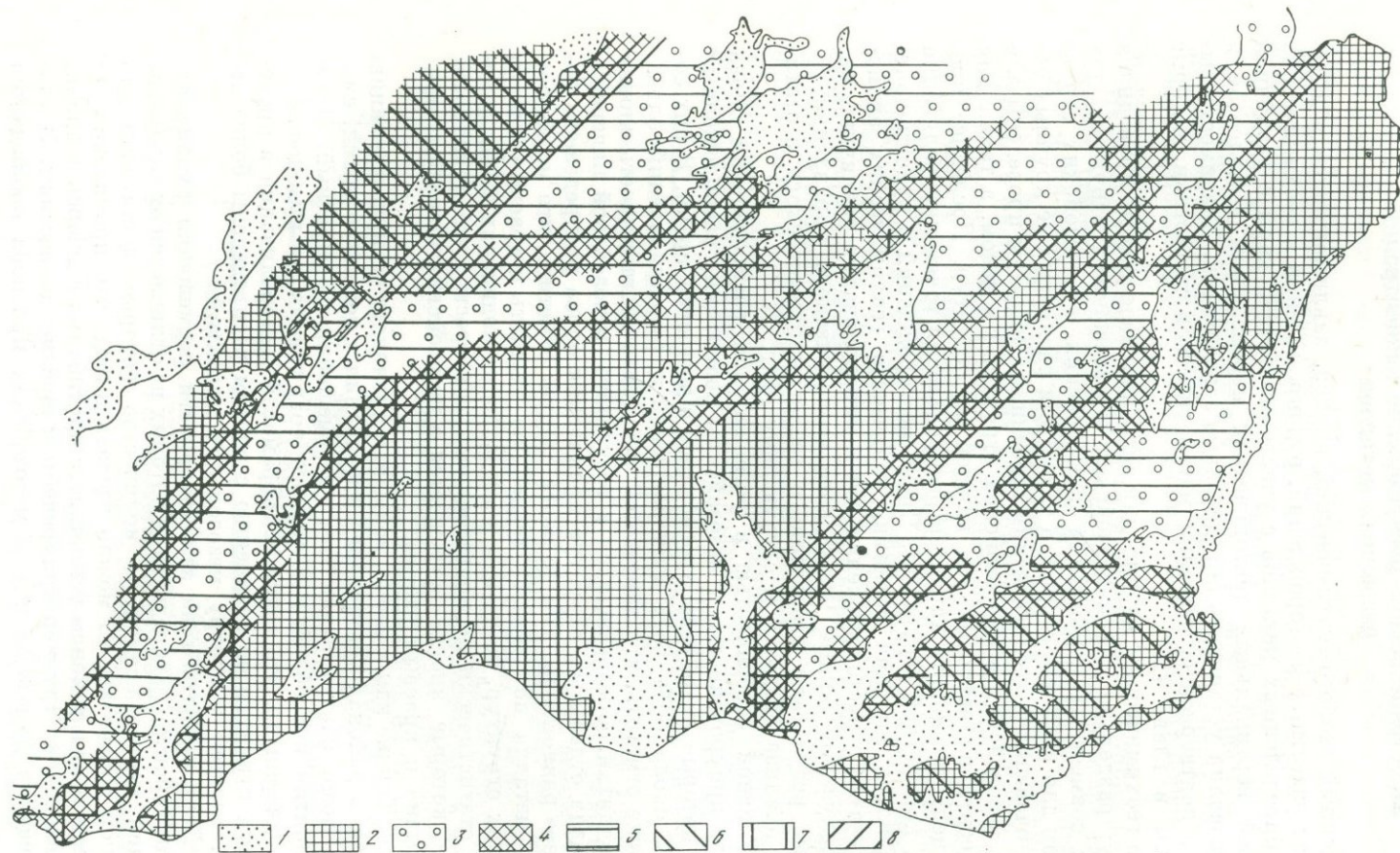
По площади отдельных структур проявления олова распределены более или менее равномерно. Тем не менее следует отметить, что месторождения этого металла показывают тенденцию тяготеть к краевым частям домезозойских структур, тогда как в мезозойских поднятиях такая закономерность статистически не подтвердилась. Интересно, что рудопроявления олова, которые иногда встречаются в мезозойских прогибах, приурочены обычно к краевым частям.

Вольфрам. Так же как и олово, вольфрам проявляет четкую тенденцию к накоплению в районах устойчивого прогибания в доюрское время, сменивших в мезозое знак вертикальных перемещений на обратный. Мезозойские поднятия вне области доюрского погружения не рудоносны.

Важно подчеркнуть, что точки вольфрамовой минерализации в пределах отдельных структур по сравнению с оловом распределены более неравномерно, тяготея к центру мезозойских поднятий.

Золото. Если опираться на закономерности размещения рудопроявлений золота, характер распределения которых не отличается от характера распределения месторождений, но количество которых достаточно для статистической обработки, то можно сделать вывод, что проявления золота четко тяготеют к районам устойчивого прогибания в доюрское время, а среди мезозойских структур приурочены к юрским депрессиям. В участках совмещения домезозойских и мезозойских прогибов наблюдается

¹ Верхнемезозойские впадины из рассмотрения исключены. Они, как правило, унаследованы современными понижениями рельефа, закрыты сплошным чехлом четвертичных отложений, слабо изучены. Число рудных точек, известных в пределах, составляет, как правило, первые единицы.



Фиг. 3. Схема региональной рудно-магматической зональности. Составил Г. М. Мейтув (1969 г.)

1 — верхнемезозойские впадины. Типы пород и руд: 2 — кислые гранитоиды и кварц-редкометалльная минерализация, 3 — породы среднего и основного состава и сульфидно-сульфосольное оруденение, 4 — умеренно кислые гранитоиды и редкометалльно-сульфидное оруденение, Минерализация: 5 — свинцово-цинковая, золоторудная, сурьмяная, мышьяковая и ртутная, 6 — флюоритовая, 7 — оловянно-вольфрамовая, 8 — молибденовая

максимальная концентрация золота. Весьма характерна для золота его высокая сила связи с краевыми частями структур — как с палеозойскими, так и с мезозойскими.

Свинец и цинк. Для месторождений какой-либо тенденции к накоплению в определенной палеозойской структуре не наблюдается. Для рудопроявлений намечается связь с палеозойскими структурами переменного знака вертикальных движений. С ними, а также со структурами устойчивого воздымания, устанавливается связь геохимических аномалий свинца. Аномалии цинка тяготеют к участкам устойчивых доюрских прогибов. В мезозойских структурах свинец и цинк распределены крайне неравномерно: месторождения, рудопроявления и аномалии всех категорий тяготеют к мезозойским депрессиям. Интересно, что при переходе от месторождений к рудопроявлениям и к геохимическим аномалиям сила связи снижается и для точек свинца 0,001 % (т. е. ниже кларка) выявилась приуроченность к мезозойским поднятиям.

Изучение распределения свинца и цинка по площади самих структур показало, что месторождения и рудопроявления свинца и цинка четко тяготеют как к краевым частям всех домезозойских структур, так и к краевой части мезозойских поднятий. В мезозойских депрессиях месторождения и рудопроявления распределены более равномерно.

Флюорит. Характерная особенность для подавляющего большинства проявлений флюорита — приуроченность к областям, испытывавшим устойчивое воздымание в течение всего доюрского и юрского времени.

Рассмотрение статистических оценок распределения флюорита по площади отдельных структур показывает, что он либо распределен равномерно, либо обнаруживает тенденцию к концентрации в центральных частях локализирующих его структур, а для палеозойских депрессий — к накоплению в их краевых частях.

Молибден. Отличительной чертой этого металла является преимущественное тяготение к краевым частям палеозойских и мезозойских структур. Для накопления молибдена характерны мезозойские инверсионные структуры.

Мышьяк. Данные по распределению этого элемента в палеозойских структурах противоречивы. Месторождения тяготеют к областям устойчивого воздымания, рудопроявления какой-либо связи с домезозойскими структурами не обнаруживают, а данные геохимических аномалий указывают на связь мышьяка с районами устойчивого доюрского прогибания или с участками переменного знака движений. Распределение по мезозойским структурам у мышьяка довольно определенное. За исключением геохимических аномалий 0,001 %, все остальные его проявления тяготеют к юрским депрессиям. Месторождения мышьяка четко тяготеют к краям мезозойских поднятий. В мезозойских депрессиях месторождения мышьяка распределены равномерно.

Сурьма. Все проявления этого металла сосредоточены на площади палеозойских структур переменного знака движения и устойчивого прогибания. С последним типом структур особенно высокую степень связи показывают рудопроявления. Что касается мезозойских структур, то месторождения сурьмы тяготеют к юрским депрессиям, а рудопроявления такой связи не показывают. Распределение сурьмы по площади отдельных структур равномерное.

Ртуть. Месторождения и рудопроявления ртути обнаруживают связь с участками, испытывавшими устойчивые прогибания как в палеозое, так и в мезозое. По площади указанных структур проявления ртути распределены равномерно.

Приведенный материал позволяет сделать следующее заключение. Для каждого металла установлены индивидуальные особенности размещения месторождений, рудопроявлений и геохимических аномалий. Особенности размещения большинства металлов определяются как мезозой-

ской, так и палеозойской историей, комбинацией той и другой. Районы концентрации различных металлов существенно отличаются динамикой вертикальных перемещений в различные периоды времени.

Закономерности размещения различных типов месторождений

В процессе исследования учтены литературные и собственные данные о вещественном составе руд по многим рудным полям, включающим более 300 рудных проявлений. Анализ этих материалов на принятой тектонической основе привел к выводу, что минералого-геохимический облик рудных полей во многом предопределен их тектоническим положением. При этом наибольшая роль, как оказалось, принадлежит мезозойским структурам. По положению в палеозойских и мезозойских структурах все основные представители мезозойской эндогенной минерализации были объединены нами в четыре геолого-геохимические группы: кварц-редкометалльную (I); редкометалльно-сульфидную (II); сульфидно-сульфосольную (III) и сульфосольную (IV). Каждая из них включает различные типы месторождений нескольких металлов, характеризующихся общностью главнейших минералого-геохимических и регионально-геологических свойств. Правомерность применения такой систематики подтверждена статистическим анализом (см. гл. II), а также всеми геохимическими, минералого-петрографическими и геофизическими данными (см. главы III—VII). Согласно общей геохимической классификации В. В. Иванова, выделенные группы соответствуют названиям: литофильная (I); литофильно-халькофильная (II); халькофильная (III, IV) (см. гл. VIII).

Пространственное положение месторождений каждой из выделенных групп показано на фиг. 3, типоморфные особенности месторождений этих групп — в табл. 1.

Кварц-редкометалльная (литофильная) — группа I — включает месторождения олова, вольфрама и других литофильных элементов, а также флюорита. Приурочена к центральным частям крупных мезозойских поднятий, сложенных преимущественно древними породами фундамента алюмосиликатного состава, а также перекрывающими его терригенными толщами средне-верхнепалеозойского или нижнемезозойского (триас, нижняя-средняя юра) чехла. Это кварц-касситеритовые, кварц-полевошпат-касситеритовые жилы и оловоносные грейзены (Зун-Ундур и др.), кварц-вольфрамитовые жилы и грейзены (Спокойнинское и др.), кварц-флюоритовые метасоматиты (Абагайтуй). Все они, независимо от набора промышленных компонентов, характеризуются кварцево-алюмосиликатным составом руд и околорудных изменений (грейзены, апограниты, кварцево-жильные образования), отсутствием или весьма незначительным развитием сульфидов, специфическим набором в минералах элементов-примесей: тантал, ниобий и скандий — в касситерите и вольфрамите; литий, рубидий, цезий — в слюдах и полевых шпатах и др. Эти месторождения тесно ассоциированы с наиболее кислыми и щелочными разновидностями гранитоидных пород.

Редкометалльно-сульфидная (литофильно-халькофильная) — группа II — объединяет месторождения олова, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, мышьяка, фтора, золота и других литофильных и халькофильных, реже сидерофильных элементов. Располагается в тех же мезозойских поднятиях, но, как правило, тяготеет к их краевым частям, сложенным породами самого разнообразного состава. Специфические геолого-геохимические особенности этих месторождений позволяют выделить их в самостоятельную группу. Сюда мы относим месторождения касситерито-сульфидные (Шерловая гора, Хапчеранга), молибденитовые с переменным количеством вольфрамита и сульфидов других металлов (Шахтаминское, Бугдаинское), кварц-золоторудные с примесью арсенопирита, пирита, висмутовых и теллурических минералов (Голготайское, Хавергинское) и

Таблица 1

Геологическая ситуация и характерная минерализация основных геолого-геохимических групп месторождений в зависимости от их положения в мезозойских и палеозойских структурах

		Мезозойские поднятия		Мезозойские прогибы
		Центр	Край	
17	Палеозойские поднятия	<p>Древние гранитоиды и метаморфические породы фундамента (до Cm?)</p> <p>Юрские интрузии и эффузивы кислого состава, повышенной щелочности</p> <p>Окислы, силикаты, фториды</p> <p>F, TR, Nb</p> <p>Кварцево-жильные образования, щелочные полевошпатовые метасоматиты</p>	<p>Древние гранитоиды и метаморфические породы фундамента (до Cm?); терригенно-вулканогенные отложения юры</p> <p>Юрские интрузии и эффузивы кислого и среднего составов</p> <p>Окислы, силикаты, фториды, карбонаты, сульфиды, самородные элементы</p> <p>F, Pb, Zn, As, Mo, Au, Bi, Te, Se, In, Cd, Ag, Nb</p> <p>Кварцево-жильные образования, грейзены, фельдшпатиты</p>	<p>Сульфидно-сульфосольная (III)</p> <p>Терригенно-карбонатные толщи нижнего палеозоя (до Cm?); терригенно-вулканогенные отложения юры и нижнего мела, значительной мощности</p> <p>Юрские интрузии и эффузивы кислого, среднего и основного составов</p> <p>Окислы, силикаты, карбонаты, сульфиды, сульфосоли, самородные элементы</p> <p>Pb, Zn, As, Au, Ga, Ge, Ag, Tl, Hg</p> <p>Березиты, листовениты</p>
	Палеозойские прогибы	<p>Кварц-редкометаллическая (I)</p> <p>Терригенные толщи среднего — верхнего палеозоя (триас, нижняя — средняя юра), значительной мощности</p> <p>Юрские интрузии ультракислого состава</p> <p>Окислы, силикаты</p> <p>Sn, W, Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Sc</p> <p>Кварцево-жильные образования, грейзены, апограниты</p>	<p>Редкометаллическо-сульфидная (II)</p> <p>Терригенные толщи среднего — верхнего палеозоя (триас, нижняя — средняя юра), значительной мощности; терригенно-вулканогенные отложения верхней юры и нижнего мела</p> <p>Юрские интрузии и эффузивы кислого и среднего составов</p> <p>Окислы, силикаты, карбонаты, сульфиды, самородные элементы</p> <p>Sn, W, B, Pb, Zn, As, Mo, Au, Bi, Te, Se, In, Cd, Hg, Sb, Ta</p> <p>Кварцево-жильные образования, грейзены, фельдшпатиты, апограниты</p>	<p>Сульфосольная (IV)</p> <p>Терригенно-карбонатные толщи среднего — верхнего палеозоя и терригенно-вулканогенные отложения юры и нижнего мела, значительной мощности</p> <p>Юрские интрузии и эффузивы среднего и основного составов</p> <p>Окислы, карбонаты, сульфосоли, самородные элементы</p> <p>Au, Ag, Sb, Hg, Ga, Tl</p> <p>Аргиллиты</p>



редкометалльно-свинцово-цинковые, обогащенные флюоритом (Кличкинское). Эти месторождения характеризуются переменным количеством в рудах силикатов и сульфидов; среди околорудных изменений вмещающих пород распространены метасоматические образования, соответствующие как первой (грейзены и др.) группе, так и изменениям, сопровождающим сульфидные руды (фельдшпатиты). Типоморфные элементы-примеси: индий — в сфалерите; селен, теллур, висмут — в галените, арсенопирите, пирите. Месторождения этой группы тесно ассоциированы в пространстве с наиболее многообразными по составу магматическими образованиями (от умеренно-кислых до средних).

Сульфидно-сульфосоляная (халькофильная) — группа III — включает месторождения свинца, цинка, золота, серебра, мышьяка, сурьмы, ртути и других халькофильных и сидерофильных элементов; распространены в пределах мезозойских прогибов. В этих структурах широко распространены либо сохранившиеся от эрозии древние карбонатно-сланцевые толщи, либо перекрывающие их мезозойские осадочные отложения и эффузивы. Породы фундамента обнажены на меньших площадях. Месторождения ассоциируются с изверженными породами среднего и основного составов. Это золотосодержащие галенито-сфалеритовые месторождения с переменным количеством сульфосолей (Алгачинское, Нерчинско-Заводское рудные поля и др.), сурьяно-ртутные месторождения (Грбовское, Фадеевское, Ртутно-Ильдиканское и др.). Месторождения богаты карбонатами, околорудные изменения — березитизация по кислым породам, листвинизация — по основным. Характерные элементы-примеси: таллий, серебро (в галените, сульфосолях, марказите), галлий (в сфалерите).

Сульфосоляная — группа IV, как и предыдущая, может быть отнесена к халькофильной группе; представлена она так называемыми «эпitherмальными» золоторудными месторождениями, которые приурочены к району наиболее длительного погружения (палеозой-мезозой) в участке воздымания в отдельные отрезки времени. Широким распространением на этой площади пользуются юрские и нижнемеловые осадочно-эффузивные отложения среднего и основного составов. Руды малосульфидные, содержат тонкодисперсные выделения золота в ассоциации с различными сульфосолями серебра, кварцем и карбонатами. Гидротермальные изменения вмещающих пород представлены адуляризацией и пропилизацией.

Кроме этих крайних представителей (I, II, III, IV) имеются рудные поля и месторождения, занимающие переходное положение в мезозойских структурах, промежуточного тектонического и минералого-геохимического типа (I — II, II — III, III — IV).

Особенности металлогении поднятых и опущенных мезозойских структур в значительной мере также определяются их размерами и формой. В частности, появление кварц-редкометалльной минерализации типично только для крупных поднятых блоков в местах, значительно удаленных от их краевых частей (десятки километров).

Специфика минералого-геохимического состава месторождений определяется (кроме рассмотренной позиции в мезозойских структурах) и положением относительно палеозойских структур (см. табл. 1), верхнемезозойских впадин и мезозойских магматических проявлений. Это выявляется при более крупномасштабных исследованиях на примерах отдельных рудных районов и подтверждено статистическим анализом (см. гл. II).

Отражением различий в металлогении поднятых и опущенных участков, центральных и периферических зон является проявление рудной зональности (см. фиг. 3). Характер смены оруденения зависит от контрастности тектонических границ структур разного знака (резкие или ступенчатые).

Закономерность размещения изверженных пород

Особенности размещения мезозойских магматических пород подробно рассмотрены в гл. III. Приводим только основные выводы о закономерностях изменения состава пород в зависимости от тектонической истории развития участков их проявления.

Было установлено, что с участками мезозойских поднятий во всех случаях связаны более кислые по составу мезозойские изверженные породы по сравнению с участками опущенных блоков. Если для первых характерны аляскиты, лейкократовые граниты и гранодиориты, то для вторых — габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты. В прогибах сконцентрировано около 70% эффузивных пород основного и среднего составов. Магматизм краевых частей несет в себе черты магматических проявлений как тех, так и других структур. Установлено, что на мезозойский магматизм влияет характер домезозойских вертикальных перемещений: породы в районах наиболее устойчивых домезозойских воздыманий характеризуются относительно повышенной щелочностью. Во всех случаях наблюдаются совершенно определенные изменения составов мезозойских пород в зависимости от их принадлежности к той или иной структуре. Изменение средних оценок петрохимических коэффициентов от мезозойских поднятий к прогибам выражается в уменьшении степени пересыщенности кремнеземом, щелочности, увеличении значения мафичности, основности.

Варьирует и содержание элементов-примесей в одноименных разновидностях пород в структурах разного знака. Породы, формировавшиеся в участках мезозойских поднятий, постоянно обогащены литием, бериллием, танталом и вольфрамом; породы мезозойских депрессий характеризуются явно повышенной ролью ванадия, хрома, кобальта и никеля. Степень обогащенности пород указанными элементами-примесями в поднятых и опущенных участках находится также в связи с домезозойской историей развития этих участков.

Определенная смена состава в зависимости от тектонического положения наблюдается для мезозойских эффузивов и дайковых пород.

Таким образом, районам с определенной комбинацией вертикальных перемещений в палеозое и мезозое соответствует свой характерный набор рудных компонентов и определенная специфика состава магматических проявлений. Положение в мезозойских структурах разного знака прямым образом сказывается на особенностях минерального состава руд месторождений различных металлов, а также на составе магматических пород, что обуславливает проявление рудно-магматической зональности (см. фиг. 3).

Региональная гипогенная зональность

Предлагаемое изображение рудно-магматической зональности отражает полученные геолого-статистические связи концентраций отдельных элементов с участками земной коры с конкретной историей (комбинацией) вертикальных перемещений. Такой подход имеет принципиальное значение при оценке перспектив рудоносности Восточного Забайкалья. При предлагаемом учете непосредственно предрудных и более ранних вертикальных тектонических движений, площади, подлежащие поискам месторождений определенного металла и типа, резко сокращаются. Например, если исходить только из представлений о приуроченности олова и вольфрама к области центрального геосинклинального прогиба, то общая площадь, перспективная на это оруденение, составит 60% рассматриваемой территории. Если же учитывать в пределах нее участки, характеризующиеся наиболее длительным и интенсивным прогибанием в палеозое (раннем мезозое), а в них выделить как особо перспективные только мезозой-

ские поднятия, то общая площадь, подлежащая опоскованию, сократится более чем в два раза. Проведенный нами анализ показывает, что именно на участках с такой историей вертикальных перемещений сосредоточено более 90 % известных месторождений олова и вольфрама. Аналогичный эффект получается при подобном рассмотрении размещения месторождений и остальных металлов.

На основе учета различных комбинаций вертикальных движений в палеозое и мезозое удалось более подробно расчленить основные пояса, выделенные С. С. Смирновым (1944), и наметить в них участки различного металлогенического облика.

Общие пространственные закономерности размещения оруденения определяются сложной комбинацией поясового и блокового его распределения. Общий план палеозойских структур создает в целом поясовый характер размещения оруденения, а мезозойских — блоковый (мозаичный).

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ОТДЕЛЬНЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ

Исследования по отдельным рудным районам были проведены с целью, во-первых, большего обоснования выводов, сделанных выше в более мелком масштабе при рассмотрении рудоносности и магматизма Восточного Забайкалья в целом, и, во-вторых, для детализации этих выводов.

Рассмотрены следующие типовые районы: Широкиноско-Газимурозовский, Кадаинско-Покровский, Балейский, Хапчеранга-Любавинский, Кличкинский, Акатуевско-Базаново-Александровозаводский, Бугдая-Шахтаминский, Дульдурга-Ара-Илинский, Шерловогорско-Адун-Челонский и др. Описание районов дано в монографии (Иванов, Мейтув, 1972). Все районы сгруппированы нами по преобладанию минерализации той или иной из выделенных групп месторождений (кварц-редкометальной, редкометально-сульфидной, сульфидно-сульфосольной, сульфосольной). При рассмотрении металлоносности отдельных районов особое внимание уделялось положению оруденения относительно таких тектонических элементов, как граница мезозойских депрессий и поднятий, верхнемезозойских впадин, а также границ интрузивных образований определенного состава. При этом привлекались методы статистической обработки геохимической информации. В частности, это было сделано для Хапчеранга-Любавинского и Дульдурга-Ара-Илинского районов, где Ю. А. Алентьевым, А. Н. Путанцевым и С. П. Рогожиным были проведены площадные геохимические исследования (см. гл. VI).

Фактический материал по рудоносности и магматизму всех изученных районов показал, что минералогическо-геохимические особенности месторождений отдельных районов обусловлены, в первую очередь, общим тектоническим положением каждого из них. В рудных районах, приуроченных к депрессионным структурам, проявлено оруденение сульфидно-сульфосольной группы (свинцово-цинковое, золоторудное, сурьмяное и ртутное оруденения), в поднятых, в удалении от депрессий, — вольфрамовое оруденение кварц-редкометальной группы, а в переходных участках — свинцово-цинковое, золоторудное, оловянное, вольфрамовое, молибденовое, мышьяковое и флюоритовое оруденения редкометально-сульфидной группы.

Некоторые из рассмотренных районов располагаются в переходных участках от поднятий к депрессиям и характеризуются проявлением нескольких типов минерализации: сульфидно-сульфосольной и редкометально-сульфидной; редкометально-сульфидной и кварц-редкометальной. Смена одного типа минерализации другим может быть более или менее быстрой и контрастной в зависимости от резкости перехода одной тектонической структуры к другой. Общая последовательность простран-

ственной смены одного типа оруденения другим, от одной структуры к другой, четко выдерживается во всех случаях. Ширина отдельных зон с различной минерализацией может варьировать в довольно широких пределах в зависимости от конкретной геологической обстановки.

Аналогичная смена состава при переходе от одной структуры к другой в отдельных рудных районах установлена и для мезозойских магматических образований. В общем виде она заключается в том, что наиболее кислые гранитоиды, развитые в поднятиях, при переходе к депрессиям сменяются все более и более основными разностями изверженных пород, вплоть до основных.

В пределах рудных районов, располагающихся в единой структуре и характеризующихся проявлением однотипной минерализации, нередко отмечается более частая зональность. Она выражается в различной интенсивности проявления в рудах тех или иных полезных компонентов, в изменении их количественных соотношений, а также в степени концентрации в рудах и минералах элементов-примесей (см. гл. V). Эта зональность связана с деталями геологического строения того или иного участка, главным образом с локальными различиями их тектонического строения: большая или меньшая амплитуда погружения, большая или меньшая удаленность от верхнемезозойских впадин, интрузий.

Наряду с общей приуроченностью проявлений оловянной, вольфрамовой, молибденовой, бериллиевой и тантало-ниобиевой минерализации к поднятым структурам (т. е. первостепенная роль тектонического фактора) в конкретной локализации их месторождений большое значение принадлежит выходам мезозойских интрузий.

Отмечаемая многими исследователями в пределах отдельных месторождений вертикальная зональность оруденения выражается в смене минеральных ассоциаций, свойственных данному типу месторождений, а также в изменении степени концентрации различных компонентов руд (зональность первого и второго рода, по В. И. Смирнову). При этом смена по вертикали выделяемых нами групп месторождений не наблюдается.

При сопоставлении отдельных месторождений в пределах районов подтвердилось существенное влияние на их облик состава вмещающих оруденение пород и эрозионного среза рудоносных интрузий. Первый фактор оказывает большое влияние на морфологию рудных тел, их тектурно-структурные особенности, а также на некоторые черты минерального состава руд; второй — определяет степень концентрации полезных компонентов (олова, вольфрама, тантала) в конкретной интрузии. Вместе с тем ни в одном из изученных районов эти факторы не оказывали решающего значения в появлении или отсутствии того или иного полезного компонента, определении типа минерализации. Во всех случаях ведущая роль оставалась за тектоникой.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО УСЛОВИЯМ ОБРАЗОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ И ВЫВОДЫ ПО ГЛУБИННОМУ СТРОЕНИЮ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Анализ имеющихся материалов по возрасту возникновения магматических пород и руд различного состава, по глубине их формирования, литологии пород, вмещающих оруденение, температурам минералообразования показал, что наиболее существенные региональные различия в размещении оруденения и магматизма этими факторами всецело объяснены быть не могут. На это обращал внимание еще С. С. Смирнов (1936). Приведем некоторые дополнительные обоснования.

Статистическая обработка всех имеющихся материалов по абсолютному возрасту мезозойских изверженных пород (251 анализ) свидетельствует, что более 70% кислых, средних, основных и щелочных пород образовалось в один узкий возрастной интервал 140—160 млн. лет (верхняя

юра). Эти оценки получены при рассмотрении данных по каждой из разновидностей интрузивных, эффузивных и дайковых пород, при сопоставлении отдельных интрузивных массивов и эффузивных полей, а также для отдельных магматических комплексов в целом.

Данные по абсолютному возрасту рудных ассоциаций менее представительны (60 анализов), но и они, согласуясь с геологическими наблюдениями, показывают, что одни и те же металлы в различных типах месторождений характеризуются едиными оценками среднего и поэтому говорить о существенном влиянии различного возраста на тип месторождений олова или золота, или свинца нет достаточных оснований. Например, минеральные ассоциации с оловом и вольфрамом из различных касситерит (вольфрамит)-кварцевых и касситерит (вольфрамит)-сульфидных месторождений имеют одну оценку среднего абсолютного возраста $150 \pm \pm 5$ млн. лет. Минеральные ассоциации со свинцом, цинком, золотом, серебром из полиметаллических, золоторудных, оловорудных и других месторождений, относимых к различным типам (редкометалльно-сульфидным, сульфидно-сульфосольным, сульфосольным), имеют среднюю оценку абсолютного возраста — 136 ± 12 млн. лет. Заключительная кварц-кальцит-флюоритовая ассоциация во всех месторождениях имеет среднюю оценку абсолютного возраста 112 ± 6 млн. лет.

Статистическая обработка экспериментальных данных по температурам минералообразования (многие сотни определений температур гомогенизации газовой-жидких включений) показывает, что одни и те же минералы одноименных ассоциаций в различных типах месторождений имеют близкие оценки температур образования. Например, отложение основных продуктивных ассоциаций в так называемых «высоко-среднетемпературных» золоторудных месторождениях и «низкотемпературных» имеют весьма близкую температуру $240-280^\circ \text{C}$. Образование вольфрамовых руд в кварц-вольфрамитовых и грейзеновых ассоциациях, относимых к «высокотемпературным» (Спокойнинское, Антоновогорское и др.) и в ферберит-антимонит-киноварных — «низкотемпературных» (Барун-Шивинское), характеризуется сходными оценками (около 300°C).

Определив временные рамки образования месторождений (конец верхней юры — нижний мел — начало верхнего мела), зная рельеф палеоповерхности в этот момент (относительно выравненный на большей части территории) и суммарную величину эрозионного среза (десятики — первые сотни метров), можно приблизительно определить глубины формирования месторождений, обнажающихся на современной поверхности. Относительно позднемезозойской палеоповерхности ее можно оценить в несколько сотен метров, во всяком случае не более одного километра. Глубину рудообразования следует признать близкой для месторождений различных металлов и типов. Соответственно этот фактор не может рассматриваться в качестве ведущего признака в определении общих металлогенических закономерностей.

Роль литологии на рудоносность того или иного участка также довольно относительно. Разнотипная минерализация нередко проявляется в породах одного и того же состава и наоборот. Устанавливаются существенные расхождения в распределении числа месторождений и их запасов в одноименных породах. То, что литологический фактор рассматривается, как правило, не в объемном, а плоскостном измерении, делает его еще менее определенным.

Вместе с тем, выше неоднократно подчеркивалось, что специфика рудоносности того или иного участка, района, находится в тесной связи со всей предысторией его тектонических вертикальных перемещений.

Н. С. Шатский и другие исследователи неоднократно отмечали глубинную природу многих тектонических элементов. Весь накопленный к настоящему времени геофизический материал по глубинному строению земной коры и верхней мантии Земли подтверждает этот вывод. Глубин-

ное строение земной коры под материками, океанами, в зонах древних и молодых поднятий и прогибов — всюду различно. При этом перестройка коры происходит в довольно короткие сроки и на малых расстояниях.

Одной из основных тенденций современной региональной геологии является попытка увязать наблюдаемые закономерности пространственного размещения магматических и рудных образований с выявляемыми геофизическими неоднородностями земной коры и верхней мантии. В Восточном Забайкалье подобные исследования проведены Г. И. Менакером (см. гл. VII).

В Восточном Забайкалье данные геофизических исследований свидетельствуют, что современным поднятиям соответствует большая мощность коры в целом, большая мощность «гранитного» слоя и сокращенная мощность «базальтового» слоя и наоборот. Поверхность «Мохо» колеблется примерно от 40 до 50 км, поверхность «Конрада» от 10 до 20 км (данные Ю. И. Зорина, Г. И. Менакера, В. Д. Огородникова, Л. А. Мастюгина, В. С. Меньшикова, Т. А. Аргутиной, Л. Ф. Булавко, Н. К. Булина и др.). Г. И. Менакер отмечает целый ряд неоднородностей в строении самого «гранитного» слоя на глубинах до 10 км. Все это наблюдается в прямой связи с современным рельефом. По аналогии можно представить, что и мезозойским поднятиям и прогибам соответствовала кора различной мощности и строения.

Именно в различиях глубинного строения мезозойской земной коры, а также, возможно, и верхней мантии, тесно связанных со всей предшествующей историей вертикальных тектонических перемещений, мы видим основную причину особенностей состава и размещения магматических пород эндогенных месторождений Восточного Забайкалья.

Если принять, что зона расплавления, дающая начало интенсивной вертикальной миграции компонентов (зона выплавления и дегазации, по А. П. Виноградову), находилась в Восточном Забайкалье в верхнем мезозое на каком-то определенном уровне, то ей в различных участках должна была соответствовать различная по мощности и строению земная кора. В соответствии с этим различные территории, вероятно, и приобрели определенную магматическую и послемагматическую геохимическую специализацию и характерную рудномагматическую зональность, проявляющуюся и в региональном плане, и в пределах отдельных рудных районов.

Поднятия областей, имеющие максимальную толщину «гранитного» слоя, характеризуются проявлением наиболее кислых гранитоидов и оловянно-вольфрамовых месторождений кварц-редкометалльного типа. Поднятия районов, имеющих меньшую толщину «гранитного» слоя и большую «базальтового», характеризуются более основным составом изверженных пород и наличием редкометалльносульфидных или сульфидных месторождений олова, вольфрама, молибдена, золота, свинца и т. д. Наибольшей основностью магматических образований и развитием месторождений сульфидно-сульфосольного типа свинца, золота, серебра и др. характеризуются опущенные участки земной коры.

В пользу высказанного предположения говорит и то, что большинство мезозойских магматических проявлений и месторождений различных металлов и типов образовалось в достаточно узком временном интервале и характеризуется близкой геохимической спецификой, а также наличием всех переходов между крайними их представителями.

КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ И ПУТИ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРОГНОЗНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ОЦЕНОК

На территории Восточного Забайкалья известно множество проявлений рудной минерализации и очень велико количество обнаруженных геохимических аномалий. Все они группируются в рудные узлы (районы), радиус которых в среднем колеблется от 10 до 15 км. Из них лишь 20—25% относительно детально обследовано и включает эксплуатируемые (сейчас или в прошлом) рудные объекты. Увеличение объемов геологоразведочных и поисковых работ в пределах районов эксплуатируемых месторождений дает все меньший эффект открытий. Необходимо оценить перспективы остальных рудных районов, а также возможных новых еще не выявленных площадей.

Возможности открытия новых рудоносных площадей в Забайкалье далеко не исчерпаны. В подтверждение соплемя на высказывание С. С. Смирнова, что большинство известных на этой территории месторождений располагается на южных слабозалесенных склонах и на вершинах; существует не меньшая вероятность обнаружения месторождений на северных сильно залесенных склонах и в падах, закрытых современными отложениями.

При прогнозировании рудных районов в масштабе 1 : 1 000 000 — 1 : 200 000 наряду с магматическими и другими критериями значительное внимание уделяется контролю оруденения разрывными нарушениями. Их рудоподводящая и локализирующая роль общепризнана. Однако надежность выделения разрывных нарушений при мелко- и среднемасштабных построениях в Восточном Забайкалье весьма незначительна. Об этом свидетельствуют многочисленные схемы разрывной тектоники, сопоставление которых показывает большую разноречивость предлагаемых построений.

Г. И. Князевым (1957, 1965) для свинцово-цинковых месторождений был предложен принцип, учитывающий приуроченность рудных скоплений к краевым частям «жестких блоков». Этот подход в последнее время поддерживается все большим числом исследователей: Г. И. Менакером, Л. А. Мастюлиным, В. Д. Огородниковым, Э. В. Лешкевичем и др.

Прогнозируя оруденение, исследователи нередко придерживаются известного правила: «Ищи руду возле руды». В связи с этим значительный процент прогнозных площадей на существующих перспективных схемах совпадает с хорошо известными рудными объектами.

В определении металлоносности перспективных площадей и в их прогнозной оценке прямые признаки нередко также играют не последнюю роль.

Мы в своих прогнозных построениях использовали известный принцип аналогии, подтвержденный вероятностным статистическим анализом. На первом этапе исследований мы стремились установить связь всех известных в Восточном Забайкалье рудных проявлений с ведущими рудоконтролирующими факторами; на втором этапе — по наличию этих рудоконтролирующих факторов прогнозировать районы, наиболее благоприятные для обнаружения разнотипной промышленной минерализации (без привлечения на этом этапе прямых признаков оруденения); на третьем этапе — привлекая по каждому прогнозируемому району все имеющиеся данные по геологии и рудоносности, использовать их при окончательной разбраковке перспективных площадей.

Проведенный выше анализ распределения различных металлов, типов их месторождений и магматических пород в различных геологических структурах позволяет судить, какие территории наиболее характерны для той или иной минерализации.

В этом разделе мы остановимся на вопросах, касающихся условий раз-

мещения рудных узлов, т. е. мест, наиболее благоприятных для концентрации оруденения.

В основу анализа локализации оруденения мы положили границы выходов мезозойских интрузивных пород и границы выделенных нами структур с противоположным знаком вертикальных перемещений в юрское и доюрское время и границы наложенных верхнемезозойских впадин. Верхнемезозойские впадины обнаруживают явное тяготение к границам более ранних доюрских и юрских структур, к которым, кстати, приурочено и большинство выходов мезозойских магматических образований (интрузивных и эффузивных). Все это говорит о тектонической природе рассматриваемых границ. Мезозойские магматические породы и верхнемезозойские впадины очень часто пространственно тесно совмещены. Это, вероятно, связано с максимальной тектонической нарушенностью этих участков.

Все известные на исследуемой территории рудные районы (узлы) были классифицированы по типу минерализации и сгруппированы нами в четыре геолого-геохимические группы (кварц-редкометалльную, I; редкометалльно-сульфидную, II; сульфидно-сульфосольную, III; сульфосольную, IV). Принадлежность рудных районов к определенной геолого-геохимической группе была проведена с учетом охарактеризованных ранее закономерностей: кварц-редкометалльная минерализация развита в пределах центральных частей крупных мезозойских поднятий; редкометалльно-сульфидная, — в краевых частях поднятий; сульфидно-сульфосольная и сульфосольная — в депрессиях. На территории каждого из рудных районов определено наличие тех или иных рудоконтролирующих факторов (границ юрских и доюрских структур, верхнемезозойских впадин, мезозойских интрузий). Установлено, что для рудных районов с проявлением различных типов минерализации характерен различный набор и значимость рудоконтролирующих факторов. Так, например, наибольшая роль интрузивного фактора отмечена для рудных районов с кварц-редкометалльной минерализацией, для которых частота встречаемости мезозойских изверженных пород достигает 100%, тогда как для районов с иной минерализацией эта величина составляет 60—80%. Частота встречаемости верхнемезозойских впадин максимальна для районов с сульфидным оруденением (90—100%) и наименьшая в рудных районах с кварц-редкометалльным и редкометалльно-сульфидным типом минерализации (60—70%). Важно подчеркнуть, что для рудных районов с различными типами минерализации количество проявленных рудоконтролирующих факторов различно. Районы с минерализацией кварц-редкометалльного типа характеризуются 1—2 (среднее 1) факторами; редкометалльно-сульфидного типа 1—6 (среднее 3) факторами; сульфидно-сульфосольного типа 2—6 (среднее 4) факторами.

Проведенные статистические подсчеты (см. гл. II) дали возможность для каждого из рассмотренных металлов и типов их месторождений выявить свои ведущие условия, определяющие их локализацию. В одних случаях на первое место в локализации оруденения выступают мезозойские интрузии, в других — верхне-мезозойские впадины или границы юрских структур, в третьих — границы доюрских структур. Чаще всего перечисленные главные критерии локализации действуют совместно в различных сочетаниях.

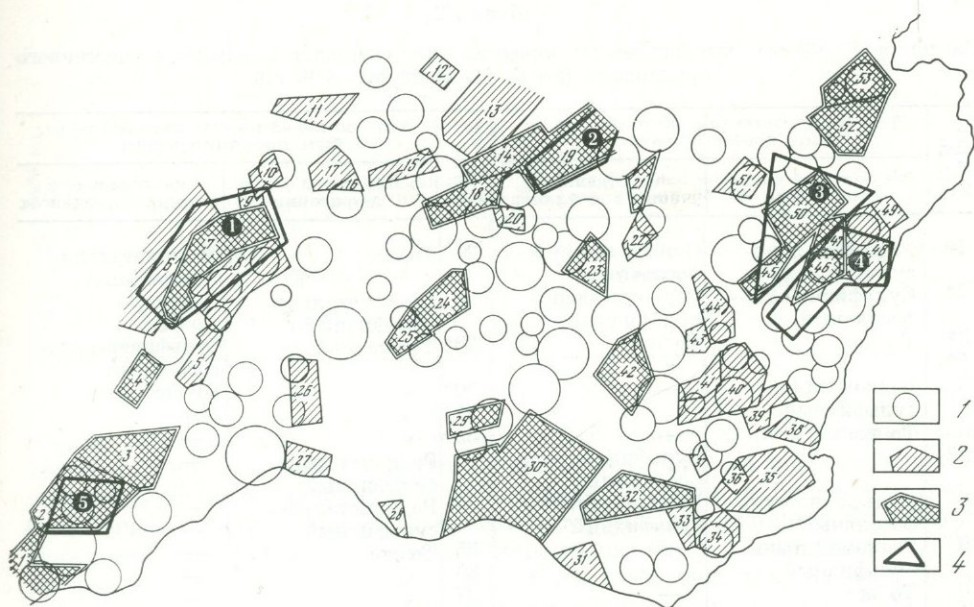
Установлено, что наибольшая связь месторождений свинца, цинка и золота с границами юрских и доюрских структур, а молибдена — с границами юрских структур. С границами верхнемезозойских впадин наиболее велика связь у свинца, цинка и золота; она также значительна для мышьяка, флюорита и сурьмы. С границами мезозойских интрузивных пород наиболее высока сила связи у олова, вольфрама и молибдена.

Действенность на локализацию оруденения рассматриваемых рудоконтролирующих факторов была проверена нами путем сопоставления прогнозных площадей, выделенных в Восточном Забайкалье с помощью этих критериев в масштабе построений 1 : 1 000 000, с данными прогноз-

ной оценки этой территории, выполненной Читинским геологическим управлением и другими организациями при средне-крупномасштабных исследованиях. Сходимость результатов оказалась весьма высокой и составила около 70%.

Оставался открытым вопрос — отличаются ли по набору и числу рудоконтролирующих факторов районы с промышленным оруденением от районов с непромышленной минерализацией. Для его решения были рассмотрены районы с близкой степенью изученности, включавшие промышленные объекты и мелкие проявления. Сопоставление районов с однотипной промышленной и непромышленной минерализацией по числу и набору рудоконтролирующих факторов существенных различий не выявило. Требовался иной подход. Нами были определены оптимальные значения удаленности различных металлов и типов их месторождений от соответствующих геологических структур. Замерялись расстояния каждой точки минерализации до каждой из границ. Оказалось, что подавляющее большинство (70—80%) кварц-редкометалльных месторождений олова и вольфрама располагается не далее 5 км от границ мезозойских интрузий; редкометалльно-сульфидные месторождения этих же металлов удалены до 10 км. Основная масса редкометалльно-сульфидных месторождений молибдена располагается в интервале до 5 км от границ мезозойских интрузий, а редкометалльно-сульфидных и сульфидных месторождений золота, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы и флюорита — 10—15 км. Удаленность 70—80% месторождений олова, вольфрама, флюорита и золота от границ верхне-мезозойских впадин не превышает 15—20 км, а для свинца, цинка, мышьяка, сурьмы и молибдена это расстояние составляет от 5 до 15 км. Удаленность большинства месторождений золота, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы, молибдена от границ мезозойских депрессий составляет 10—15 км. Аналогичные оценки были получены для всех остальных рудолокализирующих факторов. Необходимо отметить, что оценки, подсчитанные только для промышленных объектов, оказались в 1,5—3 раза ниже полученных величин. В участках пространственного совмещения зон влияния нескольких благоприятных факторов во всех случаях наблюдалось максимальное скопление точек минерализации. Эти выводы были подтверждены и уточнены статистически (см. гл. II). В масштабе 1 : 1 000 000 были проведены десятикилометровые зоны влияния каждого из факторов и установлена сила связи χ^2 различных металлов с участками их совмещения. Во всех случаях величина силы связи χ^2 оказалась весьма высокой. Более 50% известных рудных проявлений размещаются в пределах этих участков, площадь которых составляет менее 20% всей территории Восточного Забайкалья. Благоприятность участков совмещения зон влияния нескольких факторов на концентрацию оруденения была проверена также на нескольких хорошо изученных районах. Это было сделано на примере Кличкинского, Шерловогорско-Адун-Челонского, Хапчеранга-Любавинского, Балейского, Кадаинско-Покровского, Широкинско-Газимурского и других районов. Для этого использовались среднемасштабные геологические карты. Наносились зоны влияния факторов, важных для соответствующего металла и типа минерализации. При этом учитывались оценки, полученные только для промышленных объектов. Во всех случаях отстроенные таким способом площади совмещенного влияния факторов включали основную массу проявленного в районе оруденения, а в участках влияния максимального числа факторов располагались наиболее интересные объекты. Площадь таких наиболее благоприятных для оруденения участков измерялась первыми сотнями, а иногда и десятками квадратных километров.

Зная масштаб рудного объекта, тип минерализации, количество и набор проявленных, пространственно сближенных на этом участке рудоконтролирующих факторов, удалось наметить определенную взаимосвязь между этими величинами. Было установлено, что в участках проявления промышленного оруденения определенного типа пространственно совмещено



Фиг. 4. Схема прогнозных площадей на территории Восточного Забайкалья. Составил Г. М. Мейтув (1969, 1973 гг.)

1 — известные рудные районы (узлы); 2 — перспективные площади; 3 — наиболее перспективные площади; 4 — наиболее перспективные площади, первоочередные для опоясывания

следующее число соответствующих благоприятных факторов локализации оруденения: для кварц-редкометального — 2—3, редкометально-сульфидного — 4—5; сульфидно-сульфосольного — 5—6.

В заключение отметим, что минералого-геохимическая специфика рудных районов обусловлена всей предысторией вертикальных перемещений. Расположение рудных узлов (рудных районов) контролируется близкими к моменту оруденения выходами магматических пород, наложенными впадинами, а также границами раздела структур с противоположным знаком вертикальных перемещений. Наличие рудоконтролирующих факторов в том или ином районе позволяет надеяться на возможность проявления здесь рудной минерализации; учет оптимальной сближенности в пространстве этих факторов, их оптимальное число и набор дает основание, во-первых, оконтурить в пределах выделяемой перспективной площади (рудном районе) наиболее благоприятные участки (рудные поля) и, во-вторых, говорить о их промышленных перспективах. Рудные районы прогнозируются при построениях масштаба 1 : 1 000 000, локальные рудоносные площади среди них удастся оконтурить при использовании карт масштаба 1 : 200 000.

В свете разрабатываемых положений нами еще в 1969 г. была предпринята попытка оценить перспективы рудоносности Восточного Забайкалья. Прогноз выполнен на основе анализа мелкомасштабных тектонических и металлогенических схем. Акцент сделан на прогнозирование площадей, не включающих хорошо изученные эксплуатируемые объекты.

На фиг. 4 показаны контуры выделяемых нами перспективных площадей и положение известных рудных узлов. В табл. 2 приведены сведения о возможном типе оруденения в каждом из районов. В соответствии с принятой классификацией все возможные проявления эндогенной минерализации отнесены к трем укрупненным геолого-геохимическим группам: кварц-редкометальной, редкометально-сульфидной, сульфидно-сульфосольной. Каждая из групп характеризуется определенным спектром типоморфных элементов, который варьирует в зависимости от тектониче-

Таблица 2

Сведения о районах, выдвигаемых в качестве перспективных для поисков эндогенного оруденения (по Г. М. Мейтуву, 1969 г.)

№№ на фиг. 4.	Тип минерализации, который может быть профилирующим		№№ на фиг. 4.	Тип минерализации, который может быть профилирующим	
	на большей части территории	на отдельных участках и флангах		на большей части территории	на отдельных участках и флангах
1*	Редкометалльно-сульфидный	Сульфидно-сульфосольный	27	То же	Редкометалльно-сульфидный
2*	Сульфидно-сульфосольный	Редкометалльно-сульфидный	28	Редкометалльно-сульфидный	—
3*	То же	То же	29*	То же	Сульфидно-сульфосольный
4*	»	»	30*	»	То же
5	Редкометалльно-сульфидный	—	31	»	—
6	То же	—	32*	»	—
7*	»	Сульфидно-сульфосольный	33	Редкометалльно-сульфидный	—
8	Сульфидно-сульфосольный	Редкометалльно-сульфидный	34	Редкометалльно-сульфидный	—
9	Редкометалльно-сульфидный	—	35	То же	—
10	То же	—	36	»	—
11	Редкометалльно-сульфидный	—	37	»	—
12	Сульфидно-сульфосольный	Редкометалльно-сульфидный	38	»	—
13	То же	—	39	»	Сульфидно-сульфосольный
14*	»	—	40	Сульфидно-сульфосольный	—
15	»	—	41	То же	Редкометалльно-сульфидный
16	»	—	42*	»	—
17	Редкометалльно-сульфидный	Сульфидно-сульфосольный	43	Сульфидно-сульфосольный	Редкометалльно-сульфидный
18*	Сульфидно-сульфосольный	—	44	То же	То же
19*	То же	—	45*	Редкометалльно-сульфидный	Сульфидно-сульфосольный
20	Редкометалльно-сульфидный	—	46*	То же	—
21*	Сульфидно-сульфосольный	—	47*	»	—
22	То же	—	48	»	—
23*	Сульфидно-сульфосольный	Редкометалльно-сульфидный	49	»	—
24*	То же	—	50*	»	Сульфидно-сульфосольный
25*	»	Редкометалльно-сульфидный	51	Сульфидно-сульфосольный	Редкометалльно-сульфидный
26	Кварц-редкометалльный	—	52*	То же	—
			53*	»	Редкометалльно-сульфидный

* Наиболее перспективные районы.

ской истории развития каждого из районов (см. табл. 1). Это следует иметь в виду, оценивая перспективы территорий на тот или иной комплекс полезных компонентов (см. фиг. 1 и 3).

Общее количество выделенных на схеме прогнозных районов составляет 53. Их суммарная площадь от всей исследуемой территории Восточного Забайкалья — около 30%. Число районов наиболее перспективных равно 22, суммарная площадь — 18%. Среди последних выделены (1973 г.) 5 районов первой очереди с суммарной площадью — 6%. Эти пять районов характеризуются наиболее благоприятным количеством и сочетанием выдвигаемых нами прогнозных факторов и соответственно весьма перспективны на обнаружение рудных объектов. Сведения о рудоносности этих районов даны в табл. 3.

Прогнозируемые районы имеют площадь в сотни квадратных километров, реже — первую тысячу и более квадратных километров. На этой

Таблица 3

Сведения о районах, выдвигаемых в качестве наиболее перспективных и первоочередных для поисков эндогенного оруднения (по Г. М. Мейтуну, 1973 г.)

№№ на фиг. 4	Тип минерализации, который может быть профилирующим		№№ на фиг. 4	Тип минерализации, который может быть профилирующим	
	на большей части территории района	на отдельных участках и флангах		на большей части территории района	на отдельных участках и флангах
1	Редкометалльно-сульфидный и сульфидный	Сульфидно-сульфосольный	3	Редкометалльно-сульфидный	Сульфидно-сульфосольный
2	Сульфидно-сульфосольный	Редкометалльно-сульфидный	4	То же	То же
			5	»	»

стадии рекомендаций мы намеренно не стремились к ограничению размеров прогнозных площадей. Это общая благоприятная перспектива территории, которую необходимо исследовать, привлекая более детальные геологические карты и все имеющиеся материалы по рудоносности. В пределах этих контуров при анализе карт масштаба 1 : 200 000—1 : 50 000 предлагаемыми нами методами могут быть выделены локальные участки площадью в десятки — первую сотню квадратных километров. Еще большая локализация прогнозных площадей может быть достигнута путем обработки существующей геохимической информации или специальными геохимическими исследованиями (см. гл. VI).

Со времени сделанных прогнозов (с 1969 г.) производственными организациями на исследуемой территории открыто 12 рудных проявлений. Девять проявлений обнаружено на прогнозируемых площадях. При этом, шесть проявлений расположено в контурах наиболее перспективных участков, а одно из них, самое интересное, установлено на площади района, выдвинутого в число первоочередных. Во всех случаях подтвердились предсказанные минеральный состав и тип минерализации.

ВЫВОДЫ

1. На примере Восточного Забайкалья показано, что при металлогенических исследованиях важное значение приобретает учет вертикальных разнонаправленных перемещений различных участков земной коры. При этом имеется в виду учет вертикальных перемещений блоков пород не только в синрудное время (мезозое), но и в более ранние эпохи (рифее — палеозое). Необходим анализ всей совокупной дорудной истории вертикальных тектонических движений для каждого конкретного участка. Расшифровка динамики вертикальных перемещений с нанесением границ поднятий и прогибов различного времени строилась на базе учета имеющихся палеотектонических и палеогеографических схем, а также анализа литолого-стратиграфических построений. Предлагаемый подход позволил широко использовать все основные, накопленные к настоящему времени геологические материалы вне зависимости от генетических представлений исследователей.

2. Установлены геолого-статистические связи пространственного размещения магматических пород и месторождений разных типов различных металлов с участками земной коры, испытывавшими определенно направленные вертикальные перемещения.

а. Для территорий, испытывавших в палеозое или раннем мезозое погружение, а затем далее в мезозое поднятие, характерны олово, вольфрам и другие редкие металлы. Районам, наиболее часто испытывавшим в течение всего этого времени нисходящие перемещения, свойственна золоторудная, ртутная и, отчасти, сурьмяная минерализация, а с проти-

воположным знаком движения — флюоритовая. Мышьяк, свинец, цинк, в целом, свойственны районам в палеозое поднятым или переменного знака движения, в мезозое — опущенным. Молибден связан с мезозойскими инверсионными структурами.

Для свинца, цинка, золота, молибдена и мышьяка очень характерна связь с краевыми зонами мезозойских поднятий.

б. Развитие в рудах месторождений минеральных ассоциаций того или иного состава также определяется в значительной мере позицией самих рудных полей и месторождений в структурах разного знака вертикальных движений. В рудных полях, формировавшихся в мезозойских депрессиях, получили развитие сульфидный и сульфидно-сульфосольный типы оруденения. В поднятых мезозойских структурах в значительном удалении от депрессий распространены кварц-редкометальное и кварц-флюоритовое оруденения. В переходных участках получила распространение редкометально-сульфидная минерализация.

в. Петрохимический состав и геохимические особенности мезозойских изверженных пород находятся также в тесной связи с историей вертикальных тектонических движений соответствующих участков земной коры. Это верно как для интрузивных образований, так и в отношении эффузивных и дайковых пород. Для всех них характерна приуроченность наиболее кислых разностей к мезозойским поднятиям, а основных — к прогибам.

3. Выявленные геолого-статистические связи местонахождения определенных эндогенных рудных месторождений в участках земной коры, испытавших конкретную историю вертикальных перемещений, дали возможность распространить зависимости, установленные в изученных районах, на остальные площади Восточного Забайкалья и, тем самым, уточнить общую картину закономерностей размещения пород и руд. Эти закономерности определяются сложной комбинацией поясового и блокового распределений оруденения. В целом общий тектонический план палеозойских сооружений подготовил структурные условия для формирования оруденения в виде рудных поясов, а мезозойских — в виде рудных районов (блоков) внутри последних. Отражением различий в металлогении поднятых и опущенных участков, центральных и периферических зон является проявление рудно-магматической зональности. Размеры структур, их форма, контрастность границ также определяют характер оруденения.

4. Закономерности пространственного размещения типов минерализации и отдельных минеральных парагенетических ассоциаций в отдельных рудных районах тесно связаны с такими тектоническими элементами, как границы мезозойских депрессий, поднятий, верхнемезозойских впадин и т. д. Зональность отдельных рудных районов и полей является звеном общей региональной зональности. Общая последовательность пространственной смены состава оруденения при переходе от поднятия к депрессии четко выдерживается во всех случаях. Анализ частных зональных рядов по отдельным районам позволяет для каждого из ведущих рудных компонентов составить обобщенный зональный ряд, который отражает общую тенденцию смены минерализации от одного тектонического сооружения к другому.

5. Наметившиеся региональные пространственные закономерности размещения мезозойских изверженных пород и месторождений различных металлов не могут быть в полной мере объяснены различиями во времени их формирования, различной температурой и глубиной их образования, а также разным составом вмещающих пород. Все эти факторы несомненно влияли на ход процесса рудообразования и облик оруденения (особенно отчетливо их значение выявляется при крупномасштабных исследованиях), но они не являются определяющими в региональном плане. Решающее значение в этом случае имеет глубинное строение региона и отдельных

его участков, что обусловлено всем ходом геологического развития региона.

6. Размещение отдельных месторождений и их районов (рудных узлов) находится в четкой зависимости от положения границ тектонических поднятий, депрессий, впадин и расстояний от контактов мезозойских интрузивных массивов. Для месторождений разных металлов и различных их типов характерен строго определенный набор и степень значимости признаков локализации. Статистическими методами определена оптимальная удаленность промышленных месторождений различных металлов от контактов интрузивных массивов, отдельных верхнемезозойских впадин и границ палеозойских и мезозойских поднятий и прогибов. Площади благоприятного сочетания названных факторов при достаточной их сближенности наиболее благоприятны для локализации оруденения.

7. Установленные к настоящему времени геолого-геохимические особенности размещения оруденения в региональном плане и выявленные пространственные соотношения в распределении минеральных парагенезисов в пределах отдельных рудных районов, полей и месторождений с определенными геологическими элементами, а также учет всех условий, обуславливающих локализацию оруденения, позволяют повысить эффективность прогнозно-поисковых работ.

Перспективность предлагаемой методики прогнозирования заключается в следующем. Уже при прогнозных построениях сравнительно мелкого масштаба (1 : 1 000 000—1 : 500 000) в слабо изученных регионах могут быть намечены и охарактеризованы новые районы со скрытым оруденением, а для хорошо изученных регионов получены дополнительные сведения, позволяющие производить сравнительную оценку районов между собой, а в их пределах (на основе карт масштаба 1 : 200 000—1 : 50 000) выявить вероятные участки промышленного скрытого оруденения. Этот подход может быть использован при определении возможных границ скрытого оруденения в пределах старых рудных узлов. Он позволяет предсказать состав и тип минерализации в прогнозируемых районах.

При прогнозировании новых рудных районов с учетом предлагаемого метода геолого-геохимического (геолого-статистического) анализа следует различать три этапа:

а) выяснение общих закономерностей размещения геохимических концентраций различных металлов, типов их месторождений, гидротермальных изменений и магматических образований, с которыми они находятся в пространственной связи;

б) установление рудоконтролирующих факторов, влияющих на локализацию промышленного оруденения рудных районов;

в) прогнозная оценка территории с выявлением новых рудных районов и выделение в пределах их локальных участков для поисков.

Первый этап заключается в обобщении и статистической обработке существующих данных по пространственному положению месторождений, рудопроявлений и их типов, а также металлометрических аномалий различных металлов на специально разработанной тектонической основе. Особенностью тектонической основы является анализ вертикальных перемещений, которые устанавливаются в результате генерализации палеотектонических схем или литолого-стратиграфических резервов. Устанавливаются статистические связи различных эндогенных образований с участками, испытывавшими в различные эпохи дорудного времени относительно вертикальные перемещения различной направленности. Учитывается амплитуда перемещений, продолжительность, унаследованность, время, характер осадков. Выясняется влияние на общий характер размещения месторождений в регионе и проявление разнотипной минерализации таких факторов как возраст оруденения, эрозионный срез, глубина формирования пород и руд, литологический состав вмещающих

пород; привлекаются материалы геофизики по глубинному строению земной коры, учитываются сведения по разрывной тектонике и геоморфологии. Первый этап завершается составлением прогнозно-металлогенической схемы, с помощью которой можно судить, где и какой тип минерализации может быть проявлен.

Второй этап исследований заключается в вычислении статистических оценок связи месторождений определенных металлов, их типов и районов их скопления (рудные узлы) с границами выделяемых тектонических подразделений и границами массивов изверженных пород, ассоциированных с оруденением в пространстве и времени. Для каждого металла, более того, для каждого типа месторождений определенного металла может быть установлен специфичный набор и порядок важности локализирующих факторов. Устанавливаются пределы оптимальных расстояний каждого металла и типа его месторождений относительно выделяемых локализирующих границ. Участки совмещения площадей влияния различных факторов могут показать максимальную концентрацию месторождений различных металлов на участках с небольшой площадью (рудные узлы и поля). На примерах известных эталонных промышленно важных районов выясняется роль факторов более высокого порядка в локализации оруденения и определении его состава.

На третьем этапе для каждого металла на принятой прогнозно-металлогенической основе масштаба 1 : 500 000 и мельче выделяются площади структур, для которых была установлена наибольшая перспективность в отношении концентрации этого металла. В пределах этих площадей очерчиваются территории, наиболее благоприятные на интересующий определенный тип месторождений данного металла. Далее по сумме значений рудолокализирующих факторов следует выделить рудные районы.

Более детально анализируя эти районы на основе карт масштабов 1 : 50 000—1 : 200 000, выделяются рудные узлы и поля. Это делается на основе учета оптимальной величины удаленности месторождений того или иного интересующего металла от главных геологических факторов (депрессий, поднятий, впадин, интрузий). Участки совмещения влияния различных факторов являются наиболее перспективными и выделяются как первоочередные для поисков скрытого оруденения.

Рассматриваемая методика может быть рекомендована для ее использования при разбраковке уже известных рудных районов и узлов и установлении их промышленных контуров.

Предлагаемый подход к прогнозированию дает возможность повысить результативность геолого-поисковых работ, увеличить эффективность мелкомасштабных металлогенических построений до требований, предъявляемых к средне- и крупномасштабным исследованиям (выделение конкретных прогнозных площадей — рудных узлов и участков).

Выполненное исследование позволяет оценить регион с позиций общих региональных закономерностей. Закономерности эти носят вероятностный характер. Проведенный геолого-статистический анализ связей известного в Восточном Забайкалье оруденения с выдвигаемыми нами прогнозными факторами показывает высокую степень статистической надежности. На учете этих связей построен прогноз перспективных площадей. Возможность присутствия в выделенных предлагаемым методом перспективных районах месторождений различных металлов и типов в среднем составляет 70%. При одновременном проведении поисковых работ в нескольких перспективных районах вероятность обнаружения месторождений значительно увеличивается.

Вместе с тем, следует иметь в виду, что конкретное проявление предполагаемой минерализации на прогнозируемых площадях (масштабность) определяется в итоге конкретной геологической обстановкой. Именно она в конечном счете реализует (или не реализует) имеющиеся благоприятные региональные предпосылки. Конкретная геологическая ситуация

определяет сконцентрированность оруденения, морфологию и параметры рудных тел, содержание рудных компонентов, сохранность от эрозии и др. Все это выявляется уже при последующих более детальных исследованиях.

При проведении крупно- и среднемасштабных поисковых работ необходимо учитывать все те общепризнанные критерии прогнозирования, которые нами не рассматривались. Это прямые признаки рудоносности, металлометрия, шлиховое опробование, гидротермальные изменения пород, фазы и фации магматических проявлений, разрывные, складчатые и прочие рудоконтролирующие и рудовмещающие структурные элементы разных порядков, данные геофизических исследований, геоморфологии, материалы по эрозионному срезу, физико-химическим свойствам пород, сведения по глубине рудообразования, зональности и т. д. Для того чтобы выявить скрытое оруденение в таком хорошо изученном регионе, как Восточное Забайкалье, требуется проведение на перспективных площадях широкого комплекса крупномасштабных работ, привлечение новых методов и достаточных объемов горно-буровых работ.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что все предлагаемые построения выполняются с использованием обширного существующего геологического, геохимического, минералого-петрографического и рудного материала, данных геофизики с широким использованием методов математической статистики и ЭВМ. Действительность предлагаемого метода определяется тем, что имеющаяся обширная и разноплановая информация свертывается по очень простой системе. Однако при этом необходимо наличие достаточно детальных палеотектонических и палеогеографических карт. В связи с этим следует подчеркнуть необходимость широкого фронта исследований в этом направлении.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И ПРИМЕНЕНИЕ ЭВМ
ПРИ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

При металлогенических исследованиях, основывающихся обычно на обобщении большого количества фактических геологических данных, очень важно наиболее полно использовать содержащуюся в них информацию, предельно повышая при этом объективность и надежность выводов. Для этого необходимо совершенствовать методику обобщения фактических данных. Одним из путей такого совершенствования является применение соответствующих математических методов.

Цель настоящего раздела — статистическое обобщение и исследование данных о положении известных проявлений мезозойской эндогенной минерализации в Восточном Забайкалье, относительно металлогенических факторов, рассмотренных в главе I, и одновременный подбор, приспособление и применение математических методов, способствующих решению задач, возникающих при прогнозировании новых районов со скрытым оруденением¹.

Решались следующие задачи.

1. Определение статистических параметров пространственной сопряженности минерализации с проявлениями предполагаемых металлогенических факторов.
2. Статистическая оценка закономерностей распределения минерализации относительно этих факторов.
3. Разработка методов статистического выявления с применением ЭВМ участков локализации месторождений и площадей, перспективных для их обнаружения.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

В качестве главных металлогенических факторов, определяющих место образования месторождений и их минералого-геохимический тип, в соответствии с общей направленностью проведенных исследований, предполагались — характер вертикальных тектонических движений отдельных участков земной коры Восточного Забайкалья за период от рифей до юры, в юре и в верхней юре — нижнему мелу, а также юрский магматизм, наиболее близкий по времени проявления к эпохе мезозойского рудообразования в Восточном Забайкалье (см. гл. I). Основой для изучения статистических закономерностей пространственного размещения проявлений мезозойской эндогенной минерализации явилась тектоническая схема, составленная Г. М. Мейтувым (фиг. 1). На схему дополнительно были нанесены интрузивные образования.

Из проявлений мезозойского магматизма учитывались только массивы юрских интрузивных пород. Их контуры были нанесены на тектоническую

¹ Первая статистическая обработка материалов по рудоносности Восточного Забайкалья была выполнена Г. Б. Мотуза в 1969 г. (Мейтув и др., 1971; Иванов, Мейтув, 1972). В этой работе приводятся результаты повторных подсчетов, произведенных по уточненным и дополненным данным с привлечением некоторых новых статистических методов (Мотуза-Матузявичус, 1973 г.).

схему по данным геологической съемки 1959—1963 гг., а также дополнялись и уточнялись материалами более новых геологических и металлогенических исследований, проведенных А. М. Гребенниковым, Л. Н. Ленок, Э. В. Лешкевичем, Б. М. Васильевым и другими. Возраст интрузивных пород принимался таким, какой указывался авторами использованных карт, предпочтение отдавалось более новым данным. Состав интрузивов не принимался во внимание, так как цель настоящей работы — выявление самых общих закономерностей размещения месторождений, самых общих черт их связи с предполагаемыми металлогеническими факторами. Вопросы связи состава интрузивов с минерализацией разного типа в зависимости состава магматических пород и рудных образований от истории вертикальных тектонических движений рассмотрены в главе I.

На схему наносились контуры современных выходов массивов интрузивных пород, поскольку их истинные размеры трудно определить из-за нехватки данных как о скрытых контурах массивов, так и о степени их эрозионного среза.

При сборе данных о пространственном положении проявлений мезозойской эндогенной минерализации в Восточном Забайкалье ставилась задача учесть возможно большее их число.

Отдельно рассматривались месторождения, рудопроявления и точки металлотрического опробования с содержанием полезного компонента 0,4; 0,01 и 0,001%. Таким образом, учитывался масштаб проявлений минерализации.

Месторождения группировались по наиболее четкому признаку — химическим элементам. Отдельно рассматривались месторождения свинца, цинка, олова, вольфрама, золота, молибдена, мышьяка, флюорита. Из всего множества точек, обозначенных на картах как месторождения, были отобраны те, для которых установлены запасы или они достаточно обоснованно предполагаются. Принимались за одно месторождение объекты, находящиеся в одном рудном поле и пространственно сближенные: например, месторождения Шерловой Горы; Благодатского рудного поля в Нерчинско-Заводском районе; месторождения Кличкинское, Почкуевское и Савинское № 5 в Кличкинском рудном узле. Иногда несколько сближенных месторождений одного рудного поля, не содержащие промышленных запасов, принимались в отчет в виде одной точки, под названием одного из этих месторождений, например месторождения Иванова Гора, Каразаргинское и другие месторождения Явленской группы. Остальные месторождения, как непромышленные объекты, рассматривались вместе с рудопроявлениями.

Всего было учтено 172 месторождения, 1303 рудопроявления, 5731 точка металлотрического опробования. Все точки минерализации были нанесены на тектоническую основу, на которой были измерены их кратчайшие расстояния от границ областей с определенной историей вертикальных движений, контуров верхнемезозойских впадин и юрских интрузивов. Эти расстояния считались характеристиками пространственного положения точек минерализации.

Математические методы в настоящей работе используются только там, где они позволяют более точно и определенно ответить на поставленный вопрос, более полно и правильно использовать имеющийся фактический материал и облегчить его обработку. Наряду с простыми способами статистического обобщения и наглядного представления фактических данных (таблица, графики, расчет различных отношений, показателей и т. п.) использовались и более сложные методы математической статистики, требующие подбора математических моделей, соответствующих конкретным геологическим объектам. При этом определялись условия применения этих методов, возможные несоответствия математических моделей и реальных геологических объектов, а также ошибки, возникающие из-за этого. Применявшиеся методы описаны в соответствующих разделах. Кратко

описаны различные случаи применения этих методов, их недостатки и преимущества по сравнению с другими методами, использовавшимися для решения подобных задач.

Вычисления на ЭВМ выполнялись в вычислительных центрах ИМГРЭ, ВИЭМС и Института физики и математики АН Литовской ССР по программам, составленным Л. А. Верховской, Г. А. Жилиной, С. М. Шиловой, Л. М. Штайном, Д. И. Будянским и при их непосредственном участии.

Большую помощь в процессе работы оказывали академик АН Литовской ССР В. Статулявичус, проф. Л. Н. Большев, Ю. Круопис, И. Юсас, Р. И. Коган, В. Н. Бондаренко, А. М. Морголин.

ИЗУЧЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ТОЧЕК МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕЖДУ ОБЛАСТЯМИ С ОПРЕДЕЛЕННОЙ ИСТОРИЕЙ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Одной из первоочередных задач, которую необходимо решить при мелкомасштабных металлогенических исследованиях, является определение связи минерализации с предполагаемыми металлогеническими факторами. Если эти факторы изображаются на картах в виде отдельных участков площади, например области с различной историей вертикальных движений, то влияние таких факторов внешне выражается в том, что месторождения тяготеют к таким участкам или избегают их. Если вертикальные перемещения, обобщенные в виде областей, выделенных Г. М. Мейтувым (фиг. 1) и описанных в гл. I, влияют на пространственное положение месторождений и на их тип, то есть являются металлогеническими факторами, то месторождения определенных типов будут концентрироваться в отдельных областях. Если же месторождения распределены между областями с различной историей вертикальных перемещений приблизительно равномерно, то это говорит об отсутствии связи и влияния.

Однако концентрация месторождений в определенных областях еще не доказывает генетической связи между ними, так как эта концентрация может быть вызвана и другими причинами.

Можно выделить три типа взаимоотношений между месторождениями и областями с различной историей вертикальных движений:

- 1) месторождения распределены между областями неравномерно и связаны с ними генетически;
- 2) месторождения распределены между областями неравномерно, но генетически с ними не связаны;
- 3) месторождения распределены между областями равномерно и не связаны с ними генетически.

В этой главе описан статистический метод, который позволяет определить, можно ли считать распределение месторождений и точек минерализации других видов между областями с различной историей вертикальных движений равномерным или нет; иными словами, имеет ли место третий из перечисленных типов взаимоотношений или один из первых двух.

Метод основан на следующей математической модели.

Предположим, что некоторая площадь разделена на k участков различной величины с номерами $1, \dots, i, \dots, k$, каждый из которых занимает

долю P_i от общей площади, т. е. $\sum_{i=1}^k P_i = 1$. Множество точек на пло-

скости будем рассматривать как генеральную совокупность, из которой наудачу выбираются одна за другой n точек. Эта процедура испытаний совпадает с обобщенной схемой испытаний Бернулли, при которой возникает полиномиальный закон распределения вероятностей. Поэтому ве-

роятность того, что в 1-ый участок попадут n_1 точек, во 2-ой попадут n_2 , в i -ый — n_i и так далее, выразится формулой (Рао, 1968; Fišas, 1968):

$$P(x_1 = n_1; \dots; x_i = n_i; \dots; x_k = n_k) = \\ = \frac{n!}{n_1! \dots n_i! \dots n_k!} P_1^{n_1} \dots P_i^{n_i} \dots P_k^{n_k}.$$

Описанной математической модели можно придать геологический смысл, считая участки, на которые разделена площадь, типами областей с различной историей вертикальных движений, а месторождения (или другие виды проявлений минерализации) — точками, причем известные на исследуемой территории месторождения считаются случайной выборкой из неизвестной совокупности всех месторождений определенного типа, имеющих на ней. Если месторождения не связаны с областями различной истории вертикальных перемещений и распределены между ними приблизительно равномерно, то число месторождений в пределах таких областей (n_i) можно рассматривать как случайную величину с полиномиальным распределением. В этом случае действительное число месторождений, находящихся в пределах областей отдельных типов (n_i), не должно сильно отличаться от теоретического числа месторождений в них (nP_i), доля которых от общего числа месторождений (nP_i/n) равна доле площади областей отдельных типов от всей площади исследуемой территории (P_i). Это различие количественно можно оценить при помощи критерия χ^2 .

Следовательно, предположение о том, что месторождения распределены между областями с различной историей вертикальных движений равномерно, можно представить как нулевую гипотезу H_0 о согласии наблюдаемого числа месторождений в областях отдельных типов n_i с полиномиальным законом при альтернативе H_1 о несовпадении закона распределения случайной величины n_i с полиномиальным. Проверка нулевой гипотезы осуществляется критерием χ^2 в виде (Рао, 1968; Fišas, 1968):

$$V = \sum_{i=1}^k \frac{(n_i - nP_i)^2}{nP_i}.$$

Если гипотеза H_0 верна, то статистика V будет распределена по закону χ^2 с $l = k - 1$ степенями свободы. Следовательно, можно определить критическое значение $\chi_{l; q}^2$ — величина которого, — величина, распределенная по закону χ^2 с l степенями свободы, может превысить лишь с вероятностью q , называемой уровнем значимости, где q — вероятность отвергнуть H_0 , когда она верна, поэтому значение q выбирается таким малым, чтобы событие, заключающееся в случайном превышении соответствующего критического значения $\chi_{l; q}^2$, можно было считать практически невозможным при единичном наблюдении значения критерия. Обычно q принимают равным 0,05 или 0,01.

Критические значения $\chi_{l; q}^2$ находятся по таблицам (Большев, Смирнов, 1965). Если вычисленное значение $V < \chi_{l; q}^2$, то нет оснований отвергать H_0 , и распределение точек минерализации между областями с различной историей вертикальных движений следует считать равномерным, а различия n_i и nP_i — несущественными. Если $V > \chi_{l; q}^2$, то нулевая гипотеза и предположение о равномерном распределении точек между областями отвергается, принимается альтернатива H_1 и считается, что распределение точек минерализации между областями значительно отличается от равномерного.

Однако необходимо подчеркнуть, что эти выводы нельзя считать доказательствами. Так, в случае, когда правильной признана нулевая гипотеза, возможна ошибка II-го рода, заключающаяся в том, что H_0

принимается в то время, когда она неверна, так как наблюдаемые значения случайной величины n_i могут согласовываться не только с полиномиальным законом, но и с каким-либо другим, при котором наблюдаемое распределение точек между областями нельзя считать равномерным. Вероятность ошибки II-го рода в данном случае оценить нельзя, «поскольку для этого следовало бы рассмотреть все прочие возможные гипотезы, число которых, по-видимому, бесконечно» (Худсон, 1967, стр. 208).

Приняв H_1 и отвергнув предположение о том, что наблюдаемое распределение случайно отклонилось от равномерного, можно допустить ошибку I-го рода, заключающуюся в том, что H_1 принята, когда верна H_0 . Вероятность этой ошибки равна q и может быть выбрана достаточно малой, чтобы считать обоснованными выводы о существенном отличии распределения точек минерализации между областями с различной историей вертикальных движений от равномерного и об их пространственной сопряженности с областями определенных типов. Но этот вывод не доказывает генетической связи месторождений с областями различной истории вертикальных движений, а лишь согласуется с предположением об этом, поскольку причины неравномерного распределения между рассматриваемыми областями могут быть и другие.

Следует также учитывать требования используемого метода. Так, величина

$$V = \sum_{i=1}^k \frac{(n_i - nP_i)^2}{nP_i}$$

распределена по закону χ^2 лишь асимптотически в пределе, т. е. приближается к нему по мере роста числа типов областей (k). В некоторой степени точность результатов зависит и от числа испытаний n . На этом основании существует ориентировочное правило, по которому n должно быть таким, чтобы число точек наблюдения на отдельных участках (или в пределах областей отдельных типов) n_i было больше 5, а теоретическое число точек на этих участках — nP_i было больше 10 (Fišas, 1968; Худсон, 1967).

Метод можно применять только к таким объектам, которые можно считать точками, не учитывая их величины.

Значения критерия χ^2 , превышающие критические, численно характеризуют степень отличия наблюдаемого распределения точек между областями от равномерного, и тем самым, степень пространственной сопряженности точек с областями отдельных типов. Поэтому значениями $V > \chi^2_{q}$ можно воспользоваться для сравнения и ранжировки областей разных типов по этому признаку. Однако значения величины V могут случайно колебаться в зависимости от случайных значений n_i , поэтому сами величины V непосредственно сравнивать нельзя. Д. А. Родионов установил, что значения критерия χ^2 , превышающие критические, можно считать значениями случайных величин $\chi^2(a, l)$, распределенных по закону нецентрального χ^2 , с параметром нецентральности $a = V - l$, и предложил использовать для их сравнения критерий

$$t = \frac{|V_1 - V_2|}{2\sqrt{V_1 + V_2 - l}}$$

где V_1 и V_2 — сравниваемые значения критерия χ^2 , а l — число степеней свободы, при котором определены эти значения (Родионов, 1968).

Этим критерием проверяется гипотеза H_0 о равенстве параметров нецентральности a_1 и a_2 законов распределения случайных величин V_1 и V_2 , а тем самым и предположение о равенстве самих этих величин. Если H_0 верна, параметры распределения случайных величин V_1 и V_2 совпадают, и, следовательно, сами эти величины фактически равны, то величина t распределена приблизительно нормально со средним, равным 0, и дис-

персией, равной 1. Поэтому, если вычисленное значение t не превысит допустимого значения t_q при выбранном уровне значимости q , т. е. когда $t \leq t_q$, принимается H_0 и величины V_1 и V_2 следует считать равными, а характеризующую ими степень пространственной сопряженности точек минерализации с областями определенных типов — одинаковой.

Если $t > t_q$, то гипотеза H_0 отвергается и различие величин V_1 и V_2 следует считать значимым, а степень сопряженности точек минерализации с соответствующими типами областей — неодинаковой.

Применять этот критерий можно только при равном количестве точек n и равных пропорциях площадей тех участков, распределение точек между которыми исследуется, так как число испытаний и соотношение площадей влияют на величину критерия χ^2 .

Подробный обзор, описание и анализ методов математической статистики, используемых для изучения пространственных закономерностей распределения геологических объектов, сделал в книге Н. Н. Боровко (1969). Непараметрический критерий Пирсона χ^2 для проверки предположения о случайном распределении различных содержаний тяжелых минералов в песчаных отложениях на площади, безотносительно к каким-либо геологическим объектам, использовал Р. Кэдиген (Cadigan, 1962). Этот же критерий в металлогении для обоснования взаимосвязи металлогенических факторов и их влияния на различные признаки месторождений применяли Г. Дерек и др. (Derec, Sarcia, Troly, 1965), И. П. Шарапов (1965), Пич и Рено (Peach, Renault, 1965), Р. М. Константинов (1969).

Л. Б. Сливтер и др. (Бровко, 1969) исследовали распределение месторождений на некоторой площади, разделив ее на квадратики и проверяя согласие распределения месторождений по ним с законом Пуассона при помощи критерия χ^2 .

Наш метод обладает следующими положительными качествами.

1. При использовании этого метода не нужны различные условные вспомогательные средства, такие, как разбивание площади на квадратики, нанесение окружностей разного диаметра и т. д., что обычно увеличивает степень неопределенности результатов.

2. Положенная в основу метода математическая модель очень проста, и обычно реальные геологические объекты удовлетворяют ее условиям.

3. Так как метод основан на конкретной математической модели, теоретические вероятности попадания точек на отдельные участки (P_i) приобретают реальный смысл, что повышает точность и эффективность.

4. Метод дает возможность сравнивать степень установленной сопряженности.

5. Метод не требует сложных вычислений.

Изложенный метод определения пространственной сопряженности точечных и двумерных геологических объектов можно использовать в различных областях геологии. Например, в палеогеографии он может быть полезен для изучения пространственного положения определенных видов фауны, характерных минеральных образований, обоснования их связи с определенными фациями или литофациями.

Для определения пространственной сопряженности месторождений ряда полезных ископаемых с полями гравитационных аномалий этим методом воспользовался Э. Н. Лишневский (1973).

Подробно метод рассмотрен в работе Г. Б. Мотуза (1972).

В настоящей работе этим методом проверялось предположение о равномерном распределении месторождений, рудопроявлений и точек металлометрического опробования с аномальным содержанием свинца, цинка, олова, вольфрама, золота, молибдена, мышьяка, флюорита между областями с различной историей вертикальных движений, выделенными на тектонической схеме Г. М. Мейтува (см. гл. I), в пределах исследуемой территории Восточного Забайкалья. Результаты вычислений представлены в табл. 4.

Таблица 4

Распределение различных полезных ископаемых между областями с определенной историей вертикальных движений

Вид точек минерализации	Области I категории			χ^2	Области II категории		χ^2
	площади областей, в %				площади областей в %		
	20,4 Pz ↑	38,2 Pz ↓ ↑	41,4 Pz ↓		25 Mz ↓	Mz ↑ 75	
Свинец и цинк							
Месторождения	$\frac{11^{*2}}{26}$	$\frac{15}{36}$	$\frac{16}{38}$	0,9	$\frac{30^*}{71}$	$\frac{12}{29}$	48,7
Рудопроявления	$\frac{124^*}{29,2}$	$\frac{167}{39,3}$	$\frac{134}{31,5}$	25,4	$\frac{277^*}{65}$	$\frac{148}{35}$	268
Точки металлометрии с содержанием:							
0,1%	$\frac{52}{23}$	$\frac{97^*}{44}$	$\frac{73}{33}$	7,2	$\frac{117^*}{53}$	$\frac{105}{47}$	36,8
0,01%	$\frac{246^*}{29}$	$\frac{367^*}{43}$	$\frac{240}{28}$	58,95	$\frac{547^*}{64}$	$\frac{306}{36}$	19,8
0,001%	$\frac{129}{18}$	$\frac{303^*}{43}$	$\frac{281}{39}$	15,8	$\frac{593^*}{83}$	$\frac{120}{17}$	51,4
Олово							
Месторождения	$\frac{0}{0}$	$\frac{4}{15}$	$\frac{23^*}{85}$	22,1	$\frac{1}{3,7}$	$\frac{26^*}{96,3}$	6,7
Рудопроявления	$\frac{15}{10,9}$	$\frac{27}{19,6}$	$\frac{96^*}{69,5}$	45,5	$\frac{43}{31,0}$	$\frac{95}{69}$	2,8
Точки металлометрии с содержанием:							
0,1%	$\frac{1}{3,6}$	$\frac{4}{14,3}$	$\frac{23^*}{82,1}$	19,8	$\frac{5}{18}$	$\frac{23}{82}$	1,7
0,01%	$\frac{21}{10,3}$	$\frac{70}{34,4}$	$\frac{112^*}{55,3}$	24,2	$\frac{56}{27,6}$	$\frac{147}{72,4}$	0,2
0,001%	$\frac{108}{17}$	$\frac{199}{31}$	$\frac{342^*}{52}$	38,1	$\frac{99}{15}$	$\frac{550^*}{85}$	59,6
Вольфрам							
Месторождения	$\frac{0}{0}$	$\frac{4}{13}$	$\frac{27^*}{87}$	27,2	$\frac{1}{3}$	$\frac{30^*}{97}$	7,9
Рудопроявления	$\frac{3}{3}$	$\frac{43}{39}$	$\frac{65^*}{58}$	25	$\frac{32}{29}$	$\frac{79}{71}$	0,8
Точки металлометрии с содержанием:							
0,001%	$\frac{42}{14}$	$\frac{75}{25}$	$\frac{179^*}{61}$	46,8	$\frac{52}{17,6}$	$\frac{244^*}{82,4}$	23,4
0,01%	$\frac{34}{22}$	$\frac{30}{19}$	$\frac{89^*}{59}$	22,5	$\frac{33}{21,6}$	$\frac{120^*}{78,4}$	4,1
Золото							
Месторождения	$\frac{8,6}{8,6}$	$\frac{28,6}{28,6}$	$\frac{62,8}{62,8}$	7,2	$\frac{45,2}{45,2}$	$\frac{54,2}{54,2}$	7,9
Рудопроявления	$\frac{7,5}{7,5}$	$\frac{32,3}{32,3}$	$\frac{60,2}{60,2}$	62,8	$\frac{50,2}{50,2}$	$\frac{49,8}{49,8}$	81,6

* Типы областей, с которыми, на основании статистических расчетов, установлена пространственная сопряженность соответствующих точек минерализации.

** В числителе — абсолютное число точек, в знаменателе — процент от их общего числа.

Таблица 4 (окончание)

Вид точек минерализаций	Области I категории			χ^2	Области II категории		χ^2
	площади областей, в %				площади областей в %		
	20,4 $Pz \uparrow$	38,2 $Pz \downarrow \uparrow$	41,4 $Pz \downarrow$		25 $Mz \downarrow$	$Mz \uparrow 75$	
Мышьяк							
Месторождения и рудопроявления	$\frac{7}{19}$	$\frac{11}{30}$	$\frac{19}{51}$	1,6	$\frac{23^*}{65,7}$	$\frac{12}{34,3}$	22,7
Точки металлометрии с содержанием:							
0,1%	$\frac{1}{2,9}$	$\frac{25^*}{71,4}$	$\frac{9}{15,6}$	20,3	$\frac{18}{49}$	$\frac{19}{51}$	11,1
0,01%	$\frac{23}{7}$	$\frac{156^*}{47,4}$	$\frac{150}{45,6}$	53,3	$\frac{144^*}{43,7}$	$\frac{185}{56,3}$	34,9
0,001%	$\frac{11}{3,6}$	$\frac{163^*}{54}$	$\frac{128}{42,4}$	76,4	$\frac{90}{30}$	$\frac{42}{70}$	0,1
Флюорит							
Месторождения	$\frac{15^*}{52}$	$\frac{5}{17}$	$\frac{9}{31}$	18,1	$\frac{2}{7}$	$\frac{27^*}{93}$	5,1
Рудопроявления	$\frac{102^*}{49}$	$\frac{41}{20}$	$\frac{65}{32}$	106,6	$\frac{41}{19,6}$	$\frac{168^*}{80,4}$	3,2
Точки металлометрии с содержанием:							
0,1%	$\frac{144^*}{52,4}$	$\frac{71}{25,8}$	$\frac{60}{21,8}$	208,0	$\frac{24}{8,7}$	$\frac{251^*}{91,7}$	60,4
0,01%	$\frac{86^*}{48}$	$\frac{36}{20}$	$\frac{59}{33}$	62,0	$\frac{0}{0}$	$\frac{181^*}{100}$	74,4
Молибден							
Месторождения и рудопроявления	$\frac{10}{6,6}$	$\frac{65}{43}$	$\frac{76^*}{50,4}$	18,1	$\frac{51^*}{34}$	$\frac{100}{66}$	6,1
Точки металлометрии с содержанием:							
0,01%	$\frac{23}{30,6}$	$\frac{28}{37,4}$	$\frac{24}{32}$	3,4	$\frac{22}{29}$	$\frac{53}{71}$	0,03
0,001%	$\frac{104}{18,7}$	$\frac{253^*}{45,5}$	$\frac{199}{35,8}$	20,9	$\frac{186}{33,5}$	$\frac{370}{66,5}$	5,4

В этой таблице и далее приведены площади отдельных типов областей с различной историей вертикальных движений в процентах от всей площади ($100P_i$) и количество точек минерализации на них в абсолютных числах и процентах от общего числа. Последняя цифра позволяет видеть различие между наблюдаемым количеством точек минерализации в областях отдельных типов и тем количеством, которое было бы там при их равномерном распределении, поскольку это количество (в процентах) равно проценту площади областей отдельных типов от всей площади.

В табл. 5 приведены критические значения для случайной величины, распределенной по закону χ^2 .

Прежде чем начать изложение результатов вычислений, следует оговориться, что в настоящей работе под словами «пространственная связь», «сопряженность» точек минерализации с определенными участками, «тяготение» их к определенным участкам подразумевается концентрация

Таблица 5

Критические значения величины, распределенной по закону χ^2
(Крамбейн, Грейбилл, 1969)

Число степеней свободы	Уровень значимости (q)			Число степеней свободы	Уровень значимости (q)		
	0,01	0,05	0,1		0,01	0,05	0,1
1	6,63	3,84	2,71	3	11,34	7,81	6,25
2	9,21	5,99	4,61	4	13,28	9,49	7,78

точек минерализации на соответствующих участках при условии, что распределение точек между этими участками нельзя считать равномерным (случайным). Результаты вычислений позволяют сделать ряд выводов о самых общих закономерностях пространственного размещения эндогенной минерализации в Восточном Забайкалье.

Между областями, выделенными при обобщении истории вертикальных движений в доюрское время (I категория), точки концентрации олова всех видов (от месторождений до точек металлометрии с содержанием 0,001%) распределены неравномерно и сопряжены с областями прогибания. Значения критерия χ^2 значительно превышают критическое $\chi^2_{2;0,01} = 9,21$.

Распределение рудопроявлений и точек металлометрии с содержанием олова 0,01% между областями с различной историей вертикальных движений в юре (II категория) следует считать равномерным. Значения критерия χ^2 превышают критические значения только для месторождений и точек металлометрии с содержанием олова 0,001%; именно этот фактор показывает пространственную сопряженность этих точек с областями поднятий в юрское время.

Месторождения вольфрама, так же, как и олова, связаны с областями прогибания в доюрское время и областями юрских поднятий. Рудопроявления вольфрама распределены неравномерно лишь между областями I категории, тяготея, как и месторождения, к областям доюрского прогибания, а между областями с различной историей вертикальных движений в юрское время их распределение следует считать равномерным.

Распределение месторождений свинца и цинка между областями I категории следует считать равномерным, а точки всех других категорий тяготеют к областям доюрских поднятий и областям вертикальных движений переменного знака. Между областями II категории точки концентрации свинца и цинка всех видов распределены неравномерно и тяготеют к областям юрского прогибания.

Месторождения и рудопроявления золота пространственно связаны с областями прогибания в доюрское время и областями юрских прогибов.

Месторождения и рудопроявления флюорита тяготеют к областям поднятий как в доюрское, так и в юрское время.

Месторождения молибдена и мышьяка из-за малого их числа при об-счетах были объединены с рудопроявлениями. Точки концентрации молибдена тяготеют к областям прогибания как в доюрское, так и в юрское время, а точки концентрации мышьяка пространственно связаны с юрскими прогибами, но между областями с различной историей вертикальных движений в доюрское время распределены равномерно.

Проведенные вычисления и сделанные на их основе выводы, несмотря на известную условность, полезны при металлогенических исследованиях, так как служат средством объективной проверки и обоснования предположений, а также дают числовую характеристику наблюдаемых закономерностей.

Описанные выводы о связях точек минерализации с отдельными типами областей с различной историей вертикальных движений нельзя считать окончательными.

Области обеих категорий, занимая одну и ту же площадь, перекрываются. Поэтому возможны случаи, когда связь точек минерализации с определенными типами областей одной категории, подтверждаемая значениями критерия χ^2 , будет обусловлена только тем, что значительная их часть совмещается с областями некоторого типа другой категории, с которыми точки минерализации действительно связаны. То есть, пространственная сопряженность может быть действительной и кажущейся, опосредованной, что важно различать.

Чтобы проверить выявленные ранее связи, были проведены дополнительные обсчеты для изучения распределения точек минерализации между отдельными типами областей не на всей исследуемой площади, а лишь в пределах областей некоторого типа другой категории, сопряженность с которыми была установлена ранее. Если точки минерализации в этом случае окажутся распределенными равномерно, значит, они связаны лишь с областями этого последнего типа, а с областями I категории не связаны, несмотря на то, что ранее, для всей площади, такая связь могла быть установлена.

Исходные данные и результаты вычислений приведены в табл. 6.

Оказалось, что месторождения и рудопроявления олова пространственно сопряжены непосредственно как с областями доюрского прогибания, так и с областями юрских поднятий. Связь с областями юрских поднятий в пределах областей доюрского прогибания и связь с доюрскими прогибами в пределах юрских поднятий подтверждается высокими значениями критерия χ^2 .

Свинцово-цинковые месторождения в пределах юрских прогибов распределены между областями с различной историей вертикальных движений в доюрское время равномерно, а рудопроявления и в этом случае тяготеют к областям доюрских поднятий.

Точки минерализации золота пространственно связаны непосредственно и с областями доюрских прогибов, и с областями юрских прогибов, так как их распределение в пределах областей доюрских прогибов между областями II категории и в пределах областей юрских прогибов, между областями I категории существенно отличается от равномерного.

Месторождения и рудопроявления вольфрама непосредственно сопряжены и с доюрскими прогибами, и с юрскими поднятиями.

Как видно из табл. 6, проведенные дополнительно расчеты подтвердили все выводы о закономерностях распределения точек минерализации отдельных элементов между областями с различной историей вертикальных движений, сделанные ранее, на основании данных табл. 4.

Основное практическое значение сделанных в настоящей главе выводов заключается в том, что они являются руководящими для определения условий локализации месторождений различных полезных ископаемых и тем самым для выявления перспективных участков для их обнаружения.

ИЗУЧЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ОТНОСИТЕЛЬНО ГРАНИЦ ОБЛАСТЕЙ С РАЗЛИЧНОЙ ИСТОРИЕЙ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

В настоящем разделе исследуется распределение точек минерализации в самих областях с различной историей вертикальных движений, относительно их границ, а также пространственная связь месторождений различных элементов с юрскими интрузивами и верхнемезозойскими впадинами.

Характеристиками пространственного положения точек минерализации считались кратчайшие расстояния от них до границ областей с раз-

Таблица 6

Распределения месторождений и рудопроявлений отдельных металлов между областями с различной историей вертикальных движений одной категории в пределах областей другой категории

Элемент	Области, в пределах которых исследуется распределение	Категории и типы областей и их площади (в %) **	Количество точек в областях * (абсолютное число, %)		χ ²		
			месторождения	рудопроявления	месторождений	рудопроявлений	
Олово	Юрских поднятий <i>Mz</i> ↑	I категория	<i>Pz</i> ↑ 23%	0 0	15 *4 16	20,2 *3	23,5
			<i>Pz</i> ↓ ↑ 35%	4 15	17 18		
			<i>Pz</i> ↓ 42%	22 85	63 66		
То же	Доюрских прогибов <i>Pz</i> ↓	II категория	<i>Mz</i> ↓ 24,4%	1 4	33 34	5,0	5,2
			<i>Mz</i> ↑ 75,6%	22 96	63 66		
Свинец и цинк	Юрских прогибов <i>Mz</i> ↓	I категория	<i>Pz</i> ↓ 40,1%	11 36,6	74 25,7	1,1	52,4
			<i>Pz</i> ↓ ↑ 49,2%	14 46,6	13,9 50,3		
			<i>Pz</i> ↑ 10,7%	5 16,7	64 23,1		
Золото	Доюрских прогибов <i>Pz</i> ↓	II категория	<i>Mz</i> ↑ 75,6%	55 55	55 55	10,7	32,8
			<i>Mz</i> ↓ 24,4%	45 45	45 45		
Вольфрам	Юрских поднятий <i>Mz</i> ↑	I категория	<i>Pz</i> ↓ 42%	27 90	55 69,6	28,7	28,6
			<i>Pz</i> ↓ ↑ 35%	3 10	21 26,6		
			<i>Pz</i> ↑ 23%	0 0	3 3,8		
Вольфрам	Доюрских прогибов <i>Pz</i> ↓	II категория	<i>Mz</i> ↑ 75,6%	27 100	55 85	8,7	2,8
			<i>Mz</i> ↓ 24,4%	0 0	10 15		

* Процент брался от числа месторождений и рудопроявлений в областях того типа, который указан в графе 2 таблицы.

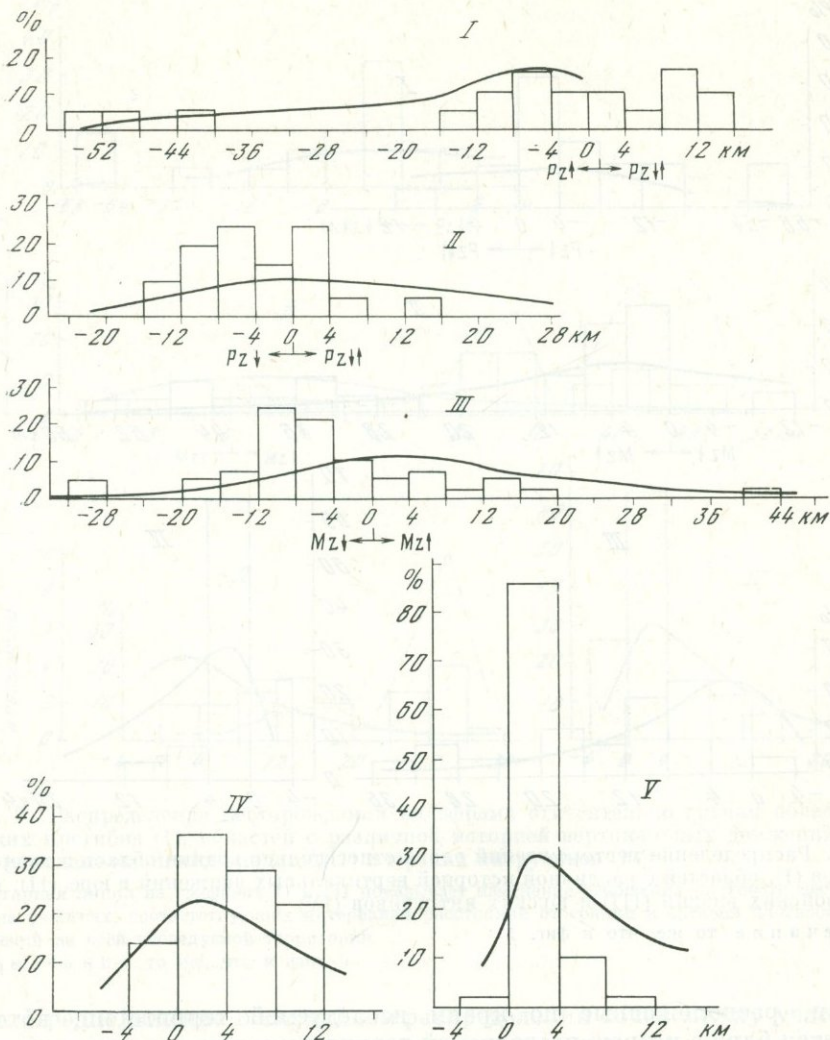
** Процент находился от общей площади областей того типа, который указан в графе 2.

*3 Выделены те значения критерия χ², которые превышают критическое значение при $q = 0,05$.

*4 Числитель — абсолютное число точек, знаменатель — процент от их общего числа.

личной историей вертикальных движений, контуров современных выходов юрских интрузивных пород и пород, заполняющих верхнемезозойские впадины.

На фиг. 5—8 показаны графики распределения точек минерализации отдельных элементов относительно границ областей отдельных типов, контуров массивов юрских интрузивных пород и верхнемезозойских впадин. На графиках ширина интервалов группирования составляет 4 км.

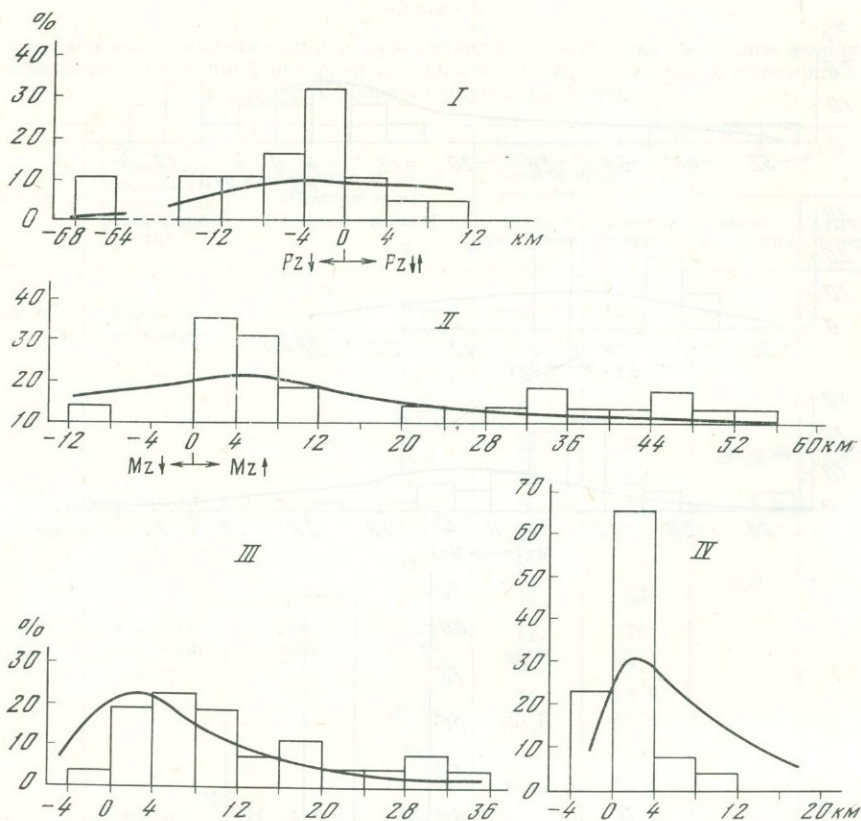


Фиг. 5. Распределение месторождений свинца и цинка относительно границ областей доюрских поднятий (I), доюрских прогибов (II), областей с различной историей вертикальных движений в юре (III), верхнемезозойских впадин (IV) и юрских интрузивов (V)

Примечание: 1) На горизонтальной оси графиков отложены расстояния от границ (в км), на вертикальной — количество месторождений, находящихся на участках, соответствующих интервалам этих расстояний (в %); 2) цифры со знаком минус означают расстояния от границ внутрь доюрских поднятий (Pz↑), доюрских прогибов (Pz↓), юрских прогибов (Mz↓), верхнемезозойских впадин и юрских интрузивов; 3) сплошная линия показывает распределение площадей участков, соответствующих интервалам расстояний (в % от общей площади исследуемой территории)

Каждому интервалу расстояний соответствуют участки площади, обычно имеющие вид полос вдоль границ, от которых измерялось расстояние. Площади участков, соответствующих четырехкилометровым интервалам расстояний от каждой из рассматриваемых геологических границ, были измерены планиметром и подсчитаны в квадратных километрах и процентах от всей площади исследуемой территории; распределение этих площадей показано на фиг. 5.

Следует отметить, что при измерении площадей участков, соответствующих интервалам расстояний от отдельных границ, исключались



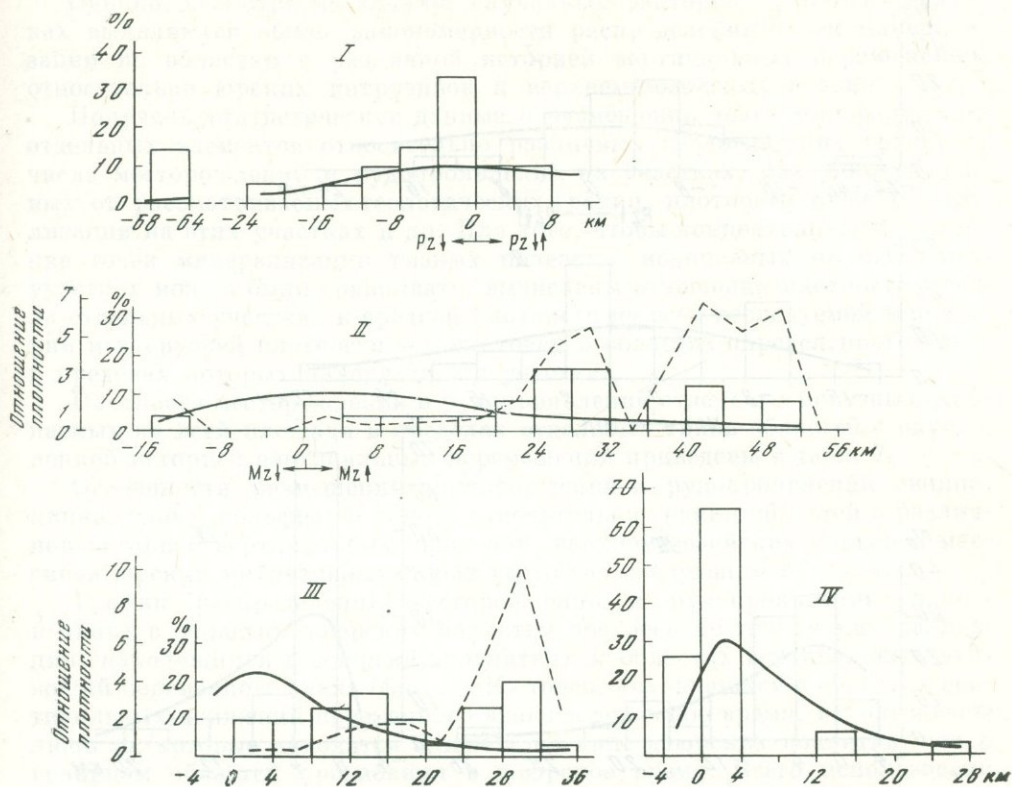
Фиг. 6. Распределение месторождений олова относительно границ областей дюрских прогибов (I), областей с различной историей вертикальных движений в юре (II), верхнемезозойских впадин (III) и юрских интрузивов (IV)

Примечание то же, что к фиг. 5

участки, расположенные по краям исследуемой территории, которые находятся ближе к краю исследуемой территории, чем к рассматриваемой границе. Положение границ за пределами исследуемой территории неизвестно, поэтому нельзя установить действительную удаленность таких участков от них. Положение отдельных границ различно и в каждом случае исключались разные площади, поэтому суммы площадей всех участков различной удаленности от отдельных границ немного различаются. Проценты, приведенные на фиг. 5, вычислялись именно от этих сумм.

Знание площадей участков, соответствующих отдельным интервалам расстояний, позволило определить плотность месторождений и рудопроявлений на различном удалении от отдельных геологических границ (число месторождений или рудопроявлений на квадратном километре площади соответствующего участка), установить пространственную сопряженность точек минерализации с участками, находящимися на определенном расстоянии от отдельных границ, а также определить и обосновать пространственную сопряженность точек минерализации с юрскими интрузивами и верхнемезозойскими впадинами или ее отсутствие.

Как и в предыдущих разделах, будем говорить, что точки минерализации пространственно связаны, сопряжены с определенными участками или тяготеют к ним, если на этих участках точек больше, чем должно быть при их равномерном распределении, пропорционально площади этих участков, при условии, что распределение точек нельзя считать случай-



Фиг. 7. Распределение месторождений вольфрама относительно границ областей доюрских прогибов (I), областей с различной историей вертикальных движений в юре (II), верхнемезозойских впадин (III) и юрских интрузивов (IV)

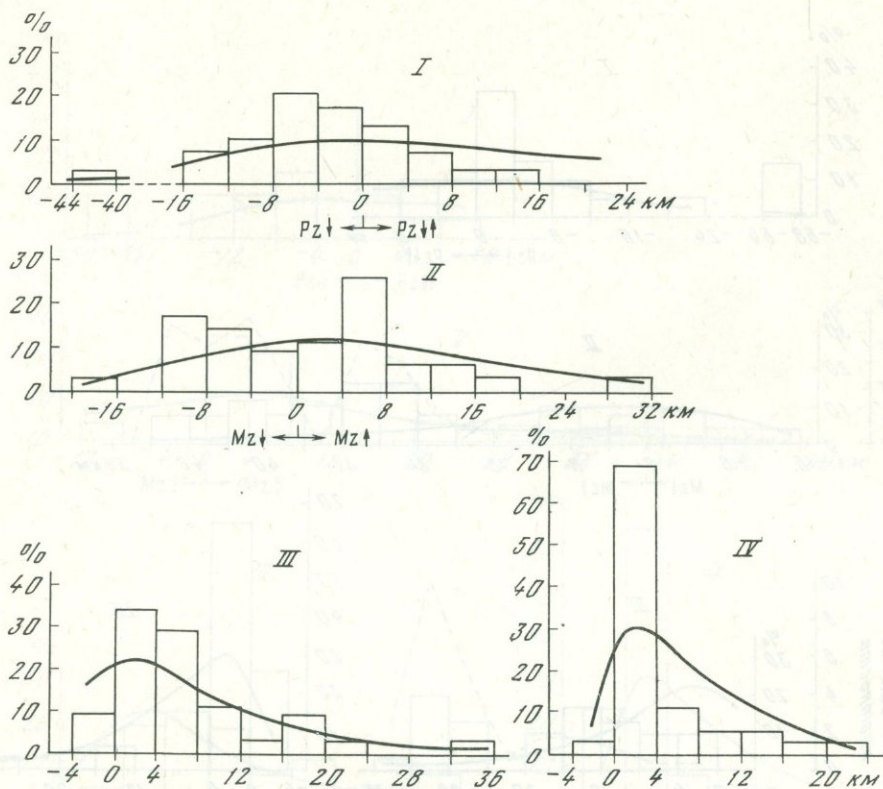
Пунктирная линия на графиках II и III показывает изменение отношения плотности месторождений на участках, соответствующих интервалам расстояний от границ к средней плотности месторождений на всей исследуемой территории

Примечание то же, что к фиг. 5

ным. Предположение о случайном распределении точек между участками, выраженное в виде нулевой гипотезы о согласии наблюдаемого числа точек минерализации на отдельных участках с полиномиальным законом, проверяется критерием χ^2 , описанным выше. В данном случае теоретической вероятностью попадания точек минерализации на отдельные участки (P_i) считается доля площади этих участков от всей площади исследуемой территории или от площади того типа областей с различной историей вертикальных движений, в пределах которых исследуется распределение точек минерализации в конкретном случае.

Следует отметить, что участки, между которыми исследуется распределение точек минерализации, могут соответствовать интервалам расстояний разной ширины, так как в ряде случаев пришлось объединять соседние участки, соответствующие четырехкилометровым интервалам, чтобы на них было не менее 5 точек, согласно требованиям метода, который был освещен выше. Однако это требование не всегда выполнялось, так как при формальном объединении интервалов усредняется число точек на соответствующей им площади и сглаживаются колебания этого числа, иногда значительные, что может привести к большим ошибкам, чем нарушение этого требования.

Методом χ^2 проверялось предположение о равномерном распределении точек минерализации именно между участками, соответствующими таким «объединенным» интервалам расстояний, и эту условность



Фиг. 8. Распределение проявлений золота относительно границ областей доюрских прогибов (I), областей с различной историей вертикальных движений в юре (II), верхнемезозойских впадин (III) и юрских интрузивов (IV)

Примечание то же, что к фиг. 5

надо иметь в виду при оценке и интерпретации результатов вычислений.

Приведенные на фиг. 5—8 графики показывают особенности распределения месторождений и рудопроявлений отдельных полезных ископаемых относительно границ областей с различной историей вертикальных движений, верхнемезозойских впадин и интрузивов юрского возраста, выявляют участки их концентрации и рассеяния. Для составления этих таблиц и графиков не использовались точки минерализации, находящиеся ближе к краю исследуемой территории, чем к геологическим границам, положение которых поэтому нельзя точно установить. Знаком «—» обозначались цифры удаленности от границ точек минерализации, находящихся в областях доюрских поднятий, доюрских прогибов, юрских прогибов, в пределах верхнемезозойских впадин и юрских интрузивов.

Как видно, в ряде случаев формы кривых неправильные. Это обусловлено, с одной стороны, значительными колебаниями расстояний отдельных точек, которые возникают из-за неточного проведения границ областей, случайного положения самих месторождений, обусловленного действием различных факторов более мелкого порядка, чем рассматриваемые в работе, а с другой — недостаточностью числа точек, чтобы сгладить эти случайные колебания и четко выявить общую закономерность распределения. В некоторых случаях неправильная форма кривой может быть вызвана неоднородностью исходных данных, недоучетом различного положения месторождений разных геолого-геохимических групп одних и тех же элементов.

Однако, несмотря на влияние случайных факторов, на многих графиках выявляются общие закономерности распределения точек минерализации по областям с различной историей вертикальных перемещений, относительно юрских интрузивов и верхнемезозойских впадин.

Получены статистические данные о размещении точек минерализации отдельных элементов относительно различных геологических границ — числа месторождений и рудопроявлений на участках, различно удаленных от рассматриваемых геологических границ, плотности точек минерализации на этих участках и др. Для того, чтобы концентрацию и рассеяние точек минерализации разных полезных ископаемых на отдельных участках можно было сравнивать, вычислены отношения плотности точек на отдельных участках к средней плотности на всей исследуемой территории и к средней плотности тех же точек в областях определенного типа, в пределах которых находятся эти участки.

Плотности месторождения и рудопроявлений отдельных полезных ископаемых на всей площади в пределах отдельных типов областей с определенной историей вертикальных перемещений приведены в табл. 7.

Особенности размещения месторождений и рудопроявлений свинца, цинка, олова, вольфрама, золота относительно границ областей с различной историей вертикальных движений, верхнемезозойских впадин и массивов юрских интрузивных пород выглядят следующим образом.

График распределения месторождений и рудопроявлений свинца и цинка в областях доюрских поднятий построен по точкам минерализации, находящимся в доюрских поднятиях и областях вертикальных движений переменного знака (фиг. 5). Из точек, находящихся в областях вертикальных движений переменного знака в доюрское время, использованы лишь те, которые находятся ближе к границе доюрских поднятий, чем к границам областей прогиба в доюрское время. Всего использовано 19 месторождений и 195 рудопроявлений. На графике видно, что все месторождения по положению относительно границ доюрских поднятий разделяются на две группы. Три месторождения (7%) находятся¹ в самих поднятиях на значительном удалении от их границ. Средняя удаленность этих месторождений от границ доюрских поднятий составляет 49 км (это месторождения Кличкинской группы). Остальные 16 месторождений (38%) группируются вблизи границы доюрских поднятий, не далее 14 км от нее. Среднее расстояние месторождений этой группы — 1,5 км в сторону доюрских поднятий.

Средняя плотность месторождений свинца и цинка на участке, удаленном от границ поднятий от 40 до 56 км, на котором находятся месторождения Кличкинской группы — 0,0019 местор./км², что в 4,5 раза выше средней плотности в доюрских поднятиях и в 6 раз выше средней плотности на всей площади. Средняя плотность месторождений в краевой части доюрских поднятий, на расстоянии 0—16 км от их границ — 0,00095 местор./км², что в 2, 3 раза превышает среднюю плотность в доюрских поднятиях и в 3 раза — среднюю плотность на всей площади.

Интересно отметить, что удаленные от границы доюрских поднятий месторождения Кличкинской группы, по данным Г. М. Мейтува (см. гл. I), относятся к редкометалльно-полиметаллическим, обогащенным флюоритом месторождениям (II-я геолого-геохимическая группа), а месторождения, сосредоточенные вблизи границ доюрских поднятий, в основном свинцово-цинковые и золото-полиметаллические (III-ая геолого-геохимическая группа). Рудопроявления свинца и цинка повторяют основные черты распределения месторождений, однако менее четко.

Распределение месторождений и рудопроявлений свинца и цинка в доюрских прогибах изучалось по данным о положении точек минерали-

¹ Процент находился от общего числа месторождений свинца и цинка.

Таблица 7

Средние плотности месторождений и рудопроявлений отдельных полезных ископаемых в областях с определенной историей вертикальных движений

Элемент	Типы областей	Месторождения			Рудопроявления		
		плотность (местор./ /км ²)	отношение к средней плотности		плотность (рудопр./ /км ²)	отношение к средней плотности	
			на всей площади	на площади ¹		на всей площади	на площади ¹
Свинец и цинк	На всей территории	0,00032	—	—	0,00325	—	—
	Доюрские поднятия ($Pz \uparrow$)	0,00042	1,3	1,4	0,0047	1,45	1,57
	Области вертикальных движений переменного знака ($Pz \downarrow \uparrow$)	0,0003	0,94	0,88	0,0033	1,02	1,03
	Области доюрских прогибов ($Pz \downarrow$)	0,0003	0,94	0,88	0,0025	0,77	0,66
	Юрские прогибы ($Mz \downarrow$)	0,00092	2,9	7,7	0,0085	2,6	5,7
	Юрские поднятия ($Mz \uparrow$)	0,00012	0,38	0,13	0,0015	0,46	0,18
Олово	На всей территории	0,00021	—	—	0,00106	—	—
	Доюрские поднятия ($Pz \uparrow$)	0,0	0,0	0,0	0,00057	0,54	0,48
	Области вертикальных движений переменного знака ($Pz \downarrow \uparrow$)	0,00008	0,38	0,36	0,00054	0,51	2,6
	Области доюрских прогибов ($Pz \downarrow$)	0,00043	2,05	8,6	0,00178	1,68	3,2
	Юрские прогибы ($Mz \downarrow$)	0,00003	0,14	0,12	0,00132	1,25	1,4
	Юрские поднятия ($Mz \uparrow$)	0,00026	1,24	8,7	0,00097	0,92	0,74
Золото	На всей территории	0,00027	—	—	0,00184	—	—
	Доюрские поднятия ($Pz \uparrow$)	0,00011	0,41	0,35	0,00068	0,37	0,32
	Области вертикальных движений переменного знака ($Pz \downarrow \uparrow$)	0,0002	0,74	0,64	0,00156	0,85	0,77
	Области доюрских прогибов ($Pz \downarrow$)	0,00041	1,52	2,4	0,0027	1,47	2,1
	Юрские прогибы ($Mz \downarrow$)	0,00049	1,82	2,6	0,0037	2,01	3,04
	Юрские поднятия ($Mz \uparrow$)	0,00019	0,7	0,4	0,00122	0,66	0,33
Вольфрам	На всей территории	0,00024	—	—	0,00085	—	—
	Доюрские поднятия ($Pz \uparrow$)	0,000	0,0	0,0	0,00011	0,13	0,11
	Области вертикальных движений переменного знака ($Pz \downarrow \uparrow$)	0,00008	0,33	2,4	0,00086	1,01	1,01
	Области доюрских прогибов ($Pz \downarrow$)	0,0005	2,08	10,0	0,0012	1,41	2,0
	Юрские прогибы ($Mz \downarrow$)	0,00003	0,13	0,1	0,00098	1,12	1,2
	Юрские поднятия ($Mz \uparrow$)	0,000306	1,28	10,3	0,0008	0,94	0,8

¹ За исключением площади областей конкретного типа, указанного в графе 2.

зации, находящихся в пределах областей прогибания в доюрское время и прилегающих к ним областей вертикальных движений переменного знака, но ближе к границе прогибов, чем к границе областей поднятий в доюрское время. Всего использовано 21 месторождение и 204 рудопроявления (см. фиг. 5).

Как видно из фиг. 5, все месторождения свинца и цинка сосредоточены в краевой части доюрских прогибов и не удаляются от их границ более, чем на 14 км. Среднее расстояние месторождений от этой границы в сторону доюрских прогибов составляет 3,5 км. Средняя плотность месторождений свинца и цинка на участке, соответствующем интервалу 0—16 км от границы доюрских прогибов, — 0,00049 местор./км², то есть в 1,5 раза больше, чем средняя плотность на всей площади.

С помощью критерия χ^2 было проверено предположение о равномерном распределении месторождений и рудопроявлений свинца и цинка между участками, соответствующими интервалам расстояний от границ областей с различной историей вертикальных движений в доюрское время.

Вычисления показали, что распределение месторождений и рудопроявлений свинца и цинка относительно границ доюрских поднятий отличается от равномерного, и, следовательно, их размещение нельзя считать случайным.

Распределение месторождений и рудопроявлений свинца и цинка относительно границ областей доюрского прогибания тоже отличается от равномерного: $V = 19,9$ и $V = 111,4$, а критические значения $\chi^2_{1; 0,05} = 13,3$ и $\chi^2_{9; 0,05} = 16,2$, для месторождений и рудопроявлений соответственно. Это позволяет предположить, что они не случайно концентрируются вблизи границ областей прогибания в доюрское время и пространственно с ними связаны.

Распределение месторождений и рудопроявлений свинца и цинка по областям с различной историей вертикальных движений в юрское время изучалось по 42 месторождениям и 412 рудопроявлениям. Были исключены лишь те точки, которые находятся ближе к краю исследуемой территории, чем к границе областей, и положение которых поэтому нельзя точно определить (см. фиг. 5). На фиг. 5 видно, что точки минерализации свинца и цинка четко тяготеют к областям прогибания в юре. В областях этого типа находится 68% месторождений и 67% рудопроявлений этих металлов. Средняя плотность месторождений в юрских прогибах — 0,00092 местор./км², в 7,7 раза больше, чем средняя плотность в юрских поднятиях — 0,00012 местор./км². Средняя плотность рудопроявлений в юрских прогибах в 5,7 раза больше, чем в юрских поднятиях.

Основная часть месторождений свинца и цинка, находящихся в юрских прогибах, сосредоточена вблизи их границ. Среднее расстояние месторождений от этой границы — 3,3 км, а рудопроявлений — 2,2 км в сторону юрских прогибов.

Наибольшая концентрация месторождений и рудопроявлений свинца и цинка достигается на удалении 4—16 км от границы юрских прогибов в сторону прогибов. На этих участках, занимающих 19% площади, находится 52% месторождений и 43% рудопроявлений. Нулевая гипотеза о случайном распределении свинца и цинка в областях с различной историей вертикальных движений в юрское время была отвергнута как для месторождений, так и для рудопроявлений.

Распределение месторождений и рудопроявлений свинца и цинка относительно границ верхнемезозойских впадин исследовалось на основании данных о положении 42 месторождений и 402 рудопроявлений. Статистические данные представлены на фиг. 5.

Как видно, все месторождения и большинство рудопроявлений свинца и цинка сосредоточены на расстоянии до 12 км от краев верхнемезозойских впадин.

Однако тектонические структуры этого типа широко распространены в Восточном Забайкалье, и площадь, соответствующая интервалу 0—12 км, тоже значительная, занимает 74% всей площади исследуемой территории. Поэтому плотность точек минерализации вблизи верхнемезозойских впадин незначительна, всего в 1,5—1,6 раза превышает среднюю плотность на всей площади.

Тем не менее предположение о равномерном распределении месторождений и рудопроявлений свинца и цинка между участками, соответствующими интервалам расстояний от краев верхнемезозойских впадин, проверенное методом χ^2 , отвергается. $V = 20,9$ для месторождений и $V = 180,4$ для рудопроявлений, в то время как критическое значение в обоих случаях равно $\chi^2_{4;0,05} = 9,49$. Этот факт говорит о том, что концентрацию точек минерализации свинца и цинка у краев верхнемезозойских впадин нельзя считать случайной, и подтверждает предположение с пространственной сопряженности свинцово-цинковой минерализации с верхнемезозойскими впадинами.

Для уточнения этих выводов исследовалось распределение месторождений и рудопроявлений свинца и цинка относительно верхнемезозойских впадин только в пределах областей прогибания в юрское время, так как в них наблюдается наибольшая концентрация свинцово-цинковой минерализации. Предполагалось, что в этих областях закономерности распределения проявятся четче.

Результаты вычислений подтвердили предположение о пространственной сопряженности месторождений и рудопроявлений свинца и цинка с верхнемезозойскими впадинами. Однако тот факт, что самая высокая концентрация точек минерализации обоих видов в этом случае наблюдается в интервалах 4—8 и 8—12 км, то есть на некотором удалении от края структур, а не непосредственно возле него, говорит об опосредственной связи, возможно, обусловленной сопряженностью как свинцово-цинковой минерализации, так и верхнемезозойских впадин с краевыми частями областей юрских прогибов.

Возможно также, что такое распределение обусловлено тем, что из-за размыва осадков, заполняющих верхнемезозойские впадины, их границы сместились от первоначального положения на несколько километров в сторону впадин. Распределение месторождений и рудопроявлений свинца и цинка относительно границ современных выходов юрских интрузивов показано на фиг. 5.

На приведенных построениях видна четкая приуроченность месторождений и рудопроявлений свинца и цинка к массивам юрских интрузивных пород, к участкам, непосредственно примыкающим к их краю. Все известные месторождения и 94% рудопроявлений свинца и цинка находятся не далее 12 км от краев интрузий. На участках, соответствующих интервалу удаленности 0—4 км от интрузий, находится 86% месторождений и 63% рудопроявлений этих элементов, в то время как площадь этих участков составляет 31% всей площади исследуемой территории. Плотность месторождения на тех же участках в 13,5 раза превышает среднюю плотность на остальной территории.

Предположение о случайном распределении точек минерализации свинца и цинка между участками различной удаленности от юрских интрузивов было отвергнуто.

Выше отмечалось, что месторождения и рудопроявления олова распределены между областями с различной историей вертикальных движений в доюрское время неравномерно; 86% месторождений и 74% рудопроявлений сосредоточены в доюрских прогибах. Лишь 14% месторождений и 21% рудопроявлений находятся в областях вертикальных движений переменного знака (при этом большинство из них сосредоточено вблизи границ доюрских прогибов), а в областях доюрских поднятий известно лишь 5% рудопроявлений и ни одного месторождения.

Поэтому в настоящей главе исследуется распределение оловянной минерализации только в доюрских прогибах и областях вертикальных движений переменного знака в доюрское время. Данные о распределении месторождений и рудопроявлений олова относительно границ этих областей приведены на фиг. 6. По этим построениям видно, что основная часть месторождений и рудопроявлений олова сосредоточена вблизи границ доюрских прогибов. Месторождения не удаляются от них более чем на 14 км, средняя удаленность этой части месторождений — 2,7 км в сторону доюрских прогибов, а рудопроявлений — 3,9 км. Средняя плотность месторождений олова на участках доюрских прогибов, удаленных от их границ до 8 км, — 0,00056 местор./км², что в 2,7 раза выше средней плотности месторождений олова на всей площади. Средняя плотность рудопроявлений на тех же участках — 0,00192 рудопр./км², что в 1,8 раза выше средней плотности на всей площади.

Остальная часть точек минерализации олова — 37% месторождений и 38% рудопроявлений, — находится на значительном удалении от края доюрских прогибов — более чем на 40 км. На участках областей доюрских прогибов, удаленных от их границ от 16 до 40 км, месторождения олова неизвестны. Для большинства месторождений олова, находящихся на значительном расстоянии от границ доюрских прогибов, точных расстояний установить нельзя, так как они находятся близко к краю исследуемой территории. Поэтому для этой группы нельзя установить среднюю удаленность, плотность и другие параметры.

Значения критерия χ^2 , вычисленные для проверки гипотезы о том, что распределение точек минерализации олова относительно границ областей доюрских прогибов несущественно отличается от равномерного, значительно превысили критические значения, следовательно, их концентрацию вблизи границ доюрских прогибов нельзя считать случайной, и можно предположить, что оловянная минерализация пространственно связана с краевыми частями областей доюрского прогибания и частями этих областей, значительно удаленными от их края.

Распределение месторождений и рудопроявлений олова по областям с различной юрской историей вертикальных движений показано на фиг. 6.

На этих построениях видно, что по положению относительно границ областей с различной историей вертикальных движений в юрское время месторождения олова разделились на две группы. Одна группа — 13 месторождений (48%)¹ — находится в юрских поднятиях, в непосредственной близости от их границы — не далее 12 км от нее. Средняя удаленность месторождений этой группы от края юрских поднятий составляет 5 км. Средняя плотность месторождений на участках, соответствующих расстоянию 0—12 км, от края юрских поднятий равна 0,00035 местор./км², что в 1,7 раза превышает среднюю плотность на всей площади.

Остальные 10 месторождений (37%) отделены от I группы полосой, соответствующей расстоянию от 12 до 28 км от границы юрских поднятий в сторону поднятий, где находится лишь одно месторождение. Проверка предположения о равномерном распределении месторождений показала, что распределение месторождений олова как на всей площади, так и в областях юрских поднятий, значительно отличается от равномерного, и можно сделать вывод о пространственной сопряженности месторождений олова с краевыми частями юрских поднятий и с их частями, находящимися на значительном удалении от края².

¹ Проценты находились от общего числа известных на исследуемой территории месторождений олова.

² В гл. I отмечаются две геолого-геохимические группы оловянных месторождений: одна — редкометалльно-сульфидная (II) располагается в краевой части юрских поднятий, другая — кварц-редкометалльная (I), в значительном удалении от их границ.

Проверка предположения о равномерном распределении рудопроявлений олова между участками, удаленными на различное расстояние от областей с определенной историей вертикальных движений в юрское время, подтвердила его ($V = 12,2$, меньше критического значения $\chi^2_{12; 0,05} = 21,03$). Этот результат согласуется с результатами вычислений (см. табл. 4), в результате которых было установлено, что распределение рудопроявлений олова между областями с различной историей вертикальных движений в юрское время следует считать равномерным.

График распределения месторождений и рудопроявлений олова относительно края верхнемезозойских (см. фиг. 6) впадин имеет довольно правильную форму. Число точек минерализации равномерно убывает, по мере удаления от края структур.

При математической проверке предположение о случайном распределении месторождений олова между участками, соответствующими различным интервалам расстояний от края верхнемезозойских впадин, подтвердилось. На этом основании следует считать, что месторождения олова распределены относительно верхнемезозойских впадин равномерно, и эти впадины на распределение месторождений олова не влияют. Однако о распределении рудопроявлений олова такого вывода сделать нельзя. Значения критерия χ^2 , $V = 16,6$ в этом случае хотя и незначительны, но превышают критическое значение $\chi^2_{5; 0,05} = 11,07$.

Дополнительно исследовалось распределение месторождений и рудопроявлений олова относительно краев верхнемезозойских впадин только на участках перекрытия областей прогибания в доюрское время и областей поднятий в юрское время. На таких участках концентрация точек минерализации олова более значительна, поэтому предполагалось, что закономерности распределения оловянной минерализации на них выявятся более четко. Результаты вычислений показали, что и в этом случае распределение как месторождений, так и рудопроявлений олова относительно краев верхнемезозойских впадин следует считать равномерным, так как значения критерия χ^2 не превышают критических значений.

Распределение месторождений и рудопроявлений олова относительно массивов юрских интрузивных пород представлено на фиг. 6. Все известные на исследуемой территории месторождения олова находятся не далее 12 км от края юрских интрузивов, а все рудопроявления — не далее 16 км. Значительная часть месторождений и рудопроявлений олова — 23% и 35% соответственно — находится в пределах самих массивов. Существенное отличие распределения как месторождений, так и рудопроявлений олова относительно интрузивов юрского возраста от равномерного подтверждается высокими значениями критерия согласия χ^2 .

Статистические данные о распределении месторождений и рудопроявлений вольфрама относительно границ областей, с различной юрской вертикальных движений верхнемезозойских впадин и массивов юрских интрузивных пород приведены на фиг. 7. Распределение точек минерализации вольфрама в областях доюрских поднятий не рассматривалось, так как в их пределах месторождения вольфрама не известны, а число известных там рудопроявлений составляет всего 3% от их общего числа. На фиг. 7 показано размещение месторождений и рудопроявлений вольфрама относительно границ областей доюрского прогибания.

Концентрация месторождений и рудопроявлений вольфрама наблюдается вблизи границ областей этого типа, на участках, удаленных от них до 16 км и на значительном удалении от границ — более 40—60 км.

Не далее 16 км от границ областей доюрского прогибания находятся 55% месторождений и 65% рудопроявлений вольфрама. Плотность месторождений в областях доюрского прогибания, на участках, соответствующих расстоянию от 0 до 8 км от их границ, в 2,6 раза превышает среднюю плотность на всей территории.

На значительном удалении от границ областей доюрского прогибания (в пределах этих областей) находятся около 30% месторождений вольфрама. Но из-за того, что столь удаленные от этих границ участки находятся одновременно вблизи края изучаемой территории, нельзя точно определить площади таких участков и плотность месторождений на них, а можно лишь предполагать, что плотность на них значительно выше средней на всей площади.

Рудопроявления вольфрама концентрируются в основном вблизи границ областей доюрского прогибания.

Предположение о случайном распределении месторождений и рудопроявлений вольфрама между участками различной удаленности от границ областей доюрского прогибания при математической проверке было отвергнуто. На этом основании можно считать, что месторождения и рудопроявления вольфрама пространственно сопряжены с участками, находящимися вблизи границ областей доюрского прогибания (примерно до 16 км), а также с участками, значительно удаленными от этих границ (более 40 км).

Распределение месторождений и рудопроявлений вольфрама по областям различной категории, согласно результатам статистической проверки, нельзя считать случайным.

Значительная концентрация месторождений и рудопроявлений вольфрама наблюдается на участках областей юрских поднятий, удаленных от их края более, чем на 20 км. Плотность месторождений и рудопроявлений на таких участках в несколько раз выше их средней плотности на всей площади. Особенно наглядно пространственная сопряженность месторождений вольфрама с участками областей юрских поднятий, удаленных от их края более чем на 20 км, видна на графике отношения плотностей месторождений вольфрама на участках различной удаленности от края областей юрских поднятий, к средней плотности на всей площади; этот график показывает, во сколько раз плотность на отдельных участках выше плотности на всей территории (см. фиг. 7).

Распределение месторождений и рудопроявлений вольфрама относительно границ верхнемезозойских впадин (см. фиг. 7) кажется довольно равномерным. Тем не менее предположение о равномерном распределении, проверенное методом χ^2 , отвергается. Это кажущееся противоречие объясняется тем, что хотя число точек минерализации вольфрама на участках, удаленных от границ верхнемезозойских впадин на разное расстояние, колеблется незначительно, площадь этих участков, а, следовательно, и плотность точек на них, разная. На фиг. 7 видно, что плотность месторождений и рудопроявлений вольфрама возрастает по мере удаления от верхнемезозойских впадин. На основании этих данных и их статистического обобщения можно сделать вывод о том, что месторождения и рудопроявления вольфрама тяготеют к участкам, удаленным от верхнемезозойских впадин.

Возможно, это обусловлено тем, что верхнемезозойские впадины в пределах областей прогибания и областей вертикальных движений переменного знака в доюрское время пространственно связаны с юрскими прогибами. В пределах этих типов областей площадь верхнемезозойских впадин, находящихся в юрских прогибах, составляет около 70% общей площади этих впадин. А вольфрамовая минерализация, как было выяснено выше, концентрируется в областях юрских поднятий, на расстоянии более 20 км от их границы с областями юрских прогибов.

На фиг. 7 показано распределение месторождений и рудопроявлений вольфрама относительно современных выходов юрских интрузивных пород.

Пространственная сопряженность месторождений и рудопроявлений вольфрама с юрскими интрузивами, четко проявляющаяся на фиг. 7, подтверждается результатами статистических вычислений.

Статистические данные о распределении проявлений золота относительно границ областей с различной историей вертикальных движений, верхнемезозойских впадин и массивов юрских интрузивных пород приведены на фиг. 8. На основе этих данных можно сделать вывод о пространственной сопряженности проявлений золота с границами областей с различной историей вертикальных движений как в доюрское, так и в юрское время, так как плотность точек минерализации золота вблизи этих границ в 1,5—3 раза превышает среднюю плотность на всей площади изучаемой территории, а предположение о случайном распределении точек минерализации золота относительно этих границ, проверенное описанным в начале главы статистическим методом, было отвергнуто. Однако следует отметить, что вычисленные значения критерия χ^2 ($V = 16,1$ и $V = 16,2$) лишь незначительно превышают соответствующие критические значения ($\chi^2_{5; 0,05} = 11,07$ и $\chi^2_{3; 0,05} = 7,81$), поэтому степень отличия наблюдаемого распределения месторождений золота относительно границ областей с различной историей вертикальных движений от равномерного следует считать низкой.

Распределение месторождений золота относительно верхнемезозойских впадин следует считать равномерным, так как нулевая гипотеза о случайном распределении месторождений золота между участками, удаленными на различное расстояние от краев этих структур, была признана верной ($V = 7,9$, при критическом значении $\chi^2_{4; 0,05} = 9,5$). При более низком уровне значимости $q = 0,1$ нулевая гипотеза отвергается, так как $\chi^2_{4; 0,1} = 7,8 < V = 7,9$. Распределение рудопроявлений золота относительно тех же структур (по данным математической проверки) отличается от равномерного, но степень отличия невысока, так как значение критерия $\chi^2 - V = 18,1$ незначительно превышает соответствующее критическое значение $\chi^2_{7; 0,05} = 14,07$, причем при более высоком уровне значимости $q = 0,01$ соответствующее критическое значение $\chi^2_{7; 0,01} = 18,48$, как видно, превышает вычисленное значение критерия χ^2 .

Поэтому на основе имеющихся данных определенных выводов о пространственной сопряженности проявлений золота с верхнемезозойскими впадинами и об их влиянии на размещение золотой минерализации сделать не удалось. Возможно, для решения этого вопроса нужно отдельно исследовать распределение относительно этих структур проявлений золота различных минералого-геохимических типов (редкометалло-сульфидных — II, сульфидно-сульфосольных и сульфосольных — III, IV). Можно предположить, в частности, что золото-серебро-сульфосольные проявления (IV геолого-геохимическая группа см. гл. I) более тесно связаны с верхнемезозойскими впадинами. Однако этот вопрос из-за недостатка данных в этой работе не решался.

Данные о положении проявлений золота относительно современных выходов массивов юрских интрузивных пород приведены на фиг. 8.

Статистическая проверка предположения о равномерном распределении точек минерализации золота между участками, удаленными на разное расстояние от выходов массивов интрузивных пород юрского возраста, не подтвердила его. Поэтому можно сделать вывод о пространственной сопряженности золотой минерализации с юрскими интрузивами.

Обобщая результаты (табл. 8) проведенного в этой главе анализа фактических данных о положении месторождений и рудопроявлений свинца, цинка, олова, вольфрама и золота относительно границ областей с различной историей вертикальных движений, верхнемезозойских впадин и массивов юрских интрузивных пород, можно сделать следующие выводы.

1. Доказана пространственная сопряженность месторождений и рудопроявлений отдельных элементов с участками, занимающими определенное положение относительно границ областей с различной юрской и доюрской историей вертикальных движений, а именно:

Таблица 8

Положение участков, с которыми пространственно связаны месторождения отдельных элементов относительно геологических границ

Граница, относительно которой определялось положение участков	Удаленность участков от границ для месторождений* отдельных элементов в км			
	свинец, цинк	олово	вольфрам	золото
Области поднятия ($Pz \uparrow$) и вертикальных движений переменного знака в доюрское время ($Pz \downarrow \uparrow$)	от -16 *2 до 4 от -44 до -56	—	—	—
Области прогибания ($Pz \downarrow$) и вертикальных движений переменного знака в доюрское время ($Pz \downarrow \uparrow$)	от -8 до 4 —	от -16 до 0 от -64 до -70	от -12 до 8 от -64 до -68	от -16 до 8 от -40 до -44
Области прогибания и поднятия в юре ($Mz \downarrow$) и ($Mz \uparrow$)	от -12 до 0 —	от 0 до 8 от 28 до 56	от 20 до 52 —	от -12 до 8 —
Верхнемезозойских впадин	от 0 до 12	—	от 12 до 36	от 0 до 8
Юрских интрузивов	от 0 до 4	от -4 до 4	от -4 до 4	от 0 до 4

* Месторождения считаются пространственно связанными с теми участками, на которых наблюдается их концентрация; при проверке методом χ^2 отвергается предположение об их случайном распределении;

*2 Знаком «—» помечены цифры, обозначающие расстояния от границ внутрь областей доюрских поднятий, доюрских и юрских прогибов.

а) к краевым частям областей доюрских прогибов и их границам с областями вертикальных движений переменного знака в доюрское время тяготеют месторождения и рудопроявления золота, месторождения свинца-цинка, олова и вольфрама;

б) значительная часть месторождений олова и вольфрама тяготеет к участкам областей доюрского прогибания, удаленным от их границ на значительное расстояние (более 40—60 км);

в) месторождения и рудопроявления свинца и цинка, а в меньшей степени и месторождения золота, пространственно связаны с краевыми частями областей доюрского поднятия;

г) значительная часть месторождений олова пространственно связана с краевыми частями областей юрских поднятий, свинца и цинка — с краевыми частями юрских прогибов; золото тяготеет к тем и другим;

д) месторождения и рудопроявления вольфрама и часть месторождений олова тяготеют к участкам областей юрских поднятий, удаленным от их края более чем на 20 км.

2. С верхнемезозойскими впадинами пространственно связаны только точки минерализации свинца и цинка. Месторождения вольфрама тяготеют к участкам, удаленным от краев верхнемезозойских впадин. Распределение месторождений олова относительно этих структур не отличается существенно от случайного. Определенных выводов о пространственной сопряженности месторождений золота с этими структурами также сделать не удалось. Вероятно причина этого заключается в том, что из-за недостатка данных месторождения олова и золота рассматривались без подразделения на минералого-геохимические типы.

3. Месторождения и рудопроявления свинца, цинка, олова, вольфрама и золота пространственно связаны с юрскими интрузивами.

Практическое значение установленных в этом разделе закономерностей размещения месторождений и рудопроявлений для поисков участков,

перспективных для обнаружения месторождений полезных ископаемых, очевидно зависит от обоснованности рассмотренных границ и точности проведения их. В то же время выявленная пространственная сопряженность месторождений некоторых полезных ископаемых с этими границами говорит о реальности их существования, об их влиянии на пространственное размещение месторождений и тем дает основание для их практического использования.

Одной из причин сопряженности точек минерализации с границами выделенных областей, видимо, является то, что это участки наиболее тектонически ослабленные, благоприятные для проникновения рудоносных растворов (см. гл. I). Различное положение месторождений одних и тех же элементов относительно границ областей с определенной историей вертикальных движений объясняется в гл. I тем, что с положением относительно этих границ тесно связан минералого-геохимический облик руд, слагающих эти месторождения; то есть, месторождения различных минералого-геохимических типов находятся на разном удалении от этих границ.

ИССЛЕДОВАНИЕ УСЛОВИЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В предыдущих разделах были определены некоторые закономерности пространственного распределения месторождений, их связь с предполагаемыми металлогеническими факторами и размещение по отношению к ним. На этом основании можно выделить участки с определенным сочетанием этих факторов, т. е. такие, которые находятся в областях с определенной историей вертикальных движений, на определенном расстоянии от их границ, от контуров верхнемезозойских впадин и массивов юрских интрузивных пород и на которых сосредоточено большинство месторождений отдельных полезных ископаемых при высокой их плотности. Такие участки будем называть участками локализации.

Участки локализации различных полезных ископаемых занимают разное положение, так как последние связаны с различными факторами.

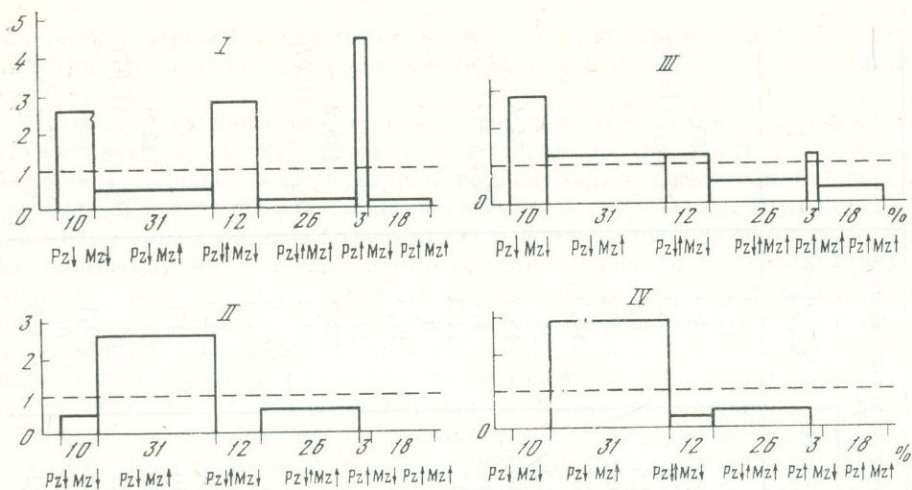
Определение участков локализации является обобщением закономерностей пространственного распределения месторождений и переходом к их практическому использованию для прогнозирования. Определив условия локализации месторождений отдельных полезных ископаемых, на исследуемой территории можно выявить соответствующие участки, близкие по положению относительно предполагаемых металлогенических факторов к участкам локализации.

Предполагая влияние этих факторов на распределение месторождений, выделенные таким образом участки можно считать перспективными для обнаружения месторождений соответствующих полезных ископаемых.

Эмпирически общие условия локализации месторождений полезных ископаемых для Восточного Забайкалья приведены в гл. I.

В этом разделе условия локализации месторождений уточняются, конкретизируются на основе обобщения фактических данных о положении месторождений различных полезных ископаемых по отношению к предполагаемым металлогеническим факторам; связь месторождений с выделяемыми участками локализации проверяется методами математической статистики и выражается численно.

Предположение о связи месторождений с отдельными типами участков локализации проверяется математическими методами, использованными выше. В данном случае проверка осуществляется следующим образом. Выдвигается противоположное предположение о том, что месторождения распределены между участками локализации отдельных типов (или между участками локализации определенного типа и остальной территорией) равномерно, и их концентрация на участках определенных типов случайная. Это предположение представляется в виде нулевой гипотезы о со-



Фиг. 9. Распределение месторождений свинца и цинка (I), олова (II), золота (III) и вольфрама (IV) в участках совмещения разного типа областей с определенной историей вертикальных движений в доюрское и юрское время

гласии числа месторождений на участках локализации отдельных типов с полиномиальным законом, которая проверяется критерием χ^2 . Если нулевая гипотеза отвергается, концентрацию месторождений на участках локализации отдельных типов нельзя считать случайной, и на этом основании делается вывод об их пространственной сопряженности.

Теоретическими вероятностями попадания месторождений на участки отдельных типов (при отсутствии какой бы то ни было связи между ними) P_i считается доля площади участков этого типа от всей площади исследуемой территории. Число степеней свободы $l = k - 1$, где k — число типов участков, распределение месторождений между которыми исследуется в конкретном случае.

Главной характеристикой участков локализации, по-видимому, является их положение в областях с определенной историей вертикальных движений. Поэтому в первую очередь исследуется пространственная сопряженность месторождений и рудопроявлений отдельных полезных ископаемых (свинца, цинка, олова, вольфрама и золота) с участками различных сочетаний отдельных типов областей с определенной историей вертикальных движений в доюрское и юрское время.

В табл. 9 и на фиг. 9 приведены статистические данные о распределении месторождений и рудопроявлений перечисленных элементов по участкам.

В табл. 9 приведены характеристики участков перекрытия областей с определенной доюрской и юрской историей вертикальных движений (графа 2). В графе 3 этой таблицы приведены площади этих участков в процентах от площади всей исследуемой территории, а в графах 4, 5, 7, 8 — количество месторождений и рудопроявлений на этих участках в абсолютных числах и процентах от общего числа месторождений и рудопроявлений отдельных полезных ископаемых. Последняя цифра приведена для того, чтобы наблюдаемое количество точек минерализации на участках отдельных типов можно было сопоставить с их теоретическим числом на тех же участках, равным (в процентах) проценту площади этих участков от всей площади изучаемой территории (графа 3). Теоретическим числом месторождений на отдельных участках считается их число на этих участках при равномерном распределении. В графах 6 и 9 даны значения критерия χ^2 , при помощи которого проверялась нулевая гипотеза о случайном распределении месторождений и рудопроявлений между участками перекрытия областей с определенной историей вертикальных

Таблица 9

Распределение точек минерализации между участками совмещения разных типов областей и значения критерия χ^2

Элемент	Характеристики участков	Площади участков в % от всей площади	Количество месторождений на участках		χ^2	Количество рудопроявлений на участках		χ^2
			в абсолютных числах	в % от общего числа		в абсолютных числах	в % от общего числа	
Свинец, цинк	$Pz \downarrow Mz \downarrow$	10,1	11	26,2	53,1 ($\chi^2_{4; 0,05} = 9,5$)*	74	17,6	553,7 ($\chi^2_{5; 0,05} = 11,07$)
	$Pz \downarrow Mz \uparrow$	34,2	5	11,9		60	14,2	
	$Pz \downarrow \uparrow Mz \downarrow$	12,4	14	33,3		139	33,0	
	$Pz \downarrow \uparrow Mz \uparrow$	26,0	1	2,4		28	6,7	
	$Pz \uparrow Mz \downarrow$	2,7	5	11,9		64	15,2	
	$Pz \uparrow Mz \uparrow$	17,6	6	14,3		56	13,3	
Олово	$Pz \downarrow Mz \downarrow$	10,1	1	3,7	32,0 ($\chi^2_{2; 0,05} = 5,99$)	33	24	54,4 ($\chi^2_{5; 0,5} = 11,07$)
	$Pz \downarrow Mz \uparrow$	31,2	22	81,5		63	45,7	
	$Pz \downarrow \uparrow Mz \downarrow$	12,4	0	0		10	7,2	
	$Pz \downarrow \uparrow Mz \uparrow$	26,0	4	14,8		17	12,3	
	$Pz \uparrow Mz \downarrow$	2,7	0	0		0	0	
	$Pz \uparrow Mz \uparrow$	17,6	0	0		15	10,9	
Золото	$Pz \downarrow Mz \downarrow$	10,1		28,6	16,5 ($\chi^2_{4; 0,05} = 9,49$)		27	125,9 ($\chi^2_{5; 0,05} = 11,07$)
	$Pz \downarrow Mz \uparrow$	31,2		34,3			33,2	
	$Pz \downarrow \uparrow Mz \downarrow$	12,4		14,3			20,8	
	$Pz \downarrow \uparrow Mz \uparrow$	26,0		14,3			11,6	
	$Pz \uparrow Mz \downarrow$	2,7		2,9			2,9	
	$Pz \uparrow Mz \uparrow$	17,6		5,7			4,6	
Вольфрам	$Pz \downarrow Mz \downarrow$	10,1	0	0	38,1 ($\chi^2_{4; 0,05} = 9,49$)	10	9,1	125,9 ($\chi^2_{5; 0,5} = 11,07$)
	$Pz \downarrow Mz \uparrow$	31,2	27	87,1		55	50	
	$Pz \downarrow \uparrow Mz \downarrow$	12,4	1	3,2		22	20	
	$Pz \downarrow \uparrow Mz \uparrow$	26,0	3	9,7		21	19,1	
	$Pz \uparrow Mz \downarrow$	2,7	0	0		0	0	
	$Pz \uparrow Mz \uparrow$	17,6	0	0		2	1,8	

* В скобках — критическое значение χ^2 .

движений в юрское и доюрское время. Там же приведены критические значения при соответствующем числе степеней свободы и уровне значимости $q = 0,05$.

На фиг. 9 горизонтальная ось разделена на отрезки, длина которых соответствует проценту, занимаемому площадью конкретного сочетания областей с определенной историей вертикальных движений в доюрское и юрское время от общей площади изучаемой территории. Высота столбиков, построенных на этих отрезках, выражает отношение плотности точек минерализации на участках данного типа к средней плотности на всей площади. Следовательно, площадь этих столбиков равна проценту месторождений и рудопроявлений, находящихся на этих участках, от их общего числа. Пунктирная линия показывает, какой была бы высота столбиков при равномерном распределении точек минерализации между участками отдельных типов и одинаковой их плотности на каждом участке.

Описанные построения позволяют сделать следующие выводы.

1. Месторождения и рудопроявления олова четко тяготеют к участкам совмещения областей доюрского прогибания и областей юрских поднятий. На этих участках, составляющих 31% всей площади, сосредоточено 82% месторождений и 45% рудопроявлений. Плотность месторождений на них в 2,7, а рудопроявлений в 1,5 раза превышает среднюю плотность на всей территории. Пространственная сопряженность точек минерализации с этими участками подтверждается высокими значениями критерия согласия χ^2 (табл. 9). Эти данные согласуются с предположением о том, что на распределение месторождений олова влияет характер вертикальных движений как в доюрское, так и в юрское время.

2. Месторождения и рудопроявления свинца и цинка концентрируются лишь в областях юрских прогибов, независимо от того, с какими типами областей доюрской истории вертикальных движений они совмещаются. В областях юрских прогибов сосредоточены 71% месторождений и 65% рудопроявлений, в то время как они занимают 25% всей площади исследуемой территории. Плотность месторождений на участках перекрытия областей юрских прогибов и областей с определенной доюрской историей вертикальных движений всех типов выше средней плотности на всей площади в 2,5—4 раза, для рудопроявлений — в 1,5—5,5 раза. Наоборот, на участках перекрытия областей юрских поднятий с областями определенной доюрской истории вертикальных движений всех типов наблюдается пониженная плотность точек минерализации по сравнению со средней плотностью на всей площади.

Эти данные подтверждают предположение о сопряженности свинцово-цинковой минерализации с областями юрских прогибов и говорят о том, что характер вертикальных движений в доюрское время на ее размещение не влияет.

Статистическая проверка предположения о случайном распределении месторождений свинца и цинка между участками совмещения разнотипных областей показала, что их распределение значительно отличается от равномерного.

3. Месторождения и рудопроявления золота сопряжены с областями прогибания как в доюрское, так и в юрское время, а особенно с участками перекрытия областей этих типов. На таких участках плотность месторождений золота почти в 3 раза, а рудопроявлений в 2,7 раза превышает среднюю плотность на всей площади. На участках перекрытия доюрских и юрских прогибов, занимающих лишь 10% всей площади, сосредоточено значительное количество проявлений. Предположение о случайном распределении точек минерализации золота между участками перекрытия областей с различной историей вертикальных движений отвергается на основании статистических расчетов.

4. Распределение месторождений и рудопроявлений вольфрама по участкам перекрытия разнотипных областей весьма схоже с распределе-

нием точек минерализации олова. И месторождения и рудопроявления вольфрама четко тяготеют к участкам совмещения областей доюрского прогибания и областей юрских поднятий. Это подтверждается и статистической проверкой (см. табл. 9).

Учитывая ранее выявленные пространственные связи месторождений с границами областей с определенной историей вертикальных движений, контурами верхнемезозойских впадин и массивов юрских интрузивных пород, можно еще больше сузить описанные выше участки локализации, ограничивая их в пределах площадей перекрытия разнотипных областей участками, находящимися на определенном расстоянии от интрузий и верхнемезозойских впадин.

Ранее говорилось, что границы областей с различной историей вертикальных движений не везде проведены точно и могут местами отклоняться от действительного положения на несколько километров. Вероятно, в основном по этой причине часть месторождений оказалась за пределами областей, в которых находится большинство месторождений этих полезных ископаемых и с которыми установлена их пространственная сопряженность, и, тем самым, — за пределами участков локализации. Такое предположение подкрепляет тот факт, что большинство месторождений, оказавшихся за пределами областей, с которыми связаны месторождения этого полезного ископаемого, сосредоточены вблизи их границ. Поэтому в ряде случаев имеет смысл расширять участки локализации, присоединяя к ним полосу площади некоторой ширины по границам соответствующих областей. Учет сопряженности месторождений с пограничными полосами поможет компенсировать ошибку в проведении границ и повысит значение определенных таким образом условий локализации месторождений для прогнозирования.

В табл. 10 приведены характеристики участков локализации отдельных полезных ископаемых, их площади, число месторождений на них, плотности месторождений на этих участках, отношения этих плотностей

Таблица 10

Распределение месторождений по участкам различных сочетаний предполагаемых металлогенических факторов

Элемент	Характеристики участков локализации	Количество месторождений на участках		Площадь участков		Плотность месторождений на участках (местор./км ²)	Отношение к средней плотности		Плотность месторождений на остальной территории за пределами участков локализации (местор./км ²)
		в абсолютных числах	в % от общего числа	в км ²	в % от общей площади		на всей исследуемой территории	на территории*	
Золото	$Pz \downarrow 8 Mz \downarrow 8 \vee 10 \wedge 10$	57		19 380	14,8	0,001	3,7	10,0	0,0001
Свинец и цинк	$Mz \downarrow \vee 4$	13	31						
	$Mz \downarrow 12 \vee 12$	30	71	26 690	20,4	0,0011	3,4	8,1	0,0001
	$Mz \downarrow \vee 12 \wedge 10$	30	71	21 550	16,5	0,0014	4,4	14,0	0,0001
	$Mz \downarrow 12 \vee 12$	39	93	51 220	39	0,00076	2,4	12,0	0,00006
	$Mz \downarrow 12 \vee 12 \wedge 12$	39	93	41 010	31,4	0,00095	3,0	17,0	0,0006
Олово	$Pz \downarrow Mz \uparrow \wedge 6$	21	81	17 530	13,5	0,0012	5,7	22,5	0,00005
	$Pz \downarrow 10 Mz \uparrow \wedge 6$	24	92	23 320	17,7	0,0010	4,6	50	0,00002
Вольфрам	$Pz \downarrow Mz \uparrow \wedge 6$	24	77	17 530	13,5	0,0013	5,7	21,7	0,00006
	$Pz \downarrow 10 Mz \uparrow \wedge 6$	27	87	23 320	17,7	0,0012	4,8	30	0,00004

* За исключением площади участков локализации, указанных в графе 2.

к средней плотности на всей исследуемой территории и к средней плотности на территории без участков локализации данного типа.

Для удобства положение участков обозначается условными символами. Первый знак символа — $Pz \downarrow, Pz \uparrow$ или $Pz \downarrow \uparrow$ — обозначает положение в областях с определенной историей вертикальных движений в доюрское время, соответственно, в доюрских прогибах, доюрских поднятиях и в областях вертикальных движений переменного знака. Второй знак — $Mz \downarrow$ или $Mz \uparrow$ — обозначает положение в областях с определенной историей вертикальных движений в юре, а именно — в областях юрских прогибов и в областях юрских поднятий соответственно. Цифры за этими знаками обозначают ширину присоединяемой полосы по внешнему краю соответствующих областей (в километрах). Знаки « \wedge » и « \vee » и цифры за ними обозначают ширину полосы от края юрских интрузивов и верхнемезозойских впадин соответственно, в пределах которой находится участок. Например, символ $Pz \downarrow 10 Mz \uparrow 10 \wedge 6 \vee 8$ значит, что обозначенный им участок находится в пределах областей доюрских прогибов ($Pz \downarrow$) и полосы по их внешнему краю шириной 10 км, совмещающихся с областями юрских поднятий ($Mz \uparrow$) и 10-километровой полосой по их внешнему краю. В то же время расстояние любой точки этого участка до края юрских интрузивов (\wedge) — не более 6 км, а до края верхнемезозойских впадин (\vee) — не более 8 км.

В табл. 10 также приведены данные о различных участках локализации тех же полезных ископаемых, т. е. характеризующихся разными сочетаниями предполагаемых металлогенических факторов, разной шириной полос по границам областей с определенной историей вертикальных движений, верхнемезозойских впадин и юрских интрузивов. Это сделано для того, чтобы можно было выбрать условия, наиболее полно и в то же время определенно отражающие положение, в котором находится большинство месторождений отдельных полезных ископаемых. Очевидно, таким условиям соответствуют участки, на которых наилучшим образом сочетаются число месторождений и занимаемая этими участками площадь, т. е. возможно большее число месторождений находится на возможно меньшей площади. Показателем таких условий может служить отношение плотности месторождений на участках локализации к плотности месторождений на остальной территории (табл. 10, графа 9), которое зависит от площади участков локализации, числа месторождений на них и за их пределами.

Процедура выделения участков локализации и их значение поясняются на примере выделения участков локализации месторождений олова.

Главная характеристика условий локализации месторождений олова — положение в областях с различной историей вертикальных движений — была определена в начале настоящей главы как пространственная сопряженность месторождений олова с участками совмещения областей доюрского прогибания и областей юрских поднятий (см. табл. 9, фиг. 9). На этих площадях, занимающих 31% всей площади, находится 82% всех месторождений. Если учесть пространственную сопряженность оловянных месторождений с мезозойскими интрузивами, от которых 95% месторождений удалены менее чем на 6 км, участки локализации можно еще более сузить. На участках, находящихся одновременно в областях доюрских прогибов, юрских поднятий и не далее 6 км от выходов юрских интрузивных пород, сосредоточен 81% всех месторождений, в то время как площадь этих участков занимает 13,5% от площади всей территории. Из шести (23%) месторождений, оказавшихся за пределами этих участков локализации, три месторождения (Ононское, Ачиканское и Увальное) находятся в областях вертикальных перемещений переменного знака в доюрское время, но в непосредственной близости — не далее 10 км от края областей прогибания в доюрское время. Можно предположить, что

эти месторождения оказались за пределами участков локализации случайно, из-за неточного проведения границ доюрских прогибов. На этом основании можно расширить участки локализации, присоединив к ним полосу площади вдоль внешней границы доюрских прогибов шириной 10 км, но лишь в пределах участков совмещения доюрских прогибов с юрскими поднятиями. В определенных таким образом участках ($Pz \downarrow$ 10 $Mz \uparrow \wedge 6$) находится 92% всех месторождений олова на площади, занимающей 18% всей территории. Плотность месторождений в этих участках в 4,6 раза превышает среднюю плотность месторождений олова на всей территории и в 50 раз превышает среднюю плотность на остальной территории (за пределами участков локализации).

Из табл. 10, где приведены характеристики участков локализации месторождений отдельных полезных ископаемых, видно, что основная часть месторождений каждого из рассматривавшихся видов полезных ископаемых (60—90%) сосредоточена на небольших участках, занимающих 15—30% общей площади. Плотность месторождений на этих участках в десятки раз выше, чем на остальной территории. Интересно отметить, что плотности месторождений разных полезных ископаемых на участках локализации весьма близки, равны приблизительно 0,001 местор./км², несмотря на различное число месторождений отдельных полезных ископаемых и различные сочетания факторов, определяющих положение их участков локализации (см. табл. 10).

Описанный способ выбора участков локализации месторождений полезных ископаемых различных элементов является эмпирической процедурой, лишь частично использующей закономерности пространственного распределения месторождений, дающей приблизительно результаты и довольно трудоемкой при большом числе факторов и большом объеме исходных данных.

В следующем разделе описан предлагаемый статистический метод выделения перспективных участков для обнаружения месторождений полезных ископаемых на основе данных о положении известных месторождений относительно предполагаемых металлогенических факторов.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ВЫБОРА ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКОВ ДЛЯ ОБНАРУЖЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ПОМОЩЬЮ ЭВМ

Положение месторождений относительно предполагаемых металлогенических факторов можно выразить численно, расстояниями до границ областей с различной историей вертикальных движений, контуров юрских интрузивов и верхнемезозойских впадин. Если рассматривать положение месторождений относительно нескольких факторов одновременно, то его можно охарактеризовать набором таких величин, т. е. получить многомерную характеристику положения каждого месторождения. Эти многомерные характеристики можно рассматривать как случайные величины, которые могут различаться для отдельных месторождений, даже того же типа, параметрами распределения. Однако если месторождения генетически или парагенетически связаны с исследуемыми факторами, то они занимают и определенное положение по отношению к ним. Следовательно, характеристики пространственного положения месторождений при этом условии могут колебаться лишь в некоторых пределах, лишь некоторым образом, поэтому в принципе возможно математическое описание изменчивости этих случайных величин конкретным законом распределения.

Обычно известные на некоторой территории месторождения являются лишь частью всех имеющихся там месторождений, открытых и неоткрытых. Естественно предположить, что неизвестные месторождения будут занимать по отношению к металлогеническим факторам положение, близ-

кое тому, в котором находятся известные месторождения этого же типа. Поэтому участки, занимающие такое положение, можно считать перспективными для обнаружения месторождений этого типа.

На основании этого, предполагая влияние исследуемых в работе факторов на размещение минерализации, проявляющееся в их пространственной сопряженности, задачу выбора участков, перспективных для обнаружения месторождений полезных ископаемых некоторого типа, можно заменить задачей выбора на исследуемой территории точек, близких к совокупности месторождений того же типа по значениям набора случайных величин, характеризующих пространственное положение известных месторождений относительно металлогенических факторов. Участки сосредоточения таких точек можно считать перспективными.

Эта задача формализуется на основании математических моделей геологических объектов и их взаимоотношений и предлагаются многомерно-статистические методы ее решения, а также приводятся алгоритмы вычислений, по которым были составлены программы для ЭВМ «Наири-2».

Математической моделью совокупности месторождений полезных ископаемых одного определенного типа, находящихся на некоторой исследуемой территории, как известных, так и еще не обнаруженных, пространственное положение каждого из которых относительно металлогенических факторов может быть охарактеризовано набором k признаков, будем считать генеральную совокупность значений k -мерной случайной величины, распределенной по закону распределения $F(x)$. Обозначим эту генеральную совокупность через X^k .

В качестве математической модели совокупности известных на исследуемой территории месторождений того же типа примем выборку значений k -мерной случайной величины из генеральной совокупности X^k объема n , отдельные испытания которой независимы. Обозначим ее $X^k = \{x_{1\xi}, \dots, x_{k\xi}; \xi = 1, \dots, n\}$ и будем называть выборочной совокупностью. Математической моделью любой точки исследуемой территории, в которой замерены те же k признаков, что характеризуют положение месторождений и перспективность которой надо оценить, будем считать k -мерную случайную величину, которую обозначим через y_η , где η — ее номер, а набор m таких точек обозначим как

$$Y^k = \{y_{1\eta}^k, \dots, y_{k\eta}^k; \eta = 1, \dots, m\}$$

Близким к выборочной совокупности $X^k = \{x_{1\xi}, \dots, x_{k\xi}; \xi = 1, \dots, n\}$, а вместе с тем и к представляемой ею генеральной совокупности будем считать те точки из набора Y^k , значения которых согласуются с законом распределения генеральной совокупности $F(x)$. Точки, не удовлетворяющие этому требованию, назовем посторонними.

Назовем однородной такую совокупность, все точки которой подчиняются одному закону распределения с теми же параметрами (Родионов, 1968; Бондаренко, 1970).

Включим в выборочную совокупность X^k некоторую точку y_η из набора Y^k и получим таким образом новую совокупность x_η^k . Проверив однородность этой совокупности, мы тем самым проверим близость точки y_η к выборочной совокупности. Исходя из этого, предположение о близости точки y_η к выборочной совокупности можно выразить нулевой гипотезой H_0 о том, что все точки совокупности x_η^k отобраны независимо из генеральной совокупности с законом распределения $F(x)$ при альтернативе H_1 , что хотя бы одна точка не подчиняется этому закону.

Таким образом, процедура выбора из совокупности точек, отобранных на исследуемой территории, тех, которые по своему положению относительно металлогенических факторов близки к совокупности известных на этой территории месторождений, сведена к проверке предположения об однородности совокупности месторождений, после того как в нее включе-

на одна из этих точек. Это предположение должно проверяться для каждой из отобранных точек в отдельности.

Для проверки этого предположения, выраженного в виде нулевой гипотезы, предлагается использовать метод определения значимо отличающихся точек в выборке из k -мерной нормальной совокупности, разработанной С. С. Уилксом (Wilks, 1963)¹.

Пусть $\{x_{1\xi}, \dots, x_{k\xi}; \xi = 1, \dots, n\}$ — выборка объема n из совокупности, распределенной по k -мерному нормальному закону $N(\{\mu_i\}, \sigma_{ij})$, параметры которого неизвестны и оцениваются по выборке.

Обозначим через $|\bar{x}_1, \dots, \bar{x}_k|$ вектор оценок математических ожиданий по каждому признаку. Величины

$$a_{ij} = \sum_{\xi=1}^n (x_{i\xi} - \bar{x}_i)(x_{j\xi} - \bar{x}_j) \quad i, j = 1, \dots, k$$

образуют симметричную матрицу $\|a_{ij}\|$. Определитель этой матрицы $\|a_{ij}\|$ называется внутренним рассеянием выборки.

Исключая из выборки $\{x_{i\xi}, \dots, x_{k\xi}; \xi = 1, \dots, n\}$ по одной каждую точку и рассчитывая каждый раз внутреннее рассеяние $|a_{ij}|$ для остальных $n - 1$ точек, а затем отношение

$$R_{\xi} = \frac{|a_{ij\xi}|}{|a_{ij}|}, \quad 0 < R_{\xi} < 1,$$

получим ряд величин $R_1, \dots, R_{\xi}, \dots, R_n$, которые называются показателями близости для точек с номерами $1, \dots, \xi, \dots, n$, соответственно.

Величина $|a_{ij\xi}|$, характеризующая рассеяние совокупности $n - 1$ точек, оставшихся после исключения точки с номером ξ , будет тем меньше $|a_{ij}|$, чем больше исключенная точка ξ отличается от остальных точек выборки.

Если все точки выборки $\{x_{1\xi}, \dots, x_{k\xi}; \xi = 1, \dots, n\}$ независимо отобраны из k -мерной нормальной совокупности, то их значения могут изменяться лишь в пределах, допустимых этим законом. Соответственно будут колебаться и значения случайной величины R_{ξ} , распределение которой в этом случае описывается бета-законом $Be(n - k - 1; 2; k/2)$, с плотностью вероятности

$$f(z) = \frac{\Gamma(v_1 + v_2)}{\Gamma(v_1) \cdot \Gamma(v_2)} z^{v_1-1} (1-z)^{v_2-1} \quad \begin{matrix} 0 \leq z \leq 1 \\ v_1, v_2 > 0 \end{matrix}$$

где v_1 и v_2 — параметры распределения.

Если же величина некоторой точки ξ из этой выборки не согласуется с k -мерным нормальным законом распределения, то и соответствующее значение R_{ξ} окажется маловероятным для бета-распределения и будет меньше некоторого критического значения $r_{\alpha, n}$, при уровне значимости α и объеме выборки n . Значение $r_{\alpha, n}$ можно найти в табл., приведенной в статье С. С. Уилкса (Wilks, 1963).

Поэтому, выбрав из ряда $R_1, \dots, R_{\xi}, \dots, R_n$ наименьшее значение $r_1 = \min\{R_{\xi}\}$ и сравнив его с критическим $r_{\alpha, n}$, можно определить близость точки ξ к исходной выборке. Если $r_1 < r_{\alpha, n}$, то точка ξ значимо не отличается от выборки и ее следует считать однородной. Если $r_1 < r_{\alpha, n}$, то точка ξ значимо отличается от исходной выборки и является посторонней для нее.

Показатель близости R_{ξ} может служить критерием для проверки сформулированной ранее нулевой гипотезы H_0 , т. е. для определения однородности совокупности X_n^k , если для генеральной совокупности X^k можно

¹ На принципиальную возможность использовать этот метод автору указал проф. Л. Н. Большев.

принять k -мерное нормальное распределение, т. е. если $F(x) = N(\{\mu_i\}, \|\sigma_{ij}\|)$. В этом случае показатель близости достаточно рассчитать только для точки y_n в виде

$$R_n = \frac{|a_{ij}|}{|a_{ij}\eta|},$$

так как исходная совокупность X^k считается заведомо однородной.

Если $R_n > r_{\alpha; n+1}$, то H_0 подтверждается, выборку следует считать однородной, а точку y_n — близкой к исходной совокупности. Если $R_n < r_{\alpha; n+1}$, принимается H_1 , и y_n считается посторонней для исходной совокупности.

Описанную формальную процедуру определения близости многомерных точек к некоторой многомерной нормальной совокупности можно применить к решению поставленной в начале главы задачи выбора перспективных участков при условии соответствия принятых математических моделей и реальных геологических объектов. При этом ставятся следующие главные требования.

1. Нормальность распределения генеральной совокупности значений случайной величины, описывающей положение месторождений относительно металлогенических факторов.

2. Независимость положения месторождений друг от друга.

3. Признаки, описывающие положение месторождений, должны различаться для месторождений разных типов и четко характеризовать положение месторождений одного типа на основе генетической связи последних с металлогеническими факторами.

4. Исходная совокупность месторождений, по положению которых выбираются перспективные участки, должна быть однородной, не содержать месторождений других типов или с ошибочно измеренными параметрами.

Требование о нормальности не является строгим. Часто, используя многомерные параметрические критерии, распределение многомерных случайных величин считается нормальным априорно, без доказательства. Оправдывается это тем, что если требование о нормальности не выполняется, то в общем случае понижается мощность критерия и эффективность метода (Бондаренко, 1970), т. е. практически возрастает вероятность того, что близкими к совокупности месторождений будут признаны точки, в действительности не являющиеся таковыми. Однако вывод о том, что точка является посторонней для совокупности месторождений, следует считать обоснованным даже в случае невыполнения требования о нормальности.

Требование независимости элементов исходной совокупности надо иметь в виду и обеспечить его выполнение уже при образовании совокупности, выбирая принципы, критерии, по которым подбираются месторождения для нее. Выполняется ли это требование, можно определить из геологических соображений, исходя из характера геологических данных.

Выбор металлогенических факторов и определение их связи с минерализацией, а вместе с тем и определение информативности характеристик пространственного положения месторождений, являются отдельным этапом металлогенических исследований со своими геологическими и математическими методами. Этим задачам посвящены предыдущие разделы, поэтому здесь эти методы не описываются.

Однородность исходной совокупности месторождений должна определяться в первую очередь, из геологических соображений, руководствуясь геологическим пониманием однородности и геологическими методами ее достижения. Однако необходима и формальная проверка однородности исходной совокупности математическими методами. Ее можно осуществить методом С. С. Уилкса, описанным в настоящем разделе, основываясь на приведенном определении однородности. При невыполнении требова-

ния об однородности уменьшается точность результатов и эффективность метода.

Обобщая сказанное, процедуру выделения перспективных участков описанными методами можно разделить на два этапа, которые рекомендуются проводить в следующей последовательности.

1. Определение однородности исходной совокупности месторождений и устранение из нее посторонних точек:

1) строится таблица исходных данных, в которой каждая строка содержит значения признаков, соответствующих одному месторождению из исследуемой совокупности;

2) вычисляются средние значения каждого признака:

$$\bar{x}_i = \frac{1}{n} \sum_{\xi=1}^n x_{i\xi} \quad i = 1, \dots, k;$$

3) вычисляются величины

$$a_{ij} = \sum_{\xi=1}^n (x_{i\xi} - \bar{x}_i)(x_{j\xi} - \bar{x}_j) \quad i, j = 1, \dots, k.$$

Значения величин a_{ij} образуют матрицу $\|a_{ij}\|$ порядка $K \times K$;

4) вычисляется определитель этой матрицы, равный $\|a_{ij}\|$;

5) из исследуемой совокупности поочередно исключается каждая точка и каждый раз вычисляются величины $|a_{ij}^{\xi}|$, $\xi = 1, \dots, n$, являющиеся внутренним рассеянием выборки с исключенной точкой, номер которой ξ ;

6) находится отношение определителей $R_{\xi} = \frac{|a_{ij}^{\xi}|}{|a_{ij}|}$, $\xi = 1, \dots, n$, являющееся показателем близости для точки с номером ξ ;

7) из ряда $R_1, \dots, R_{\xi}, \dots, R_n$ выбирается наименьшее значение $r_1 = \min \{R_{\xi}\}$;

8) r_1 сравнивается с критическим значением $r_{\alpha, n}$, которое для выбранного уровня значимости α и объема выборки находится в таблице (Wilks, 1963).

Если $r_1 < r_{\alpha, n}$, то точка с номером ξ , соответствующая $r_1 = \min \{R_{\xi}\}$, считается значимо отличающейся от выборки и исключается из нее. В этом случае процедура повторяется до тех пор, пока из совокупности не будут исключены все посторонние точки. Если $r_1 < r_{\alpha, n}$, совокупность считается однородной.

2. Определение близости многомерной точки к однородной многомерной совокупности месторождений:

1) строится таблица исходных данных, в которой каждая строка содержит значения признаков, соответствующих одному месторождению из исходной совокупности;

2) строится такая же таблица для точек, близость которых к исходной совокупности проверяется; точки выбираются на исследуемой территории таким способом (например, по сетке) и в таком количестве, чтобы достаточно полно характеризовать ее;

3) вычисляется $|a_{ij}|$ — внутреннее рассеяние исходной совокупности;

4) вычисляется $|a_{ij\eta}|$ — внутреннее рассеяние исходной совокупности, в которую включена точка с номером η из таблицы проверяемых точек;

5) вычисляется

$$R_{\eta} = \frac{|a_{ij}|}{|a_{ij\eta}|}$$

— показатель близости для точки с номером η ;

6) R_{η} сравнивается с критическим значением $r_{\alpha, n+1}$; если $R_{\eta} > r_{\alpha, n+1}$, точка с номером η считается близкой к исходной совокупности; если $R_{\eta} < r_{\alpha, n+1}$, точка считается значимо отличающейся от нее; процедура проводится для всех проверяемых точек, из которых, таким образом, отбираются перспективные.

7) значения R_{τ} можно нанести на карту в соответствующих точках и по ним провести изолинии; изолиния, соответствующая критическому значению $r_{\alpha, n+1}$, оконтурит перспективные участки; изолинии разных значений R_{τ} , проведенные с некоторой частотой, показывают расположение на исследуемой территории участков разной степени перспективности и отражают общие закономерности их расположения, несмотря на то, что R_{τ} представляет собой значение случайной величины и проведенные по ее значениям контуры участков разной степени перспективности являются лишь ориентировочными.

Опробование описанного метода проводилось на всей исследуемой территории Восточного Забайкалья. На этой площади выбирались участки, перспективные для обнаружения месторождений свинца-цинка и олова.

Исходными совокупностями свинцово-цинковых и оловянных месторождений считались совокупности промышленных месторождений этих элементов, известные на исследуемой части Восточного Забайкалья. Из этих совокупностей были исключены только месторождения, находящиеся на окраинах исследуемой территории, расстояния которых до отдельных геологических границ нельзя точно определить. Совокупность свинцово-цинковых месторождений составила 41 точка, а совокупность оловянных — 19 точек.

Положение каждого месторождения характеризовалось пятью признаками — расстояниями до границ областей с различной историей вертикальных движений в доюрское и в юрское время, контуров верхнемезозойских впадин и массивов юрских интрузивных пород, а также расстояниями до ближайшей границы областей с различной историей вертикальных движений, несмотря на то, какие области она разделяет и по какую сторону от нее находится месторождение.

Этим набором признаков были охарактеризованы как свинцово-цинковые, так и оловянные месторождения, несмотря на то, что, как указывалось выше, месторождения свинца и цинка распределены равномерно между областями с различной историей вертикальных движений в доюрское время, а оловянные месторождения — относительно верхнемезозойских впадин. Так сделано для того, чтобы можно было сопоставить результаты.

Пятый признак — расстояние до ближайшей границы любой категории и типа областей с различной историей вертикальных движений привлечен потому, что предполагалось влияние на размещение отдельных типов месторождений границ этих областей как ослабленных, нарушенных зон в земной коре, поскольку 71% суммарной длины главных тектонических зон разломов следуют этим границам.

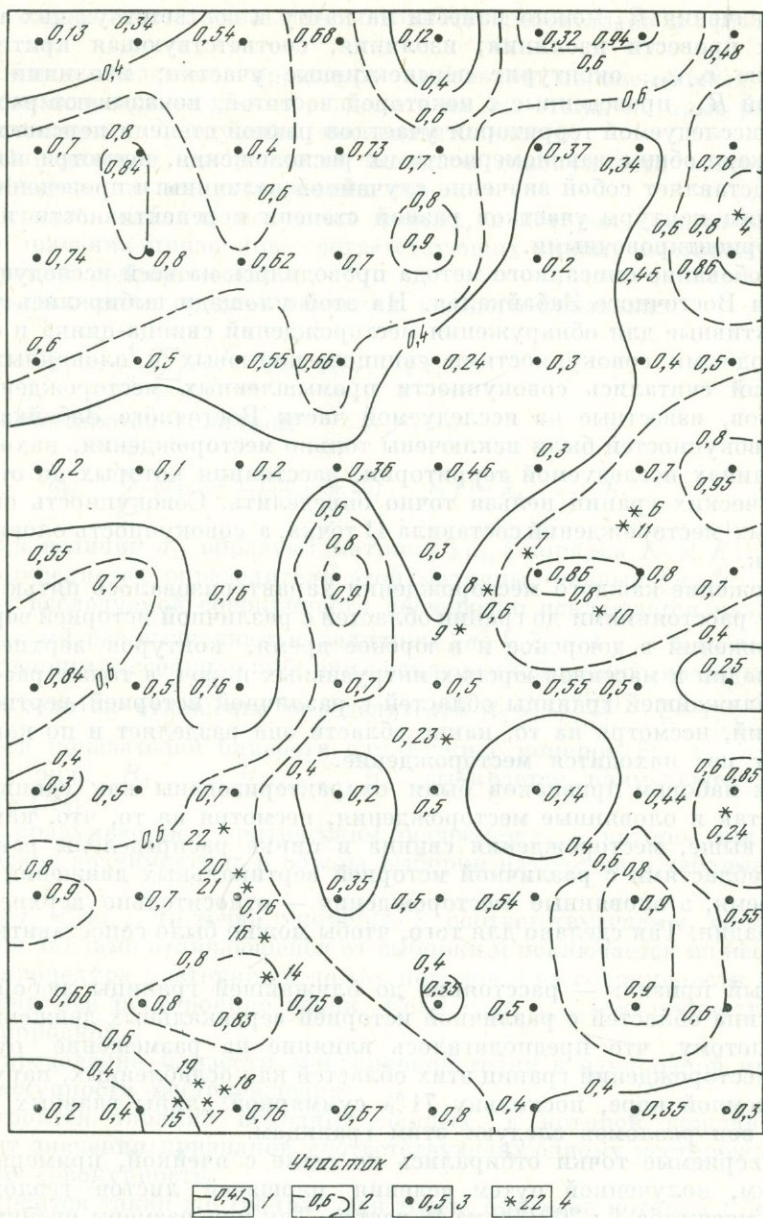
Проверяемые точки отбирались по сетке с ячейкой, примерно 17×17 км, полученной путем деления площадей листов геологической съемки масштаба 1 : 200 000 на 16 частей. Так как размеры ячейки близки размерам известных рудных полей и поэтому вероятность пропустить их мала, плотность точек считалась достаточной. В каждой точке были замерены те же пять признаков, которые характеризуют положение месторождений. Всего было отобрано 328 точек.

Все необходимые расчеты проводились на малой ЭВМ «Наири-2» по программам, составленным Г. А. Жилиной.

В результате сравнения с исходными совокупностями месторождений из 328 точек были отобраны как перспективные для обнаружения свинцово-цинковых месторождений 188 точек (57%), а оловянных — 213 точек (65%).

Площадь перспективных участков, очевидно, приблизительно соответствует проценту перспективных точек.

Значения критерия R_{τ} , нанесенные на схему в каждой точке, позволили очертить изолиниями перспективные участки, вернее зоны, и показали распределение зон разной степени перспективности. Интересно отметить,



Фиг. 10. Выявление перспективных зон на контрольных участках 1 и 2

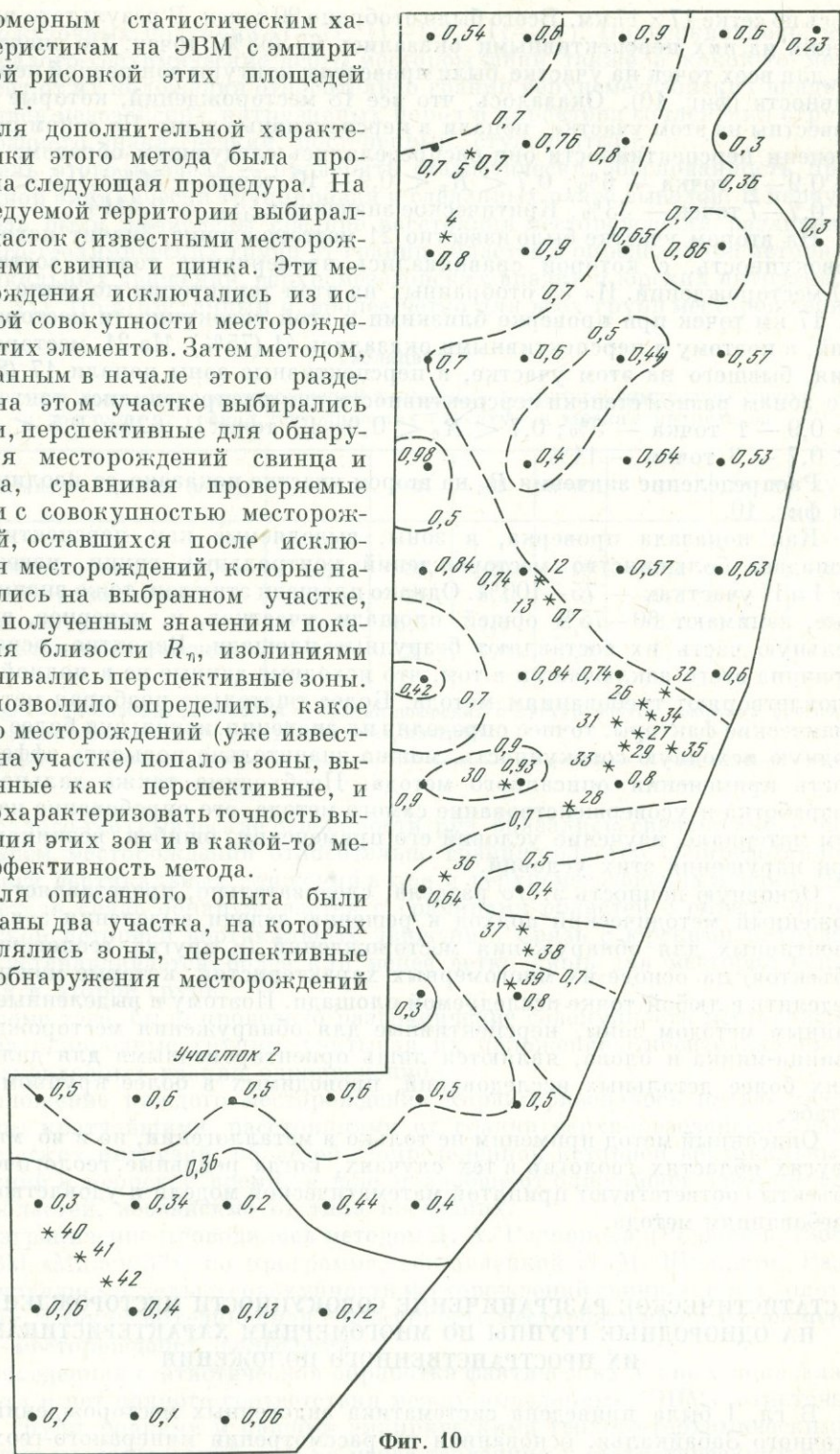
1 — контур перспективных зон — изолиния $r_{24; 0,11}=0,41$, $r_{21; 0,11}=0,36$; 2 — контуры зон разной перспективности (изолинии показателя близости R_n); 3 — проверяемые точки и значения R_n ; 4 — месторождения, известные на контрольных участках

что самые перспективные для обнаружения свинца и цинка зоны ($R_n > 0,9$) оказались перспективными и на золото. В зоны, перспективные для обнаружения месторождений олова, попало большинство месторождений вольфрама, хотя в исходные совокупности месторождения этих элементов не входили. Это можно объяснить тем, что близкие минералогически месторождения полиметаллов и золота, а также олова и вольфрама занимают близкое положение относительно предполагаемых металлогенических факторов. Следует отметить большую сходимость площадей предполагаемого распространения свинца, цинка, золота, вольфрама на полученных по

многомерным статистическим характеристикам на ЭВМ с эмпирической рисовкой этих площадей в гл. I.

Для дополнительной характеристики этого метода была проведена следующая процедура. На исследуемой территории выбирался участок с известными месторождениями свинца и цинка. Эти месторождения исключались из исходной совокупности месторождений этих элементов. Затем методом, описанным в начале этого раздела, на этом участке выбирались точки, перспективные для обнаружения месторождений свинца и цинка, сравнивая проверяемые точки с совокупностью месторождений, оставшихся после исключения месторождений, которые находились на выбранном участке, и по полученным значениям показателя близости R_{11} , изолиниями очерчивались перспективные зоны. Это позволило определить, какое число месторождений (уже известных на участке) попало в зоны, выделенные как перспективные, и тем охарактеризовать точность выделения этих зон и в какой-то мере эффективность метода.

Для описанного опыта были выбраны два участка, на которых выделялись зоны, перспективные для обнаружения месторождений



Фиг. 10

свинца и цинка. На первом участке были известны 18 месторождений свинца и цинка. Следовательно, исходную совокупность месторождений, с которой сравнивались отобранные на этом участке точки, составляли 23 месторождения, известные на остальной территории. Проверяемые точки отбира-

лись по сетке 17×17 км. Всего было отобрано 90 точек. В результате вычислений из них перспективными оказались 65 (68%) точек. По значениям R_{η} для всех точек на участке были проведены контуры зон разной перспективности (фиг. 10). Оказалось, что все 18 месторождений, которые были известны на этом участке, попали в перспективные зоны. По зонам разной степени перспективности они распределялись следующим образом: $R_{\eta} > 0,9$ — 1 точка — 6%; $0,7 < R_{\eta} < 0,9$ — 10 точек — 56%; $0,5 < R_{\eta} < 0,7$ — 7 точек — 33%. Критическое значение $r_{0,1; 24} = 0,4114$.

На втором участке было известно 21 месторождение. Значит исходную совокупность, с которой сравнивались проверяемые точки, составили 20 месторождений. Из 55 отобранных на этой территории по сетке 17×17 км точек при проверке близкими к этой совокупности месторождений, а поэтому и перспективными оказались 41 (75%). Из 21 месторождения, бывшего на этом участке, в перспективные зоны попали 17 (81%). По зонам разной степени перспективности они распределились так: $R_{\eta} > 0,9$ — 1 точка — 5%; $0,7 < R_{\eta} < 0,9$ — 13 точек — 62%; $0,5 < R_{\eta} < 0,7$ — 3 точки — 14%.

Распределение значения R_{η} на втором участке показано ее изолиниями на фиг. 10.

Как показала проверка, в зоны, выделяемые как перспективные, попадает большинство месторождений контрольных групп, известных на I и II участках — 75—100%. Однако площади этих зон, тоже значительные, занимают 60—75% общей площади участков, и, наверное, значительную часть их составляют безрудные площади. Вероятно, основная причина этого заключается в том, что исходные данные не в полной мере удовлетворяют требованиям метода. Более тщательно подбирая металлогенические факторы, точнее определяя их значения, используя более однородную исходную совокупность, можно значительно повысить эффективность применения описанного метода. Необходима также дальнейшая разработка и усовершенствование самого метода, его опробование на другом материале, изучение условий его применения, ошибок, возникающих при нарушении этих условий.

Основную ценность этого раздела, следовательно, представляет предложенный методический подход к решению задачи выделения зон, перспективных для обнаружения месторождений (и других геологических объектов) на основе их многомерных характеристик, которые можно определить в любой точке исследуемой площади. Поэтому и выделенные описанным методом зоны, перспективные для обнаружения месторождений свинца-цинка и олова, являются лишь ориентировочными для дальнейших более детальных исследований, проводимых в более крупном масштабе.

Описанный метод применим не только в металлогении, но и во многих других областях геологии в тех случаях, когда реальные, геологические объекты соответствуют принятой математической модели и удовлетворяют требованиям метода.

СТАТИСТИЧЕСКОЕ РАЗГРАНИЧЕНИЕ СОВОКУПНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ОДНОРОДНЫЕ ГРУППЫ ПО МНОГОМЕРНЫМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ ИХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ

В гл. I была приведена систематика эндогенных месторождений Восточного Забайкалья, основанная на рассмотрении минералого-геохимических особенностей руд и их положения в мезозойских структурах разного знака. Эмпирически все месторождения были объединены в четыре основные группы: кварц — редкометальная — I, редкометально-сульфидная — II, сульфидно-сульфосольная — III, сульфосольная — IV. Учитывая, что между ними имеются переходы, дополнительно выделен ряд

промежуточных подгрупп (I—II, II—III, III—IV). Подчеркивалось, что минералого-геохимические черты месторождений также в какой-то мере зависят от их положения относительно границ верхнемезозойских впадин, массивов мезозойских интрузивных пород и характера сочленения структур разного знака (резкий, постепенный, ступенчатый).

Цель этого раздела — проверить статистически обоснованность проведенной эмпирически группировки и сделанных ранее выводов. В первую очередь были вычислены средние расстояния месторождений различных геолого-геохимических групп от границ областей с определенной историей вертикальных движений, верхнемезозойских впадин и юрских интрузивов (табл. 11). По этим данным наиболее четко для всех групп месторождений

Таблица 11

Средние расстояния месторождений различных геолого-геохимических групп и подгрупп от границ тектонических структур и юрских интрузивов

Расстояние от границы (в км)	I	I—II	II	II—III	III	III—IV	IV
Областей доюрских прогибов	—41,5*	—33	—20	—18	—6,2	—2	—4
Областей юрских прогибов	41	27	8,4	2	—9,1*	—7	0
Юрских интрузивов	2,3	5,7	4,8	6,0	3,7	3,3	4
Верхнемезозойских впадин	17	20	6,0	6,0	5,3	5,0	0

* Знаком «—» обозначены расстояния от границ доюрских структур внутрь доюрских прогибов и от границ юрских структур внутрь юрских прогибов.

минералого-геохимические особенности руд оказались связанными с положением месторождений относительно границ областей с определенной историей вертикальных движений в юре и верхнемезозойских впадин. Менее четкая связь обнаруживается с границами областей с определенной доюрской историей вертикальных движений. Связь с юрскими интрузивами устанавливается более или менее четко лишь для месторождений первой и второй групп.

Кроме того, было проведено разграничение совокупности месторождений на однородные группы, учитывая их положение относительно ряда рассматриваемых границ одновременно.

Положение каждого месторождения характеризовалось пятью признаками: кратчайшими расстояниями от границ верхнемезозойских впадин, юрских интрузивов, областей с определенной историей вертикальных движений в доюрское время, в юре и вообще от ближайшей границы таких областей, независимо от типа последних.

Разграничение проводилось методом Д. А. Родионова (Родионов, 1968) на ЭВМ «Минск-32», по программе, составленной Л. М. Шлайном. Разграничивались отдельно совокупности месторождений свинца-цинка, золота и олова, а также объединенная совокупность месторождений этих элементов и месторождений вольфрама.

Проведенная статистическая обработка фактических данных показала, что хотя и нет полного соответствия между выделенными ЭВМ статистическими группировками и нашими эмпирическими геолого-геохимическими группами месторождений, тем не менее тенденция к статистическому разграничению различных групп месторождений совершенно определена. В большинстве случаев месторождения, отнесенные нами ранее к определенной группе вместе с месторождениями переходных или смежных групп, оказываются в пределах одной статистической совокупности. Зависимость выделенных ранее в гл. I эмпирически геолого-геохимических групп

месторождений от их положения по отношению к показанным на тектонической схеме (см. фиг. 1) границам подтверждается статистически.

Дополнительно исследовалось значение отдельных признаков (их весомость, информативность) для выделения статистически однородных групп месторождений по их положению относительно ряда металлогенических факторов. Для этого была использована процедура, основанная на способе определения информативности признаков Д. А. Родионова (Родионов, 1968). Хотя эта процедура и не очень строгая, тем не менее повышается объективность выводов о роли отдельных признаков при выделении групп.

В результате наиболее информативным в этом смысле, то есть играющим главную роль при выделении статистически однородных групп для месторождений олова, свинца-цинка и золота оказался пятый признак — расстояние от ближайшей границы, разделяющей области с различной историей вертикальных движений. На втором месте оказались: для месторождений свинца-цинка и олова — расстояние от границ областей с различной историей вертикальных движений в юре; для месторождений золота — расстояние от верхнемезозойских впадин. Наименее информативным признаком оказалось расстояние от юрских интрузивов.

Таким образом, на основании описанных в этом разделе исследований можно заключить, что минералого-геохимические особенности месторождений определяются суммарным влиянием принятых в работе металлогенических факторов. Для различных металлов и типов месторождений степень влияния каждого из факторов различна.

Первичная эмпирическая группировка месторождений была произведена только с учетом хотя и самого действенного, но лишь одного фактора — мезозойских структур. Полученные статистические совокупности учитывают суммарную роль пяти металлогенических факторов. Поэтому, естественно, статистическая группировка и принятые геолого-геохимические группы несколько отличаются. Кроме того, могла быть допущена неточность в отнесении того или иного, особенно слабоизученного объекта, к определенной геолого-геохимической группе. Замеры расстояний месторождений от границ структур не учитывают различия в характере перехода структур (резкий — постепенный), что также влияет на принадлежность к той или иной группе. Все это и выявилось при статистической обработке материала.

ВЫВОДЫ

Основные выводы проведенного исследования сводятся к следующему.

1. Предложен статистический метод определения пространственной сопряженности точечных геологических объектов с двумерными объектами (площадью). Этот метод позволяет оценивать степень сопряженности и сравнивать ее. Метод можно использовать не только в металлогении, но и в других областях геологии.

2. Предложенным методом установлены статистические параметры пространственной сопряженности месторождений, рудопроявлений и точек металлотрического опробования различных полезных ископаемых с определенными областями, различающимися историей вертикальных движений.

3. На основе статистического обобщения данных о положении месторождений и рудопроявлений свинца, цинка, олова, вольфрама и золота относительно границ областей с различной историей вертикальных движений, верхнемезозойских впадин и контуров юрских интрузивов, выявлена пространственная сопряженность месторождений перечисленных элементов и их типов с участками, находящимися на различном удалении от этих границ.

4. Обобщая установленные закономерности пространственного размещения месторождений и рудопроявлений свинца, цинка, олова, вольфрама и золота, относительно предполагаемых металлогенических факторов, определены статистические параметры локализации месторождений этих элементов и на исследованной территории Восточного Забайкалья выявлены соответствующие им участки локализации, которые можно считать перспективными для обнаружения новых месторождений.

5. Предложен многомерно-статистический метод выявления участков, перспективных для обнаружения месторождений полезных ископаемых, на основе многомерных характеристик положения уже известных месторождений относительно металлогенических факторов, если эти характеристики можно определить в любой точке исследуемой территории. Составлены алгоритмы необходимых вычислений, реализованные на ЭВМ. Предложенным методом на изучавшейся части Восточного Забайкалья выделены зоны, перспективные для обнаружения месторождений свинца-цинка и олова, которые рекомендуется использовать как ориентировочные при прогнозно-поисковых работах.

6. Статистическое разграничение совокупности месторождений на однородные группы по многомерным характеристикам их пространственного положения относительно рассматриваемых тектонических границ показало: во-первых, возможность таких подразделений и, во-вторых, принципиальную правильность выделенных в гл. I геолого-геохимических групп месторождений.

7. Полученные данные дают объективное подтверждение предположению о влиянии характера вертикальных движений на минералого-геохимический тип минерализации и место ее проявления.

В целом проделанное исследование является попыткой некоторого усовершенствования методов математической статистики как средства более полного и объективного использования имеющихся фактических данных, повышения достоверности и определенности выводов, а также как важной предпосылки для использования ЭВМ при прогнозировании полезных ископаемых.

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
МЕЗОZOЙСКИХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД
ПРИ ХАРАКТЕРИСТИКЕ РУДОНОСНОСТИ РАЙОНОВ**

Проблема использования геохимических особенностей мезозойских магматических пород в качестве критерия для оценки рудоносности территорий привлекала исследователей Восточного Забайкалья на протяжении многих лет. Работы в этом направлении проводились Н. А. Авдонцевым, А. А. Беусом, О. Н. Белоусовой, А. М. Гребенниковым, М. Н. Захаровым, Ю. В. Казициным, В. Д. Козловым, Л. А. Козубовой, Р. В. Лесняком, В. Л. Литвиновым, И. Г. Рутштейном, Н. С. Соловьевым, Л. В. Таусоном, Ю. И. Темниковым, Н. И. Тихомировым, Г. А. Шатковым, Н. В. Шталь и многими другими исследователями. Особенности распределения содержаний элементов-примесей в породообразующих минералах мезозойских интрузивных пород Восточного Забайкалья рассматривались в различных аспектах в работах В. С. Антипина, А. М. Гребенникова, Н. Е. Залашковой, Г. Ф. Ивановой, М. И. Кузьмина, В. Д. Козлова, А. А. Ситнина и других.

В этой главе показаны возможности выявления петрохимических¹ оценочных критериев, которые можно было бы использовать при региональном прогнозировании.

При изучении геохимических особенностей мезозойских магматических образований Восточного Забайкалья основное внимание было обращено на следующие вопросы.

1. Сбор представительной геохимической информации по химизму мезозойских интрузивных и эффузивных пород.

2. Выявление особенностей петрографического и химического составов мезозойских интрузивных и эффузивных пород на основе разрабатываемого тектонического подхода (см. гл. I).

Было изучено и охарактеризовано анализами около сорока массивов мезозойских интрузивных пород и четырнадцать полей эффузивных образований. Обобщен весь имеющийся аналитический материал как по петрогенным компонентам пород, так и по элементам-примесям. Общее количество использованных силикатных анализов исчисляется многими сотнями (904), а частных определений элементов — десятками тысяч.

В основу группировки информации положены модифицированные нами схемы Г. М. Мейтува (см. фиг. 1 и 3).

Поскольку не все тектонические подразделения были обеспечены в равной мере данными по петрохимии пород, мы сочли возможным объединить некоторые сходные структуры. Объединены были также и некоторые рудные подразделения. По комбинациям доюрских и юрских вертикальных перемещений и их рудной специфики выделены четыре структурно-металлогенические зоны (фиг. 11).

При выборе объектов для обследования и установления оптимального их количества авторы руководствовались необходимостью получить равнопредставительную характеристику мезозойских магматических обра-

¹ Петрохимическое изучение подразумевает характеристику не только главных породообразующих элементов, а и всех остальных элементов.

зований всех структурно-металлогенических зон с учетом всего разнообразия типов минерализации, пространственно или генетически с ним связанной. В процессе обследования проводились детальные геолого-петрографические наблюдения и отбор геохимических проб. Густота сети наблюдений в каждом конкретном случае определялась размерами объекта и площадей развития отдельных разновидностей пород, сложностью геологического строения объекта в целом. Она должна была обеспечивать возможность составить подробную карту-схему объекта и отбор оптимального количества проб (не менее 30) по каждой из основных разновидностей пород, слагающих объект при равномерном распределении пунктов отбора по обследованной площади. Пробы анализировались приближенно-количественным спектральным методом на следующие элементы: Be, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Zr, Mo, Sn, Ba, Pb. Часть проб анализировалась на Ta, Nb, W, Th, ΣTR, Li, Rb, Cs количественными химическими и физико-химическими методами. Для проверки правильности диагностики пород петрографическим методом 1—2 пробы по каждой из разновидностей пород объекта подвергались полному силикатному анализу. Анализы проводились в силикатной лаборатории Центральной геохимической экспедиции ИМГРЭ и лабораториях Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ. Групповые пробы по отдельным наиболее распространенным в пределах зоны разновидностям пород использовались для выделения мономинеральных фракций основных породообразующих минералов. Выделена 71 мономинеральная фракция по биотиту, полевым шпатам и кварцу. Эти минералы анализировались на тот же спектр элементов, что и валовые пробы. Кроме того, были использованы литературные данные (более 200 анализов) по содержанию элементов — примесей в тех же породообразующих минералах.

Диагностика пород по их количественному минеральному составу проводилась в соответствии с данными о среднем составе основных разновидностей магматических пород, приведенными в работах А. Н. Заварицкого, В. И. Лучицкого, Т. Ф. Трусовой, В. С. Коптева-Дворникова и др. При диагностике пород по результатам силикатного анализа использовалась классификационная схема, разработанная авторами на основе как своих наблюдений, так и рекомендаций других исследователей (А. Н. Заварицкий, А. А. Беус и др.). В основу предлагаемой классификационной схемы положены критические значения числовых характеристик

$$b, Q, \frac{m'}{c'}, \frac{100Ca}{Na + Ca}, \frac{Na}{K}, \frac{Na + K}{Si} \cdot 100.$$

При выборе методики обработки и обобщения собранной информации авторы исходили из необходимости: систематизации большого объема этой информации, установления наиболее четких и закономерных особенностей пород на фоне многочисленных отклонений и флюктуаций и статистической обоснованности всех выводов.

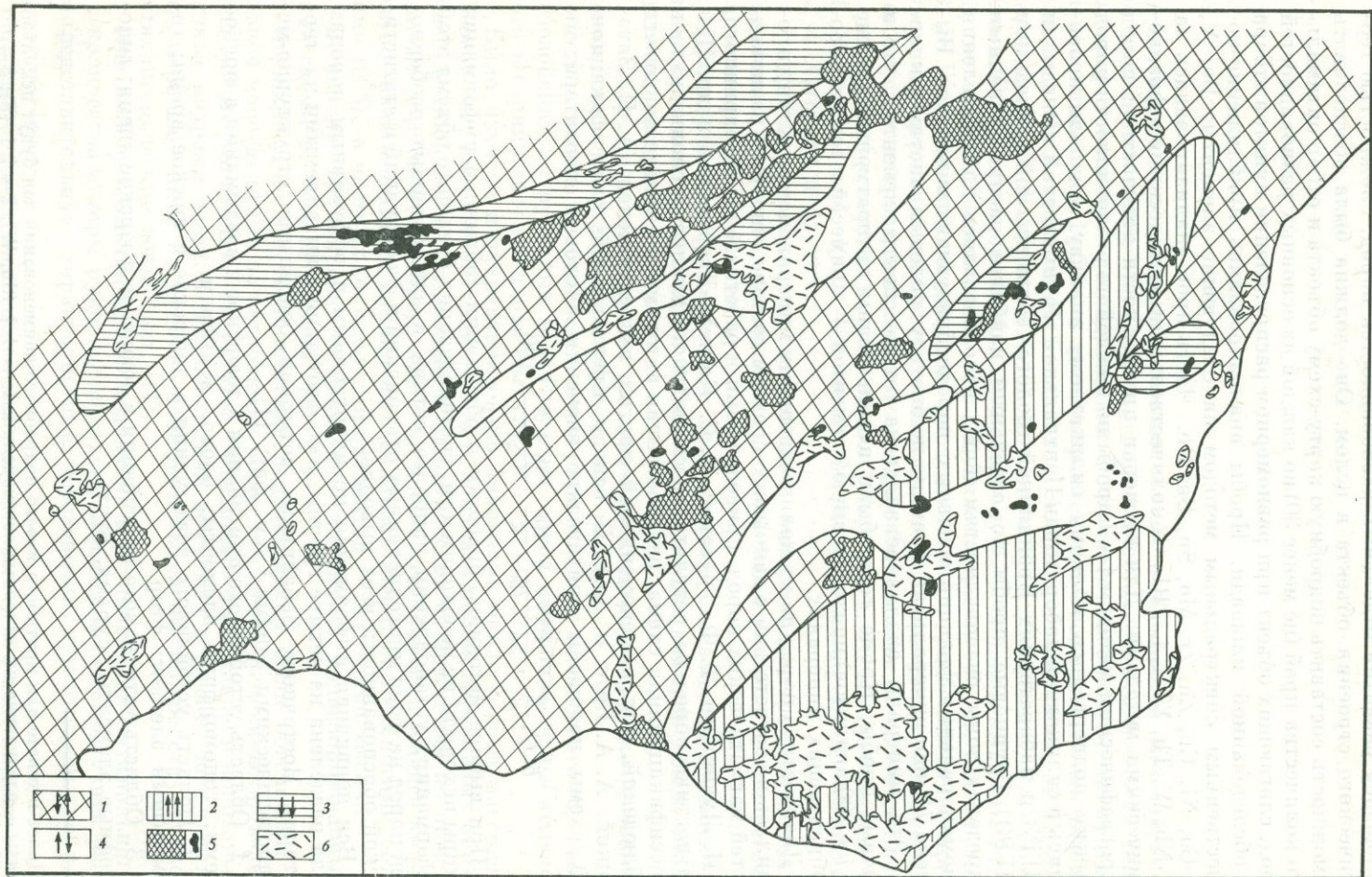
Вся первичная информация по интрузивным и эффузивным породам была разделена на четыре группы, в соответствии с выделяемыми на территории Восточного Забайкалья четырьмя основными структурно-металлогеническими зонами¹ (см. фиг. 11).

1. Область устойчивого пригибания в доюрское и воздымания в юрское время; типоморфные элементы: олово, вольфрам.

2. Область устойчивого воздымания в доюрское и юрское время; типоморфный элемент: фтор.

3. Область устойчивого прогибания в доюрское и юрское время; типоморфные элементы: сурьма, ртуть.

¹ Далее в тексте для краткости вместо подробного наименования зон будут использоваться следующие их условные обозначения: 1 — ↓ ↑ (Sn, W); 2 — ↑ ↑ (F); 3 — ↓ ↓ (Sb, Hg); 4 — ↑ ↓ (Pb, Zn, As).



4. Область устойчивого воздымания в доюрское и прогибания в юрское время; типоморфные элементы: свинец, цинк, мышьяк.

На схеме (см. фиг. 11) соответственно к 1 и 4 зонам в целях упрощения подсоединены области переменного знака вертикальных движений в доюрское время. Однако информация использовалась лишь по тем объектам, которые несут ту же металлогеническую нагрузку, что и объекты основных зон.

Помимо этого в пределах наиболее крупной по площади зоны $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) рассматриваются участки, тяготеющие к ее центру и периферии (для интрузивных пород). Типоморфными элементами приняты: для центральной части — Sn, W, для краевой — Pb, Zn, Mo (см. гл. I).

Статистическая обработка материала проводилась в двух направлениях.

Во-первых, для установления общих закономерностей в изменениях химического состава интрузивных пород мезозойского возраста в зависимости от структурно-металлогенических особенностей того или иного района проведены расчеты средневзвешенных содержаний петрогенных компонентов и элементов-примесей для массивов и зон. В расчетах учитывались соотношения площадей развития отдельных разновидностей пород как в пределах массива, так и в пределах всей структурно-металлогенической зоны в целом. Таким же путем рассчитаны и средние минеральные составы разновидностей пород.

Во-вторых, средний химический состав отдельных разновидностей мезозойских магматических пород и особенности распределения в них содержаний элементов-примесей установлены путем расчета статистических оценок среднего арифметического и дисперсии содержаний каждого из компонентов. Расчеты проводились математической партией ЦГЭ ИМГРЭ и на машинно-счетной станции ЦСУ СССР.

Все выводы о специфике минерального и химического составов магматических пород, получивших развитие в различных структурно-металлогенических зонах, базируются на результатах сопоставления как усредненных данных (рассчитанные средневзвешенные содержания), так и данных по каждой из разновидностей пород. В первом случае устанавливались общие закономерности, во втором — частные. Причем во внимание принимались те закономерности, которые отмечались для разновидностей, отличающихся значительной распространенностью в пределах рассматриваемой зоны, т. е. наиболее информативных.

Сопоставление проводилось в два этапа. На первом этапе использовался графический метод (см. фиг. 12—27). Существенные различия в особенностях химического состава магматических образований различных структурно-металлогенических зон, установленные этим методом, затем проверялись статистически с использованием общеизвестных критериев Фишера и Стьюдента (Беус, Григорян и др., 1965).

Наиболее четкие особенности минерального и химического составов магматических образований, с которыми пространственно или генетически связаны основные рассматриваемые типы минерализации, предлагаются авторами в качестве критериев при прогнозной оценке районов.

Фиг. 11. Схема размещения мезозойских изверженных пород в структурно-металлогенических зонах Восточного Забайкалья. Составлена Р. А. Романовой и Ю. Н. Спомнором с использованием материалов Г. М. Мейгува

Структурно-металлогенические зоны: 1 — области устойчивого прогибания или переменного знака вертикальных движений в доюрское время и воздымания в юре ($\downarrow\uparrow$) с типоморфными элементами: олово, вольфрам; 2 — области устойчивого воздымания в доюрское и юрское время ($\uparrow\uparrow$) с типоморфным элементом: фтор; 3 — области устойчивого прогибания в доюрское и юрское время ($\downarrow\downarrow$) с типоморфными элементами: сурьма, ртуть; 4 — области устойчивого воздымания или переменного знака вертикальных движений в доюрское время и устойчивого прогибания в юре ($\uparrow\downarrow$) с типоморфными элементами: свинец, цинк, мышьяк; 5 — интрузивные массивы юрского возраста; 6 — поля развития эффузивных образований верхнеюрского и верхнеюрско-нижнемелового возраста

Количественная их оценка выражается средним минеральным и химическим составом информативных пород, параметрами распределения содержаний в этих породах элементов-индикаторов, вероятностью появления индикаторных содержаний и количеством проб в выборке оптимального объема с индикаторным содержанием.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Мезозойские интрузивные породы слагают примерно одну двадцатую часть всей рассматриваемой территории Восточного Забайкалья. Относительная их распространенность в пределах выделяемых структурно-металлогенических зон неодинакова. Наибольшим развитием они пользуются в зоне $\downarrow\downarrow$ (Sn, W). Самые незначительные по площади выхода этих пород отмечаются в зоне $\uparrow\uparrow$ (F).

Форма интрузивных массивов изометричная или неправильная, часто вытянутая в субширотном или субмеридиональном направлении. Размеры массивов колеблются в очень широких пределах: от единиц до многих сотен квадратных километров. Наиболее крупные по площади массивы сосредоточены также в зоне $\downarrow\downarrow$ (Sn, W).

Вмещающие породы представлены палеозойскими или нижнемезозойскими осадочными и эффузивными образованиями, а также палеозойскими гранитоидами.

В строении массивов принимают участие следующие разновидности пород: диориты, сиениты, кварцевые диориты, кварцевые сиениты, гранодиориты, граносиениты, адамеллиты, нормальные граниты, аляскиты, лейкократовые калий-натровые (микроклин-альбитовые) граниты и апограниты. Относительная распространенность перечисленных выше разновидностей неодинакова как в целом на всей территории Восточного Забайкалья, так и в пределах рассматриваемых структурно-металлогенических зон (табл. 12). Так в геологическом строении массивов зоны $\uparrow\uparrow$ (F) принимают участие почти исключительно нормальные граниты, аляскитовые и лейкократовые их разновидности. В зоне $\downarrow\downarrow$ (Sn, W) на долю этих пород падает около 80% от общей площади выходов мезозойских интрузивных образований. Для зоны $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) характерно существенное преобладание пород среднего состава с повышенной щелочностью: сиенитов, кварцевых сиенитов и граносиенитов (66,1%). Наконец, в зоне $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) преимущественно развиты диориты и кварцевые диориты (73,00%). Отсюда вытекает и неодинаковая степень информативности пород для рас-

Таблица 12

Относительная распространенность мезозойских интрузивных пород в различных зонах (в %)

Породы	Структурно-металлогенические зоны			
	$\downarrow\downarrow$ (Sn, W)	$\uparrow\uparrow$ (F)	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg)	$\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As)
Диориты и кварцевые диориты	0,5	—	73,0	5,7
Сиениты и кварцевые сиениты	2,5	—	2,4	42,9
Гранодиориты	4,7	—	5,6	2,5
Граносиениты	10,3	0,5	6,9	23,4
Нормальные граниты	64,1	49,0	11,4	21,3
Аляскиты; лейкократовые граниты и апограниты	17,9	50,5	0,7	4,2

сматриваемых структурно-металлогенических зон. Наиболее информативными для зон $\uparrow\uparrow$ (F) и $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) являются нормальные и лейкократовые калий-натровые граниты; для зоны $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты; для зоны $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) — диориты и кварцевые диориты.

Достаточно закономерно меняется относительная распространенность пород в пределах каждой из структурно-металлогенических зон. Так, в зоне $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) по направлению от центра ее к периферии в геологическом строении массивов возрастает роль таких пород, как кварцевые сиениты (от 1,5 до 9,9) и граносиениты (от 6,3 до 23,9) и уменьшается количество гранитов (от 26,3 до 3,3%).

Минеральный состав отдельных разновидностей пород, получивших развитие в различных структурно-металлогенических зонах, также не идентичен (табл. 13, фиг. 12). Особенности минерального состава для каждой зоны определяются следующими закономерностями (табл. 14).

Таблица 13

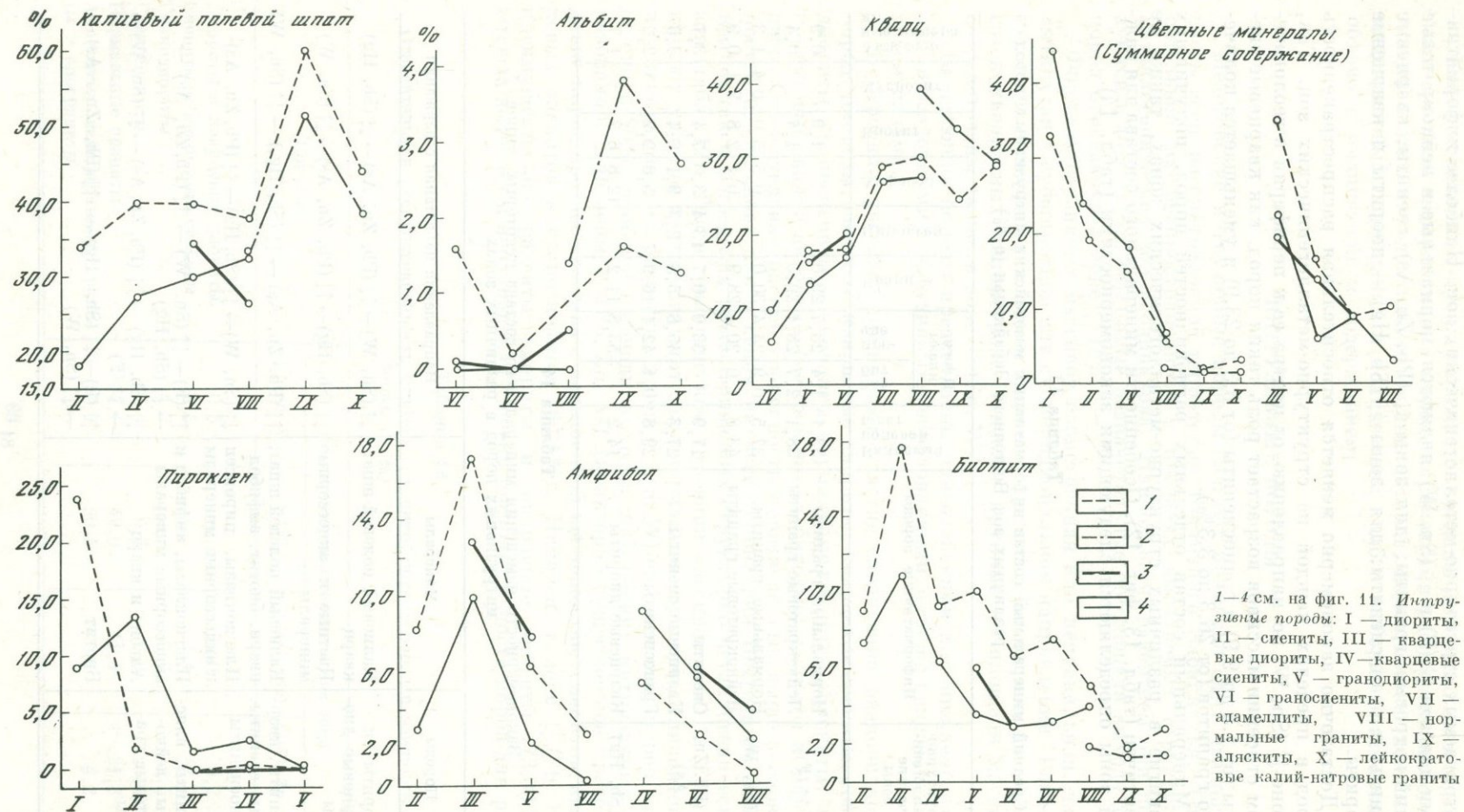
Средний минеральный состав информативных мезозойских интрузивных пород различных зон Восточного Забайкалья (в %)

Структурно-металлогенические зоны	Информативные породы	Калиевый полевой шпат	Плагиоклазы		Кварц	Пироксен	Амфибол	Биотит	Мусковит	Акцессорные минералы
			альбит	прочие						
$\uparrow\uparrow$ (F)	Нормальные граниты	33,1	1,4	23,7	29,0			1,9		0,9
	Лейкократовые граниты	38,1	2,7	28,1	29,3			1,4		0,4
$\downarrow\uparrow$ (Sn, W)	Нормальные граниты	37,5	0,9	24,4	30,0		0,5	5,0	0,4	1,3
	Лейкократовые граниты	43,8	1,0	20,4	28,9		0,1	2,8	2,1	0,9
$\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As)	Сиениты	17,9		53,9	0,7	13,4	3,0	7,4		3,7
	Кварцевые сиениты	27,3		45,8	5,8	2,3	9,1	6,4		3,3
	Граносиениты	29,8	0,1	42,1	16,9		5,6	2,9		2,6
$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg)	Кварцевые диориты	14,2		53,8	11,2		12,8	6,3		1,7

Таблица 14

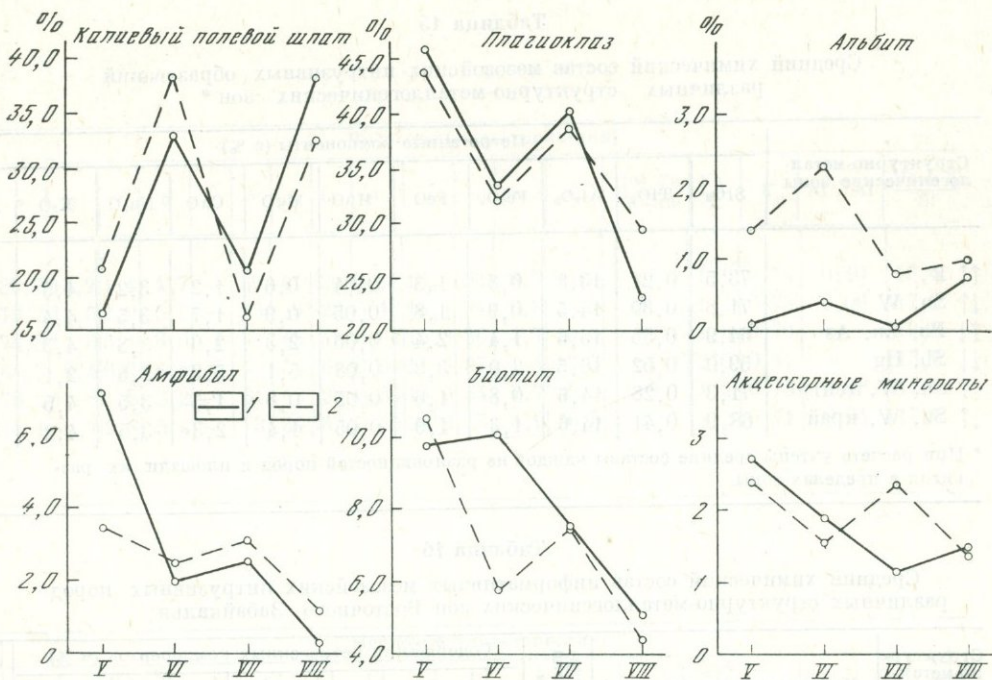
Закономерности изменения минерального состава некоторых типов интрузивных пород в различных зонах

Породы	Минералы	Направления нарастания содержаний
Диориты и кварцевые диориты	Калиевый полевой шпат, кварц	$\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg)
	Цветные и акцессорные минералы	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W)
Сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты	Калиевый полевой шпат, кварц, биотит, амфибол	$\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W)
	Плагиоклазы, пироксен и акцессорные минералы	$\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As)
Граниты, алякиты, лейкократовые граниты	Плагиоклазы, амфибол и акцессорные минералы	$\uparrow\uparrow$ (F) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg)
	Альбит и кварц	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\uparrow$ (F)
	Биотит	$\uparrow\uparrow$ (F) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W)



Фиг. 12. Распределение содержаний породообразующих минералов в мезозойских интрузивных породах различных структурно-металлогенических зон

1—4 см. на фиг. 11. Интрузивные породы: I — диориты, II — сиениты, III — кварцевые диориты, IV — кварцевые сиениты, V — гранодиориты, VI — граносиениты, VII — адалмеллиты, VIII — нормальные граниты, IX — аляскииты, X — лейкократовые калий-натровые граниты

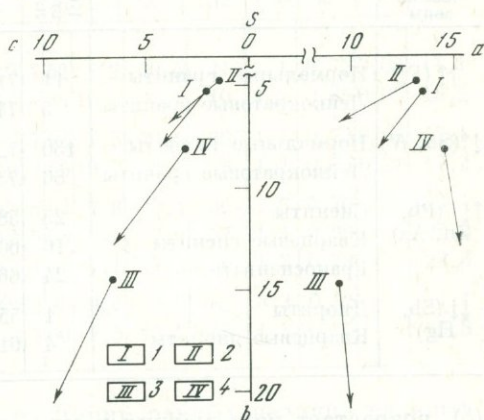


Фиг. 13. Распределение содержаний породообразующих минералов в мезозойских интрузивных породах одной из структурно-металлогенических зон ($\downarrow \uparrow$) относительно ее границ

1 — центральная часть зоны; 2 — крайняя часть зоны. Интрузивные породы: V — гранодиориты, VI — граносиениты, VII — адамеллиты; VIII — нормальные граниты

Фиг. 14. Векторная диаграмма химического состава мезозойских интрузивных пород различных структурно-металлогенических зон

1—4 см. на фиг. 11



Заметно меняется минеральный состав пород, развитых в различных частях одной и той же структурно-металлогенической зоны. Так, в зоне $\downarrow \uparrow$ (Sn, W) от ее центра к периферии в гранодиоритах и граносиенитах (фиг. 13) возрастает содержание калиевого полевого шпата, а в адамеллитах и гранитах оно заметно падает. Содержание плаггиоклаза в гранодиоритах, граносиенитах и адамеллитах уменьшается, в гранитах — возрастает. Содержание альбита во всех разновидностях увеличивается. Для амфибола характерно возрастание содержаний, а для биотита — их уменьшение. Содержание акцессорных минералов в гранодиоритах, граносиенитах и гранитах падает, а в адамеллитах возрастает.

Специфика химизма интрузивных образований различных структурно-металлогенических зон Восточного Забайкалья (по данным расчета средневзвешенного состава) находит свое отражение в следующих закономерностях (табл. 15, фиг. 14):

а) в направлении

$\uparrow \uparrow$ (F) \rightarrow $\downarrow \uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow \downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow \downarrow$ (Sb, Hg) возрастают абсолютные содержания Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO, MgO, CaO, увеличивается мафичность

Таблица 15

Средний химический состав мезозойских интрузивных образований различных структурно-металлогенических зон*

Структурно-металлогенические зоны	Петрогенные компоненты (в %)									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
↑↑ F	73,5	0,21	13,8	0,8	1,3	0,04	0,6	1,2	3,2	4,5
↓↑ Sn, W	71,8	0,30	14,5	0,9	1,8	0,05	0,9	1,7	3,5	4,4
↑↓ Pb, Zn, As	64,9	0,56	15,6	1,4	2,4	0,06	2,3	2,9	3,8	4,3
↓↓ Sb, Hg	59,0	0,52	16,5	2,0	3,3	0,08	5,1	5,9	2,8	2,1
↓↑ Sn, W, центр	71,3	0,28	14,6	0,8	1,6	0,05	0,8	1,5	3,5	4,5
↓↑ Sn, W, край	68,9	0,41	14,6	1,3	1,9	0,05	1,4	2,3	3,5	4,2

* При расчете учтены средние составы каждой из разновидностей пород и площади их развития в пределах зоны.

Таблица 16

Средний химический состав информативных мезозойских интрузивных пород различных структурно-металлогенических зон Восточного Забайкалья

Структурно-металлогенические зоны	Информативные породы	Количество анализов	Содержания петрогенных компонентов (в %)									
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
↑↑ (F)	Нормальные граниты	11	71,6	0,30	14,4	1,2	1,3	0,04	0,7	1,6	3,3	4,6
	Лейкократовые граниты	5	74,1	0,13	13,5	0,7	1,2	0,03	0,3	0,7	3,8	4,8
↓↑ (Sn, W)	Нормальные граниты	130	72,0	0,27	14,3	0,9	1,6	0,05	0,7	1,5	3,3	4,6
	Лейкократовые граниты	86	73,9	0,12	14,3	0,6	1,2	0,06	0,3	0,6	3,6	4,5
↑↓ (Pb, Zn, As)	Сиениты	25	58,8	0,73	16,6	2,2	3,2	0,10	3,7	4,4	4,3	4,2
	Кварцевые сиениты	16	60,8	0,73	16,0	1,5	3,0	0,07	3,5	4,1	3,9	4,2
	Граносиениты	24	66,5	0,48	15,2	1,6	1,9	0,04	1,7	2,5	4,0	4,7
↓↓ (Sb, Hg)	Диориты	1	55,2	0,57	17,2	2,5	3,9	0,11	6,5	7,3	2,4	1,1
	Кварцевые диориты	4	61,4	0,56	15,8	1,3	3,3	0,06	4,0	5,3	3,2	3,2

(b), возрастает роль магния в суммарном содержании цветных компонентов (m') и роль натрия в суммарном содержании щелочей (n), увеличивается основность $\left(\frac{100Ca}{Na+K}\right)$;

б) в том же направлении резко падает абсолютное содержание SiO₂ и степень пересыщенности кремнеземом (Q), уменьшаются абсолютные содержания K₂O, резко падает относительная щелочность ($a : c$);

в) для зоны ↑↓ (Pb, Zn, As), кроме этого, характерно наиболее высокое содержание щелочей $\left(a \text{ и } \frac{Na+K}{Si}\right)$.

Достаточно закономерны изменения в химизме интрузивных образований, развитых в пределах одной зоны. Так, в зоне ↓↑ (Sn, W) от центра к границам увеличиваются абсолютные содержания TiO₂, Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO, возрастает роль железа и магния в суммарном содержании «цветных» компонентов (f' и m'), увеличивается основность $\left(\frac{100Ca}{Na+Ca}\right)$. Одновременно уменьшаются абсолютные содержания SiO₂ и K₂O, падает степень пересыщенности глиноземом (a), относительная щелочность ($a : c$).

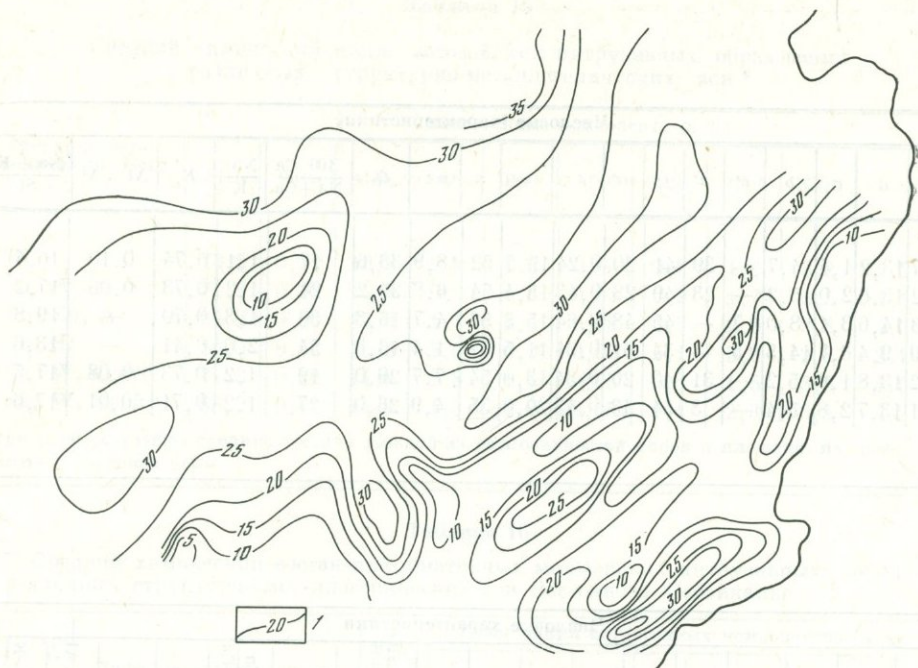
Числовые [характеристики]																	
s	a	c	b	c'	a'	f'	m'	t	φ	n	a : c	Q	$\frac{100 \text{ Ca}}{\text{Na} + \text{Ca}}$	$\frac{\text{Na}}{\text{K}}$	K_a	Al' : Al	$\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Si}}$
80,7	13,2	1,4	4,7	—	39	41	20	0,24	15,5	52	18,9	33,6	17	1,1	0,74	0,10	16,4
79,2	13,6	2,0	5,2	—	23	49	28	0,43	15,4	54	6,8	29,2	21	1,2	0,73	0,06	17,2
74,3	14,6	3,1	8,0	7	—	45	48	0,64	15,3	56	4,7	16,3	30	1,3	0,70	—	19,8
64,9	9,4	6,7	14,5	5	—	34	61	0,61	11,5	67	1,4	13,3	54	2,0	0,41	—	13,6
79,2	13,8	1,8	5,2	—	31	43	26	0,34	13,0	54	7,7	29,0	19	1,2	0,73	0,08	17,5
78,1	13,7	2,8	5,4	—	3	54	43	0,43	20,0	55	4,9	26,0	27	1,2	0,71	0,01	17,6

Числовые характеристики																	
s	a	c	b	c'	a'	f'	m'	t	φ	n	a : c	Q	$\frac{100 \text{ Ca}}{\text{Na} + \text{Ca}}$	$\frac{\text{Na}}{\text{K}}$	K_a	Al' : Al	$\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Si}}$
79,8	13,6	1,9	4,7		31,0	45,0	24,0	0,30	19,7	52	7,2	30,5	21	1,1	0,72	0,08	17,1
81,3	14,8	0,9	3,0		30,4	54,4	15,2	0,08	17,4	54	16,4	32,1	10	1,2	0,85	0,05	18,2
79,8	13,6	1,8	4,8		29,2	48,6	22,2	0,33	16,7	52	7,5	30,6	20	1,1	0,73	0,08	17,1
80,2	13,8	0,7	5,3		59,2	32,2	8,6	0,08	10,0	55	19,7	32,1	8	1,2	0,76	0,21	17,2
66,1	15,3	2,0	16,6	20		43	37	0,91	10,8	63	7,6	—0,4	36	1,5	0,70		23,4
70,0	14,8	3,4	11,8	14,0		35,4	50,6	0,90	10,5	58	4,4	7,0	37	1,4	0,69		21,3
75,4	15,7	2,2	6,7	12,2		45,9	41,9	0,54	19,4	56	7,1	17,2	26	1,3	0,78		22,8
65,9	7,2	8,4	18,5	4,6		33,5	61,9	0,90	12,3	76	0,9	9,0	62	3,3	0,32		11,1
70,6	11,8	4,7	12,9	13,8		38,5	52,7	0,80	8,5	60	2,5	12,9	48	1,5	0,55		16,8

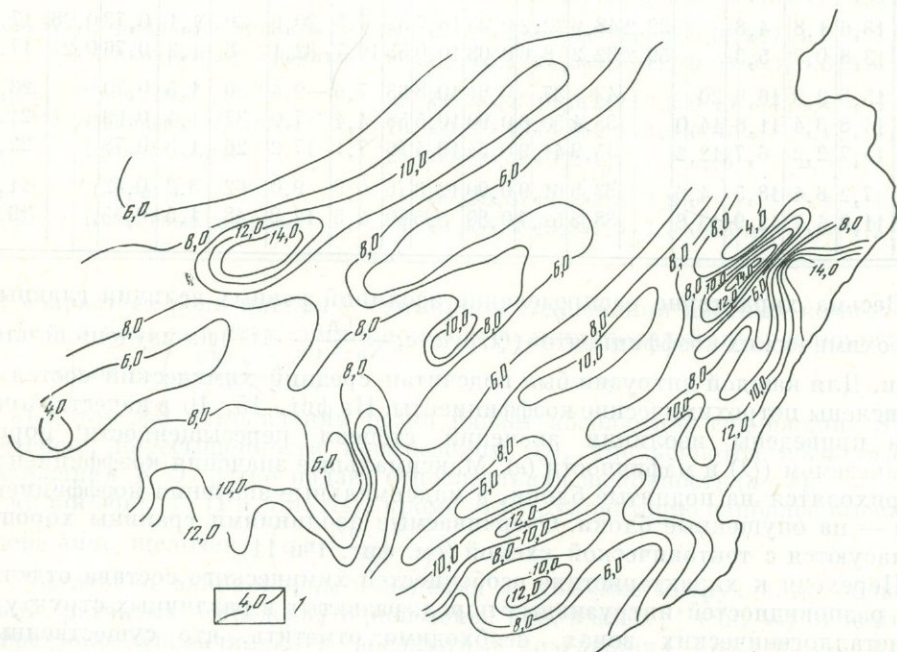
Весьма характерно распределение изолиний равных величин главных петрохимических коэффициентов (Q , b , a : c , $\frac{\text{Ca}}{\text{Na} + \text{Ca}} \cdot 100$) на изученной площади. Для каждой интрузии был подсчитан средний химический состав и вычислены петрохимические коэффициенты. На фиг. 15, 16 в качестве примера приведены изолинии значений степени пересыщенности пород кремнеземом (Q) и мафичности (a). Максимальные значения коэффициента Q приходятся на поднятые блоки, а максимальные значения коэффициента a — на опущенные блоки. Очерчиваемые изолиниями границы хорошо согласуются с тектонической схемой (см. фиг. 1 и 11).

Переходя к характеристике особенностей химического состава отдельных разновидностей интрузивных пород, развитых в различных структурно-металлогенетических зонах, необходимо отметить, что существенные различия этих пород по своему химизму исключаются уже самим фактом классификации пород по химическому составу. Поэтому здесь можно говорить лишь об общих тенденциях в колебаниях содержаний отдельных петрогенных компонентов, в обобщенном виде наблюдаемые закономерности сводятся к следующему (табл. 16, 17; фиг. 17).

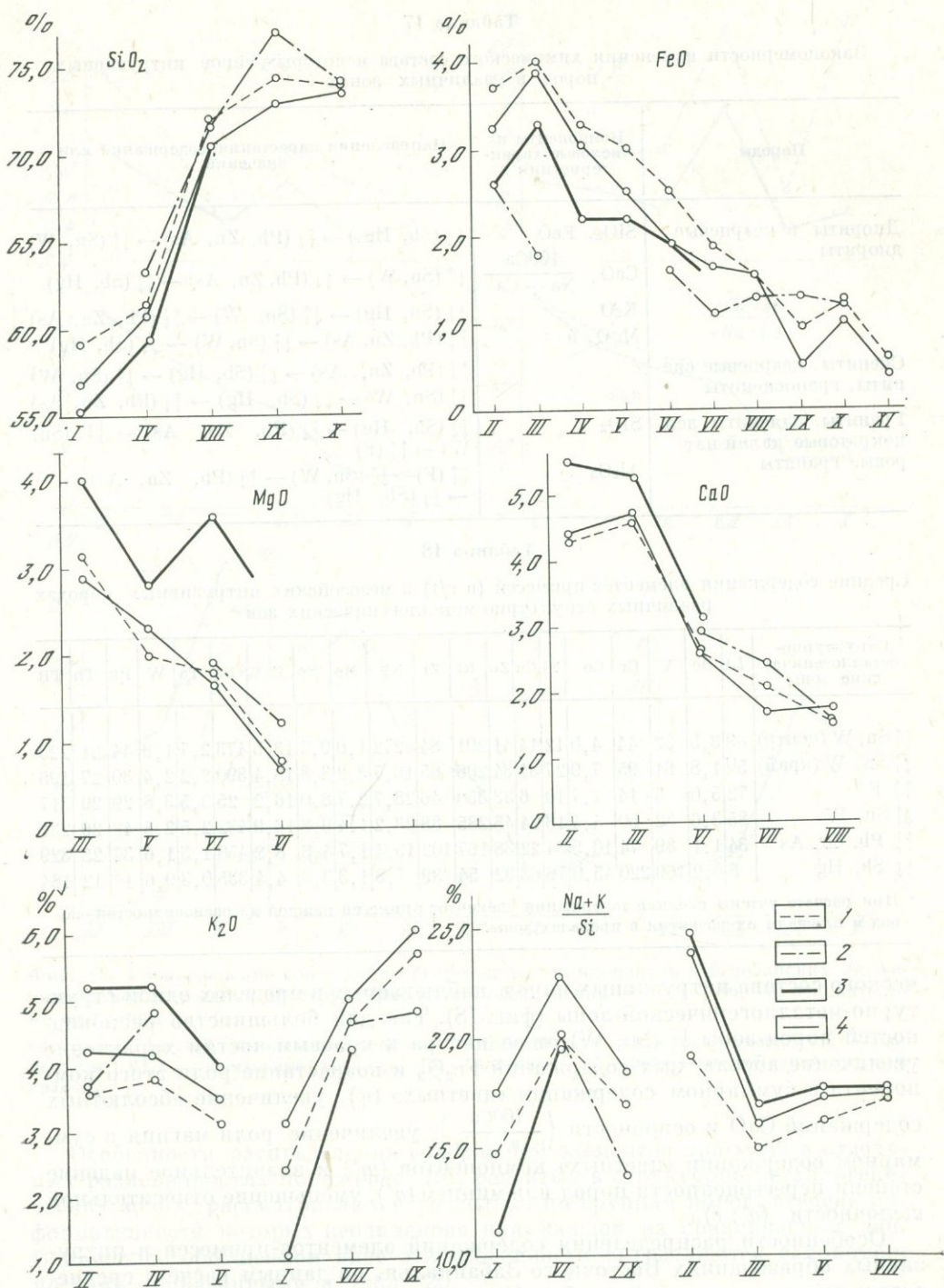
Более четко выражены некоторые закономерности в изменениях хими-



Фиг. 15. Региональная характеристика значений степени пересыщенности мезозойских интрузивных пород Восточного Забайкалья кремнеземом (коэффициент Q)
 1 — изолинии значений коэффициента Q



Фиг. 16. Региональная характеристика значений мафичности (коэффициент b) мезозойских интрузивных пород Восточного Забайкалья
 1 — изолинии значений коэффициента b



Фиг. 17. Распределение содержаний петrogenных компонентов в мезозойских интрузивных породах различных структурно-металлогенических зон

1—4 см. на фиг. 11. Интрузивные породы: I — диориты, II — сиениты, III — кварцевые диориты, IV — кварцевые сиениты, V — гранодиориты, VI — граносиениты, VII — адамеллиты, VIII — нормальные граниты, IX — аляскиты, X — лейкократовые калий-натровые граниты, XI — апограниты

Таблица 17

Закономерности изменения химического состава некоторых типов интрузивных пород в различных зонах

Породы	Компоненты и числовые характеристики	Направления нарастания содержаний или значений
Диориты и кварцевые диориты	SiO ₂ , FeO	↓↓ (Sb, Hg,) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↑ (Sn, W)
	CaO, $\frac{100Ca}{Na + Ca}$	↓↑ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sb, Hg)
	K ₂ O	↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As)
	MgO, b	↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↑ (Sn, W) → ↓↓ (Sb, Hg)
Сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты	c	↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W)
	a : c	↓↑ (Sn, W) → ↓↓ (Sb, Hg) → ↑↓ (Pb, Zn, As)
Граниты, аляскиты, лейкократовые калий-натровые граниты	SiO ₂	↓↓ (Sb, Hg) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↑ (Sn, W) → ↑↑ (F)
	Al ₂ O ₃	↑↑ (F) → ↓↑ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sb, Hg)

Таблица 18

Средние содержания элементов-примесей (в г/т) в мезозойских интрузивных породах различных структурно-металлогенических зон *

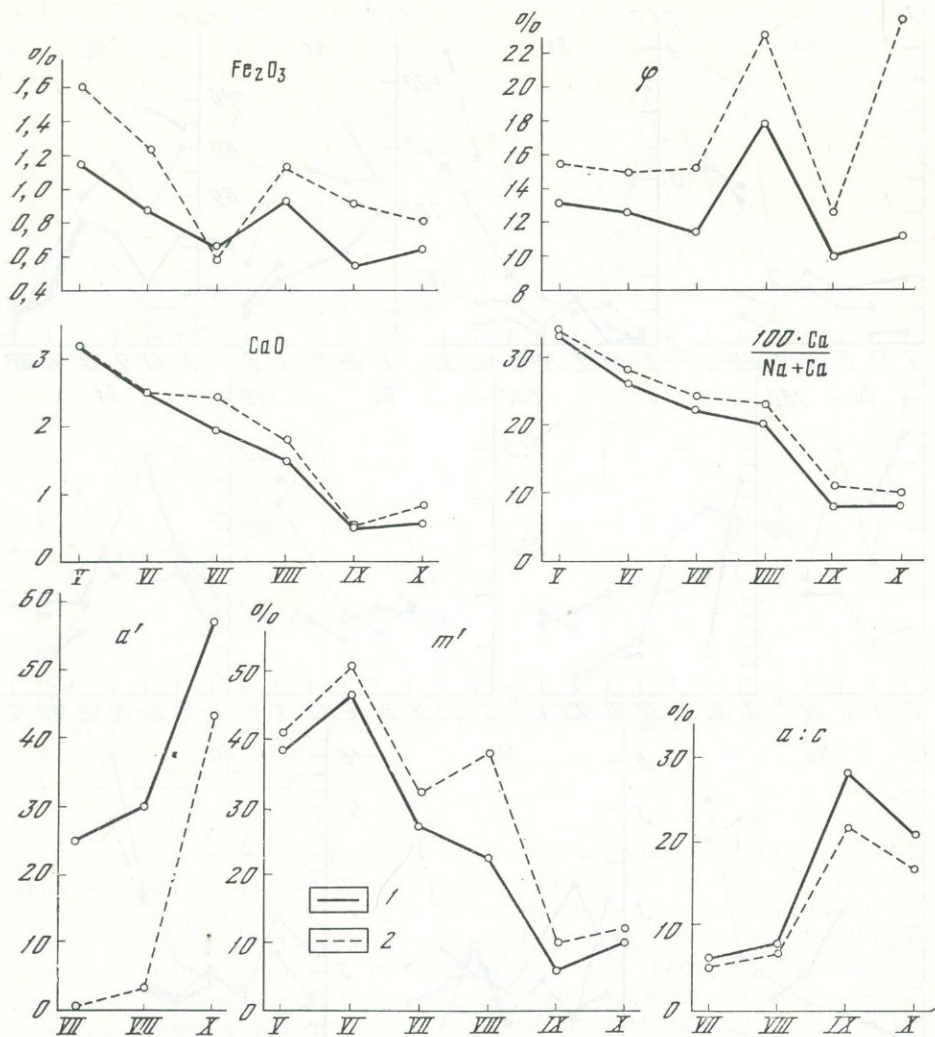
Структурно-металлогенические зоны	Li	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	Ta	W	Pb	Th	TR
↓↑ Sn, W (центр)	89	3,5	32	44	4,0	12	14	41	291	84	272	1,0	9,7	13,5	473	2,7	1,8	44	21	220
↓↑ Sn, W (край)	50	1,8	61	95	7,9	27	31	34	206	65	16,7	3,2	3,8	18,4	390	2,2	2,4	30	27	196
↑↑ F	72	5,0	5	14	1,7	10	6	33	350	46	28,7	2,7	8,0	16,2	25	3,5	3,8	29	29	317
↓↑ Sn, W	85	3,6	32	50	4,4	13	24	45	285	88	23,2	1,4	9,8	16,9	432	2,5	2,5	42	26	231
↑↓ Pb, Zn, As	34	1,1	89	74	10,5	34	22	38	167	102	15,4	1,7	4,3	8,2	458	1,3	1,6	37	25	329
↓↓ Sb, Hg	8,0	2,160	220	45,0	76	63	92	54	39	7,8	1,3	3,0	4,4	335	0,3	0,6	16	12	184	

* При расчете учтены средние содержания элементов-примесей каждой из разновидностей пород и площади их развития в пределах зоны.

ческого состава интрузивных пород, наблюдаемых в пределах одной структурно-металлогенической зоны (фиг. 18). Так для большинства разновидностей пород зоны ↓↑ (Sn, W) от ее центра к краевым частям характерно увеличение абсолютных содержаний Fe₂O₃ и возрастание роли этого компонента в суммарном содержании «цветных» (φ), увеличение абсолютных содержаний CaO и основности ($\frac{100Ca}{Na + Ca}$), увеличение роли магния в суммарном содержании «цветных» компонентов (m') и значительное падение степени пересыщенности пород алюминием (a'), уменьшение относительной щелочности (a : c).

Особенности распределения содержаний элементов-примесей в интрузивных образованиях Восточного Забайкалья, по данным расчета средне-взвешенных содержаний, табл. 18, для рассматриваемых структурно-металлогенических зон в обобщенном виде определяются следующими закономерностями (табл. 19).

В пределах самих структурно-металлогенических зон, как установлено на примере зоны ↓↑ (Sn, W), от их центра к краевым частям в интрузивных породах наблюдается закономерное возрастание содержаний, в основном, сидерофильных элементов V, Cr, Co, Ni, а также Mo, Cu, Cs, W, Th и уменьшение содержаний литофильных элементов Li, Be, Rb, Zr, Nb, Sn, Ba, Ta и TR (см. табл. 18).

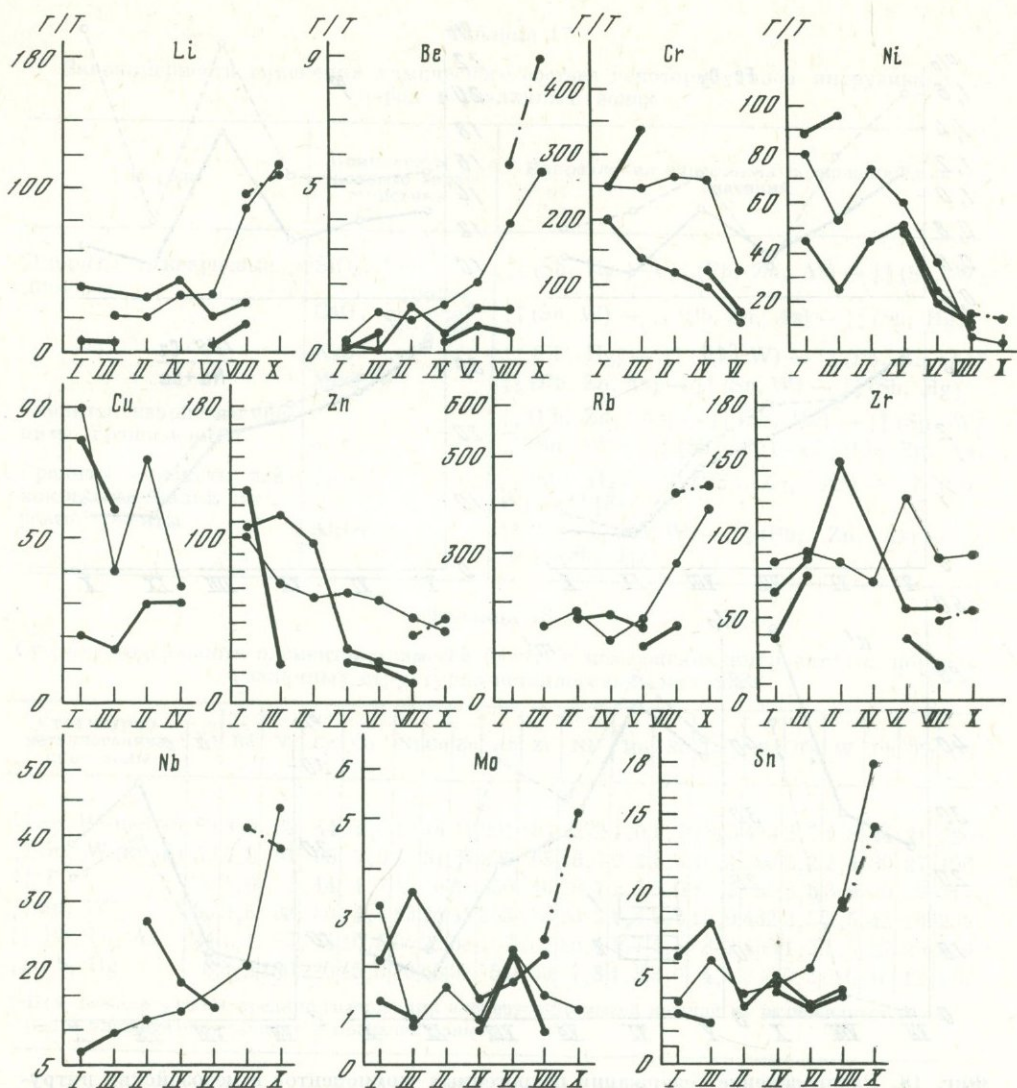


Фиг. 18. Распределение содержаний петрогенных компонентов в мезозойских интрузивных породах одной из структурно-металлогенических зон ($\downarrow \uparrow$ Sn, W) относительно ее границ

1—2 см. на фиг. 13. Интрузивные породы: V — гранодиориты, VI — граносиениты, VII — адамеллиты, VIII — нормальные граниты, IX — аляскиты, X — лейкократовые калий-натровые граниты

Особенности распределения содержаний элементов-примесей в отдельных разновидностях пород (фиг. 19), развитых в структурно-металлогенических зонах, рассматриваются отдельно по группам пород, степень информативности которых неодинакова для каждой из сравниваемых зон. В наиболее обобщенном виде эти особенности определяются закономерностями, показанными в табл. 20.

В пределах самих структурно-металлогенических зон закономерности распределения содержаний элементов-примесей в разновидностях пород почти полностью совпадают с перечисленными (см. табл. 18) общими закономерностями для интрузивных образований в целом. Исключение составляют Cr, Co и Ni, содержания которых в кварцевых сиенитах, гранодиоритах и граносиенитах убывают, а в гранитах возрастают от центра к периферии зоны (фиг. 20).



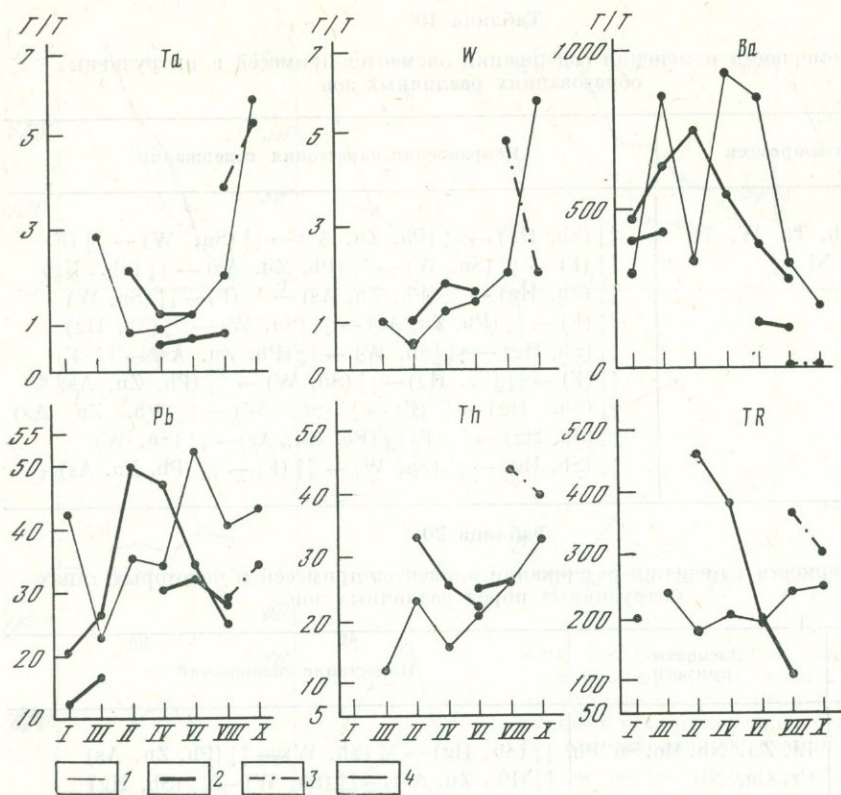
Фиг. 19. Распределение содержаний элементов-примесей в мезозойских интрузивных породах различных структурно-металлогенических зон

1—4 см. на фиг. 11. Интрузивные породы: I — диориты, II — сиениты, III — кварцевые диориты, IV — кварцевые сиениты, VI — граносиениты, VIII — нормальные граниты, X — лейкократовые калий-натровые граниты

Особенности распределения элементов-примесей в породообразующих минералах мезозойских интрузивных пород различных структурно-металлогенических зон, по данным расчета средневзвешенных содержаний для всех пород совместно (табл. 21), определяются закономерностями, которые в схеме выглядят следующим образом (табл. 22, 23).

В пределах зоны $\uparrow\uparrow$ (Sn, W) от ее центра к периферии в биотите возрастают содержания V, Cr, Co, Ni, Cu, Zr, Ba, Mo и уменьшаются содержания Li, Rb, Cs, Ta, Be, Sn, Zn и Pb

В пределах зоны $\downarrow\downarrow$ (Sn, W) от центра к периферии в полевых шпатах возрастают содержания Nb, Ta, Sn, V, Ni, Co, Cu, Zr, Ba, Mo и падают содержания Cs, Be, Cr, Zn, Pb. Содержания Sn, V, Zn, Ba и Mo в этом минерале ничтожны, а колебания несущественны.



В пределах зоны $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) от ее центра к периферии в кварце интрузивных пород возрастают содержания Be, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Zr, Mo и уменьшаются содержания Sn, Co, Pb (см. табл. 24). Особенности распределения содержаний элементов-примесей в породообразующих минералах отдельных разновидностей интрузивных пород рассматриваются далее отдельно для нормальных гранитов и граносиенитов, степень информативности которых различна для каждой из сравниваемых структурно-металлогенических зон (см. табл. 24, 25 и фиг. 21—24).

Особенности распределения содержаний элементов-примесей в биотите гранитов различных структурно-металлогенических зон определяются следующими закономерностями (табл. 26).

Распределение элементов-примесей в полевых шпатах имеет следующую тенденцию (табл. 27).

Особенности распределения содержаний элементов-примесей в биотите граносиенитов различных структурно-металлогенических зон определяются следующими закономерностями (табл. 28), а в полевых шпатах (табл. 29).

В целом, мезозойские интрузивные породы, развитые в пределах различных структурно-металлогенических зон, характеризуются следующими геолого-петрографическими и геохимическими особенностями.

Особенности мезозойских интрузивных пород, области распространения фторовой минерализации $\uparrow\uparrow$ (F)

1. Чрезвычайно низкая степень распространения мезозойских интрузивных пород (0,7%).

2. Весьма незначительные размеры интрузивных массивов: единицы — первые десятки квадратных километров.

3. Вещающие породы: палеозойские гранитоиды и нижнемезозойские эффузивные образования.

Таблица 19

Закономерности изменения содержаний элементов-примесей в интрузивных образованиях различных зон

Элементы-примеси	Направления нарастания содержаний
Be, Rb, Nb, Ta, W, Th	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\uparrow$ (F)
V, Cr, Co, Ni	$\uparrow\uparrow$ (F) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg)
Li, Sn, Cs	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\uparrow\uparrow$ (F) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W)
Cu, Zn	$\uparrow\uparrow$ (F) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg)
Mo	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\uparrow\uparrow$ (F)
Ba	$\uparrow\uparrow$ (F) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As)
Zr	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\uparrow$ (F) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As)
Pb	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\uparrow$ (F) $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, Ar) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W)
TR	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\uparrow$ (F) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As)

Таблица 20

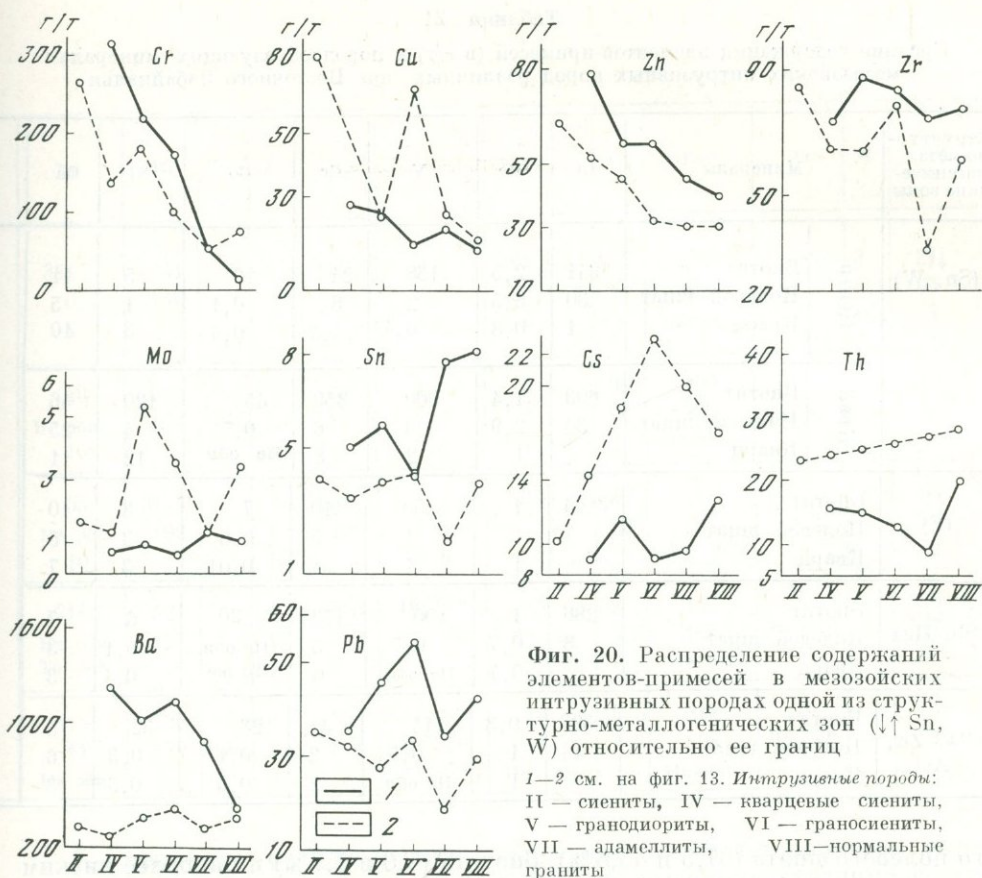
Закономерности изменения содержаний элементов-примесей в некоторых типах интрузивных пород различных зон

Породы	Элементы-примеси	Наращение содержаний
Диориты, кварцевые диориты	Li, Zn, Nb, Mo, Sn, Pb	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sh, W) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As)
	Cr, Cu, Ni	$\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg)
	V, Co	$\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As)
	Zr, Ba	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W)
Сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты	Be, Ni, Zn, Sn, Ba	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W)
	V	$\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg)
	Li, Nb, Zr, Mo, Pb	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As)
	Cr	$\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W)
Th, TR	$\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As)	
Граниты, лейкократовые калий-натровые граниты	Li, Be, Rb, Cs, Nb, Ta, W, TR	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\uparrow$ (F)
	V, Cr, Cu	$\uparrow\uparrow$ (F) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg)
	Sn, Zn	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\uparrow\uparrow$ (F) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W)
	Zr	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\uparrow$ (F) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W)
	Mo, Th	$\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\uparrow\uparrow$ (F)
	Ba	$\uparrow\uparrow$ (F) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W)
	Pb	$\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) \rightarrow $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) \rightarrow $\uparrow\uparrow$ (F) \rightarrow $\downarrow\uparrow$ (Sn, W)

4. В строении массивов принимают участие почти исключительно лейкократовые нормальные и калий-натровые граниты, а также аляскиты; первые две разновидности являются наиболее информативными.

5. По минеральному составу эти породы от аналогичных пород других областей отличаются наиболее высокими содержаниями альбита (1,4; 2,7; 3,8%), кварца (39,0% — в гранитах; 33,8% — в аляскитах), самыми низкими содержаниями основных плагиоклазов (23,7% — в гранитах; 9,5% — в аляскитах); цветных (1,9%, 1,3 и 1,4%) и аксессуарных (0,9, 0,5 и 0,4%) минералов.

6. Петрохимические особенности характеризуются наиболее высокими содержаниями SiO₂ (аляскиты — 77,0%, лейкократовые граниты — 74,1%) и наиболее низкими содержаниями глинозема (12,3% — в аляскитах и 13,5% — в лейкократовых гранитах).



Фиг. 20. Распределение содержаний элементов-примесей в мезозойских интрузивных породах одной из структурно-металлогенетических зон (\downarrow Sn, W) относительно ее границ

1—2 см. на фиг. 13. Интрузивные породы: II — сиениты, IV — кварцевые сиениты, V — гранодиориты, VI — граносиениты, VII — адамеллиты, VIII — нормальные граниты

7. Специфика распределения содержаний элементов-примесей определяется для нормальных гранитов средними содержаниями (в г/т): Be — 5,7, Rb — 425, Nb — 41, Mo — 2,5, Cs — 20,5, Ta — 3,8, W — 4,8, Th — 44, TR — 368 и самыми низкими средними содержаниями (в г/т): V — 5 и Ba < 100.

8. Особенности распределения элементов-примесей в породообразующих минералах нормальных гранитов определяются средними содержаниями в биотите (в г/т): Li — 3200, Rb — 3180, Cs — 280, Nb — 574, Ta — 45,5, Sn — 200, в полевых шпатах (в г/т): Nb — 10, Sn — 4, Zr — 10, Pb — 80, и наиболее низкими средними содержаниями в биотите (в г/т): Co — 7, Zn — 50, Zr — (ниже чувствительности), V — 50; в полевых шпатах (в г/т): Li — 7, Ba — ниже чувствительности.

Особенности мезозойских интрузивных пород, области распространения слюдяно-вольфрамовой минерализации — \downarrow (Sn, W)

1. Наиболее высокая степень развития мезозойских интрузивных образований (6,8%).

2. Размеры интрузивных массивов колеблются в очень широких пределах: от единиц до многих сотен квадратных километров.

3. Вмещающие породы: палеозойские и нижнемезозойские эффузивные и осадочные образования и палеозойские гранитоиды.

4. В строении массивов принимают участие самые разнообразные по составу породы, однако максимальной распространенностью, а следовательно, и наибольшей информативностью выделяются нормальные и лейкократовые калий-натровые граниты.

5. По минеральному составу эти породы от аналогичных пород других областей отличаются наиболее высокими средними содержаниями калиево-

Таблица 21

Средние содержания элементов-примесей (в г/т) в породообразующих минералах мезозойских интрузивных пород различных зон Восточного Забайкалья

Структурно-металлогенические зоны	Минералы		Li	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu
↓↑ (Sn, W)	Центр	Биотит	941	2,5	138	24	12	5	11
		Полевой шпат	30	8,5	2	8	0,1	1	5
		Кварц	1	0,8	0,4	4,2	0,4	3	10
	Край	Биотит	603	1,4	300	350	45	120	46
Полевой шпат		30	2,9	3	6	0,5	4	25	
Кварц			1	2	8	He обн.	12	11	
↑↑ (F)	Биотит	3164	1	50	10	7	2	10	
	Полевой шпат	7	4	1	5	0,6	2	5	
	Кварц		1	1	4	0,01	3	7	
↓↓ (Sb, Hg)	Биотит	286	1	100	152	20	6	7	
	Полевой шпат	8	0,7	0,7	3	He обн.	0,1	3	
	Кварц		0,7	He обн.	4	То же	0,4	3	
↑↓ (Pb, Zn, As)	Биотит	397	0,3	114	41	23	32	5	
	Полевой шпат	14	1	0,5	2	0,1	0,3	6	
	Кварц		1	He обн.	2	0,5	0,3	3	

го полевого шпата (37,5 и 43,8%), биотита (5,0 и 1,7%) и наиболее низким средним содержанием амфибола (0,5%).

6. Петрохимические особенности гранитов определяются для нормальных гранитов наиболее высоким средним содержанием (в %): SiO_2 — 71,35% и наиболее низкими средними содержаниями Al_2O_3 — 14,27, MgO — 0,66, CaO — 1,52, значениями $\frac{100\text{Ca}}{\text{Na} + \text{Ca}}$ (20) и m^1 (23). Для лейкократовых калий-натровых гранитов — наиболее низкими значениями характеристики $\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Si}}$.

Таблица 22

Закономерности изменения содержаний элементов-примесей в биотите интрузивных пород различных зон

Элементы	Нарастание концентраций
Li, Rb, Cs, Ta, Sn, Pb, Mo	↓↓ (Sb, Hg) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↑ (Sn, W) → ↑↑ (F)
Nb	↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W) → ↓↓ (Pb, Zn, As) → ↑↑ (F)
Be, Cu	↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sb, Hg) → ↑↑ (F) → ↓↑ (Sn, W)
V	↑↑ (F) → ↓↓ (Sb, Hg) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↑ (Sn, W)
Cr	↑↑ (F) → ↓↓ (Pb, Zn, As) → ↓↑ (Sn, W) → ↓↓ (Sn, Hg)
Ni, Zn, Ba, Co, Zr	↑↑ (F) → ↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W) → ↓↓ (Pb, Zn, As)

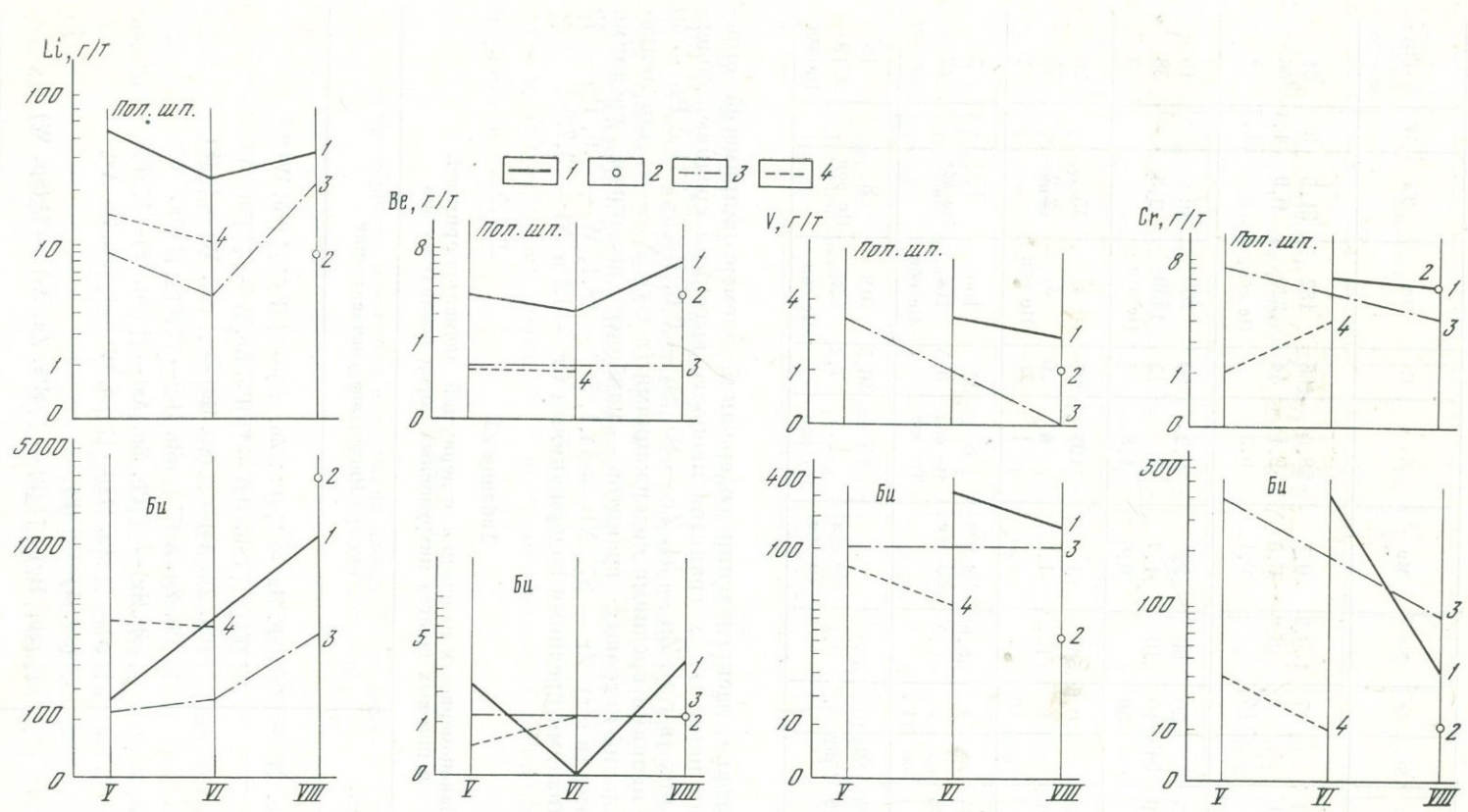
Zn	Rb	Sr	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	Ta	W	Pb
351 0,4 4	1241 140		17 3 14	150,2 8,2	0,7 0,5 0,1	98,6 2,1 6,2	168 44	162 220 He обн.	31,5 0,9	3 1,1 1,5	21 66 4
49 He обн. 10	975 139	545	20 10 30	66 10	3 1,7 0,6	9,2 3 1,8	90 15	200 1439 He обн.	10 2,8		10 58 3
55 He обн. 10	3148 199		0,6 1 10	567 10	1 1,2 0,5	197 4 1	228 20	4 3 He обн.	45 2,2		20 79 2
214 He обн. То же	534 125		4 1 1	48,6 0,2	He обн. То же »	8 He обн. То же	32 3,5	166 166 He обн.	7 He обн.		5 17 He обн.
418 11 He обн.	720 179	894 1591	16 3,7 3	150 0,1	0,4 He обн. То же	15 1,4 He обн.	46,5 7,2	318 898 He обн.	8 He обн.		16 19 He обн.

7. Специфика распределения содержаний элементов-примесей определяется для нормальных гранитов наиболее высокими средними содержаниями в них (в г/т): Zn — 51, Zr — 85, Sn — 9,6, Ba — 331 и Pb — 40 и наиболее низкими средними содержаниями (в г/т): Ni — 7; для лейкократовых калий-натровых гранитов — наиболее высокими средними содержаниями (в г/т): Zr — 87, Nb — 44,1, Sn — 18,1, W — 5,6, Pb — 43 и самыми низкими средними содержаниями Cr — 12 и Ni — 3,7.

Таблица 23

Закономерности изменения содержаний элементов-примесей в полевых шпатах интрузивных пород различных зон

Элементы	Нарастание концентраций
Rb, Cs, Be, Ni	↓↓ (Sb, Hg) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↑↑ (F) ⇌ ↓↓ (Sn, W)
Li, Zr	↑↑ (F) ⇌ ↓↓ (Sb, Hg) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sn, W)
Nb	↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sb, Hg) → ↑↓ (Sn, W) → ↑↑ (F)
Ta, V, Cr	↑↓ (Pb, Zn, As) ⇌ ↓↓ (Sb, Hg) → ↑↑ (F) ⇌ ↓↓ (Sn, W)
Sn, Co, Pb	↓↓ (Sb, Hg) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sn, W) → ↑↑ (F)
Ba	↑↑ (F) → ↓↓ (Sb, Hg) → ↓↓ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As)
Mo	↑↑ (Sn, W) → ↑↑ (F)
Cu	↓↓ (Sb, Hg) → ↑↑ (F) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sn, W)



Фиг. 21. Распределение содержаний лития, бериллия, ванадия, хрома в биотитах и полевых шпатах мезозойских интрузивных пород различных структурно-металлогенических зон
 1—4 см. на фиг. 11. Интрузивные породы: V — гранодиориты, VI — граносиениты, VIII — нормальные граниты

Таблица 24

Средние содержания элементов-примесей (в г/т) в породообразующих минералах отдельных разновидностей мезозойских интрузивных пород Восточного Забайкалья

Структурно-металлогенические зоны	Порода, минерал	Li	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Nb	Mo	Sr	Сr	Ba	Ta	Pb
↑↓ (Pb, Zn, As)	Сиепит	290	Не обн.	80	30	45	216	21	500	857	83	10	100	0,5	9	40	300	6	19
	Биотит	41	1	3	8	1	2	8	11	112	1931	1	0,3	Не обн.	3	5	377	Не обн.	22
	Полевой шпат Кварц		1	Не обн.	6	1	0,5	Не обн.	Не обн.			10		То же	Не обн.		Не обн.		Не обн.
↓↓ (Sb, Hg)	Кварцевый диорит	160								410			56			9		1,6	
	Биотит											10	42	Не обн.	4	30	300	2	4
↑↓ (Pb, Zn, As)	Биотит	310	Не обн.	160	30	20	2	1	100	410			42	Не обн.	4	30	300	2	4
	Полевой шпат	10	1	2	3	Не обн.	0,4	20	Не обн.	100		1	Не обн.	То же	Не обн.	10	400	Не обн.	40
	Кварц		1	Не обн.	4	1	0,7	3	То же			10		»	То же		Не обн.		Не обн.
↑↓ (Pb, Zn, As)	Кварцевый сиепит	280	Не обн.	150	70	30	8	2	400	690		10	80	0,7	6	30	500	4	7
	Биотит	10	1	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	6	20	245	2100	7	Не обн.	Не обн.	2,1	10	1573	Не обн.	14,5
	Полевой шпат Кварц		1	Не обн.	То же	То же	0,1	2	Не обн.			1	Не обн.	То же	Не обн.	—	Не обн.	То же	Не обн.
↓↑ (Sn, W)	Гранодиорит	163	2,5					60		707				1	6,3				13
	Биотит	35	4,2					7		162	340			1	1,8		2300		14
	Полевой шпат Кварц	10	Следы					8		10				1	1				2,3
↓↓ (Sb, Hg)	Биотит	140	1	100	300	20	15	20	40	460		10	35	Не обн.	7	10	300	1,6	5
	Полевой шпат	8	1	3	7	Не обн.	0,3	10	Не обн.	150		1	Не обн.	То же	Не обн.	Не обн.	300	Не обн.	10
	Кварц		Не обн.	Не обн.	5	То же	1	6	То же			1		»	То же		Не обн.		Не обн.
↑↓ (Pb, Zn, As)	Биотит	755								920						25			

Таблица 24 (окончание)

Структурно-металлогенические зоны	Порода, минерал	Li	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	Ta	Pb
↓↑ (Sn, W)	Граноспелит	650	Не обн.	300	350	45	120	50	20	1050		20	66	Не обн.	10	90	200	10	10
	Биотит	13	3	3	6	0,5	4	30	Не обн.	120		10	10	1	3	15	1500	2,8	70
	Полевой шпат		1	2	8	Не обн.	12	12	10	—		30		0,5	2	Не обн.	Не обн.		3
	Кварц																		
↑↑ (F)	Биотит	440	1	80	40	20	3	1	400	710		50	14	Не обн.	4	40	300	Не обн.	8
	Полевой шпат	40	1	3	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3	Не обн.	140		1	Не обн.	То же	Не обн.	10	200	То же	20
	Кварц		1	Не обн.	3	1	0,4	2	То же	—		1		»	То же	Не обн.	Не обн.	То же	Не обн.
↓↓ (Sb, Hg)	Биотит	173								436			49					8	
	Полевой шпат	4								130			Не обн.				49	Не обн.	
↑↓ (Pb, Zn, As)	Биотит	580	1	80	10	8	0,8	4	500	730		30	210	Не обн.	30	80	100	12	30
	Полевой шпат	9	1	Не обн.	3	Не обн.	0,1	4	Не обн.	120		1	0,3	То же	Не обн.	5	200	Не обн.	20
	Кварц		1	То же	3	1	0,4	5	То же			1		»	То же	Не обн.	Не обн.		Не обн.
↓↑ (Sn, W)	Нормальный гранит																		
	Биотит	1269	3,3	162	33	19	13	21	392	1082		15	84,1	0,6	92,4	137,5	175	28	21
	Полевой шпат	21	7,1	2	5	0,1	2	5	Не обн.	265		6	4,1	0,6	2,0	46	380	2,3	68
	Кварц	15	1,2	1	4	0,4	5	11	10	30		16	7,1	0,1	4,9	Не обн.	Не обн.	1,5	1,5
↑↑ (F)	Биотит	3200	1	50	10	7	2	10	50	3180		Не обн.	574	1	200	230	То же	45,5	20
	Полевой шпат	7	4	1	5	0,6	2	5	Не обн.	200		10	10	1,2	4	20	»	2,2	80
	Кварц		1	1	4	Не обн.	3	7	10			10		0,5	1		»		2
↓↓ (Sb, Hg)	Биотит	520	1	100	80	20	2	1	300	690		1	49	Не обн.	8	50	100	5	5
	Полевой шпат	11	1	Не обн.	3	Не обн.	Не обн.	2	Не обн.	110		1	0,4	То же	Не обн.	5	200	Не обн.	30
	Кварц		1	То же	3	То же	0,1	1	То же			1		»	То же	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.

Таблица 25

Содержание элементов примесей (в г/т) в породообразующих минералах информативных мезозойских интрузивных пород Восточного Забайкалья

Структурно-металлогенические зоны	Информативная порода	Li		Be		V		Cr		Co	
		бт *	пш **	бт	пш	бт	пш	бт	пш	бт	пш
↓↑ (Sn, W)	Нормальные граниты	1269	21	3,3	7,1	162	2	33	5	19	0,1
↑↑ (F)	То же	3200	7	1	4	50	1	10	5	7	0,6
↑↓ (Pb, Zn, As)	Граносиенит	580	9	1	1	80	Не обн.	10	3	8	Не обн.

Структурно-металлогенические зоны	Информативная порода	Ni		Cu		Zn		Rb		Zr		Nb	
		бт	пш	бт	пш	бт	пш	бт	пш	бт	пш	бт	пш
↓↑ (Sn, W)	Нормальные граниты	13	2	21	5	392	Не обн.	1082	265	15	6	84	4
↑↑ (F)	То же	2	2	10	5	50	Не обн.	3180	200	Не обн.	10	574	10
↑↓ (Pb, Zn, As)	Граносиенит	0,8	0,1	4	4	500	То же	730	120	30	1	210	0,3

Структурно-металлогенические зоны	Информативная порода	Sn		Cs		Ba		Ta		Pb	
		бт	пш	бт	пш	бт	пш	бт	пш	бт	пш
↓↑ (Sn, W)	Нормальные граниты	92,4	2	137	46	175	380	28	2,3	21	68
↑↑ (F)	То же	200	4	230	20	Не обн.	Не обн.	45,5	2,2	20	80
↑↓ (Pb, Zn, As)	Граносиенит	30	Не обн.	80	5	100	200	12	Не обн.	30	20

* бт — биотит.

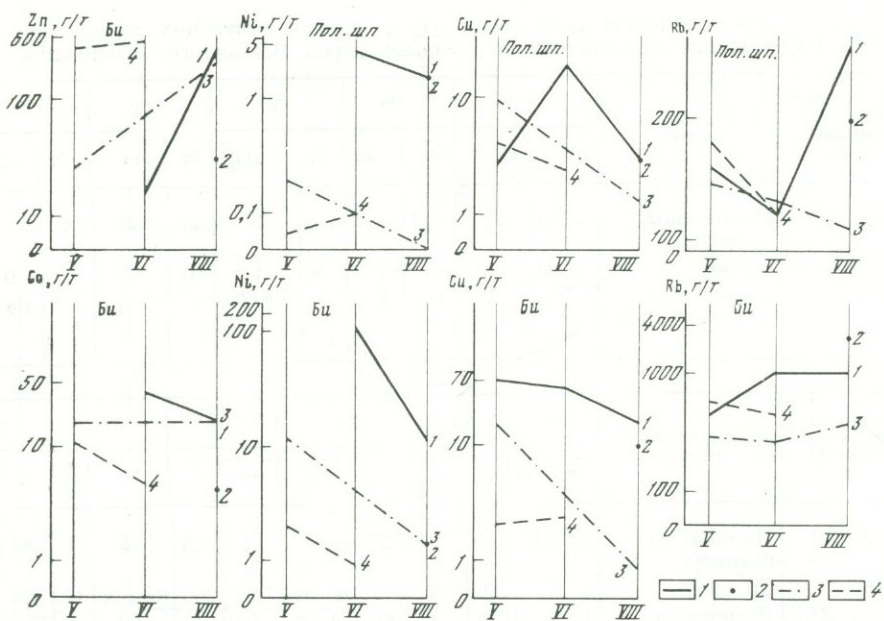
** пш — полевоы шпат.

8. Особенности распределения элементов-примесей в породообразующих минералах нормальных гранитов определяются наиболее высокими средними содержаниями в биотите (в г/т): V — 162, Ni — 13, Cu — 21, Zn — 392, Zr — 15, Ba — 175, Be — 3,3; в полевых шпатах (в г/т): Li — 21, Rb — 265, Cs — 46, Be — 7,1, V — 2, Ba — 380.

Таблица 26

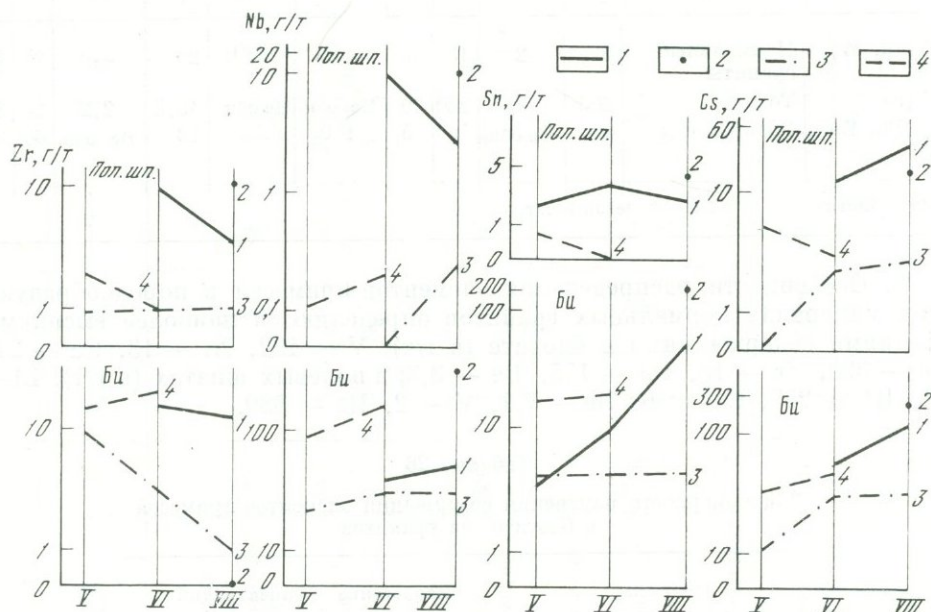
Закономерности изменения содержания элементов-примесей в биотите из гранитов

Элементы	Нарастание концентраций
Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn	↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W) → ↑↑ (F)
Be, V, Zn, Zr, Ba	↑↑ (F) ⇌ ↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W)
Ni, Cu, Mo, Pb	↓↓ (Sb, Hg) ⇌ ↑↑ (F) → ↓↑ (Sn, W)
Cr, Co	↑↑ (F) → ↓↑ (Sn, W) → ↓↓ (Sb, Hg)



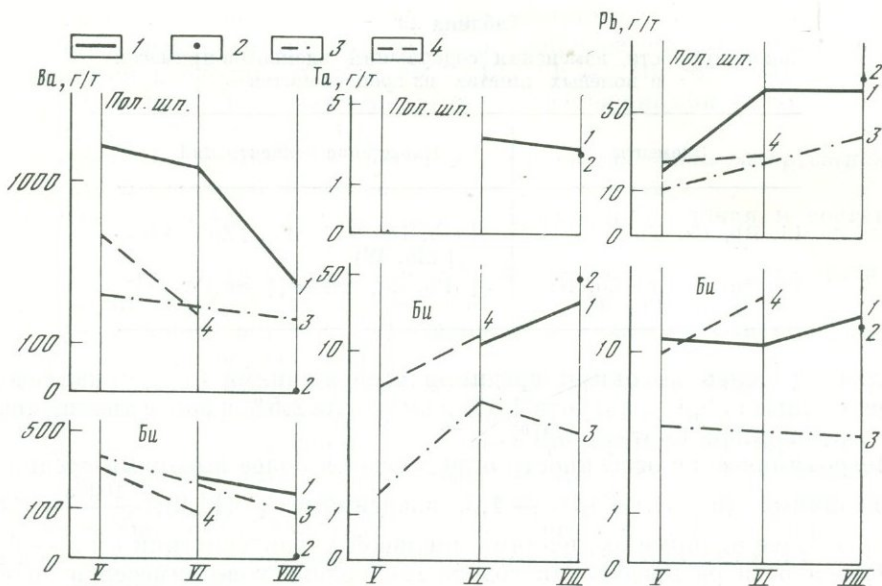
Фиг. 22. Распределение содержаний кобальта, цинка, никеля, меди, рубидия в биотитах и полевых шпатах мезозойских интрузивных пород различных структурно-металлогенических зон

1—4 см. на фиг. 11. Интрузивные породы: V — гранодиориты, VI — граносиениты, VIII — нормальные граниты



Фиг. 23. Распределение содержаний циркония, ниобия, олова, цезия в биотитах и полевых шпатах мезозойских интрузивных пород различных структурно-металлогенических зон

1—4 см. на фиг. 11. Интрузивные породы: V — гранодиориты, VI — граносиениты, VIII — нормальные граниты



Фиг. 24. Распределение содержаний бария, тантала, свинца в биотитах и полевых шпатах мезозойских интрузивных пород различных структурно-металлогенетических зон

1—4 см. на фиг. 11. Интрузивные породы: V — гранодиориты, VI — граносиениты, VIII — нормальные граниты

В пределах этой области особо выделяется краевая часть, где локализуются месторождения с типоморфными элементами руд—молибденом, свинцом, цинком. В геологическом строении массивов здесь важную роль играют граносиениты. Особенности их минерального состава по сравнению с граносиенитами центральной части рассматриваемой области оп-

Таблица 27

Закономерности изменения содержания элементов-примесей в полевых шпатах из гранитов

Элементы	Нарастание концентраций
Be, V, Ni, Cr, Cu, Rb, Cs, Sn	↓↓ (Sb, Hg) → ↑↑ (F) ⇌ ↓↑ (Sn, W)
Li, Ba	↑↑ (F) → ↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W)
Co, Nb, Zr, Mo, Ta, Pb	↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W) → ↑↑ (F)

Таблица 28

Закономерности изменения содержаний элементов-примесей в биотите из граносиенитов

Элементы	Нарастание концентраций
Li, Rb, Cs	↓↓ (Sb, Hg) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↑ (Sn, W)
Nb, Ta	↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As)
V, Cr, Co, Ni, Cu, Ba	↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↑ (Sn, W)
Be, Sn, Zn, Zr, Pb	↓↑ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As)

Таблица 29

Закономерности изменения содержаний элементов-примесей в полевых шпатах из граносиенитов

Элементы	Нарастание концентраций
Li, Rb, Cs, Nb	↓↓ (Sb, Hg) → ↑↑ (Pb, Zn, As) → → ↑↑ (Sn, W)
Be, Sn, V, Cr, Co, Ni Cu, Zr, Ba, Pb, Mo	↑↑ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sn, W)

ределяются более высокими средними содержаниями (в %): калиевого полевого шпата 38,4%, альбита 2,3% и амфибола 2,5% и более низким средним содержанием биотита 5,9%.

Петрохимические особенности определяются более высокими средними содержаниями (в %): Fe_2O_3 — 1,2, значениями φ (14,9); $\frac{100\text{Ca}}{\text{Na} + \text{Ca}}$ (28), m' (50) и более низкими значениями числовой характеристики σ : c — 5,3.

Особенности распределения содержаний элементов-примесей в граносиенитах краевой части зоны ↓↓(Sn, W) определяются относительно более высокими средними содержаниями в них (в %): Cu — 63, Mo — 3,5, Cs — 23,0, Th — 26, TR — 200 и более низкими (в г/т): Cr — 99, Co — 8,0, Ni — 28, Zn — 32, Ba — 445, Pb — 33.

Особенности мезозойских интрузивных пород области распространения свинцово-цинковой и мышьяковой минерализации — ↑↑(Pb, Zn, As)

1. Степень развития интрузивных пород мезозойского возраста составляет 2,1%.

2. Размеры интрузивных массивов незначительны: единицы — первые десятки квадратных километров.

3. Вмещающие породы — палеозойские и нижнемезозойские эффузивные и осадочные образования.

4. В строении интрузивных массивов принимают участие разнообразные по составу породы. Максимальной распространенностью, а следовательно и наибольшей информативностью, пользуются сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты, т. е. породы с повышенной щелочностью.

5. По минеральному составу эти породы от аналогичных пород других областей отличаются наиболее низкими, средними содержаниями (в %): калиевого полевого шпата — 17,9, 27,3 и 29,8; кварца — 0,7, 5,8 и 16,9; биотита — 7, 4, 6, 4 и 2,9 и наиболее высокими средними содержаниями (в %) плагиоклазов — 53,9, 45,8 и 42,1, пироксена — 13,4 и 2,3 и аксессуарных минералов — 3,7, 3,3 и 2,6.

6. Петрохимические особенности определяются для сиенитов наиболее высокими средними содержаниями (в %) Al_2O_3 — 16,65 и Fe_2O_3 — 2,16, значениями f' (43) и a : c (7,6) и наиболее низким средним содержанием (в %) SiO_2 — 58,83 и значениями Q — 0,4, m' — 37, c — 2,0 и $\frac{100\text{Ca}}{\text{Na} + \text{Ca}}$ — 36; для кварцевых сиенитов — самыми высокими значениями f' (35) и a : c (4,4) и самыми низкими значениями c (3, 4); для граносиенитов наиболее высоким средним содержанием $\sim \text{K}_2\text{O}$ — 4,73% и значениями $\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Si}}$ (22,8) и a : c (7,1), и наиболее низкими средними содержаниями MgO (1,66%) и CaO (2,53%) и значениями m' (42) и c (2,2).

7. Особенности распределения содержаний элементов-примесей для сиенитов и кварцевых сиенитов определяются наиболее низкими средними содержаниями (в г/т): Cr — 120 и 101, Cu — 30 и 31 и наиболее высокими средними содержаниями (в г/т): Zr — 147 и 103, Nb — 26,9 и 17,6, Mo — 2,4 и 1,3, Pb — 50 и 47, Th — 33 и 26 и TR — 462 и 385.

8. Специфика распределения элементов-примесей в породообразующих минералах граносиенитов определяется наиболее высокими средними содержаниями в биотите (в г/т): Та — 12, Nb — 210, Sn — 30, Zn — 500, Pb — 30, и наиболее низкими средними содержаниями (в г/т): Cr — 10, Co — 8, Ni — 0,8 и Ba — 100.

Особенности мезозойских интрузивных пород, области распространения сурьмяной и ртутной минерализации — ↓↓ (Sb, Hg).

1. Степень развития интрузивных образований низкая и составляет 2,1%.

2. Размеры интрузивных массивов незначительные — единицы и первые десятки квадратных километров.

3. Вмещающие породы: палеозойские и нижнемезозойские эффузивные и осадочные образования.

4. В строении массивов принимают участие разнообразные по составу породы, однако наиболее распространены диориты и кварцевые диориты, являясь одновременно и наиболее информативными породами.

5. По минеральному составу кварцевые диориты этой области от аналогичных пород других областей отличаются наиболее высокими средними содержаниями (в %): калиевого полевого шпата 14,2, кварца 11,2 и наиболее низкими средними содержаниями (в %): биотита 6,3 и акцессорных минералов 1,7.

6. Петрохимические особенности определяются для диоритов самыми высокими средними содержаниями (в %): Al_2O_3 17,2, Fe_2O_3 2,5 и значениями φ (12,3), $\frac{100Ca}{Na+Ca}$ (62), наименьшими средними содержаниями SiO_2 (55,2%) и FeO (3,9); для кварцевых диоритов — наиболее высокими средними содержаниями MgO (4,0%) и CaO (5,3%) и значениями $\frac{100Ca}{Na+Ca}$ (48), наименьшими средними содержаниями (в %) : SiO_2 — 61,4 и FeO 3,3.

7. Особенности распределения содержаний элементов-примесей определяются для диоритов высоким средним содержанием (в г/т) Ni — 89 и наиболее низкими средними содержаниями (в г/т): Zr — 37, Sn — 2,9, Pb — 12, для кварцевых диоритов наиболее высокими средними содержаниями (в г/т) Cr — 337 и Ni — 91 и наименьшими средними содержаниями (в г/т) Zn — 22, Zr — 76, Sn — 2,3, Ba — 429 и Pb — 16.

В дополнение к приведенным сведениям, в табл. 30 указаны статистические параметры распределения элементов-примесей в интрузивных породах различных структурно-металлогенетических зон. Эти параметры (среднее содержание, дисперсия, вероятность появления индикаторного значения и др.) предлагается использовать в качестве дополнительных критериев при оценке потенциальной рудоносности различных территорий.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Эффузивные породы мезозойского возраста, судя по их выходам на дневную поверхность, занимают примерно 1/12 часть территории Восточного Забайкалья (см. фиг. 11). Площади, занятые вулканическими образованиями, распределены весьма неравномерно. В основном они приурочены к депрессионным структурам.

В строении депрессий принимают участие продукты извержений аппаратов центрального типа (Лесняк, 1971): базальты, трахибазальты, андезиты, трахиандезиты, трахиты, дациты, трахидациты, липариты, трахилипариты, кварцевые порфиры, фельзиты. Кроме этого, в состав сложных мезозойских комплексов входят туфы, туфобрекчии, в ряде случаев, песчаники и туфообломочные породы. Намечается определенное пространственное распределение выделенных групп пород в зависимости от приуроченности их к различным структурно-металлогенетическим зонам (см. фиг. 11). Руководствуясь анализом мощности эффузивных образова-

Таблица 30

Геохимические критерии оценки потенциальной рудоносности по особенностям химического состава мезозойских интрузивных пород

Элементы-индикаторы	Информативные породы	Среднее арифметическое содержание в (г/т)				Дисперсия	
		I *	II	III	IV	I	II
Литий	Нормальные граниты	96	87±9	30±15	17	4910,00	2432,66
Бериллий	Нормальные граниты	5,7±1,5	3,9±0,4	1,6±0,4	0,7±0,1	29,83	13,43
	Лейкократовые калий-натровые граниты	9,0±3,2	5,5±0,5	—	—	60,88	22,60
Ванадий	Нормальные граниты	5±1	23±2	38±7	46±11	16,49	414,82
	Лейкократовые калий-натровые граниты	8±3	10±2	—	—	42,49	153,50
Хром	Кварцевые диориты	—	250	145±24	337±97	—	53 200,00
	Сиениты	—	265±74	120±21	—	—	21 426,67
	Кварцевые сиениты	—	261±65	101±11	124	—	33 225,75
Никель	Кварцевые диориты	—	52	25±5	96±43	—	3100,00
Медь	Сиениты	—	74±15	30±6	—	—	794,09
Цинк	Кварцевые диориты	—	72	113±10	22±7	—	4497,00
	Нормальные граниты	40±10	51±5	18±4	11±4	1020,26	2120,50
Рубидий	Нормальные граниты	425±87	281±30	—	150	1233,5	10794,92
Цирконий	Диориты	—	84	65±14	37±9	—	—
	Сиениты	—	84±10	147±14	—	—	368,69
	Кварцевые сиениты	—	71±11	103±20	—	—	933,98
	Нормальные граниты	48±5	85±11	54±10	21±3	278,81	3041,00
	Лейкократовые калий-натровые граниты	53±13	87±10	—	—	844,77	6967,00
Ниобий	Кварцевые сиениты	—	13,0±1,4	17,6±6,4	—	—	5,12
	Нормальные граниты	41	20,0±3,0	—	—	357,00	87,47

* Структурно-металлогенические зоны: I — ↑↑(F); II — ↓↑(Sn, W); III — ↑↓(Pb, Zn, As); IV — ↓↓(Sb, Hg).

Дисперсия		Содержание (в г/т), выбранное в качестве индикаторного	Вероятность появления индикаторного значения в совокупности проб				Количество проб с индикаторным содержанием в выборке (30 проб) (гарантийная вероятность 0,95)			
III	IV		I	II	III	IV	I	II	III	IV
350,00	—	≥80	0,59	0,56	0,01	—	≥14	≥13	≤1	—
1,585	0,28	≥3,0	0,69	0,60	0,01	0,03	≥17	≥14	≤1	≤1
—	—	≥13,0	0,30	0,06	—	—	≥6	≤1	—	—
423,66	1282,42	≥20	0,01	0,56	0,81	0,76	≤1	≥13	≤21	≤20
—	—	≥20	0,03	0,29	—	—	≤1	≥5	—	—
3298,00	24675,60	≤100	—	0,26	0,22	0,07	—	≥4	≥4	≤1
5086,72	—	≥250	—	0,54	0,03	—	—	≥12	≤1	—
3990,22	10271,00	≥300	—	0,63	0,06	0,23	—	≥15	≤1	≥4
137,85	4873,96	≥130	—	0,08	0,01	0,31	—	≤1	≤1	≥6
501,47	—	≤28	—	0,05	0,54	—	—	≤1	≥12	—
467,25	207,23	≤50	—	0,37	0,01	0,97	—	≤7	≤1	≥28
125,90	161,51	≥50	0,38	0,51	0,01	0,01	≥8	≥12	≤1	≤1
—	—	≥400	0,76	0,13	—	—	≥20	≤2	—	—
476,00	617,62	≤30	—	—	0,04	0,39	—	—	≤1	≥8
2129,97	—	≥120	—	0,03	0,72	—	—	≤1	≥18	—
3373,00	—	≥130	—	0,03	0,32	—	—	≤1	≥6	—
633,50	22,53	≥100	0,01	0,49	0,03	0,01	≤1	≥11	≤1	≤1
—	—	≥120	0,01	0,35	—	—	≤1	≥7	—	—
8,71	—	≥17	—	0,04	0,58	—	—	≤1	≥14	—
—	—	≥40	0,52	0,02	—	—	≥12	≤1	—	—

Таблица 30 (окончание)

Элементы-индикаторы	Информативные породы	Среднее арифметическое содержание в (г/т)				Дисперсия	
		I *	II	III	IV	I	II
Молибден	Сиениты	—	1,6±0,3	2,4±0,7	—	—	0,30
	Кварцевые сиениты	—	0,9±0,2	1,3±0,1	0,7±0,1	—	0,48
	Лейкократовые калий-натровые граниты	5,1—3,5	1,4±0,1	—	—	56,76	1,33
Олово	Диориты	—	3,6	6,3±2,4	2,9±0,6	—	—
	Кварцевые диориты	—	6,3±2,9	8,4±1,4	2,3±0,9	—	6,41
	Нормальные граниты	9,2±3,7	9,6±1,0	4,2±0,9	4,0±0,7	188,98	93,91
	Лейкократовые калий-натровые граниты	14,1±3,1	18,1±1,6	—	—	45,94	182,00
Тантал	Нормальные граниты	3,8	2,0±0,5	—	0,8	3,39	2,32
Вольфрам	Нормальные граниты	4,8	2,0±0,5	—	1	4,88	2,83
Барий	Кварцевые диориты	—	863	629±63	429±184	—	386000,00
	Граносиениты	—	853±104	388±52	147±79	—	359254,11
	Нормальные граниты	0	331±38	275±30	130±32	0	110072,82
Свинец	Диориты	—	42	20±2	12±5	—	—
	Кварцевые диориты	—	26±7	26±4	16±4	—	45,20
	Сиениты	—	35±6	50±8	—	—	159,71
	Кварцевые сиениты	—	34±5	47±3	30±13	—	161,67
	Нормальные граниты	29±3	40±2	25±4	28±5	142,72	482,98
	Лейкократовые калий-натровые граниты	34±6	43±3	—	—	143,79	502,34
Торий	Кварцевые сиениты	—	16±3	26±5	—	—	20,44
	Нормальные граниты	44±13	24±3	—	26	35,60	97,60
Редкие земли	Кварцевые сиениты	—	202±42	385±187	—	—	4119,44
	Нормальные граниты	368±154	241±42	—	110	5140,00	15368,87

Дисперсия		Содержание (в г/т), выбранное в качестве индикаторного	Вероятность появления индикаторного значения в совокупности проб				Количество проб с индикаторным содержанием в выборке (30 проб) (гарантийная вероятность 0,95)			
			I	II	III	IV	I	II	III	IV
5,91 0,41	— 0,02	$\geq 3,0$ $\geq 1,0$	— —	0,01 0,44	0,40 0,58	— 0,02	— —	≤ 1 ≥ 9	≥ 8 ≥ 14	— ≤ 1
—	—	$\geq 4,0$	0,56	0,01	—	—	≥ 13	≤ 1	—	—
13,37 9,37	2,393 2,08	$\geq 5,0$ $\leq 2,5$	— —	— 0,07	0,64 0,03	0,09 0,56	— —	— ≤ 1	≥ 15 ≤ 1	≤ 1 ≥ 13
6,918 —	5,45 —	$\geq 10,0$ $\geq 25,0$	0,48 0,05	0,48 0,30	0,01 —	0,01 —	≥ 10 ≤ 1	≥ 10 ≥ 6	≤ 1 —	≤ 1 —
—	—	$\geq 4,5$	0,35	0,05	—	—	≥ 7	≤ 1	—	—
—	—	$\geq 4,5$	0,44	0,07	—	—	≥ 9	≤ 1	—	—
19809,94 47753,54 6725,80	165684,39 45134,40 3221,00	≤ 300 ≥ 1000 ≥ 400	— — 0,01	0,18 0,41 0,42	0,01 0,01 0,06	0,37 0,01 0,01	— — ≤ 1	≤ 3 ≥ 8 ≥ 9	≤ 1 ≤ 1 ≤ 1	≥ 7 ≤ 1 ≤ 1
10,25 73,04	172,06 38,84	≤ 15 ≤ 12	— —	— 0,02	0,01 0,05	0,59 0,26	— —	— ≤ 1	≤ 1 ≤ 1	≥ 14 ≥ 14
614,23 220,30	— 191,66	≥ 60 ≥ 55	— —	0,02 0,05	0,34 0,29	— 0,04	— —	≤ 1 ≤ 1	≥ 7 ≥ 5	— ≤ 1
124,54 —	291,47 —	≥ 50 ≥ 50	0,04 0,09	0,33 0,38	0,01 —	0,10 —	≤ 1 ≤ 1	≥ 7 ≥ 8	≤ 1 —	≤ 1 —
6,00 —	— —	≥ 25 ≥ 40	— 0,75	0,02 0,05	0,66 —	— —	— ≥ 19	≤ 1 ≤ 1	≥ 16 —	— —
7600,00 —	— —	≥ 350 ≥ 350	— 0,60	0,01 0,19	0,66 —	— —	— ≥ 14	≤ 1 ≤ 3	≥ 16 —	— —

Таблица 31

Средний минеральный состав информативных мезозойских эффузивных пород различных структурно-металлогенических зон Восточного Забайкалья (в %)

Структурно-металлогенические зоны	Информативные породы	Основная масса	Вкрапленники							Акцессорные минералы
			кальциевый полевой шпат	плаггиоклаз	кварц	пироксен	амфибол	биотит	оливин	
↑↑ (F)	Дациты	73,3	0,9	14,2	6,9		3,6	0,8		0,3
	Трахидациты	71,1	5,1	11,1	3,2		7,5	2,0		Ед. знаки
	Липариты	77,4	6,5	3,4	11,5			0,5		0,7
↓↑ (Sn, W)	Дациты	58,4	7,0	21,1	3,6		8,1	1,8		Ед. знаки
	Трахидациты	61,5	8,8	17,3	1,8		8,9	1,3		0,4
↑↓ (Pb, Zn, As)	Андезиты	55,6		20,2		3,3	13,3	6,4		1,5
	Трахиандезиты	66,4		22,5		1,2	8,7	1,2		Ед. знаки
	Дациты	72,5	0,8	14,2	6,7	0,7	3,6	0,8		0,7
	Трахидациты	73,4	Ед. знаки	19,3	Ед. знаки	0,5	6,5	0,3	Ед. знаки	Ед. знаки
↓↓ (Sb, Hg)	Андезиты	75,2		7,3		8,2	5,1	1,9		2,3
	Трахиандезиты	70,2		9,8		5,8	10,1	1,0		3,1

Таблица 32

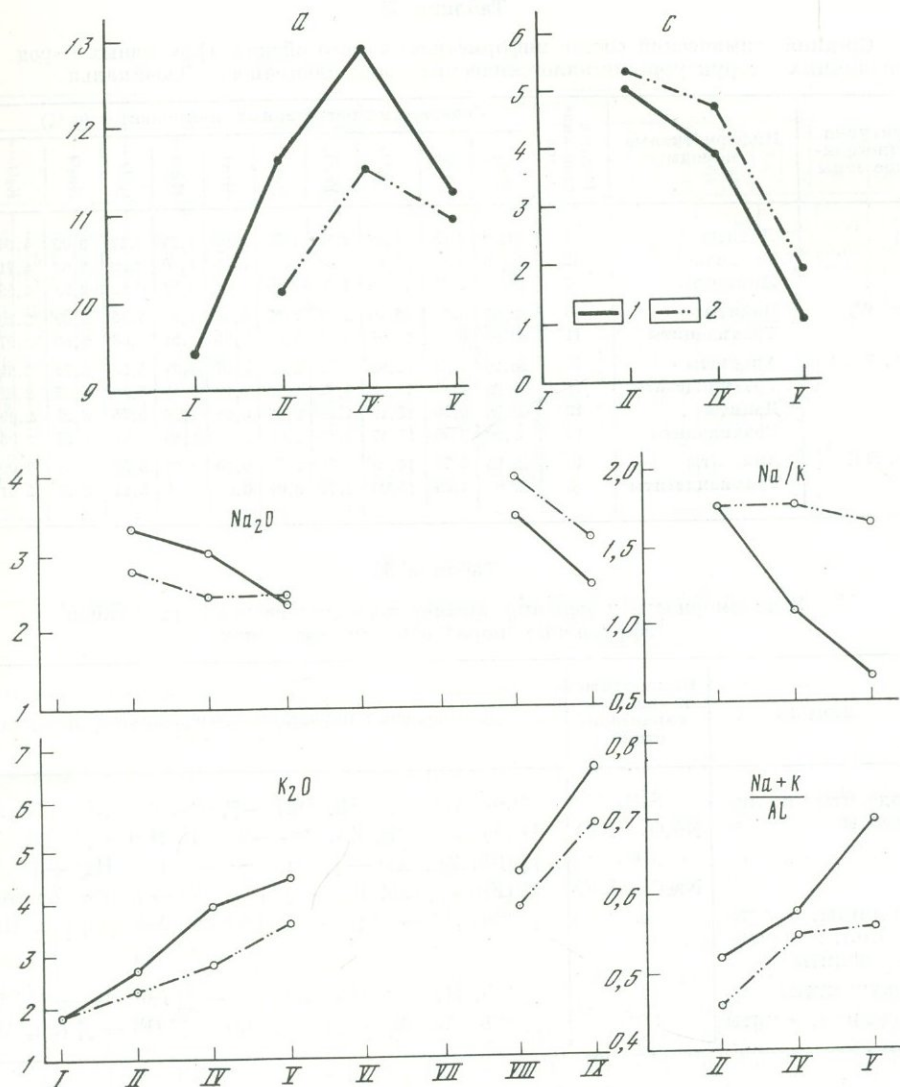
Закономерности изменения минерального состава некоторых типов эффузивных пород в различных зонах

Породы	Минералы	Нарастание содержаний
Андезиты	Пироксен	↓↑ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↑↑ (F) → ↓↓ (Sb, Hg)
	Амфибол	↑↑ (F) → ↓↓ (Sb, Hg) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↑ (Sn, W)
	Биотит	↓↑ (Sn, W) → ↓↓ (Sb, Hg) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↑↑ (F)
	Акцессорные минералы	↑↑ (F) → ↓↓ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sb, Hg)
Дациты	Цветные минералы	↑↓ (Pb, Zn, As) → ↑↑ (F) → ↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W)
	Кварц	↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↑↑ (F)
	Основная масса	↑↑ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sb, Hg) → ↑↑ (F)
Липариты	Цветные минералы	↑↑ (F) → ↓↑ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As)
	Кварц	↓↑ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↑↑ (F)
	Основная масса	↑↓ (Pb, Zn, As) → ↑↑ (F) → ↓↑ (Sn, W)

ний (по данным Р. В. Лесняка и др.) и их выходами на дневную поверхность, можно заключить, что в пределах зоны ↑↑ (F) наиболее широкое развитие получили липариты, дациты; в зоне ↓↑ (Sn, W) — дациты, трахидациты, при подчиненном количестве основных пород; в зоне ↑↓ (Pb, Zn, As) — примерно равное соотношение основных (андезиты) и кислых (дациты) разновидностей пород. В зоне ↓↓ (Sb, Hg) наибольшее развитие получили основные породы (андезиты, трахиандезиты).

В связи с этим наиболее информативными породами для зоны ↑↑ (F) являются дациты и липариты, ↓↑ (Sn, W) — дациты, трахидациты; ↑↓ (Pb, Zn, As) — андезиты, трахиандезиты, дациты, трахидациты и ↓↓ (Sb, Hg) — андезиты, трахиандезиты.

На мезозойские вулканические образования в той или иной степени наложили отпечаток разнообразные по характеру и интенсивности вторич-



Фиг. 25. Распределение содержаний петрогенных компонентов в мезозойских эффузивных породах различных структурно-металлогенических зон

1 — области устойчивого воздымания в доюрское и юрское время ($\uparrow\uparrow$) с типоморфным элементом: фтор; 2 — области устойчивого воздымания или переменного знака вертикальных движений в доюрское время и устойчивого прогибания в юре ($\uparrow\downarrow$) с типоморфными элементами: свинец, цинк, мышьяк; I — базальт; II — андезит; IV — дацит; V — липарит; VI — трахибазальт; VII — трахиандезит; VIII — трахидацит; IX — трахилипарит

ные процессы с образованием цоизита, эпидота, хлорита, серицита, карбонатов, соскюрита и пр. Наиболее интенсивному изменению подверглись породы зон $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg) и $\uparrow\downarrow$ (Sn, W) и менее — $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As) и $\uparrow\uparrow$ (F).

Особенности минерального состава эффузивных пород различных структурно-металлогенических зон определяются следующими закономерностями, наблюдаемыми в колебаниях содержаний вкрапленников отдельных минералов, а также основной массы (табл. 31, 32).

Средний химический состав наиболее информативных эффузивных пород характеризуется данными, приведенными в табл. 33. Сопоставление статистических оценок основных параметров распределения содержаний петрогенных компонентов в андезитах, трахиандезитах, дацитах, трахидацитах, липаритах, трахилипаритах и базальтах, получивших распростра-

Таблица 33

Средний химический состав информативных мезозойских эффузивных пород различных структурно-металлогенических зон Восточного Забайкалья

Структурно-металлогенические зоны	Информативные породы	Количество анализов	Содержания петрогенных компонентов (в %)									
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
↑(F)	Дациты	4	63,99	0,68	15,66	1,84	1,73	0,06	1,24	3,17	3,05	4,04
	Трахидациты	12	63,39	0,75	16,13	2,58	2,70	0,05	1,30	2,99	3,68	4,71
	Липариты	23	74,14	0,25	12,79	1,20	1,29		0,52	0,89	2,33	4,59
↑(Sn, W)	Дациты	6	62,95	0,65	15,40	3,83	2,57	0,10	1,37	4,35	2,89	2,26
	Трахидациты	11	63,98	0,69	15,91	2,81	1,58	0,05	1,51	2,63	3,85	3,97
↑(Pb, Zn, As)	Андезиты	16	56,10	1,43	14,85	3,71	2,52	0,07	4,34	5,53	2,76	2,34
	Трахиандезиты	11	56,23	1,41	15,80	4,62	1,46	0,10	2,54	5,38	4,07	3,62
	Дациты	12	60,58	0,58	15,12	1,26	2,93	0,08	4,28	3,75	3,20	2,69
	Трахидациты	12	61,20	0,96	15,17	3,39	2,06	0,07	1,85	3,45	4,07	3,95
↓(Sb, Hg)	Андезиты	16	58,05	0,75	14,23	2,24	3,78	0,10	5,62	5,01	2,91	2,99
	Трахиандезиты	5	57,88	1,06	15,03	2,79	3,04	0,05	4,44	5,11	3,93	3,61

Таблица 34

Закономерности изменения химического состава некоторых типов эффузивных пород в различных зонах

Породы	Компоненты и числовые характеристики	Направления нарастания содержаний и значений
Андезиты и липариты	SiO ₂	↓↑(Sn, W) → ↓↓(Sb, Hg) → ↑↓(Pb, Zn, As) → ↑↑(F)
	Na ₂ O + K ₂ O	↑↑(F) → ↑↓(Pb, Zn, As) → ↓↓(Sb, Hg) → ↓↑(Sn, W)
	SiO ₂	↑↓(Pb, Zn, As) → ↑↑(Sn, W) → ↓↓(Sb, Hg) → ↑↑(F)
	Na ₂ O + K ₂ O	↑↑(F) → ↓↓(Sb, Hg) → ↑↑(Sn, W) → ↑↓(Pb, Zn, As)
Базальты, трахибазальты, андезиты, дациты	m'	↓↑(Sn, W) → ↑↑(F) → ↑↓(Pb, Zn, As) → ↓↓(Sb, Hg)
	f'	↓↓(Sb, Hg) → ↑↓(Pb, Zn, As) → ↑↓(Sn, W) → ↑↓↑↑(F)
Трахидациты	f'	↑↓(Pb, Zn, As) → ↓↓(Sb, Hg) → ↑↑(F) → ↓↓(Sn, W)
Андезиты, дациты	CaO	↑↓(Pb, Zn, As) → ↓↓(Sb, Hg) → ↑↑(F) → ↓↓(Sn, W)

нение в различных структурно-металлогенических зонах, свидетельствует о близости их состава. Однако некоторые тенденции в закономерном изменении содержаний отдельных компонентов и значений числовых характеристик все же наблюдаются (табл. 34, фиг. 25, 26).

Особенности распределения элементов-примесей в отдельных разновидностях эффузивных пород мезозойского возраста различных структурно-металлогенических зон (фиг. 27) определяются следующими закономерностями (табл. 35).

Имеющиеся аналитические данные показывают, что мезозойские эффузивные породы, пользующиеся распространением в пределах различных структурно-металлогенических зон, характеризуются следующими геолого-петрографическими и геохимическими особенностями:

Мезозойские эффузивные породы, области распространения фторовой минерализации ↑↑ — (F)

1. Относительно высокая степень распространенности эффузивных пород (24,3%).

2. Максимальные по величине площади эффузивных полей.

3. В составе эффузивов преобладают дациты, трахидациты, липариты, трахилипариты.

Числовые характеристики

s	a	c	b	c'	a'	f'	m'	t	φ	n	a:c	Q	100Ca Na+Ca	Na K	K _a	Na+K Si
76,57	12,96	3,99	5,48	—	13,19	52,74	34,07	0,84	25,27	53,84	3,24	24,22	36,36	1,16	0,59	17,0
74,1	15,1	2,9	7,9	8,7		62,9	28,4	0,84	26,0	54,5	5,2	15,1	30,8	1,19	0,69	20,7
80,9	11,4	1,1	6,6		55,5	32,3	12,2	0,24	14,2	43,4	10,4	37,9	17,6	0,8	0,7	14,1
75,48	10,07	5,57	8,86		4,04	68,54	27,42	0,65	38,70	66,66	1,8	25,27	45,34	2,0	0,46	13,45
74,8	14,4	3,2	7,6		12,1	52,8	35,1	0,8	31,5	60,0	4,5	17,6	27,0	1,5	0,67	19,4
69,40	10,1	5,3	15,5	10,3		38,7	51,0	1,5	21,7	64,5	1,9	12,7	52,4	1,8	0,46	14,8
68,3	14,9	3,6	12,7	26,3		37,6	36,1	1,9	33,2	63,5	4,1	4,2	42,3	1,7	0,67	22,2
72,23	11,50	4,76	11,50	0		34,57	65,43	0,79	9,26	64,20	2,41	16,72	38,95	1,8	0,55	16,05
72,5	14,9	2,9	9,7	14,5		52,1	33,4	1,2	30,4	61,5	5,1	22,3	31,8	1,6	0,78	20,2
67,71	10,89	4,23	17,27	11,24		32,53	56,23	0,93	11,24	59,9	2,6	9,31	48,0	1,5	0,56	16,5
67,1	14,0	3,1	15,8	19,9		32,7	47,4	1,4	14,6	62,9	4,6	3,1	41,1	1,68	0,69	21,1

Таблица 35

Закономерности изменения содержаний элементов-примесей в некоторых типах эффузивных пород различных зон

Породы	Элементы-примеси	Направления нарастания содержаний
Андезиты	Cr, Ni	↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↑↑ (F)
	Zn, Zr, Th, TR	↑↓ (Pb, Zn, As) → ↑↑ (F) → ↓↓ (Sn, W) → ↓↓ (Sb, Hg)
	Nb, Mo, Sn	↑↑ (Sn, W) → ↑↑ (F) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sb, Hg)
Трихиандезиты	Cr, Ni	↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↑↑ (F)
	Zr, Li	↑↑ (F) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sn, W)
	Nb, Cs, TR, Be	↑↓ (Pb, Zn, As) → ↑↑ (F) → ↓↓ (Sn, W)
	Ta, Pb, Th	↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sn, W) → ↑↑ (F)
Дациты	Cr, Ni	↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W) → ↑↑ (F) → ↑↓ (Pb, Zn, As)
	Cs, Rb	↑↑ (F) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sn, W) → ↓↓ (Sb, Hg)
	Cu, Ba	↓↓ (Sb, Hg) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sn, W) → ↑↑ (F)
	Co, Pb	↓↓ (Sb, Hg) → ↓↑ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↑↑ (F)
	Zr, Mo	↑↓ (Pb, Zn, As) → ↑↑ (F) → ↓↓ (Sn, W) → ↓↓ (Sb, Hg)
	Трахидацинты	Cr, Ni
V, Zr		↑↑ (Sn, W) → ↑↓ (Pb, Zn, As) → ↓↓ (Sb, Hg)
Co, Ba, Pb		↑↓ (Sn, W) → ↓↓ (Sb, Hg) → ↑↓ (Pb, Zn, As)

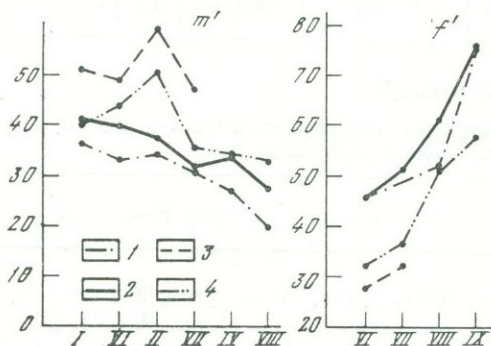
4. По минеральному составу, в отличие от аналогичных пород других зон, они характеризуются наиболее высокими содержаниями вкрапленников кварца (11,5%) и наиболее низким содержанием аксессуарных минералов (< 0,1%) для липаритов.

5. Петрохимические особенности определяются наиболее высоким средним содержанием (в %) : SiO₂ — 74,14 и наиболее низкими средними содержаниями Al₂O₃ — 12,79, TiO₂ — 0,25, Fe₂O₃ — 1,20, Na₂O — 2,33 для липаритов и наиболее высокими значениями числовой характеристики f' (64,4 и 77,1) для трахидацинтов и трахилипаритов.

6. Особенности распределения элементов-примесей в дацитах определяются наиболее высокими средними содержаниями (в г/т): Rb — 210, Be — 2,5, F — 38 и самыми низкими средними содержаниями (в г/т): V — 16, Co — 1,7, Ba — 143 и Pb — 7.

Мезозойские эффузивные породы области распространения оловянно-вольфрамовой минерализации — $\uparrow\downarrow$ (Sn, W)

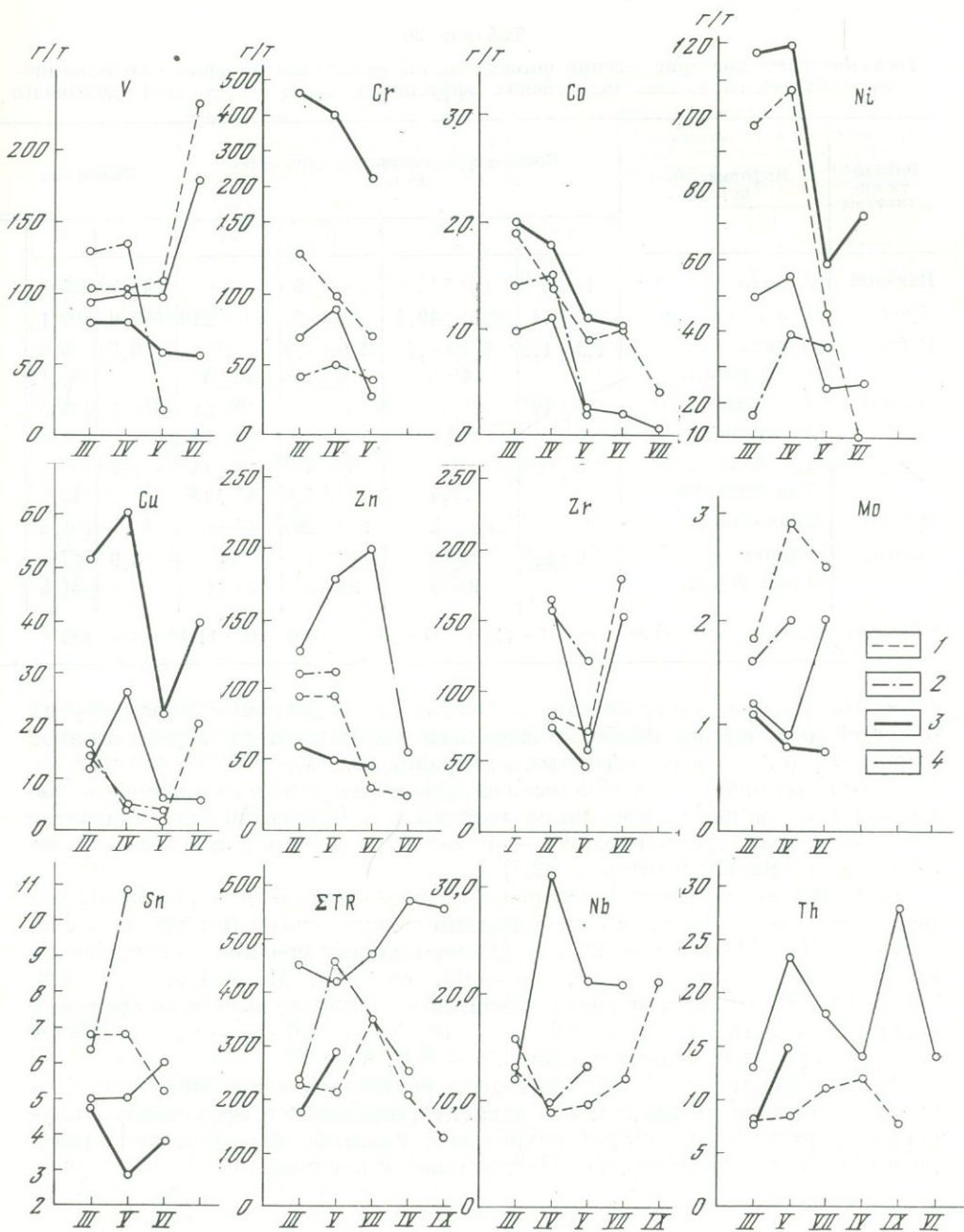
1. Минимальная степень распространённости эффузивных пород (2,5%).
2. Незначительные площади выходов эффузивов.
3. В составе эффузивов преобладают дациты и трахидациты.
4. По своему минеральному составу от аналогичных пород других зон они отличаются наиболее высокими содержаниями вкрапленников полевых шпатов (26,1%).
5. Петрохимические особенности этих пород определяются очень низкой ролью магния в суммарном содержании «цветных» компонентов; m' для дацитов составляет 27,42.
6. Особенности распределения элементов-примесей в дацитах определяются наиболее высоким средним содержанием V 109 г/т и наиболее низкими средними содержаниями Ве — 0,6 и ниобия — 10 г/т; в трахидацитах наиболее высокими содержаниями обладают (в г/т): Mo — 2,5, V — 288, Ba — 1088, Pb — 46 и наиболее низкими Ni — 6 и Cr — 23.



Фиг. 26. Распределение содержаний петрогенных компонентов в мезозойских эффузивных породах различных структурно-металлогенических зон
1—4 см. на фиг. 11. Эффузивы: I — базальты, II — андезиты; IV — дациты, VI — трахибазальты, VII — трахиандезиты, VIII — трахидациты, IX — трахилипариты

Мезозойские эффузивные породы области распространения свинцово-цинковой и мышьяковой минерализации — $\uparrow\downarrow$ (Pb, Zn, As)

1. Относительно высокая степень распространённости эффузивных пород (12,5%).
2. Небольшие площади полей эффузивов.
3. В составе их преобладают андезиты, трахиандезиты, дациты и трахидациты.
4. По минеральному составу трахиандезиты рассматриваемой зоны от аналогичных пород других зон отличаются наиболее высокими содержаниями вкрапленников полевого шпата (22,5%) и наиболее низкими — биотита (0,3%).
5. Петрохимические особенности определяются для трахиандезитов и трахидацитов наиболее высокими средними содержаниями в них (в %): CaO — 5,3 и 3,45, TiO₂ — 1,41 и 0,96, а для андезитов и дацитов — наиболее низкими средними содержаниями в них (в %): CaO — 5,55 и 3,49 и Na₂O — 2,76 и 2,55.
6. Особенности распределения элементов-примесей определяются для андезитов наиболее высокими средними содержаниями в них (в г/т): Zr — 126, Zr — 167, TR — 450, Th — 13 и наиболее низкими средними содержаниями (в г/т) Ba — 672, Co — 10, Cu — 11, для дацитов — наиболее высокими средними содержаниями (в г/т): Zr — 179, TR — 420, Th — 23,5, Nb — 21,3 и наиболее низкими средними содержаниями Ni — 24 и Cr — 29 для трахиандезитов — наиболее высокими содержаниями (в г/т): TR — 575, Th — 14, Nb — 31, наиболее низкими средними содержаниями (в г/т) Co — 11, Ni — 55, Rb — 80; для трахидацитов — наиболее высоким средним содержанием (в г/т): Zr — 200 и наиболее низкими средними содержаниями Ba — 673, Co — 6 и Cu — 6.



Фиг. 27. Распределение содержаний элементов-примесей в мезозойских эффузивных породах различных структурно-металлогенических зон

1—4 см. на фиг. 11. Эффузивы: III — андезиты, IV — трахиандезиты, V — дациты, VI — трахидациты, VII — липариты, VIII — трахилипариты, IX — трахиты

Мезозойские эффузивные породы области распространения сурьмяной и ртутной минерализации $\downarrow\downarrow$ (Sb, Hg)

1. Незначительная степень распространенности эффузивных пород (3,5%).

2. Минимальные площади выходов эффузивов.

3. В составе эффузивов преобладают андезиты и трахиандезиты.

Таблица 36

Геохимические критерии оценки потенциальной рудоносности районов по особенностям химического состава мезозойских эффузивных пород в Восточном Забайкалье

Элементы-индикаторы	Информативные породы	Среднее арифметическое содержание (в г/т)				Дисперсия	
		I *	II	III	IV	I	II
Ванадий	Дациты	16±4	109±14	102±15	66	44,70	925,3
Хром	Трахиандезиты	42±11	69,1±19,4	94±15	401±119	627,9	809,1
Кобальт	Дациты	1,7±1,5	9,4±1,4	7,9±1,2	10	0,60	9,62
	Трахидациты		14±3	6±1	13±4		39,11
Никель	Трахиандезиты	39±18	84±16	55±6	119±21	1713,4	525,5
	Трахидациты		6±3	26±6	72±31		32,1
Медь	Трахиандезиты	5±0,6		26±4	61±14	1,7	
	Трахидациты		19,4	6±0,6	41±15		75,5
Цинк	Трахидациты		29,0±5	200±28	47±8		105,9
Свинец	Дациты	6,5±1,3	34±5	17±1	50	3,9	127,4
	Трахидациты		46±3	27±3	33±6		31,5

* Структурно-металлогенические зоны: I — ↑↑(F); II — ↓↑(Sn, W); III — ↑↓(Pb, Zn, As);

4. По минеральному составу андезиты от аналогичных пород других областей отличаются наиболее высокими содержаниями вкрапленников пироксена (8,2%) и аксессуарных минералов (2,3%).

5. Петрохимические особенности определяются наиболее высокой ролью магния в суммарном содержании «цветных» компонентов (для андезитов $m' = 54,7$, для трахиандезитов — равно 47,4) и самой низкой — железа (f' для трахиандезитов — 32,7).

6. Особенности распределения элементов-примесей для андезитов определяются наиболее высокими средними содержаниями (в г/т): Cr — 469, Co — 20, Ni — 118, Cu — 52, и наиболее низкими средними содержаниями (в г/т): F — 550, V — 82, Zn — 60, Zr — 73, Mo — 1,1; Sn — 4,8, TR — 177, Th — 11; для трахиандезитов — наиболее высокими средними содержаниями (в г/т): Cr — 401; Co — 18, Ni — 119, Cu — 61 и наиболее низкими средними содержаниями Mo — 0,8, V — 87.

В заключение в табл. 36 приведены результаты статистической обработки данных по распределению элементов-примесей в эффузивах. Полученные параметры можно рассматривать в качестве геохимических критериев при оценке потенциальной рудоносности районов.

ВЫВОДЫ

Резюмируя изложенное выше, необходимо прежде всего сказать, что породы определенного вещественного состава во всех случаях проявляют четкую приуроченность к определенным выделяемым на тектонической схеме территориям. Совпадение ареалов распространения одноименных магматических пород определенного состава с определенными тектоническими зонами свидетельствует о правильной расовке этих зон на тектонической схеме. Справедливость проведенных тектонических границ подтверждается также закономерной изменчивостью состава магматических пород в пределах структур. Таким образом, данные, полученные по мезозойскому магматизму, подтверждают действенность принятых принципов тектонического районирования.

Дисперсия		Значение содержания (в г/т) выбранном в качестве индикаторных	Вероятность появления индикаторного значения в совокупности проб				Количество проб с информативным содержанием в выборке объемом в 30 проб (гарантийная вероятность 0—95)			
III	IV		I	II	III	IV	I	II	III	IV
1583,6	349,3	≥50	0,01	0,97	0,99	0,81	≤1	≥28	≥29	≥22
1957,5	26516,7	≥180	0,01	0,01	0,03	0,91	≤1	≤1	≤1	≥26
8,61	1,53	≥5	0,01	0,92	0,84	0,99	≤1	≥26	≥23	≥29
3,60	37,96	≥9		0,79	0,06	0,74		≥21	≤1	≥19
344,5	848,0	≥100	0,08	0,24	0,01	0,44	≤1	≤4	≤1	≥19
128,3	1774,9	≥15		0,06	0,83	0,91		≤1	≥23	≥26
76,7	363,5	≥38	0,01	0,01	0,08	0,89	≤1		≤1	≥25
1,60	417,5	≥10		0,86	0,01	0,96		≥24	≤1	≥28
3077,0	134,4	≤45		0,94	0,01	0,34		≥27	≤1	≤6
13,2	597,4	≥10	0,04	0,98	0,97	0,99	≤1	≥28	≥28	≥29
28,8	71,1	≥40		0,86	0,01	0,21		≥24	≤1	≤3

IV — ↓↓ (Sb, Hg).

Проведенные исследования позволили установить целый ряд геохимических особенностей мезозойских магматических пород, получивших развитие в различных структурно-металлогенических зонах Восточного Забайкалья, которые можно рекомендовать для использования в качестве критериев при прогнозировании и оценке рудоносности крупных площадей и отдельных районов на различные типы оруденения. К их числу относятся:

1) состав пород, пользующихся преимущественным развитием (информативные породы);

2) уровень содержания основных породообразующих минералов в информативных породах (см. табл. 13, 31);

3) уровень содержания петрогенных компонентов в информативных породах (см. табл. 16, 33);

4) особенности распределения содержания элементов-примесей в информативных породах, определяемые оценками среднего арифметического и дисперсии, уровнем индикаторного содержания, вероятностью его появления и количеством проб в выборке оптимального объема с индикаторным содержанием. При этом для каждого типа оруденения выделяется свой набор элементов-индикаторов (табл. 30, 36);

5) уровень содержания элементов-примесей в породообразующих минералах информативных пород (см. табл. 25).

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА
ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ОКОЛОРУДНЫХ ПОРОД
ПРИ ТИПИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Проблеме гидротермальных изменений пород, вмещающих оруденение, посвящена весьма обширная литература. Теоретические основы детально разработаны в трудах Д. С. Коржинского, Л. Н. Овчинникова, В. А. Жарикова, Б. И. Омеляненко, Д. В. Рундквиста, Ю. В. Казицина, Л. И. Шабынина, С. И. Набоко, А. А. Маракушева, Л. Л. Перчука, Н. И. Наковника, В. Г. Боголепова, Г. Л. Поспелова, В. А. Рудника, освещающих самые различные аспекты этой проблемы.

Цель проведенного исследования — выявить типоморфные особенности околорудных метасоматитов месторождений различных металлов и групп (см. гл. I) для получения дополнительной информации при прогнозно-поисковых исследованиях. Важность данных по гидротермально измененным породам, сопровождающим месторождения различных металлов и типов, увеличивается в связи с развитием нового аэрогаммаспектрометрического метода поисков. В этом направлении проводят исследования Э. Я. Островский, А. М. Портнов, А. А. Ефимов, Г. А. Ерема, Д. С. Зеленецкий, Г. С. Смирнов, Ф. М. Корнилов, Н. Д. Тихомиров и другие.

Изучались типовые представители каждой из групп месторождений. Основной акцент в настоящем исследовании сделан на месторождениях редкометально-сульфидной группы, в меньшей степени затронуты месторождения кварц-редкометальной, сульфидно-сульфосольной и сульфосольной групп. Рассматривались изменения, сопровождающие основные продуктивные рудные ассоциации, характерные для данного типа месторождений. Для получения сопоставимого материала изучались месторождения, залегающие в одноклассных вмещающих породах. В данном случае это были в основном гранитоиды. Описание типовых разрезов околорудных пород приводилось по материалам автора; кроме того, были использованы литературные материалы других исследователей.

**ОКОЛОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
КВАРЦ-РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ ГРУППЫ (I)**

Метасоматические изменения для кварц-редкометальной группы (I) и переходной (I—II) от кварц-редкометальной к редкометально-сульфидной (II) были рассмотрены ранее (Иванова и др., 1972). Здесь мы приведем лишь самые общие характерные особенности проявления околорудного метасоматизма для редкометальных месторождений I и I—II групп, а также для редкометальных минеральных парагенезисов, входящих в состав редкометально-сульфидных месторождений II группы.

Месторождения, относимые к I и I—II группам, характеризуются проявлением редкометальной минерализации, в формировании которой большое участие принимали метасоматические процессы щелочной и кислотной стадий. Минерализация приурочена в основном к апикальным частям куполовидных выступов гранитных массивов ультракислого состава. Намечается тесная связь литиевой и тантало-ниобиевой минерализации с проявлением щелочного метасоматоза, вольфрамовой, оловянной и бериллиевой с процессами грейзенизации.

Таблица 37

Минеральные ассоциации грейзенов из месторождений кварц-редкометальной (I), редкометально-сульфидной (II) и переходной (I—II) групп

Геолого-геохимическая группа	Вмещающие породы	Рудные минеральные ассоциации	Минеральный состав		
			главные	второстепенные	аксессуары и рудные;
Кварц-редкометальная (I группа)	Биотитовые и двуслюдяные граниты	Лепидолит-альбит-кварцевые; топаз-лепидолитовые; лепидолит-топаз-кварцевые; кварц-мусковитовые	Топаз, лепидолит, мусковит, кварц	Альбит, калишпат, циннвальдит	Колумбит-танталит, микролит, вольфрамит, касситерит, берилл*
Кварц-редкометальная (I—II переходная группа)	Лейкократовые биотитовые граниты и гранит-порфиры	Кварц-слюдяные; топаз-кварцевые; существенно топазовые и кварцевые; сидерофиллитовые	Кварц, топаз, мусковит, сидерофиллит	Лепидомелан, флюорит, турмалин	Пироксено-микролит, танталит-колумбит, стронверит, вольфрамит, касситерит, молибденит, берилл*, галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, висмутин
	Песчано-сланцевые породы экзоконтакта	Кварц-слюдяные; топаз-кварц-слюдяные; слюдяно-топаз-кварцевые	Циннвальдит, криофиллит, кварц, топаз	Альбит, флюорит	
Редкометально-сульфидная (II группа)	Гранодиориты	Кварц-мусковитовые, кварц-флюорит-мусковитовые	Кварц, мусковит	Флюорит	
	Порфиroidные биотитовые граниты и гранит-порфиры	Кварц-мусковитовые; существенно кварцевые и топазовые; кварц-топаз-мусковитовые; циннвальдитовые	Кварц, топаз, мусковит, циннвальдит	Флюорит, турмалин	Вольфрамит, касситерит, берилл*, молибденит, арсенопирит, висмутин, сфалерит, галенит, пирит
	Граниты биотит-роговообманковые, кварцевые диориты	Кварц-мусковитовые; кварц-флюорит-слюдяные; слюдисто-флюоритовые	Мусковит, флогопит, кварц, флюорит	Топаз, турмалин	Берилл*, фенакит*, гельвин*, касситерит, пирит, сфалерит, галенит
Карбонатные породы, скарны	Флюорит-слюдяные, слюдисто-флюорит-полевошпатовые, слюдисто-флюоритовые	Мусковит, флогопит, фенгит, флюорит	Кварц, полевой шпат, селенит, турмалин	Фенакит*, бертрандит*, бавенит*, гельвин*, эвклаз*, касситерит, шеелит, молибденит, сфалерит, галенит, пирит	

* Минералы присутствуют в аксессуарных количествах.

В месторождениях II группы редкометальная минерализация связана повсеместно с метасоматическими процессами стадии кислотного выщелачивания при весьма слабом участии продуктов щелочного метасоматоза. Грейзенизацией охвачены эндоконтактные участки массивов, а также вмещающие породы, расположенные как в непосредственном экзоконтакте, так и в значительном удалении от массивов. Редкометальные минеральные парагенезисы, связанные со стадией грейзенизации, отличаются большим разнообразием типов, чем это имеет место в месторождениях I группы, что в какой-то степени зависит от состава вмещающих пород.

Сравнение минерального состава грейзеновых ассоциаций, проявленных в пределах I и II групп месторождений, а также в переходной I—II группе, выявляет их коренные различия как в характере редкометальной минерализации, так и по главным породообразующим минералам (табл. 37).

Так, в месторождениях I группы грейзены характеризуются парагенезисами с литиевыми слюдами (лепидолит, циннвальдит, криофиллит), в то время как в месторождениях II и переходной I—II групп преобладающими являются мусковиты и разновидности магнезиально-железистого ряда (сидерофиллит, лепидомелан, флогопит); параллельно происходит уменьшение в грейзенах тантало-ниобиевого отношения.

От I ко II группе месторождений намечается изменение в характере акцессорной бериллиевой минерализации: берилловые парагенезисы к краевым участкам мезозойских поднятий сменяются ассоциациями грейзенов, в которых преобладающими становятся простые силикаты бериллия (фенакит, бертрандит и др.). В этом же направлении отмечается увеличение роли фтора в продуктах метасоматоза. В месторождениях I группы флюорит отмечается в незначительных количествах, а основная масса фтора входит в состав слюд и топаза; в месторождениях II группы флюорит нередко является главным минералом.

Метасоматиты сравниваемых групп месторождений различаются по содержанию ассоциирующих с ними сульфидов. В краевых участках крупных мезозойских поднятий грейзеновые минералы находятся в ассоциации со сфалеритом, галенитом, пиритом, молибденитом, арсенопиритом и другими сульфидами. По мере удаления от границы с депрессией к центру поднятия роль сульфидов резко снижается и в центральных частях поднятых блоков грейзеновые парагенезисы практически не сопровождаются сульфидами.

ОКОЛОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКОМЕТАЛЬНО-СУЛЬФИДНОЙ ГРУППЫ (II)

Данная группа объединяет месторождения различных металлов и типов: касситерит-сульфидные (Хапчеранга), редкометально-полиметаллические (Каменское, Кличкинское), молибденит-полиметаллические (Шахтама, Бугдая), золоторудные и некоторые другие.

В данном разделе рассматриваются главнейшие представители всех перечисленных типов месторождений. С целью получения сопоставимого материала были изучены те месторождения, которые залежали в одноименных или близких по составу вмещающих породах. К их числу относятся Шахтаминское, Каменское и Голготайское месторождения.

На примере типовых представителей и с учетом данных по другим месторождениям этого типа приводится характеристика их околорудных метасоматитов.

Месторождение Шахтама

Шахтаминское месторождение является типичным представителем молибденит-полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. Месторождение достаточно детально изучено и неоднократно описано в литературе.

Изучению околорудных изменений на Шахтаминском месторождении посвящены работы В. Д. Пампуры и Г. С. Гормашевой (1964), В. Д. Пампуры (1965), Ю. В. Казицына (1966, 1972), В. Д. Пампуры и С. Г. Петровской (1969), С. Г. Петровской (1971) и других исследователей.

При изучении околорудных пород месторождения были использованы как собственные материалы, так и данные других исследователей. Нами были отобраны и изучены разрезы по жилам 5 и 6 (гор. 5), а также жилам 16 и 18 (гор. 4).

Рудные тела представлены кварц-молибденитовыми с пиритом жилами, имеют мощность от 20 до 40 см, иногда представлены серией маломощных прожилков и жил (от 2—3 до 5—10 см). Вмещающими породами в большинстве случаев являются гранодиориты Шахтаминского массива. Они характеризуются неравномернозернистым строением, порфиоровидной структурой, широким проявлением процессов метасоматоза ранней щелочной стадии (микроклинизации) и имеют состав (в %): плагиоклаз — 50—60, калиевый полевоый шпат — 5—15, кварц — 16—20, биотит — 5—8, роговая обманка — 5—11, акцессорные — сфен, апатит, циркон, магнетит — 0,5—1%.

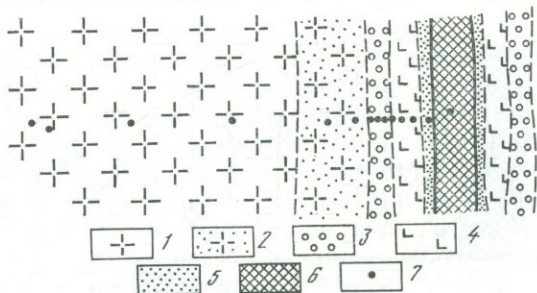
Ниже приводится описание частных разрезов метасоматической зональности боковых пород около кварц-молибденитовой жилы Шахтаминского месторождения (рудное тело 6).

Разрез 1. Шахта, гор. 5, рассечка, рудное тело 6 (фиг. 28). Кварц-молибденитовая жила имеет мощность около 40 см, сложена кварцем, карбонатом, молибденитом и пиритом. Вмещающие породы (гранодиориты) изучены в обе стороны от жилы. Зона измененных пород не превышает 0,5—0,6 м, она достаточно четко прослеживается микроскопически.

Неизменный гранодиорит имеет состав¹: *Пл, КПШ, Кв, Би, Амф, Сф, Ап, Цир*. Во внешней зоне гранодиорит слабо изменен: роговая обманка и иногда биотит частично карбонатизированы и хлоритизированы,

Фиг. 28. Схема зональности оклорудных пород кварц-молибденитовой жилы Шахтаминского месторождения (рудное тело 6)

1 — неизменный гранодиорит; 2 — слабо измененный гранодиорит; 3 — зона биотитизации; 4 — зона слабой карбонатизации и калишпатизации; 5 — кварц-калишпатовая порода; 6 — рудная жила; 7 — места взятия образцов



плагиоклаз в центральных частях зерен замещен агрегатом серицита и карбоната, по периферии часто альбитовая кайма. Во внутренних частях этой зоны иногда появляется слабая биотитизация. Мощность зоны слабого изменения в данном разрезе достигает 70 см. Макроскопически гранодиорит не несет никаких следов изменения. Состав зоны: *Ро, Би, Пл, КПШ, Кв, Сер, Кар, Хл, Сф, Ап, Цир*. Ближе к жиле на расстоянии 35—40 см от нее прослеживается зона слабой биотитизации. Мощность зоны около 25 см. Роговая обманка отсутствует, наряду с крупными чешуями темно-бурого первичного биотита присутствует более светлоокрашенный тонкочешуйчатый биотит. Он образует скопления, часто в ассоциации с карбонатом, иногда кварцем. Хлорит имеет подчиненное значение и, как правило, развивается по первичному биотиту. Плагиоклаз почти полностью замещается агрегатом серицита и карбоната. Количество калиевого полевого шпата и кварца возрастает. Структура породы полностью сохраняется. Макроскопически порода приобретает чуть зеленоватый оттенок за счет изменения цвета полевого шпата. Состав зоны: *Би, Аб, КПШ, Кв, Сер, Кар, Хл, Ап, Цир*.

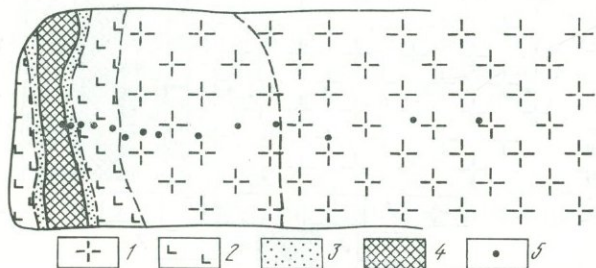
Следующая зона имеет мощность около 30 см и характеризуется преобладанием калиевого полевого шпата и кварца, незначительным количеством серицита, присутствием карбоната и полным отсутствием альбита. По сравнению с предыдущей зоной значительно увеличивается количество карбоната, появляется пирит; апатит и циркон сохраняются во всех зонах без изменения. Структурный рисунок первичной породы полностью утрачивается и лишь в некоторых случаях сохраняются слабые контуры псевдоморфоз замещенных минералов. Порода приобретает зеленоватый оттенок, содержит тонкие кварцевые и пиритовые прожилки. Состав зоны: *Кв, КПШ, Сер, Кар, Пт, Цир*. В непосредственном контакте с жилой выделяется маломощная (около 10 см) зонка осветленной породы, пронизан-

¹ Здесь и далее символами обозначены минералы: плагиоклаз — *Пл*, калиевый полевой шпат — *КПШ*, кварц — *Кв*, биотит — *Би*, амфибол — *Амф*, роговая обманка — *Ро*, сфен — *Сф*, апатит — *Ап*, циркон — *Цир*, серицит — *Сер*, магнетит — *Мт*, турмалин — *Ту*, карбонат — *Кар*, хлорит — *Хл*, пирит — *Пт*, альбит — *Аб*, микроклин — *Мик*, эпидот — *Эп*, каолинит — *Као*, гидрослюда — *Гс*, монтмориллонит — *Мон*, гематит — *Гем*, арсенопирит — *Арс*, актинолит — *Акт*, лейкоксен — *Лк*, рутил — *Ру*, полевой шпат — *ПШ*, халькопирит — *Хал*.

ная сеть тонких (3—5 мм) кварцевых прожилков с молибденитом и пиритом. Она сложена кварцем и калишпатом, иногда с небольшой примесью серицита. В этой зоне полностью отсутствуют следы первичной структуры. Состав зоны: *Кв*, *КПШ*, *Сер*, *Пт*, *Цир*.

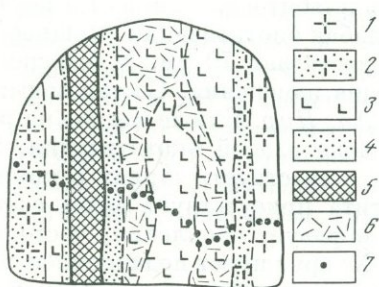
Таким образом, изменение боковых пород около кварц-молибденитовой жилы в данном разрезе характеризуется следующей зональностью: слабая хлоритизация и карбонатизация во внешней зоне, биотитизация в промежуточной, калишпатизация и окварцевание — во внутренней зоне.

Разрез 2. Шахта, гор. 5, рассечка, рудное тело 6 (фиг. 29). Разрез характеризует измененные породы около рудного тела 6 в забое рассечки. Геологическая ситуация здесь аналогична описанной в разрезе 1. Мощность



Фиг. 29. Схема зональности окolorудных пород кварц-молибденитовой жилы Шахтаминского месторождения (рудное тело 6)

1 — измененный гранодиорит; 2 — зона слабой карбонатизации и калишпатизации; 3 — кварц-калишпатовая порода; 4 — рудная жила; 5 — места взятия образцов



Фиг. 30. Схема зональности измененных пород около кварц-молибденитовой жилы Шахтаминского месторождения (жила 5)

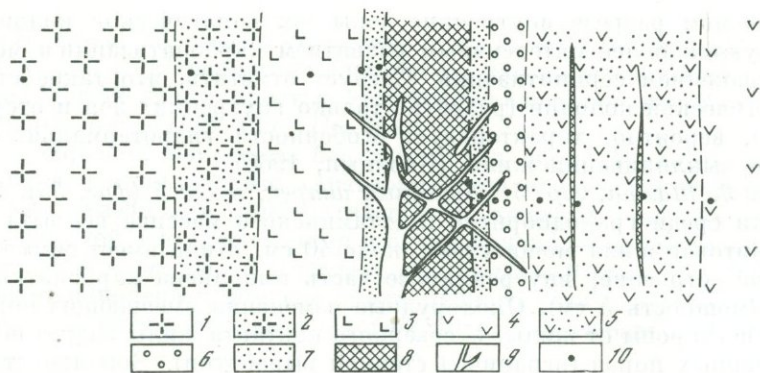
1 — гранодиорит; 2 — слабо измененный гранодиорит; 3 — зона биотитизации; 4 — зона слабой карбонатизации и калишпатизации; 5 — рудная жила; 6 — каолинизация (пострудная); 7 — места взятия образцов

жилы колеблется в пределах 20—40 см. Строение метасоматической колонки в целом сходно, хотя отмечаются свои особенности. Наиболее полно представлены внутренние зоны метасоматической колонки, в то время как внешние зоны практически отсутствуют или имеют незначительное развитие. Переход между неизменными гранодиоритами и интенсивно переработанными разностями достаточно четкий, резкий, отсутствуют промежуточные звенья колонки. В непосредственной близости от кварц-молибденитовой жилы порода представлена кварц-калишпатовым метасоматитом с небольшой примесью карбоната и серицита. Мощность зоны колеблется от 5 до 10 см. Состав зоны: *Кв*, *КПШ*, (*Кар*), (*Сер*), *Пт*. Следующая зона сложена кварцем, калиевым полевым шпатом, карбонатом с незначительной примесью хлорита. По сравнению с предыдущей зоной количество карбоната увеличивается. Мощность зоны достигает 30—40 см. Состав зоны: *Кв*, *КПШ*, *Кар*, (*Хл*), *Пт*. Далее следует практически неизменный гранодиорит, аналогичный описанному в разрезе 1.

Таким образом, в рассматриваемом разрезе окolorудно измененные породы представлены кварц-калишпатовыми метасоматитами, характеризующими в основном внутренние зоны метасоматической колонки. Наряду с кварцем и калиевым полевым шпатом в составе зоны постоянно присутствует карбонат. Содержание его закономерно возрастает по мере удаления от жилы, достигая максимального количества в тыловых частях калишпатизированной зоны. Общая мощность измененных пород не превышает 0,5 м. По сравнению с разрезом 1, отобранным по той же жиле 6,

в описываемом разрезе внутренние зоны метасоматической колонки характеризуются более интенсивным развитием карбонатизации и меньшим распространением серицитизации. Следует отметить, что такое строение метасоматической колонки (развитие только внутренних зон и отсутствие внешних), вероятно, характеризует особенности гидротермальных изменений на выклинивании жилы (Казизын, 1966).

Разрез 3. Шахта, гор. 5, восточный штрек, жила 5 (фиг. 30). В забое выработки среди гранодиоритов Шахтаминского массива вскрыта кварц-молибденитовая жила мощностью около 40 см. Жила имеет симметрично-полосчатое строение, внутренняя ее часть выполнена карбонатным прожилком (мощность 5 см). Околорудные изменения вмещающих пород изучены в обе стороны от жилы. У северного контакта жилы разрез не вышел из измененных пород (ограничен стенкой выработки). Зональность здесь выражена очень слабо и представлена практически двумя зонами: очень маломощной осветленной зонкой (2—3 см) кварц-калишпатовых метасоматитов с примесью карбоната и серицита в непосредственном контакте с жилой, которая далее от жилы постепенно сменяется зоной слабо измененного гранодиорита (слабая биотитизация), прослеживающегося до конца разреза. Эта смена происходит на расстоянии 0—10 см от жилы. У другого контакта установлен тот же характер зональности, но зоны выражены более четко и имеют большие мощности. Общая протяженность измененных пород у этого контакта достигает 1,5 м, что почти в три раза превышает мощность измененных пород на описанных ранее разрезах. Внутренняя зона, непосредственно примыкающая к жиле, имеет тот же состав, что и у северного контакта. Она сложена преимущественно кварцем и калиевым полевым шпатом, постоянно присутствуют карбонат и серицит, отмечается пирит. Подмечена следующая закономерность: в составе зоны от тыловых частей в сторону жилы увеличивается количество серицита и уменьшается — карбоната. Зона пронизана сетью кварц-молибденитовых прожилков различной мощности (от нескольких миллиметров до 3—5 см). Макроскопически порода имеет белесый с чуть зеленоватым оттенком цвет, первичная структура полностью утрачена. Мощность зоны калишпатизации равна 10—15 см, что также в несколько раз превышает мощность той же зоны у северного контакта жилы. Состав зоны: *Кв, КПШ, Сер, Кар, Пт*. Далее от жилы прослеживается зона слабой биотитизации. Она характеризуется слабым развитием мелкочешуйчатого биотита (отличается от первичного биотита меньшей железистостью), полным исчезновением роговой обманки (псевдоморфозы хлорит + карбонат), интенсивным замещением плагиоклаза агрегатом серицита и карбоната. «Раскисленный» плагиоклаз (с альбитовой каймой) частично замещается калиевым полевым шпатом. Главные минералы этой зоны — биотит, калиевый полевой шпат и кварц; подчиненное значение имеют серицит и карбонат; незначительное развитие имеет хлорит; аксессуарные минералы — апатит и циркон. Состав зоны: *Би, Аб, КПШ, Кв, Сер, Кар, (Хл), Пт*. Порода, как правило, сохраняет свой структурный рисунок (во внутренних частях зоны менее четко). Мощность промежуточной зоны достигает 1,2 м. Так же, как и предыдущая зона, она пропитана сетью тонких (1—3 мм) кварцевых прожилков с вкрапленностью молибденита и пирита. В пределах описываемой зоны отмечаются участки, подвергшиеся поздней (пострудной) каолинизации, что значительно усложняет изучение околорудных изменений. Изменению подвергаются в основном полевые шпаты, превращающиеся в белый мучнистый порошок, в то время как остальные минералы не изменены. Подобные зоны отмечались нами и на других участках Шахтаминского месторождения вне связи с рудным процессом. Установлено, что каолинизация обычно приурочена к участкам трещиноватости и зонам циркуляции современных вод; одинаково часто отмечаются случаи, когда каолинизация прослеживается вдоль рудных тел или сопровождает трещины, идущие параллельно им, а также вкрест простирания рудных жил. Внешняя зона



Фиг. 31. Схема зональности] около кварц-молибденитовой жилы Шахтаминского месторождения (рудное тело 16)

1 — гранодиорит; 2 — слабо измененный гранодиорит; 3 — зона биотитизации; 4 — лампрофир; 5 — слабо измененный лампрофир; 6 — зона интенсивной биотитизации; 7 — кварц-кальцишатовая порода; 8 — рудная жила; 9 — поздние карбонатные прожилки; 10 — места взятия проб

представлена слабо измененным гранодиоритом. Характер изменения устанавливается микроскопически (внешне гранодиорит не несет никаких следов изменения). Роговая обманка замещается хлоритом и карбонатом, реже развиваются мелкие иголки актинолита (?). Плаггиоклаз альбитизирован, в центральных частях зерен замещен серицитом. Биотит практически не изменен, отмечается лишь слабая хлоритизация. По сфену развивается рутил. Состав зоны: *PO, Би, КПШ, Кв, Сер, Хл, Кар, Ру, Ап, Цир*. Мощность зоны около 15 см. Далее по разрезу слабо измененный гранодиорит постепенно сменяется неизмененным.

Таким образом, в рассматриваемом разрезе схема зональности (метасоматическая колонка) выражена достаточно полно и ничем не отличается от вышеописанных. Некоторое различие отмечается во внутренних зонах колонки, где зона калишпатизации всегда сопровождается слабой карбонатизацией и серицитизацией.

Разрез 4. Шахта, гор. 4, западный штрек, рудное тело 16 (фиг. 31). В описываемом разрезе кварц-молибденитовая жила залегает на контакте гранодиоритов и дайки лампрофиров. Жила имеет мощность около 25 см, залегание близкое к вертикальному. Жила сетется сетью поздних карбонатных прожилков.

Из-за различия состава вмещающих пород колонки измененных пород будут рассмотрены раздельно. Изменение в контакте с гранодиоритом проявлено очень слабо. Лишь в непосредственном контакте с рудной жилой наблюдается узкая зона (мощностью 5—6 см) осветленной породы, состоящей из кварца, калиевого полевого шпата, небольшого количества карбоната и серицита. Структура первичной породы распознается с трудом (остаются слабые контуры псевдоморфоз). Состав зоны: *Кв, КПШ, Кар, Сер, Ап, Цир*. Далее следует зона слабо измененного гранодиорита. Переход осуществляется достаточно резко и четко. Макроскопически образцы из этой зоны не несут никаких следов изменения. Иногда отмечается слабое позеленение полевого шпата. Состав зоны: *Би, Аб, КПШ, Кв, Сер, Кар, Хл, Ап, Цир, Сф*. Плаггиоклаз замещается агрегатом серицита и карбоната; роговая обманка представлена псевдоморфозами хлорита и карбоната; биотит слабо хлоритизируется, иногда по нему развивается светлоокрашенный мелкочешуйчатый биотит. Без изменения остаются кварц, калиевый полевой шпат и аксессуарные минералы. Структура не изменена. Мощность зоны слабой карбонатизации и хлоритизации около 30 см. Описанный гранодиорит постепенно переходит в слабо измененный (*PO, Би, Пл, КПШ, Кв, Сер, Кар, Хл, Ап, Цир, Сф*). Хлорит и карбонат разви-

ваются по роговой обманке; серицит в ассоциации с карбонатом — по плагиоклазу. Остальные минералы не изменены. Мощность зоны слабого изменения равна 20—25 см. Общая мощность измененных пород составляет около 50—60 см.

Изменения в контакте кварц-молибденитовой жилы с дайкой лампрофира носят близкий характер. Неизменная порода — лампрофир — представлена темно-серой, плотной, афанитовой породой с редкими вкрапленниками плагиоклаза, биотита, роговой обманки и реже — кварца. Основная масса представлена теми же минералами. Структура основной массы панидиоморфнозернистая. Состав неизмененного лампрофира: *PO, Би, Пл, Кв, Ап, Сф, Цир*. Уже на расстоянии 0,6—0,7 м от жилы лампрофир слабо изменен, что выражается в замещении роговой обманки мелкочешуйчатым бурым биотитом, реже хлоритом или хлоритом в ассоциации с карбонатом. Изменению подвергаются как вкрапленники, так и основная масса. Плагиоклаз во вкрапленниках слабо сосюритизирован. Биотит не изменен. Состав этой зоны: *PO, Би, Пл, Кв, Хл, Кар, Ап, Сф, Цир*. В пределах этой зоны лампрофир пересекается тонкими (2—3 мм) кварц-молибденитовыми прожилками. Мощность зоны слабого изменения составляет около 50 см. Более интенсивному изменению подвергается лампрофир примерно на расстоянии 0,15—0,20 м от жилы. Роговая обманка во вкрапленниках и в основной массе почти нацело заместилась агрегатом мелкочешуйчатого биотита, в меньшей степени карбонатом и хлоритом; плагиоклаз во вкрапленниках альбитизирован и содержит мелкие чешуйки биотита; неизменным остается биотит. Основная масса состоит из агрегата мелких чешуек биотита, зерен несдвойникового альбита и калиевого полевого шпата, иногда хлоритизированной роговой обманки. Меняется структура основной массы. Состав зоны: *Би, Аб, Кв, Хл, Кар, Ап*. Мощность зоны интенсивной биотитизации равна 10 см. В непосредственном контакте с жилой вмещающая порода превращена в кварц-полевошпатовый метасоматит с участками (реликтами) биотитизированной породы и небольшим количеством карбоната. Состав зоны: *ПШ, Кв, Кар, Ап*. Макроскопически порода слабо осветлена и пронизана тонкой сетью (1—3 мм) кварцевых прожилков с пиритом. Мощность этой зоны около 5 см. Таким образом, в этом разрезе метасоматическая колонка представлена, по существу, тремя зонами: 1) слабой карбонатизации, хлоритизации и биотитизации; 2) интенсивной биотитизации; 3) кварц-полевошпатового метасоматита. Сходный тип калишпат-кварцевых метасоматитов при гидротермальном изменении спессартитов описан Г. А. Тананаевой (1968) для Давендинского молибденового месторождения.

Сопоставление колонок околорудно измененных пород, развитых в контакте кварц-молибденитовой жилы по породам различного исходного состава (лампрофиры, гранодиориты), выявило общие черты в характере и направленности метасоматического процесса. Некоторые различия намечаются во внешних и промежуточных зонах колонок и полное сходство во внутренних.

Таким образом, околорудный метасоматоз боковых пород, сопровождающий кварц-молибденитовые жилы Шахтаминского месторождения, представлен преимущественно кварц-калишпатовым изменением.

Сходный характер колонок для Шахтаминского месторождения приводят В. Д. Пампура и Г. С. Гормашева (1964) по жилам 5 и 6, а также Ю. В. Казицын (1966) по жиле 3, гор. 3.

Обобщенная схема метасоматической зональности, по Ю. В. Казицыну (1966), показана в табл. 38.

Как видим из таблицы, зона IV делится на три подзоны. В зависимости от пространственного расположения (в центре или на выклинивании) жилы меняется минеральный парагенезис зоны. Возле центральных частей жил, по данным Ю. В. Казицына, проявлены все три подзоны, на выклинивании подзона окварцевания и серицитизации выпадает и непо-

Таблица 38

Обобщенная схема метасоматической зональности около кварц-молибденитовых жил Шахтамы

Номера зон и их наименование							
0. Неизменная порода	I. Слабой карбонатизации	II. Биотитизации	III. Флогопитизации калишпатизации	IV			Кварцевая жила
				а	б	в	
				преобладающей			
				калишпатизации	серицитизации	окварцевания	
Плагиоклаз микроклин	Альбит Микроклин	Альбит Калиевый полевой шпат	Калиевый полевой шпат	Адуляр	Серицит		
Роговая обманка Биотит	Актинолит Лепидомелан	(Лепидомелан) Флогопит	Флогопит	(Серицит)			
Кварц Сфен Магнетит	Кварц Сфен Магнетит Карбонат	Кварц Рутил Гематит	Кварц Рутил Гематит	Кварц Рутил Гематит	Кварц Рутил Пирит	Кварц Рутил Пирит	Кварц

средственно с жилой находится калишпатовая зона. Та же закономерность подмечена С. Г. Петровской (1974).

Сопоставление колонок околорудного метасоматоза кварц-молибденитовых жил по породам различного исходного состава показало общие черты в характере и направленности метасоматического процесса. На исключительную выдержанность в характере преобразования и строении метасоматической колонки даже при существенных различиях состава первичных пород указывал Ю. В. Казидын (1972) при рассмотрении многочисленных примеров метасоматической зональности околорудных пород молибденитовых месторождений Забайкалья.

Кварц-калишпатовый тип околорудных метасоматитов отмечается многочисленными исследователями для молибденовых месторождений Восточного Забайкалья и других регионов (Покалов, 1972).

Месторождение Голготайское

Рудные тела месторождения характеризуются сложной морфологией и представлены золотосодержащими кварцевыми, кварц-турмалиновыми и турмалин-кварц-сульфидными жилами. Указанные типы обычно обособлены друг от друга, но иногда наблюдается их совмещение в одном рудном теле (Шураев, Адельсон, 1967).

Вещающими для руд являются как верхнеюрские диориты (микродиориты), так и гранитоиды (граниты, гранодиориты) среднекарбонового возраста.

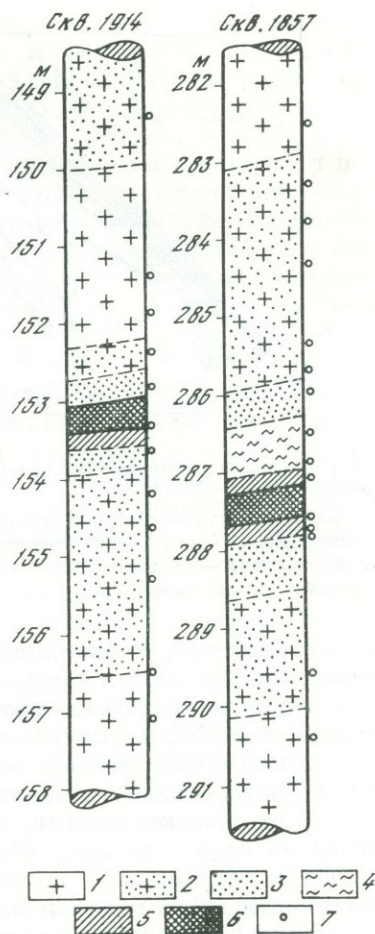
Данные об изменениях боковых пород на месторождении в литературе отсутствуют. Сведения общего характера на эту тему имеются лишь в одной работе (Гуляков, 1967).

Околорудно измененные породы изучались нами как в горных выработках, так и в скважинах. По скважинам описано два разреза на глубине 150 м и 300 м, рудные тела которых залегают в гранитоидах. В шахте доступен для наблюдения гор. 150 м, где отобрано три разреза, характеризующие околорудные изменения в диоритах.

Ниже приводится описание частных разрезов по измененным породам около золоторудных жил Голготайского месторождения.

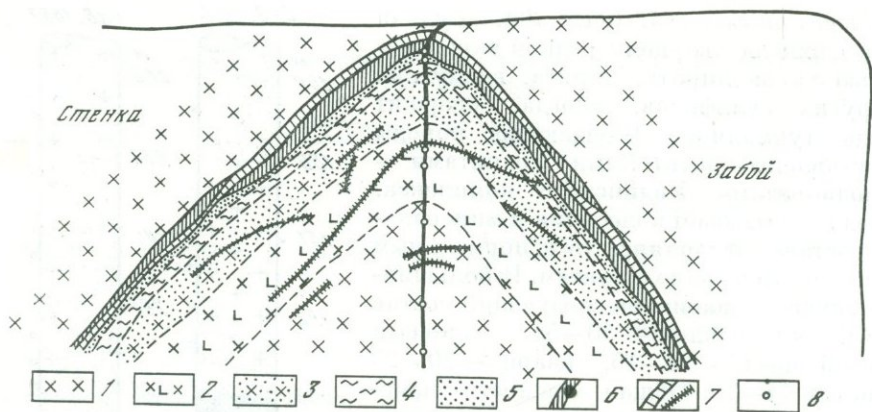
Разрез по скв. 1857 (фиг. 32). Рудная жила сложена кварцем с редкой вкрапленностью халькопирита, пирита, висмутина и других сульфидов, иногда содержит гнезда турмалина. Вмещающие породы представлены биотитовыми гранитами — гранодиоритами Удинского комплекса. Порода испытывает колебания в минеральном составе, отклоняясь то к нормальным гранитам, то к гранодиоритам. В большинстве случаев она имеет следующий состав (в %): плагиоклаз — 50—55, калиевый полевой шпат — 10—15, кварц — 20—25 и биотит 14—15. Общая мощность измененных пород по разрезу составляет 2,5—4 м. На расстоянии 1,5 м от жилы гранодиорит слабо изменен: биотит частично замещается хлоритом, плагиоклаз слабо серицитизирован, калиевый полевой шпат не несет никаких следов изменения. Ближе к жиле, уже на расстоянии 0,9 м от нее биотит полностью хлоритизируется, а плагиоклаз более интенсивно серицитизируется (иногда с небольшой примесью карбоната). Заметно увеличивается количество кварца. Макроскопически это выражается в некотором осветлении породы. Первичная структура полностью сохраняется. Измененная порода имеет следующий состав: *Аб*, *КПШ*, *Кв*, *Хл*, *Сер*. В интервале 0,9—0,2 м от жилы прослеживается зона осветленного гранодиорита — мелкозернистая аплитовидного облика порода с редкой вкрапленностью халькопирита. Мощность этой зоны составляет около 0,5—0,7 м. По сравнению с предыдущей зоной полностью исчезает хлорит (или сохраняется в реликтах), увеличивается количество кварца и калиевого полевого шпата. Последний частично замещает серицитизированный плагиоклаз. Состав зоны: *Аб*, *КПШ*, *Кв*, *Сер*. В непосредственном контакте с жилой наблюдается зона (мощность около 20 см) прожилкового окварцевания, сложенная светло-серым полевым шпатом и кварцем. Состав зоны прожилкового окварцевания: а) *КПШ*, *Кв*, *Сер*; б) *КПШ*, *Кв*. В интервале 285,35—285,95 м и 289,2 м в слабо измененном гранодиорите, представляющем внешние зоны измененных пород, отмечаются редкие гнезда и прожилки кварц-турмалинового состава.

Разрез по скв. 1914 (фиг. 32). Из-за неудовлетворительного состояния керна скважины данный разрез дает лишь общее представление о метасоматической зональности околорудно измененных пород. Рудный интервал подсечен на глубине 153 м. Характер рудной минерализации и состав вмещающих пород аналогичен описанному по скв. 1857. Являясь в целом сходным с вышеописанным характером изменения, в данном разрезе выпадает целый ряд зон, характеризующих в основном внутренние части колонки, что, по-видимому, связано с нарушением целостности керна. Несмотря на это, общая направленность и характер процесса преобразования



Фиг. 32. Схематические разрезы околорудных измененных пород Голготайского месторождения

1 — гранодиорит; 2 — слабоизмененный гранодиорит; 3 — зона слабой хлоритизации и серицитизации; 4 — зона калишпатизации и окварцевания; 5 — кварц-каллишпатовая порода с прожилковым окварцеванием; 6 — рудная жила; 7 — места взятия образцов



Фиг. 33. Схема зональности околорудно измененных пород Голготайского месторождения (жила Безымянная I)

1 — микродиорит; 2 — слабо измененный микродиорит; 3 — зона интенсивной хлоритизации и карбонатизации; 4 — зона слабой серицитизации и турмалинизации; 5 — кварц-турмалиновая порода с сульфидами; 6 — рудная жила; 7 — прожилки позднего карбоната и халцедоновидного кварца; 8 — места взятия образцов

достаточно четко устанавливаются. Как и в предыдущем случае, внешние зоны колонки характеризуются слабым изменением как состава, так и структуры вмещающего гранодиорита, выразившемся в хлоритизации биотита и слабой серицитизации плагиоклаза. Во внутренних частях колонки, в непосредственной близости от рудной жилы, наблюдается интенсивное окварцевание и калишпатизация. Плагиоклаз нацело замещается калиевым полевым шпатом, имеет место прожилковое окварцевание. Измененная порода сложена кварцем и калиевым полевым шпатом.

Таким образом, описанный для Голготайского месторождения характер метасоматической колонки в гранодиоритах может быть отнесен к кварц-калишпатовому типу околорудных метасоматитов.

Разрез 1. Шахта, гор. 150 м, ж. Безымянная I (фиг. 33). Рудная жила представляет собой прокварцованную породу с грездами и вкрапленностью сульфидов (халькопирита, арсенопирита, пирита) и турмалина. Жила имеет невыдержанную мощность, которая колеблется от нескольких сантиметров до 6—8 см. Рудная зона осложнена сетью поздних карбонатных прожилков с халцедоновидным кварцем. Вмещающими породами являются мелкозернистые массивные микродиориты юрского возраста. Диориты макроскопически очень слабо изменены. Примерно на расстоянии 0,45 м от жилы отмечается очень слабое осветление и редкая вкрапленность сульфидов. Зона такого слабо осветленного микродиорита прослеживается приблизительно на 25 см. Далее на расстоянии 20—25 см от жилы осветление становится более заметным, порода приобретает зеленоватый оттенок и содержит тонкую вкрапленность и прожилки арсенопирита и халькопирита. Мощность этой зоны около 20 см. И, наконец, в непосредственном контакте с рудной жилой вмещающая порода сильно осветлена и прокварцована, содержание сульфидов резко возрастает, отмечается вкрапленность и прожилки турмалина. Описанная порода имеет постепенные переходы с рудной жилой. Общая мощность измененных пород составляет 40—45 см.

Околорудные изменения были изучены только у лежачего бока. У всячего бока контакт осложнен наложением поздней минеральной ассоциации (карбонат, халцедоновидный кварц). Неизменная порода прослеживается на расстоянии 45—50 см от рудной жилы. Она представлена биотит-роговообманковым микродиоритом, состоящим из роговой обманки и биотита (40—45%), плагиоклаза (45—50%), небольшого количества

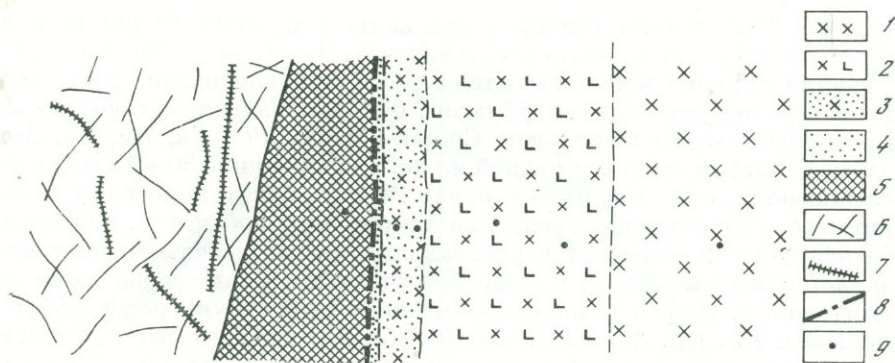
кварца (4—9%), иногда редких зерен калиевого полевого шпата и акцессорных минералов — магнетита и апатита. Даже в неизмененных расстояниях вдали от рудных жил отмечается слабая актинолитизация роговой обманки и образование мелкочешуйчатого биотита, плагиоклаз обычно свежий или слабо сосюртитизирован. Состав породы: *Ро, Би, Пл, Кв, Акт, Ап, Мт*. С приближением к рудной жиле, на расстоянии 30—45 см от нее, прослеживается зона (мощностью около 20 см) слабого изменения микродиорита: роговая обманка замещается хлоритом и карбонатом, плагиоклаз альбитизируется и содержит в центральных частях зерен карбонат, биотит остается без изменения. Иногда присутствуют редкие зерна калиевого полевого шпата. Порода полностью сохраняет свой структурный рисунок. Состав зоны: *Ро, Би, Акт, Пл, (КПШ), Кв, Хл, Кар, Ап, Мт*. Интенсивное изменение микродиорита начинается лишь в 25 см от жилы. Зона характеризуется интенсивной хлоритизацией и карбонатизацией. Роговая обманка представлена псевдоморфозами хлорита в ассоциации с карбонатом, биотит замещается хлоритом, иногда серицитом, появляются редкие зерна турмалина. Количество кварца остается прежним. Структура первичной породы нечеткая, затупевана вторичными процессами. Состав зоны: *Би, Аб, Кв, Хл, Кар, Сер, Ап, Ту*. Мощность зоны хлоритизации и карбонатизации 15 см. В 5—7 см от рудного тела прослеживается зона карбонатизации, слабой серицитизации и турмалинизации. По сравнению с предыдущей зоной увеличивается количество кварца, серицита (развивается по хлориту), турмалина, появляются крупные скопления новообразованного карбоната и сульфидов. Из первичных минералов остается только апатит. Первичная структура полностью утрачена. Мощность зоны около нескольких сантиметров (2—3 см). Состав зоны: *Кв, Сер, Кар, (Хл), Ап, Ту*. Во внутренней зоне в экзоконтакте лежащего бока жилы наблюдается маломощная зонка (1—2 см) турмалинизированной и окварцованной породы с большим количеством сульфидов. В тыльной ее части наряду с турмалином и кварцем отмечается серицит. Состав зоны: *Кв, Ту, (Сер), Ап, Арс, Хал*.

Таким образом, для данного разреза устанавливается следующий тип зональности. 0. Неизменная порода (микродиорит). 1. Зона хлоритизации и карбонатизации (внешняя зона). 2. Зона слабой серицитизации и турмалинизации (промежуточная зона). 3. Зона турмалинизации и окварцевания (внутренняя зона).

Разрез 2. Шахта, гор. 150 м, штрек по ж. 29 (фиг. 34). На примере этого разреза изучены околорудные изменения кварц-золоторудной жилы с низким содержанием сульфидов. Эта ассоциация считается несколько более ранней по отношению к золото-сульфидной, описанной в разрезе 1.

Кварцевая жила имеет мощность 20—30 см, падение почти вертикальное. Она состоит из серого кварца с гнездами и прожилками турмалина, с небольшим количеством сульфидов (арсенопирита, пирита, халькопирита).

Вмещающие породы — мелкозернистые темно-серые микродиориты (J_3). Один из контактов тектонический, с глиной трения, другой представляет зону дробления с обломками кварца и прожилками позднего карбоната. Мощность зоны измененных пород не превышает 0,4—0,5 м, причем на долю внешней зоны, представленной слабо измененными породами, приходится более 2/3. И лишь узкая зонка вмещающих пород (10 см), непосредственно примыкающая к рудной жиле, интенсивно изменена. В непосредственном контакте с кварцевой жилой залегает кварц-турмалиновая порода мощностью не более 1—2 см. К ней примыкает зона хлоритизированного и карбонатизированного микродиорита. Роговая обманка представлена псевдоморфозами хлорита и карбоната, по биотиту развивается хлорит, плагиоклаз интенсивно замещается карбонатом с образованием альбитовой каймы. Редкие зерна калиевого полевого шпата остаются не-



Фиг. 34. Схема зональности околорудно измененных пород Голготайского месторождения (жила 29)

1 — микродиорит; 2 — слабо измененный микродиорит; 3 — зона слабой хлоритизации и карбонатизации; 4 — кварц-турмалиновая порода с вкрапленностью сульфидов; 5 — рудная жила; 6 — зона дробления с обломками кварца и прожилками позднего карбоната; 7 — поздние карбонатные прожилки; 8 — тектоническая зона дробления; 9 — места взятия образцов

измененными. Присутствуют единичные кристаллы турмалина. Мощность этой зоны составляет 5—7 см. Далее прослеживается зона слабо измененного микродиорита (слабая хлоритизация и карбонатизация), мощность ее равна 35—40 см.

Таким образом, в рассматриваемом разрезе выделяется две зоны: 1) хлоритизации и карбонатизации, 2) турмалинизации и окварцевания. Несмотря на некоторые различия минерального состава рудных жил, описанных в разрезах 1 и 2, характер их околорудных изменений сходен. По сравнению с колонкой, охарактеризованной в разрезе 1, во втором случае выпадает целый ряд промежуточных зон. Переход от внешних зон к внутренним достаточно резкий. Слабая серицитизация, которая имела место около золото-сульфидной жилы в предыдущем разрезе, совершенно отсутствует в случае кварц-золоторудной ассоциации.

Разрез 3. Шахта, гор. 150 м, ж. Безымянная II (фиг. 35). Данный разрез характеризует изменения вмещающих микродиоритов около кварц-золото-сульфидной жилы. Геологическая ситуация сходна с геологической ситуацией разреза 1. Рудная жила представлена плотной массивной прокварцованной породой с тонкой вкрапленностью сульфидов (пирит, арсенопирит, халькопирит) и турмалином. Зональность изучена у лежачего бока жилы, висячий бок контактирует с поздним карбонатным прожилком. Уже в 0,4 м от рудного тела микродиорит слабо изменен (слабая карбонатизация). Состав породы: *PO, Би, Пл, КПШ, Кв, Акт, Кар, Ан, Мт*. Далее на расстоянии 0,25 см от рудной жилы следует зона хлоритизации и карбонатизации. Появляются единичные зерна турмалина; во внутренней части зоны увеличивается количество турмалина и проявляется слабая серицитизация; мощность зоны около 20—22 см. Состав зоны: *Би, Аб, КПШ, Кв, Хл, Кар, (Сер), Ан, Ту*. В непосредственном контакте с жилой — зона (мощностью 2—2,5 см) кварц-турмалиновой породы с тонкой вкрапленностью арсенопирита, которая постепенно переходит в рудную жилу. Состав зоны: *Кв, Ту, Арс*. Зональность характеризуется проявлением хлоритизации и карбонатизации во внешней зоне, слабой серицитизации и турмалинизации в промежуточной; турмалинизации и окварцевания — во внутренней зоне.

Подводя итог описанию околорудно измененных пород Голготайского месторождения, следует отметить следующее. На месторождении четко выделяется два типа измененных пород. Околорудные метасоматиты по гранитам — гранодиоритам, сопровождающие кварц-золоторудные жи-

Идеализированная схема метасоматической колонки Ключевского типа

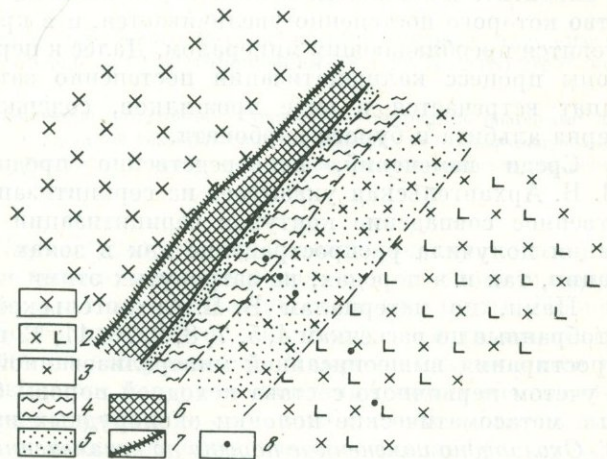
Номера зон и их наименование					
0. Неизменная порода	I. Карбонатизация, гидратация	II. Ортоклазизация	III. Серицитизация	IV. Альбитизация, турмалинизация	V. Турмалинизация, окварцевание
Роговая обманка	—				
Биотит	Биотит				
Плагиоклаз	Плагиоклаз	Альбит	Альбит (Ортоклаз)	Альбит	—
Ортоклаз	Ортоклаз	Ортоклаз	Ортоклаз	—	
Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц	Кварц
Сфен	Лейкоксен	Лейкоксен	Рутил	Рутил	Турмалин
Магнетит	Гематит Карбонат Хлорит	Пирит Гидрослюда	Пирит Серицит	Пирит (Турмалин)	Пирит Рутил

лы, относятся к кварц-калишпатовому типу изменения. Внешние зоны этой колонки характеризуются слабой хлоритизацией и серицитизацией; по мере приближения к рудной жиле — нарастает окварцевание и калишпатизация. По диоритам развит кварц-турмалиновый тип замещения при преобладании карбонатизации (наряду с хлоритизацией) во внешних зонах.

Для золоторудных месторождений первый тип изменения является менее распространенным и слабо освещен в литературе (Шер, 1974). Подобный характер околорудного замещения описан для кварц-золоторудных месторождений Средней Азии (Шер, Юдин, 1971).

Фиг. 35. Схема зональности околорудно измененных пород Голготайского месторождения (жила Безымянная II)

1 — микродиорит; 2 — слабо измененный микродиорит; 3 — зона хлоритизации и карбонатизации; 4 — зона слабой серицитизации и турмалинизации; 5 — кварц-турмалиновая порода; 6 — рудная жила; 7 — поздние карбонатные прожилки; 8 — места взятия образцов



Второй тип околорудных метасоматитов, проявившийся на Голготайском месторождении по диоритам, обнаруживает черты сходства с описанным Ю. В. Казизыным (1966, 1972) Ключевским месторождением. Для этого месторождения им приводится следующая метасоматическая колонка (табл. 39).

На Голготайском месторождении в турмалиновом типе замещения зоны ортоклазизации и альбитизации отсутствуют.

Каменское месторождение

Каменское месторождение представляет пример проявления свинцово-цинковой минерализации в гранитоидах. Вопросы гидротермальных изменений пород Каменского месторождения освещены в работе В. В. Архангельской (1959).

Ввиду того, что месторождение законсервировано, нам не удалось отобрать детальных разрезов по околорудным породам. Мы могли отобрать образцы по гидротермально измененным породам лишь с поверхности, а также воспользоваться обширными материалами, любезно предоставленными в наше распоряжение В. В. Архангельской.

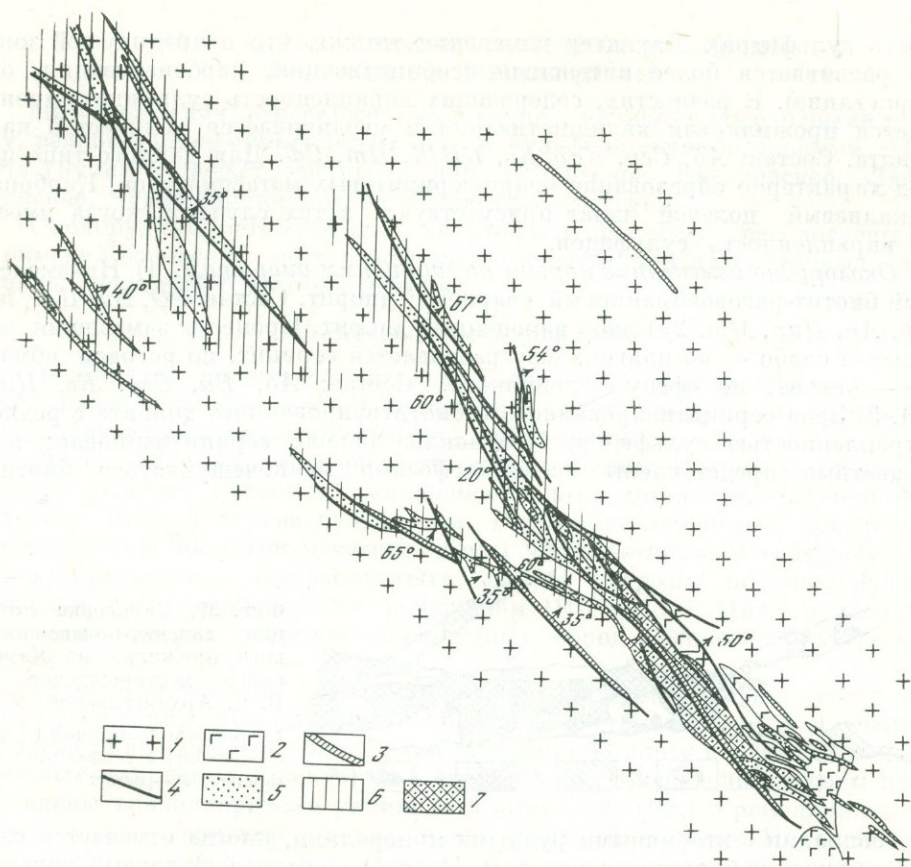
Отличительной особенностью Каменского месторождения, по В. В. Архангельской, является широкое проявление дорудных изменений, главнейшими из которых являются процессы широкой площадной альбитизации и более локальной грейзенизации, развитых во вмещающих рогово-обманковых и биотит-роговообманковых гранитах. Граниты содержат крупные ксенолиты метаморфизованных пород, имеющих состав кварцевых диоритов (гибридные кварцевые диориты). Зона гидротермального изменения имеет сложное строение. Средняя мощность ее 35—40 м, максимум 75 м. По простиранию зона прослежена почти на 2 км (фиг. 36). Оруденение (прожилки и вкрапленность пирита, галенита, сфалерита и других сульфидов) концентрируется главным образом в пределах зоны гидротермального изменения гранитов и кварцевых диоритов, но иногда накладывается на разности, совершенно не затронутые дорудными процессами.

Отмечается зональное строение минерализованной зоны и ее апофиз. Центральная часть представлена альбитизированными породами и альбититами, периферические — сложены преимущественно нерешетчатым калиевым полевым шпатом. По мере удаления от центральной части в альбитите появляются мелкие зерна калиевого полевого шпата, количество которого постепенно увеличивается, и в краевых частях зоны он становится преобладающим минералом. Далее к периферии минерализованной зоны процесс калишпатизации постепенно затухает, калиевый полевой шпат встречается в виде прожилков, содержащих кроме того мелкие зерна альбита и бурого карбоната.

Среди изменений, непосредственно предшествующих оруденению, В. В. Архангельская указывает на серицитизацию. Отмечается пространственное совпадение контуров серицитизации и оруденения. Серицитизация получила распространение как в зонах альбитизации и грейзенизации, так и в породах, не затронутых этими процессами.

Нами, по материалам В. В. Архангельской, были изучены шлифы, отобранные по рассечкам 4, 5, 7, 8, 9, 10, 11, 12 шахты 3 (гор. 852 м) вкост простирания вышеописанной минерализованной зоны. По этим разрезам с учетом первичного состава исходной породы были составлены обобщенные метасоматические колонки околорудных измененных пород.

Околорудно измененные породы по неизменным или слабо альбитизированным гранитам. 1) Неизменный биотитовый крупнозернистый гранит. Состав: *Би, Пл, Мик, Кв, Ап, Цир*. Отмечается слабая серицитизация плагиоклаза и хлоритизация биотита. Микроклин не изменен. 2) Зона слабо измененного гранита. Плагиоклаз более интенсивно серицитизирован (иногда с примесью карбоната), биотит замещен хлоритом в ассоциации с карбонатом. По хлориту в некоторых случаях развивается мусковит. Микроклин не испытывает никаких изменений. Структура гранита сохраняется. Состав: *Би, Аб, Мик, Кв, Сер, Хл, Кар, Ап, Цир*. 3) Зона интенсивно измененного гранита. По сравнению с предыдущей зоной отсутствует биотит; он представлен псевдоморфозами мусковита + карбонат, заместившими ассоциацию хлорит + карбонат ($Би \rightarrow Хл + Кар \rightarrow Му + Кар$); микроклин сохраняется неизменным. Состав: *Аб,*



Фиг. 36. Схема расположения тектонических нарушений и зон гидротермального изменения вмещающих пород Каменского месторождения (по В. В. Архангельской, 1959).

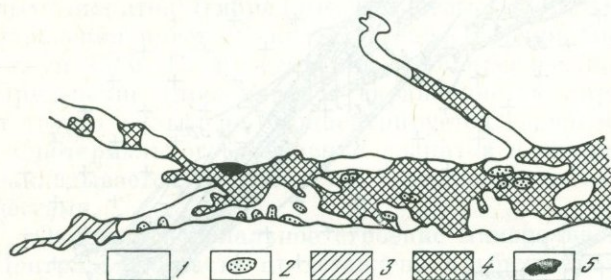
1 — роговообманковые и роговообманково-биотитовые граниты; 2 — гибридные кварцевые дисриты; 3 — дайки лампрофиров; 4 — дорудные тектонические нарушения; 5 — альбитизированные породы; 6 — грейзенизированные породы; 7 — альбитизированные серицитизированные породы с вкрапленностью сульфидов

Мик, Кв, Сер, Кар, Ап, Цир. Структура первичной породы становится менее четкой. 4) Следующая зона представляет также интенсивно измененный гранит, но структура его сохраняет лишь слабые реликты. Процесс замещения развивается более интенсивно. Плагноклаз почти полностью серицитизирован (сохраняются его реликты). Микроклин замещается серицитом и кварцем. Появляются крупные скопления новообразованного карбоната и единичные зерна несдвойникового свежего калиевого полевого шпата. Карбонат и калишпат приурочены к скоплениям сульфидов. Состав зоны: *Аб_{рел}, Мик, Сер, Кар, Кв, КПШ, Пт.* 5) Кварц-карбонат-серицитовая порода с реликтами альбита и микроклина. Отмечаются калишпатовые прожилки, секущие серицитовый агрегат. Состав: *Кв, Сер, Кар, КПШ, Пт.*

Околорудно измененные породы по альбититам. 1) Неизменный альбитит — как правило мономинеральная полевошпатовая порода, состоящая из шахматного альбита, редких зерен калиевого полевого шпата, иногда в небольшом количестве присутствует кварц. 2) Слабо измененный альбитит. Шахматный альбит слабо серицитизирован, присутствуют крупные скопления новообразованного карбоната. Более интенсивно эти процессы развиваются в катаклазированных разностях. Состав: *Аб, Сер, Кар, Кв, Пт.* 3) Интенсивно измененный альбитит (обычно содержит вкраплен-

ность сульфидов). Характер изменения тот же, что в предыдущей зоне, но развивается более интенсивно (серицитизация, карбонатизация, окварцевание). В разностях, содержащих вкрапленность сульфидов, проявляется прожилковая калишпатизация и увеличивается количество карбоната. Состав: *Аб, Сер, Кар, Кв, КПШ, Пт, Сф*. Для данного типа пород характерно образование кварц-серицитовых метасоматитов. Карбонат и калиевый полевой шпат присутствуют в тех случаях, когда имеется вкрапленность сульфидов.

Околорудно измененные породы по гибридным диоритам. 1) Неизменный биотит-роговообманковый кварцевый диорит. Состав: *Ро, Би, Пл, Кв, Сф, Ап, Цир, Мт*. 2) Слабо измененный диорит. Процессы замещения выражены слабо — по плагиоклазу развивается серицит, по роговой обманке — биотит, по сфену — лейкоксен. Состав: *Аб, Би, Сер, Кв, Цир, Ап*. 3) Зона серицитизированного и биотитизированного диорита с редкой вкрапленностью сульфидов. Плагиоклаз нацело серицитизирован; темнокветные представлены псевдоморфозами мелкочешуйчатого биотита



Фиг. 37. Зарисовка строения галенит-полевощпатового прожилка из Каменского месторождения (по В. В. Архангельской, 1955)

1 — калиевый полевой шпат; 2 — альбит; 3 — сфалерит; 4 — галенит; 5 — пирит

в ассоциации с вторичными рудными минералами, иногда отмечается слабое замещение биотита мусковитом. Новообразованный калиевый полевой шпат в ассоциации с карбонатом и сульфидами образует прожилки, секущие серицитизированную породу. Состав: *Би, Сер, Кв, Кар, КПШ*, сульфиды. 4) Интенсивно серицитизированная и карбонатизированная порода с обильной вкрапленностью сульфидов. Состав: *Сер, Кар, Кв, КПШ*, сульфиды. Калиевый полевой шпат слагает участки и прожилки с карбонатом, секущие серицитизированную породу. Изменения в диоритах характеризуются широким проявлением процесса серицитизации и карбонатизации при слабом развитии окварцевания.

Заканчивая описание измененных пород Каменского месторождения, следует подчеркнуть, что несмотря на различия в исходном составе пород, околорудные метасоматиты обнаруживают большое сходство. Различия их заключаются в количественных соотношениях одних и тех же минералов. Так, измененные породы по гранитам и альбититам отличаются от измененных пород, развитых по диоритам, более интенсивным проявлением окварцевания и меньшим количеством карбоната. В целом для месторождения околорудный процесс характеризуется широким развитием на ранних стадиях (непосредственно предшествующих оруденению), серицитизации и окварцевания, на поздних, по-видимому, одновременных (или близких) с отложением сульфидов, карбоната (сидерита) и калиевого полевого шпата (фиг. 37). Образование на поздних стадиях околорудного процесса калишпатизированных пород объясняется, вероятно, особенностями проявления дорудной площадной альбитизации, что привело к значительному выносу калия из вмещающих пород и его позднему переотложению в прожилках.

ОКОЛОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕРЕХОДНОЙ ГРУППЫ (II—III)

Месторождения, относимые к этой группе, являются переходными между редкометалльно-сульфидными (II) и сульфидно-сульфосольными (III). Эта группа включает месторождения: Сосновское, Казаковское, Любавинское, Черно-зипунихинское и некоторые другие.

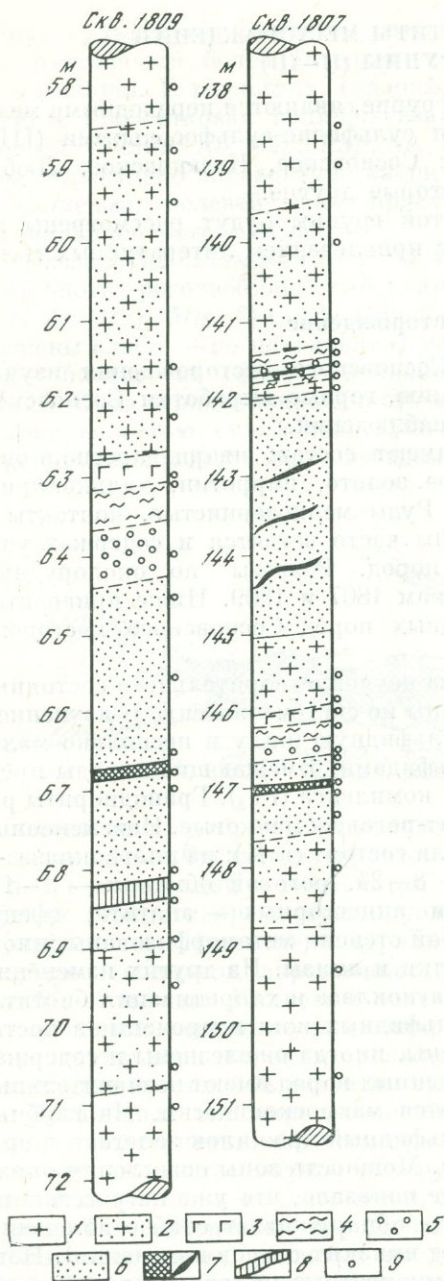
Околорудные метасоматиты для этой группы будут рассмотрены на примере Сосновского месторождения с привлечением литературных материалов по другим месторождениям.

Сосновское месторождение

Околорудно измененные породы Сосновского месторождения изучались нами по скважинам. К сожалению, горные выработки Сосновской шахты оказались недоступными для наблюдений.

Рудные тела на месторождении имеют состав: кварц, арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, самородное золото, пирротин, халькопирит, блеклые руды и другие сульфосоли. Руды мелкозернистые, контакты с вмещающими породами нечеткие, жилы часто ветвятся и содержат участки интенсивно переработанных пород. Разрезы по околорудным породам были отобраны по скважинам 1807 и 1809. Ниже приводится описание частных разрезов околорудных пород Сосновского месторождения.

Разрез 2 по скв. 1807 (фиг. 38). Из-за неудовлетворительного состояния зерна скважины образцы были отобраны не систематически. В изученном разрезе скважина подсекает кварц-сульфидную жилу и несколько маломощных кварцевых прожилков с сульфидами. Вмещающие породы представлены гранодиоритами ундинского комплекса (Pz₃). Гранодиориты розовые и серые, среднезернистые, биотит-роговообманковые. Неизмененные разности их вдали от рудного интервала состоят (в %): из плагиоклаза — 35—45, калиевого полевого шпата — 8—24, роговой обманки — 9—17, биотита — 6—12, кварца — 22—30 и акцессорных — апатита, сфена, циркона (~1%). Гранодиориты в слабой степени метаморфизованы, иногда содержат кварц-эпидотовые прожилки и линзы. Из других изменений отмечаются слабая сосюритизация плагиоклаза и хлоритизация биотита. Вмещающие породы около кварц-сульфидных жил и прожилков достаточно интенсивно изменены — осветлены, иногда ожелезнены и содержат вкрапленность сульфидов. Зоны осветленных пород имеют незначительные мощности, но всегда четко фиксируются макроскопически. На глубине 142 м маломощный (до 1 см) кварц-сульфидный прожилок залегает в ореоле осветленной ожелезненной породы. Мощность зоны осветления около 15—20 см. Микроскопическое изучение показало, что уже на расстоянии 1,5 м от прожилка вмещающая порода обнаруживает слабое изменение (макроскопически гранодиорит не несет никаких следов изменения). Наибольшему изменению подвергаются темноцветные минералы: роговая обманка почти нацело замещается агрегатом хлорита и карбоната, биотит — хлоритизируется. Плагиоклаз слабо серицитизирован и карбонатизирован. Калиевый полевой шпат остается неизмененным. Структура первичной породы сохраняется. Такой характер изменения прослеживается на расстоянии от 1,5 до 0,35 м от прожилка. Состав породы: *Ро, Би, Пл, КПШ, Кв, Хл, Сер, Кар, Цир, Ап*. Далее, примерно на расстоянии 0,2 м от него гранодиорит слабо осветлен и ожелезнен, темноцветные минералы сохраняются, но приобретают зеленоватый оттенок. Характер изменения тот же, что и в предыдущей зоне, но протекает более интенсивно. Роговая обманка и биотит представляют собой псевдоморфозы хлорита (или крупночешуйчатого серицита) и карбоната; плагиоклаз серицитизирован и карбонатизирован; содержание кварца увеличивается и лишь калиевый полевой шпат остается неизмененным. Состав породы: *Аб, КПШ, Сер, Кар, Хл, Кв, Ап*,



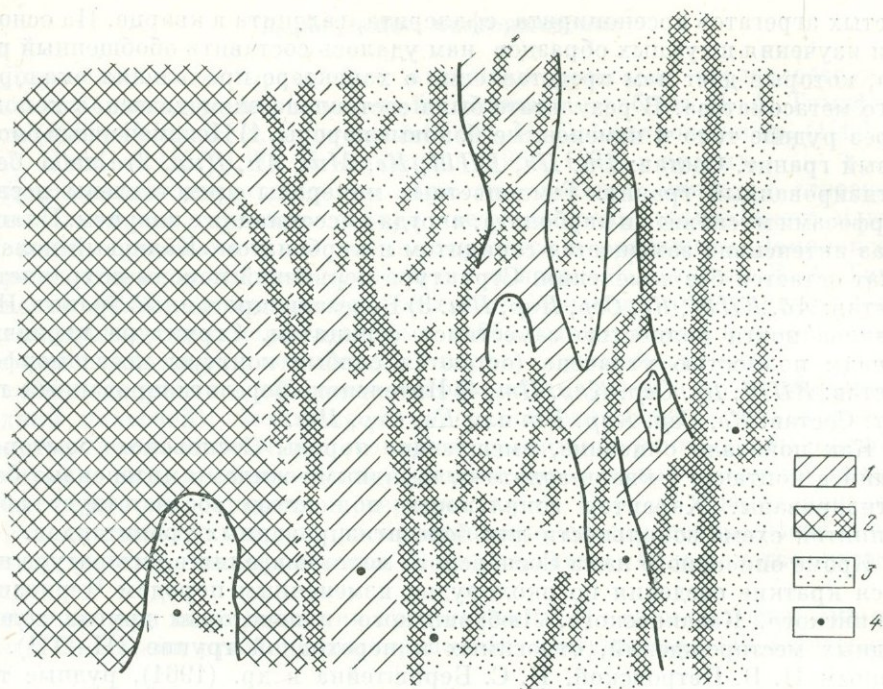
Фиг. 38. Схематические разрезы по окколорудным породам Сосновского месторождения

1 — гранит; 2 — слабо измененный гранит; 3 — слабо березитизированный гранит; 4 — березитизированный гранит; 5 — интенсивно березитизированный гранит; 6 — березит (кварц, серицит, пирит); 7 — рудные жилы; 8 — кварцевая жила поздней ассоциации; 9 — места взятия образцов

ответствует описанному в литературе процессу березитизации. Необходимо отметить, что в данном разрезе березитизация, по-видимому, накладывается на предварительно пропилитизированные породы. Это сле-

Дир. В непосредственном контакте с прожилком вмещающий гранодиорит интенсивно осветлен, ожелезнен, содержит вкрапленность пирита, темноклетчатые минералы полностью исчезают. Порода состоит из альбита, калиевого полевого шпата, серицита, карбоната, кварца и пирита. Плагноклаз почти полностью замещается серицитом и карбонатом (остаются реликты); биотит сохраняет слабые контуры псевдоморфоз крупночешуйчатого серицита и карбоната; калиевый полевой шпат содержит тонкие прожилки кварц-серицитового и карбонатного состава. Структура первичной породы неотчетлива. Состав породы: *Сер, Кар, Кв, Аб_{рел}, КПШ, Пт, Ан, Цир*. В интервале 142—145 м прослеживается зона интенсивно измененной, осветленной, ожелезненной породы, насыщенной сетью маломощных кварцевых прожилков. Зона прослеживается на 3 м и далее переходит в менее измененный гранодиорит. На глубине 147 м подсечена основная рудная жила. Характер изменения аналогичен вышеописанному, но внутренние зоны представлены здесь более полно. Зона максимального изменения отчетливо выделяется макроскопически и отличается от предыдущих зон интенсивным осветлением породы и полным отсутствием первичных минералов и реликтов первичной структуры. В этой зоне наблюдается полное замещение альбита серицитом и кварцем. Порода имеет следующий состав: *Сер, Кар, Кв, Пт*. В непосредственном контакте с рудной жилой порода почти нацело сложена серицитом и кварцем с постоянной вкрапленностью пирита и других сульфидов. Состав породы: *Сер, Кв, Пт*. Мощность зоны интенсивно измененных гранодиоритов (внутренняя зона) составляет 1,25 м, в то время как у прожилка в 1 см эта зона имеет мощность около 20 см.

Таким образом, описанный характер изменения около кварц-золото-сульфидных жил и прожилков на Сосновском месторождении со-



Фиг. 39. Характер строения рудной жилы Сосновского месторождения (зарисовка штуфа)

1 — кварц; 2 — рудная жила; 3 — измененная вмещающая порода с прожилками и вкрапленностью сульфидов; 4 — места взятия образцов

дует из того, что среди неизменных или слабо измененных разностей гранодиоритов постоянно отмечается эпидот, иногда кварц-эпидотовые прожилки и линзы, которые отсутствуют во внутренних зонах околорудно измененных пород, а иногда встречаются вне связи с рудными жилами.

Разрез 2 по скв. 1809 (фиг. 38). На примере этой скважины изучены околорудные изменения в интервале 66,7—66,9 м, вскрывающего кварц-сульфидную жилу. Мощность жилы около 20 см, залегает она, так же как и в предыдущей скважине, в гранитах — гранодиоритах Ундинского комплекса (Pz₃). Характер изменения аналогичен описанному в скв. 1807 и представлен березитизацией. Общая мощность внутренней зоны, представленной интенсивно березитизированными породами (кварц, серицит, пирит), достигает 4,5—5 м, в то время как внешние зоны колонки не превышают одного метра. Такая большая мощность внутренних зон, несоизмеримая с мощностью внешних зон, по-видимому, объясняется дополнительной серией маломощных прожилков, сопровождающих основную рудную жилу. В интервале 68,2—68,5 м среди интенсивно березитизированных пород с вкрапленностью пирита и арсенопирита отмечается кварцевая жила, мощностью около 30 см. Кварц белый, светло-серый, плотный, фарфоровидный с небольшим количеством кальцита, без видимых макроскопически сульфидов. Березиты в непосредственном контакте с описанной жилой подвергаются значительному окварцеванию. В шлифах отчетливо наблюдается замещение кварц-серицитовой породы мелкоагрегатным кварцем, что дает основание говорить о принадлежности этого кварца к поздней (пострудной) минеральной ассоциации.

Разрез 3. Шахта, гор. 136 м, штрек 7, ж. 7 (фиг. 39). Кроме разрезов по скважинам мы располагали коллекцией образцов, любезно предоставленной нам геологом Сосновской шахты А. В. Кузнецовым. Образцы вмещающих пород были отобраны на гор. 136 м, около жилы 7. Рудная жила состоит из тонких просечек, гнезд, сплошных выделений тонкозер-

нистых агрегатов арсенопирита, сфалерита, галенита в кварце. На основании изучения штучных образцов нам удалось составить обобщенный разрез, который дает нам представление о характере проявления околорудного метасоматоза. В результате была составлена схематическая колонка через рудное тело и измененные боковые породы. 1) Неизменный биотитовый гранит. Состав: *Би, Пл, КПШ, Кв, Мт, Ан, Цир*. 2) Слабо березитизированный гранит. Темноцветные минералы представлены псевдоморфозами мусковита и карбоната, иногда в ассоциации с кварцем. Плагиоклаз интенсивно замещается серицитом и карбонатом. Калиевый полевой шпат остается без изменения. Структура первичной породы сохраняется. Состав: *Аб, КПШ, Кв, Сер, Кар, Пт*. 3) Березитизированный гранит. Плагиоклаз почти полностью замещился серицитом. Структура первичной породы полностью утрачена (остаются слабые контуры псевдоморфоз). Состав: *КПШ, Кв, Сер, Кар, Пт*. 4) Интенсивно березитизированный гранит. Состав: *Кв, Сер, Кар, Пт* или *Кв, Сер, Пт*.

Как показало описание, вмещающие породы Сосновского месторождения в контакте с кварц-золото-сульфидными жилами интенсивно березитизированы. Характер зональности полностью соответствует общепринятой схеме зональности для березитизированных гранитоидов.

Кроме описанного нами Сосновского месторождения в литературе имеются краткие сведения по околорудно измененным породам Чернозипунихинского, Казаковского, Любавинского и некоторых других золоторудных месторождений, относимых к переходной группе (II—III). По данным Н. В. Петровской, П. С. Бернштейна и др. (1961), рудные тела Чернозипунихинского месторождения залегают как в палеозойских биотитовых гранитах и гранодиоритах, так и в юрских диоритовых порфиритах. Вблизи рудных тел как те, так и другие интенсивно изменены — хлоритизированы, серицитизированы, карбонатизированы и окварцованы. Широко представлена турмалинизация. Общий характер изменений близок к березитам и кварц-турмалиновым метасоматитам. На Казаковском месторождении характер изменения аналогичен. Вмещающими породами являются биотитовые и биотит-роговообманковые сланцы, гнейсы и роговики. Околожилные изменения, по данным тех же авторов, представлены серицитизацией, окварцеванием с прожилками сульфидов, а также турмалинизацией, хлоритизацией и карбонатизацией. Околожилные изменения на Любавинском месторождении, по данным Н. Н. Биндемана (1972), выражены березитизацией. Особенно четко она прослеживается в гранитах. Во внешних зонах измененных пород (1,5—2,0 м от жилы) отмечается хлоритизация биотита, лейкоксенизация сфена и серицитизация плагиоклаза. По мере приближения к жиле (0,5—1,0 м от нее) биотит полностью замещается хлоритом, сфен — лейкоксеном, увеличивается количество карбоната, серицита и пирита. В непосредственном контакте золоторудной жилы порода состоит (в %): из серицита — 47—50, кварца — 28—31, плагиоклаза — 9—13, пирита — 4—6, карбоната — 3,5—5,5 и лейкоксена — 1—2.

Таким образом, для всех рассмотренных месторождений переходной группы (II—III) характерным и преобладающим типом изменения является березитизация.

ОКОЛОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СУЛЬФИДНО-СУЛЬФОСОЛЬНОЙ ГРУППЫ (III)

В эту группу входят многие полиметаллические и золоторудные месторождения Восточного Забайкалья.

Околорудные метасоматиты изучены в гранитоидах на примере четырех месторождений — Дарасунского, Косачихинского, Акатуевского и Кадаинского, в основных породах — на примере Ново-Широкинского месторождения.

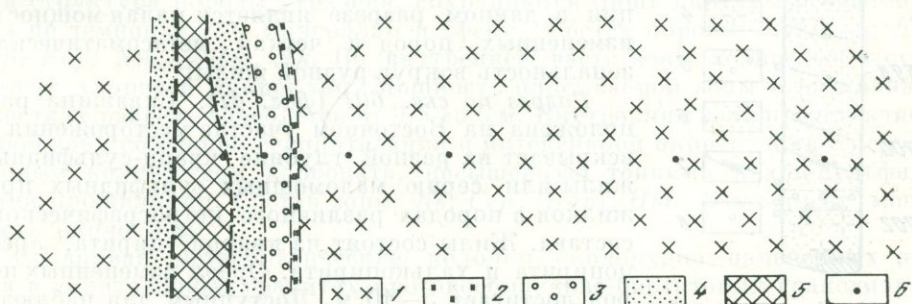
Дарасунское месторождение

Дарасунское месторождение изучалось многими исследователями. Описанию околорудных изменений посвящены работы Д. А. Тимофеевского (1969, 1972), З. В. Рупасовой (1938), М. С. Сахаровой и др. (1966 г.), В. А. Напартэ (1970), Ю. В. Казицына (1966, 1972) и других.

Дарасунское месторождение характеризуется сложностью строения. В геологическом строении района ведущая роль принадлежит магматическим образованиям, которые относятся к различным комплексам, возраст которых во многом еще остается не ясным. По данным Д. А. Тимофеевского (1963), вмещающие породы месторождения представлены комплексом древних метаморфизованных габброидных пород и амфиболитов (нижний палеозой), комплексом пород гранодиоритовой интрузии (от габбро-диоритов и габбро до кварцевых диоритов и гранодиоритов — средний палеозой); комплексом пород, объединяющих лейкократовые граниты, гранит-аплиты, аплитовидные граниты и граносиениты (средний палеозой — нижний мезозой); комплексом пород малых интрузий плагиогранит-порфиров (средняя — верхняя юра). Породы гранодиоритовой интрузии наиболее широко распространены, слагая центральный и восточный участки месторождения. В них залегает большинство рудных жил.

Рудные тела месторождения представлены: 1) кварц-сульфидными жилами и 2) зонами прожилково-вкрапленного оруденения (Тимофеевский, 1963).

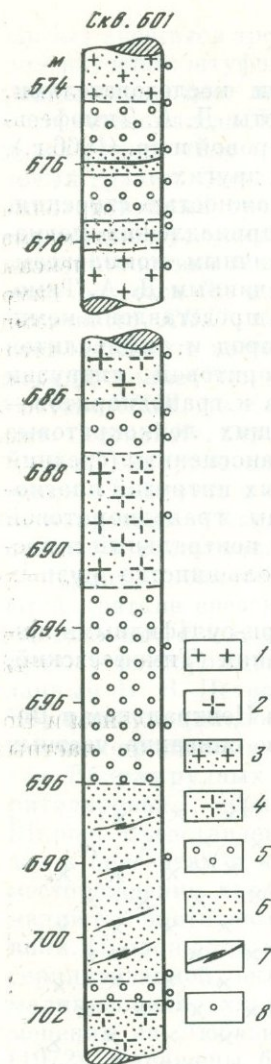
Околорудные метасоматиты были изучены нами на Центральном и Восточном участках месторождения. Ниже приводится описание частных разрезов.



Фиг. 40. Схема зональности околорудно измененных пород Дарасунского месторождения (жила 4)

1 — гранодиорит; 2 — березитизированный гранодиорит; 3, 4 — интенсивно березитизированный гранодиорит (кварц, серицит, карбонат, пирит; кварц, серицит; пирит); 5 — рудная жила; 6 — места взятия образцов

Разрез 1. Шахта, гор. 585 м, блок 5, жила 4 (фиг. 40). Рудная жила залегает среди кварцевых диоритов и гранодиоритов и представляет собой сплошную сульфидную руду, состоящую из пирита, арсенопирита, реже халькопирита. Мощность жилы составляет 7—12 см. Мощность зоны измененных пород равна у лежащего бока — 5 см, у висячего — 12—15 см. Метасоматическая зональность изучена у висячего бока жилы, выражена она довольно четко и прекрасно прослеживается уже при полевых исследованиях. Наблюдается следующая смена минеральных парагенезисов. 1) Неизменная порода — роговообманково-биотитовый гранодиорит (кварцевый диорит). Он состоит из роговой обманки (15%), биотита (10—15%), плагиоклаза (45—50%), калиевого полевого шпата (10%), кварца (8—10%) и аксессуарных минералов — сфена, апатита, циркона, иногда ортита. 2) Внешняя зона изменения имеет незначительную мощность (около 2 см) и характеризуется интенсивной хлоритизацией, карбонати-



Фиг. 41. Схематический разрез по скв. 601 Дарасунского месторождения

1 — аплитовидный гранит; 2 — роговообманковый гранодиорит; 3 — слабо березитизированный аплитовидный гранит; 4 — слабо березитизированный гранодиорит; 5 — березитизированная порода; 6 — интенсивно березитизированная порода; 7 — рудные прожилки; 8 — места взятия образцов

битовая кайма. Микроклин и кварц остаются неизменными. Макроскопически порода неизменена. Состав зоны: *Мик, Аб, Кв, Сер, Кар, Цир*. Мощность зоны достигает 1,5 м. В промежуточной зоне нарастает процесс серицитизации и карбонатизации. Альбит полностью замещается серицитом и карбонатом, микроклин лишь частично, кварц остается без изме-

зацией и эпидотизацией. Роговая обманка представлена псевдоморфозами хлорита в ассоциации с карбонатом, по биотиту развивается хлорит, отмечается общая эпидотизация породы¹. Плагноклаз замещается серицитом, одновременно альбитизируясь. Присутствуют редкие кристаллы пирита. Остальные минералы остаются без изменения. Порода имеет светло-зеленоватую окраску, первичная структура утрачивает свою четкость. Состав внешней зоны: *Би_{зел}, Аб, КПШ, Кв, Хл, Кар, Сер, Эн, Пт*. 3) Переход к следующей зоне достаточно четкий. Порода становится еще более светлой, состоит из тонкочешуйчатого агрегата серицита, бурого карбоната, кварца и содержит вкрапленность пирита. Первичная структура полностью исчезает. Измененная порода имеет состав: *Сер, Кар, Кв, Пт*. Описанная порода наблюдается на расстоянии 7—12 см от жилы и имеет мощность около 6—7 см. 4) В непосредственном контакте с жилой — зона интенсивно измененной осветленной породы с обильной вкрапленностью пирита. Порода состоит из серицита и кварца. Карбонат отсутствует. Состав зоны: *Сер, Кв, Пт*. Мощность этой зоны не превышает 5—6 см.

Таким образом, описанный характер изменения полностью соответствует березитизации. Характерной особенностью проявления березитизации в данном разрезе является малая мощность измененных пород и четкая метасоматическая зональность вокруг рудной жилы.

Разрез по скв. 601 (фиг. 41). Скважина расположена на Восточном участке месторождения и вскрывает на разной глубине кварц-сульфидные жилы или серию маломощных сульфидных прожилков в породах различного петрографического состава. Жилы состоят из кварца, пирита, арсенипирита и халькопирита. ореол измененных пород достигает 5—10 м. Доступным для наблюдения оказался керн в интервале глубины 670—700 м. Здесь последовательно вскрываются лейкократовые аплитовидные граниты и гранодиориты. Характер околорудных изменений в том и другом случае аналогичен и представлен березитизацией. На глубине 673—679 м вскрыта зона интенсивно березитизированных пород в мелкозернистых аплитовидных гранитах. Неизменная порода — мелкозернистые, розовые, лейкократовые, аплитовидные граниты. Состав: *Кв, Мик, Пл, Му, Цир*. Во внешней зоне изменению подвергается только плагноклаз — серицитизация и слабая карбонатизация. В краевых частях зерен — аль-

¹ Эпидотизация, возможно, не связана с околорудным процессом.

нения, появляется вкрапленность пирита. Состав породы: *Мик, Кв, Сер, Кар, Пт*. Порода меняет свой внешний облик — становится более плотной, осветленной, содержит вкрапленность пирита. Мощность зоны березитизированных пород равна 1,2 м. Внутренняя зона представляет собой зону сплошной серицитизации и пиритизации. Из первичных минералов присутствует только кварц. Состав зоны: *Кв, Сер, Пт*. Мощность зоны около 0,6 м. На глубине 685—698 м изучен характер проявления березитизации в гранодиоритах. Скважина пересекает серию маломощных кварц-сульфидных прожилков и зону вкрапленных руд.

Неизменный роговообманково-биотитовый гранодиорит — серый, среднезернистый с розовым калиевым полевым шпатом и слабо выраженной гнейсовидной текстурой. По составу аналогичен гранодиориту, описанному в разрезе 1. Состав гранодиорита: *Пл, Би, РО, Кв, КПШ, Сф, Ан, Цир*. Изменения во внешней зоне характеризуются сплошной хлоритизацией и карбонатизацией биотита и амфибола и слабой сосюритизацией плагиоклаза. Роговая обманка замещена агрегатом карбоната и хлорита, иногда эпидота; псевдоморфозы хлорита по биотиту содержат густую вкрапленность вторичного рудного минерала. Микроклин не затронут изменениями. Гранодиорит сохраняет не измененным свой внешний облик и структуру. Состав зоны: *Пл, КПШ, Кв, Хл, Кар, Сф, Эн, Ан, Цир*. Следующая зона — интенсивной серицитизации и карбонатизации. Псевдоморфозы по темноцветным представлены преимущественно бурым карбонатом, иногда просматриваются реликты хлорита. Плагиоклаз полностью превратился в агрегат серицита и бурого карбоната. Микроклин отсутствует, либо сохраняется в виде редких реликтов. По сфену развивается лейкоксен. Количество кварца остается прежним, либо увеличивается незначительно. Появляется заметное количество пирита. Первичная структура породы утрачена, сохраняются лишь контуры псевдоморфоз по темноцветным минералам и сфену. Состав породы: *КПШ_{ред}, Кв, Сер, Кар, Хл_{ред}, Пт, Лк*. Во внутренней части зоны полностью отсутствуют хлорит и микроклин. Мощность описываемой зоны в различных участках разреза колеблется от 0,5 до 5 м. Внутренняя зона представляет собой зону сплошной серицитизации и интенсивной пиритизации с подчиненным количеством карбоната, насыщенную тонкими кварц-сульфидными прожилками. Состав зоны: *Кв, Сер, (Кар), Пт*. Зона имеет мощность около 5 м.

Сравнивая метасоматические колонки околорудно измененных пород в аплитовидных гранитах и роговообманково-биотитовых гранодиоритах, следует отметить общий характер и тип изменения. Различаются колонки лишь во внешних зонах (отсутствием хлоритизации в аплитовидных гранитах). На это указывают и другие исследователи, рассматривая типы изменений в породах различных петрографических типов (от габбро до гранитов). По данным М. С. Сахаровой, состав березитов однотипен в породах различного состава и обычно представлен (в %): серицитом — 20—30, кварцем — 40—60, пиритом — 10—20. Д. А. Тимофеевский отмечает образование березитов по породам кислого состава и лиственитов по основным. Во внешних зонах колонки габброидных пород развивается актинолитизация.

Сходный характер колонок березитизированных пород отмечается и для разностей близкого состава, взятых на различной глубине. В. А. Напарта (1970) приводит колонку для измененного кварцевого диорита (ж. Сентябрьская, гор. 210 м), которая характеризуется проявлением хлоритизации во внешних зонах и образованием породы кварц-серицитового состава во внутренних, т. е. полностью совпадает с приведенными нами колонками для глубин 585 и 700 м.

Ю. В. Казидын (1972) выделяет на Дарасунском месторождении два типа рудосопровождающих метасоматитов: 1) измененные породы с интенсивной серицитизацией, пиритизацией и турмалинизацией с вкрапленным

Таблица 40

Схематическая метасоматическая колонка околорудных пород Дарасуна (минерализованные зоны)

Номера зон и их наименование					
0. Гранодиорит	Ia. Актинолитизация, флогопитизация	Iб. Хлоритизация и карбонатизация	II. Гидрослюдизация	IIIa. Серицитизация	IIIб. Турмалинизация
Амфибол Биотит	Актинолит Флогопит	Хлорит	Гидрослюда (монтмориллонит)	Серицит	Серицит
Плагиоклаз Кварц Микроклин Магнетит Сфен	Плагиоклаз Кварц Микроклин Магнетит Сфен (Карбонат) (Эпидот)	Альбит Кварц Микроклин Гематит Лейкоксен Карбонат (Эпидот)	Альбит Кварц Микроклин Пирит Лейкоксен Карбонат	Кварц Пирит РUTIL Карбонат	Кварц Турмалин Пирит РUTIL Карбонат
0. Габбродиорит	Ia	Iб	II	IIIa	IIIб
Пироксен Биотит Плагиоклаз Магнетит Сфен	Актинолит Флогопит Плагиоклаз Магнетит Сфен Карбонат	Хлорит Альбит Гематит Лейкоксен Карбонат (Эпидот)		Серицит Кварц Пирит РUTIL Карбонат	Кварц Турмалин Пирит РUTIL

Таблица 41

Схематическая метасоматическая колонка околорудных пород кварц-золото-сульфидных жил Дарасуна

Номера зон и их наименование			
0. Гранодиорит	I. Хлоритизация и карбонатизация	II. Нонтронитизация и гидрослюдизация	III. Серицитизация
Роговая обманка (Пироксен) Плагиоклаз Микроклин Кварц Сфен Магнетит	Хлорит Альбит Микроклин Кварц Ильменит Гематит	(Хлорит) (Нонтронит) Гидрослюда Микроклин Карбонат Кварц Пирит (Ширротин) Лейкоксен	Серицит Карбонат Турмалин Кварц РUTIL Пирит

и мелкопрожилковым оруденением и 2) собственно околожилльные измененные породы около кварц-сульфидных золоторудных жил. В табл. 40, 41 приведены колонки метасоматитов первого и второго типа.

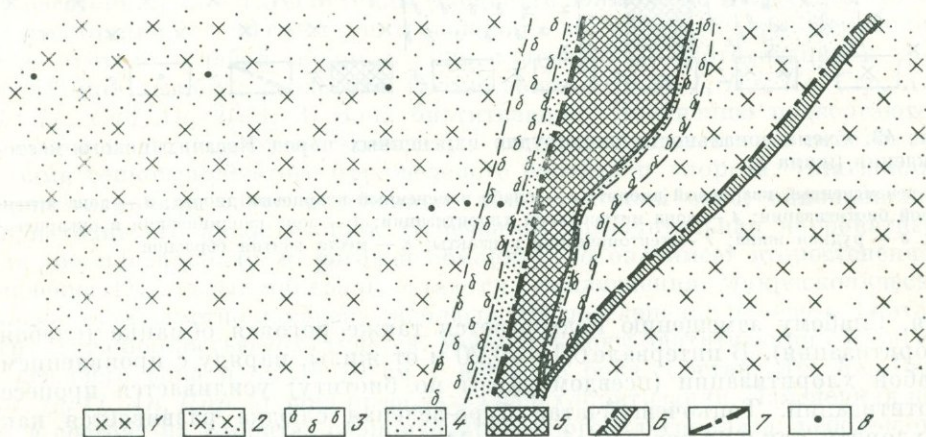
Зона актинолитизации преимущественно развита в габбро-диоритах, в гранодиоритах проявлена слабо или отсутствует. Зона гидрослюдизации и монтмориллонитизации, по Ю. В. Казицыну, отмечается только в гранодиоритах (нами она не установлена). Зона серицитизации проявлена в тех и других породах, причем в габбро-диоритах преобладает серицит и карбонат, в то время как в гранодиоритах — серицит и кварц.

Косачихинское месторождение

Рудные тела месторождения представлены кварцевыми жилами с арсенопиритом. Жилы залегают среди гранодиоритов — кварцевых диоритов Ундинского комплекса (Pz₃). По своему положению в мезозойских структурах это месторождение следовало бы отнести к переходной группе (III—IV).

Изменения вмещающих пород на Косачихинском месторождении изучались на примере двух разрезов, отобранных в штольне.

Разрез I. Штольня, забой (фиг. 42). Рудное тело представляет собой зону интенсивно измененного кварцевого диорита, пронизанного тонкой

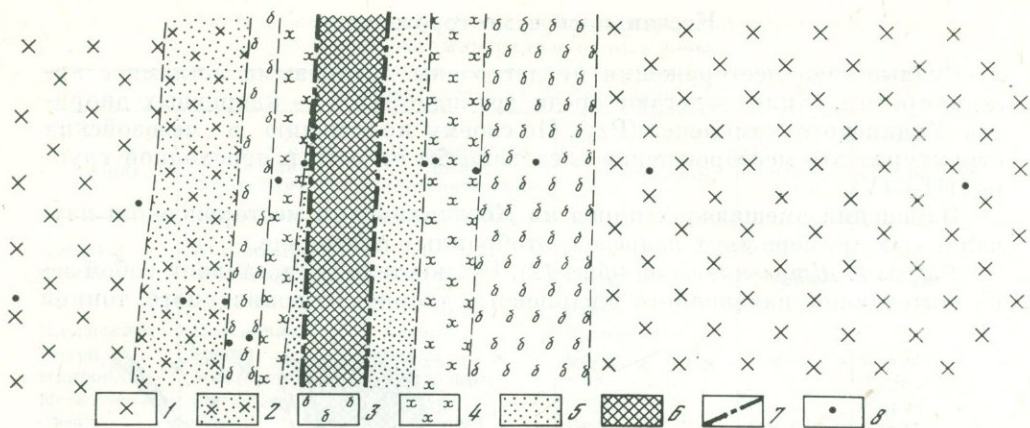


Фиг. 42. Схема зональности околорудно измененных пород Косачихинского месторождения

1 — неизменные кварцевые диориты; 2 — слабо измененные кварцевые диориты; 3 — зона биотитизации и слабой хлоритизации; 4 — зона хлоритизированного и слабо окварцованного диорита; 5 — рудная жила; 6 — карбонатный прожилок; 7 — тектонический контакт; 8 — места взятия образцов

сетью кварцевых прожилков с обильной вкрапленностью арсенопирита, реже других сульфидов. Мощность зоны колеблется от 10—15 до 25—30 см. Вмещающие кварцевые диориты обладают слабо выраженной гнейсовидной текстурой и состоят из роговой обманки, биотита, плагиоклаза, небольшого количества кварца. В боковых породах строгой макроскопически видимой зональности не наблюдается. Глаз улавливает лишь слабое изменение окраски диорита примерно на расстоянии 0,20—0,25 м от жилы. Порода становится более меланократовой и содержит тонкие прожилки арсенопирита. И только в непосредственном контакте отмечается маломощная (3—5 см) зонка плотной темно-серой интенсивно измененной породы с тонкой вкрапленностью и прожилками арсенопирита. Микроскопическое изучение показало, что в рассматриваемом разрезе (ограниченном полотном забоя) совершенно неизменные разности вмещающих пород отсутствуют.

На расстоянии 1,5—0,75 м от жилы отмечается слабое изменение кварцевого диорита: плагиоклаз бурый, мутный, соскритизирован и серицитизирован, иногда с небольшим количеством карбоната; биотит замещен хлоритом и в слабой степени тончочешуйчатым агрегатом буро-зеленой слюдки; роговая обманка сохраняется неизменной. Измененный кварцевый диорит имеет следующий состав: PO, Би I, Пл, Кв, Сер, Би II, Хл, Цир, Сф, Ап. Подобный характер изменения прослеживается и далее по мере приближения к жиле, на расстоянии 0,75—0,20 м от жилы, с той лишь разницей, что интенсивность процесса несколько увеличива-



Фиг. 43. Схема зональности околорудно измененных пород Косачихинского месторождения (жила 3)

1 — неизмененный кварцевый диорит; 2 — слабо измененный кварцевый диорит; 3 — зона интенсивной биотитизации; 4 — зона интенсивной хлоритизации; 5 — зона каолинизации и окварцевания; 6 — рудная жила; 7 — тектонические контакты; 8 — места взятия образцов

ется. Слабому замещению подвергается также роговая обманка (слабая хлоритизация). В интервале 0,15—0,20 м от жилы, наряду с проявлением слабой хлоритизации (псевдоморфозы по биотиту) усиливается процесс биотитизации. Тонкочешуйчатая буро-зеленая слюдка развивается как по хлориту, так и по роговой обманке. Макроскопически порода становится более мелкозернистой и меланократовой, но структура первичной породы полностью сохраняется. Порода имеет состав: *Ро, Пл, Кв, Хл, Би II, Сер, Сф, Ап, Цир*. Следующая стадия замещения (в 5—10 см от жилы) характеризуется полным замещением роговой обманки мелкочешуйчатой слюдкой, прожилки ее отмечаются в плагиоклазе. Структура не изменяется. Состав: *Аб, Кв, Хл, Би II, Сер, Ап, Цир*. В непосредственном контакте с жилой, а также в ксенолитах внутри нее, вмещающая порода теряет свой первоначальный облик и отчасти структуру (сохраняются контуры псевдоморфоз). По сравнению с предыдущими зонами значительно увеличивается количество кварца. Состав: *Аб, Хл, Би II, Кв, Ап, Цир*.

Из рассмотрения данного разреза следует, что вмещающие кварцевые диориты в контакте с кварц-арсенипиритовой жилой претерпевают незначительные изменения. Интенсивному замещению подвергаются только темноцветные минералы, плагиоклаз испытывает слабое изменение. Метасоматическая зональность выражена очень слабо и представлена тремя зонами: 1) слабо измененный кварцевый диорит — зона слабой хлоритизации и биотитизации; 2) зона интенсивной биотитизации и 3) зона биотитизации и слабого окварцевания. Хлорит сохраняется примерно в одинаковых количествах во всех трех зонах. Мощность зоны максимального замещения, непосредственно примыкающая к рудной жиле (зона 3), не превышает 3—5 см; зона интенсивной биотитизации (зона 2) прослеживается на 5—10 см, а далее (до забоя) следует широкая зона слабо измененных пород (на 4,3 м). Постоянно, хотя и в незначительных количествах, во всех трех зонах присутствует эпидот. Почти всегда он находится в ассоциации с хлоритом, кварцем, реже карбонатом. Учитывая это, эпидотизацию, по-видимому, следует относить к ранним дорудным изменениям, возможно, связанным с процессами региональной пропилитизации ундинских гранитоидов.

Разрез 2. Штольня, жила 3 (фиг. 43). Этот разрез дает более полное представление о зональности околорудно измененных пород месторож-

дения. Кварц-арсенопиритовая жила мощностью 15—20 см залегает в тех же уединенных гранодиоритах — кварцевых диоритах. Разрез взят вкрест простирания жилы, в обе стороны от контакта. Зональность выражена достаточно четко, отмечается некоторая асимметричность строения колонок у висячего и лежащего бока рудной жилы. Интенсивность изменения также не одинакова. У лежащего бока изменение прослеживается на 1,5 м, зоны более растянуты, в то время как у висячего бока той же жилы мощность измененных пород не превышает 35—40 см.

Намечается следующая зональность от неизменной породы в сторону жилы. 1) Неизменная порода — роговообманково-биотитовые кварцевые диориты. Состав: *РО, Би, Пл, Кв, Сф, Ан, Цир.* 2) Зона слабо измененного кварцевого диорита. У одного контакта зона прослеживается примерно на расстоянии 0,5—1,5 м от жилы (мощность зоны около 1 м), у другого — на расстоянии 20—40 см от жилы (мощность зоны около 20 см). Изменения выражаются в слабой серицитизации плагиоклаза, биотитизации и хлоритизации амфибола и биотита. Состав зоны: *РО, Би I, Пл, Кв, Сер, Хл, Би II, Сф, Ан, Цир.* 3) Зона биотитизации. Изменению подвергаются в основном темноцветные минералы, которые представлены псевдоморфозами тонкочешуйчатого буро-зеленого биотита и хлорита. Плагиоклаз серицитизирован более интенсивно, чем во второй зоне; одновременно происходит его альбитизация. Отмечается незначительная карбонатизация (по плагиоклазу и роговой обманке), но она имеет второстепенное значение. Остальные минералы остаются без изменения. Макроскопически порода чуть заметно изменена (наблюдается позеленение полевого шпата), структура полностью сохраняется. Мощность зоны биотитизации 25—30 см у лежащего бока и около 10 см у висячего бока. Состав: *Аб, Кв, Сер, Хл, Би II, Ан, Цир.* 4) Зона преобладающей хлоритизации. Измененная порода состоит из хлорита, серицитизированного плагиоклаза, небольшого количества карбоната и кварца. В крупных листочках хлорита нередко отмечаются слабые реликты биотита. Структура первичной породы в большинстве случаев изменена полностью. Состав зоны: *Аб, Хл, Кв, Сер, Пт, Ан, Цир.* Граница между зоной хлоритизации и предыдущей зоной достаточно четко фиксируется макроскопически. У лежащего бока жилы эта граница проходит примерно на расстоянии 0,25 м от жилы, у висячего бока зона хлоритизации непосредственно примыкает к рудной жиле. Мощность зоны составляет 7—10 см. 5) По мере приближения к рудной жиле происходит постепенное замещение плагиоклаза очень тонким слюдястым агрегатом, условно отнесенным нами к группе каолинита¹, а также увеличивается количество кварца. Хлорит остается без изменения, но по сравнению с предыдущей зоной становится более светлоокрашенным, иногда частично замещается мусковитом. Порода имеет следующий состав: *Аб_{рел}, Хл, Као (?), Кв, (Сер), Пт, Ан, Цир.* Зона имеет незначительную мощность (около 5—7 см; у висячего бока она выклинивается) и является промежуточной между зоной преобладающей хлоритизации и зоной сплошной каолинизации и окварцевания. 6) Зона каолинизации (гидросланьизации?) и окварцевания располагается непосредственно на контакте с жилой и только у лежащего бока жилы. Зона имеет мощность около 5—7 см и характеризуется полным замещением плагиоклаза каолинитом (?), хлорита мусковитом и интенсивным окварцеванием. Незамещенными остаются только апатит и циркон. Порода полностью теряет признаки первичной структуры. Состав зоны: *Као (?), Гс, Кв.*

Таким образом, данный разрез дает нам достаточно полную картину метасоматической зональности боковых пород около кварц-арсенопиритовой жилы. Схема зональности разреза 2 представлена в табл. 42.

¹ Возможно, он представляет собой тонкую смесь гидрослюд и глинистых минералов; детальные исследования нами не проводились.

Таблица 42

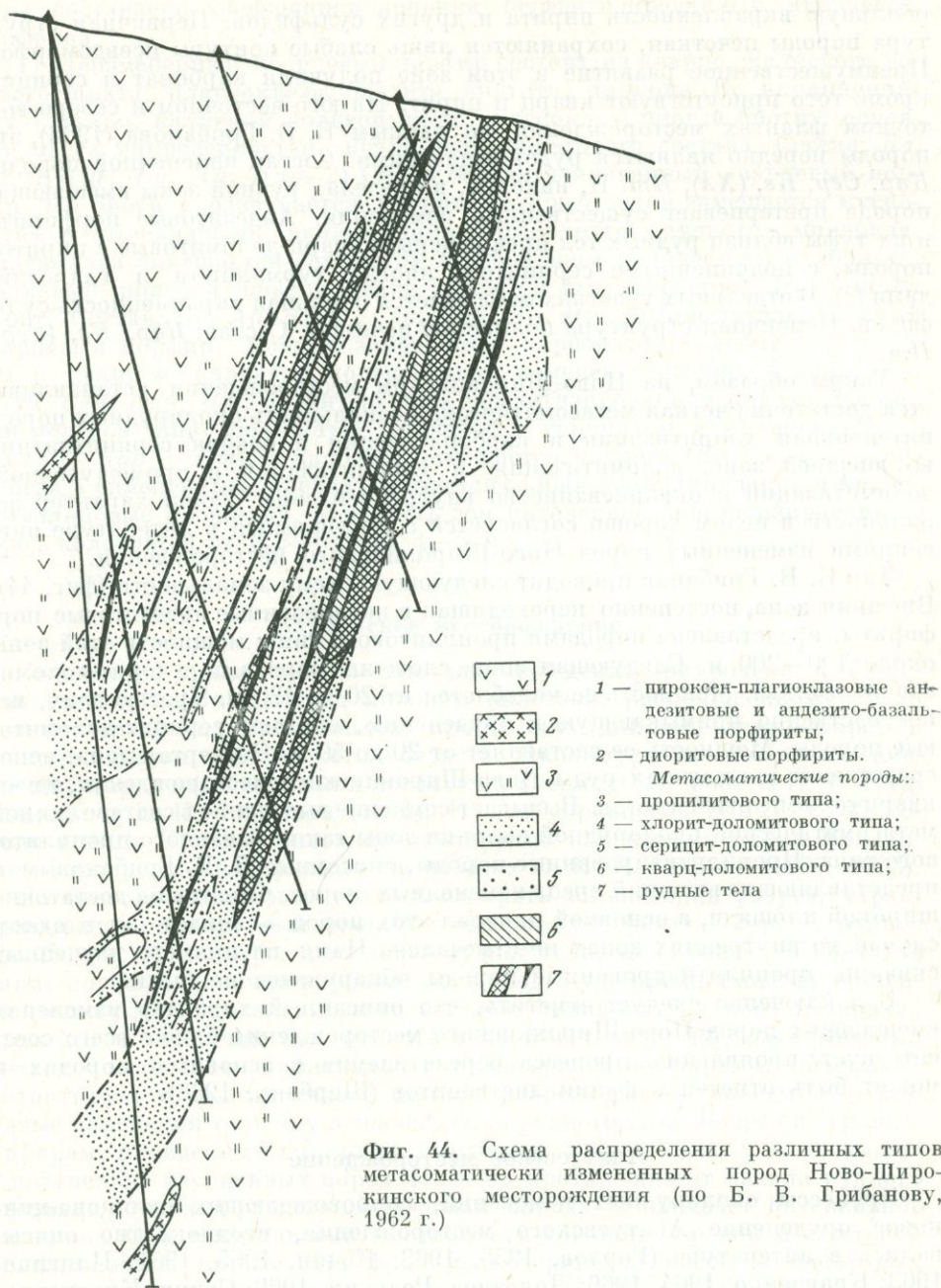
Схематическая метасоматическая колонка околорудно измененных пород Косачихинского месторождения

Номера зон и их наименование					
0 Неизмененный кварцевый диорит	I Слабо измененный диорит	II Зона биотитизации	III Зона преобладающей хлоритизации	IV Зона хлоритизации и каолинизации	V Зона каолинизации и окварцевания
Плагиоклаз Роговая обманка Биотит	Плагиоклаз → серицит Роговая обманка → хлорит Биотит → хлорит	Альбит Серицит Биотит II Биотит II Хлорит	Альбит Серицит Хлорит Кварц	Альбит (Каолинит?) Хлорит Кварц	Каолинит (?) Мусковит Кварц
Кварц Сфен Апатит Циркон	Кварц Сфен Апатит Циркон	Кварц Рутил Апатит Циркон	Кварц Апатит Циркон Пирит	Кварц Апатит Циркон Пирит	Кварц Апатит Циркон Пирит

Ново-Широкинское месторождение

Месторождение залегает среди вулканогенно-осадочных образований верхнеюрского возраста: андезитовых, андезито-базальтовых порфиров, их туфо- и лавобрекчий. Рудные тела имеют линзовидную и жиллообразную форму, а также представлены минерализованными зонами с прожилково-вкрапленным оруденением. Руды представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, а также халькопиритом, самородным золотом, реже другими сульфидами. Среди нерудных отмечаются кварц, карбонаты (доломит, анкерит), реже турмалин, хлорит, серицит и гидрослюды. Данные об изменениях вмещающих пород Ново-Широкинское месторождения имеются в работах М. Р. Дудина, Н. Н. Морозовой, Б. В. Грибанова (1963), В. С. Кормилицына, А. А. Ивановой (1968), И. П. Щербань (1968). При посещении месторождения мы имели возможность ознакомиться только с керном скважин. Околорудно измененные породы изучались нами на примере скв. 77, 107, 113, 219, 573. Ввиду неудовлетворительного состояния керна нам не удалось составить детальные разрезы. В результате были получены лишь сведения общего характера, дающие возможность судить о типе метасоматического изменения. При описании околорудных пород мы использовали как собственные наблюдения, так и данные других исследований.

Вмещающие породы вблизи рудных тел Ново-Широкинское месторождения интенсивно изменены, осветлены, хлоритизированы, карбонатизированы, серицитизированы, окварцованы и пиритизированы. Изменением охвачены значительные площади вмещающих пород, прослеживающиеся иногда на десятки и первые сотни метров. Неизмененные андезитовые порфиры, вмещающие оруденение, состоят из плагиоклаза, пироксена, реже роговой обманки и биотита во вкрапленнике и основной массы, представленной преимущественно плагиоклазом (*Пи*, *Ро*, *Пл*, *Ап*, *Сф*). Внешняя зона изменения представлена слабо измененным андезитовым порфиритом. Макроскопически порода чаще всего не несет никаких следов изменения и сложена плотной темной порфировой породой. В шлифах отмечается слабое изменение, которое выражается в основном в полном замещении пироксена вкрапленников хлоритом (возможно уралитом), иногда хлоритом в ассоциации с карбонатом, и частичное замещение плагиоклаза серицитом и карбонатом. Минералы основной массы не несут никаких следов изменения. Структура породы полностью сохраняется.



Фиг. 44. Схема распределения различных типов метасоматически измененных пород Ново-Широкинского месторождения (по Б. В. Грибанову, 1962 г.)

Состав андезита из этой зоны: *Аб, Хл, Сер, Кар, Ап*. Далее по мере приближения к оруденелой зоне характер изменения остается прежним, но протекает более интенсивно. Темноцветные представлены псевдоморфозами хлорита и карбоната, плагиоклаз полностью замещается агрегатом серицита (или гидрослюд) и карбоната, по основной массе развивается карбонат и хлорит. В небольшом количестве иногда появляется кварц и пирит. Основными минералами являются хлорит и карбонат. Структурный рисунок первичной породы сохраняется. Состав измененной породы: *Абрел, Хл, Сер, Кар, Кв, Ап, Пт*. Следующая зона характеризуется интенсивным изменением как состава, так и структуры вмещающей породы. Порода имеет светло-зеленовато-серую или белесую окраску и содержит

обильную вкрапленность пирита и других сульфидов. Первичная структура породы нечеткая, сохраняются лишь слабые контуры псевдоморфоз. Преимущественное развитие в этой зоне получили карбонат и серицит, кроме того присутствуют кварц и пирит. На юго-восточном и северо-восточном флангах месторождения, по данным Б. В. Грибанова (1963), эти породы нередко являются рудовмещающими. Состав измененной породы: *Кар, Сер, Кв, (Хл), Пт*. И, наконец, в пределах рудной зоны вмещающая порода претерпевает существенные изменения. Андезитовые порфириды и их туфы вблизи рудных тел превращены в кварц-доломитовые с пиритом породы, с подчиненными серицитом, иногда турмалином и гидрослюдами (?). В отдельных участках наблюдается обильная вкрапленность сульфидов. Первичная структура полностью исчезает. Состав: *Кар, Кв, (Сер), Пт*.

Таким образом, на Ново-Широкинском месторождении устанавливается достаточно четкая метасоматическая зональность окolorудных пород: интенсивная хлоритизация и карбонатизация и слабая серицитизация во внешней зоне, доломитизация и серицитизация в промежуточной, доломитизации и окварцевание во внутренней зоне. Такой характер зональности в целом хорошо согласуется с имеющимися в литературе описаниями измененных пород Ново-Широкинского месторождения.

Так Б. В. Грибанов приводит следующую схему зональности (фиг. 44). Внешняя зона, постепенно переходящая в неизменные андезитовые порфириды, представлена породами пропилитового типа; мощность этой зоны около 100—200 м. Следующая зона сложена породами хлорит-доломитового состава. Мощность ее колеблется от 20 до 120 м. Третью зону, непосредственно примыкающую к оруденению, слагают серицит-доломитовые породы. Мощность ее составляет от 20 до 50 м. Четвертая зона, непосредственно вмещающая руды Ново-Широкинского месторождения, имеет кварц-доломитовый состав. Вызывает сомнение выделение в составе единой метасоматической окolorудной колонки зоны так называемого пропилитового типа. Пропилитизированные породы, описанные Б. В. Грибановым и представляющие внешний ореол измененных пород, развиты на достаточно широкой площади, а основной минерал этих пород — эпидот ни в одном случае во внутренних зонах не отмечался. Нами на примере изученных скважин пропилитизированные породы обнаружены не были.

В заключение следует отметить, что описанный характер изменения вмещающих пород Ново-Широкинского месторождения ближе всего соответствует проявлению процесса березитизации в основных породах и может быть отнесен к фации лиственинов (Щербань, 1968).

Акатуевское месторождение

Процессы окolorудных изменений, сопровождающих свинцово-цинковое оруденение Акатуевского месторождения, неоднократно описывались в литературе (Горлов, 1955, 1963; Кочин, 1955, 1961; Плигина, 1963; Кравченко, 1964, 1966; Долганев, Редькин, 1966; Санин, Кравченко, 1966; Таусон, Санин, 1970, и др.). В большинстве из цитируемых работ приводятся данные по гидротермальным изменениям карбонатных пород, являющихся основными рудовмещающими породами. Рудные тела Акатуевского месторождения имеют жиллообразную и трубчатую форму. По текстурным особенностям первичные руды разделяются на массивные и вкрапленные (Плигина, 1963). Нами были изучены окolorудные изменения в породах гранитоидного ряда. Разрезы были отобраны на Западном участке Акатуевского рудного поля, где в ряде скважин были обнаружены мелкокрапленные руды, состоящие из галенита, сфалерита и пирита. Вмещающие породы представлены кварцевыми порфирами. Изменения вмещающих пород представлены березитизацией. На основании изучения частных разрезов окolorудно измененных пород по скв. 53, 54, 55, 56

была составлена обобщенная колонка березитизированных кварцевых порфиров.

1) Неизменный кварцевый порфир состоит из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита, апатита, циркона. Во вкрапленниках — кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, иногда биотит; основная масса микрозернистая, кварц-полевошпатового состава. Состав: *Kв, Пл, КПШ, Би, Ап, Цир*. 2) Слабо березитизированный кварцевый порфир. По биотиту развивается хлорит, который затем замещается мусковитом с пылевидными включениями вторичного рудного минерала. Плагиоклаз замещается серицитом с небольшим количеством карбоната. Калиевый полевой шпат и кварц остаются без изменения. Появляется пирит. Состав: *Кв, Аб, КПШ, Сер, Кар, Хл, Пт*. 3) Березитизированный кварцевый порфир. Хлорит замещается карбонатом, альбит — серицитом и кварцем, калиевый полевой шпат изменен частично. Состав: *Кв, КПШ, Сер, Кар, Пт*. 4) Интенсивно березитизированная порода. Калиевый полевой шпат полностью замещается серицитом и кварцем ($Kв + Сер + Кар + Пт$), а карбонат замещается кварцем ($Kв + Сер + Пт$). Иногда в измененных породах отмечается слабая турмалинизация и кварц-турмалиновые прожилки. Мощность зон интенсивно березитизированных пород колеблется от 0,2—0,3 до 3—5 м.

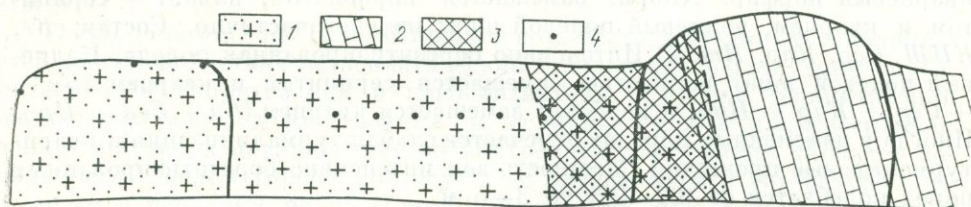
Кадаинское месторождение

Кадаинское полиметаллическое месторождение приурочено к блоку сланцево-карбонатных пород нижнего палеозоя, расположенному среди среднепалеозойских гранитоидов, прорванных дайками лампрофиров и грапит-порфиров мезозойского возраста. Околорудному изменению вмещающих пород месторождения посвящены специальные работы Н. Г. Кудрявцевой и Е. И. Филатова (1971), Н. Г. Кудрявцевой (1972), Р. А. Торосян (1972). Краткое описание околорудно измененных пород Кадаинского месторождения приведено в работах О. П. Поляковой (1957, 1963).

На месторождении нам удалось отобрать только один разрез, характеризующий околорудный процесс в гранитоидах (шахта, гор. 3, рудное тело 25, фиг. 45). Разрез взят через рудное тело, залегающее на контакте гранит-порфиров и пачки карбонатных пород. Руда прожилково-вкрапленная пирит-сфалерит-галенитового состава. Мощность рудного интервала равна 2,5 м. Лежащий бок рудного тела имеет нечеткий, расплывчатый контакт с интенсивно пиритизированными гранит-порфирами, всياчий — контактирует с доломитами. В данном разрезе рассматриваются околорудные изменения только у лежащего бока рудного тела. Разрез по гранит-порфирам, пройденный до конца выработки примерно на 8 м, не вышел из интенсивно измененных пород. На всем протяжении от начала рудного интервала до конца разреза вмещающая порода испытывает интенсивное изменение. Она представлена плотной осветленной породой с обильной вкрапленностью пирита. На фоне мелкозернистой массы в некоторых участках удается наблюдать слабые контуры вкрапленников измененного полевого шпата и округлые зерна темно-серого кварца. Изменение для всего интервала однотипно. Вмещающая порода состоит из кварца, серицита, карбоната (чаще отсутствует) и большого количества пирита. Кроме того, присутствует турмалин (единичные зерна, иногда прожилки или скопления мелкоигльчатых кристаллов), апатит и циркон. Измененная порода почти всегда сохраняет признаки порфировой структуры. Среди вкрапленников постоянно отмечаются округлые выделения кварца, таблитчатые псевдоморфозы, выполненные серицитом или серицитом и карбонатом, а также редкие неясные псевдоморфозы, представленные крупночешуйчатым серицитом (мусковитом) с пылевидными включениями рудных минералов. Первые, по-видимому, развивались по полевым шпатам, вторые — по темноцветным минералам (биотиту). Основная масса

имеет кварц-серицитовый состав. Основными процессами, определяющими данный тип изменения, являются серицитизация, окварцевание и пиритизация.

Вследствие того, что в пределах разреза неизменные или слабо измененные разности гранитоидов отсутствовали, были отобраны образцы гранитов вдали от рудного интервала по квершлагу 3 примерно в 100—150 м к северу от описанного разреза. Внешне они представляли собой плотную серую (зеленовато-серую) породу с большим количеством мелких вкрапленников светло-зеленоватого полевого шпата и темно-серого кварца. Среди этой массы выделялись редкие крупные (до 1,5 см) порфировые выделения серого полевого шпата. Микроскопическое изучение показало значительную степень изменения отобранных образцов гранитов. Порода



Фиг. 45. Разрез по околорудным породам Кадаанского месторождения (рудное тело 25)

1 — интенсивно березитизированные гранит-порфиры; 2 — доломиты; 3 — прожилково-вкрапленные руды; 4 — места взятия образцов

состоит из крупных порфировых вкрапленников плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца и мелкозернистой основной массы. Плагиоклаз во вкрапленниках и в основной массе интенсивно серицитизирован (с небольшой примесью карбоната), некоторые зерна нацело замещаются серицитовым агрегатом. Калиевый полевой шпат — свежий или слабо серицитизирован. В крупных зернах кварца — серицитовые прожилки. Темноцветные минералы отсутствуют, отмечаются редкие удлиненные псевдоморфозы, состоящие из хлорита, карбоната и рудной пыли, по которой четко устанавливаются контуры псевдоморфоз. Основная масса представлена мелкозернистым агрегатом кварца, плагиоклаза, серицита и карбоната. Такой характер изменения соответствует внутренним частям колонки березитизированных пород.

Н. Г. Кудрявцева и Е. И. Филатов (1971) в гидротермально измененных гранит-порфирах, изученных в лежащем боку главного рудного тела, выделяют три зоны. Неизменные разности в пределах месторождения не отмечаются. Слабо измененные гранит-порфиры состоят из ортоклаза, олигоклаза, серицита, биотита и пирита. Во внешней зоне биотит замещается хлоритом, а олигоклаз — альбитом. Порода состоит из серицита, хлорита, альбита, кальцита, пирита и реликтов кварца и ортоклаза. В промежуточной зоне хлорит замещается анкеритом и серицитом, а альбит — серицитом, сохраняются реликты ортоклаза. Во внутренней зоне ортоклаз полностью замещается серицитом и образуется кварц-серицит-анкеритовая порода с пиритом. Далее пирит и анкерит замещаются кварцем с образованием породы кварц-серицитового состава (количество кварца до 80%).

Имеются данные по гидротермальным изменениям лампрофилов (Полякова, 1957; Кудрявцева, Филатов, 1971). По данным Н. Г. Кудрявцевой и Е. И. Филатова, колонка по измененным лампрофирам представлена тремя зонами. Во внешней зоне роговая обманка замещается вначале актинолитом, а затем хлоритом, андезин замещается альбитом и кальцитом. В промежуточной зоне роговая обманка полностью замещается хлоритом, а альбит — серицитом и кварцем. Здесь же хлорит частично замещается

анкеритом, появляется пирит. Внутренняя зона представлена серицит-кварц-анкеритовыми и кварц-анкеритовыми породами.

Таким образом, на Кадаинском месторождении околорудные изменения в алюмосиликатных породах относятся к формации березитов. Различия в минеральном составе околорудных колонок, развитых по гранит-порфирам и лампрофирам, объясняются различиями в составе исходных пород.

ОКОЛОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СУЛЬФОСОЛЬНОЙ ГРУППЫ (IV)

Балейское месторождение

Балейское месторождение приурочено к краевой части Ундино-Даинской мезозойской депрессии. Месторождение залегает в толще вулканогенно-осадочных пород юрского возраста, выполняющих депрессию, и в породах ее фундамента, представленных гранитоидами Ундинского комплекса (гранодиориты, биотитовые граниты). Вмещающие породы месторождения в той или иной степени изменены: гранитоиды фундамента в связи с процессами автотметасоматоза (калишпатизация) и позднего выветривания; осадочные породы в результате процессов эпигенеза. Как отмечает О. В. Русинова (1970), по минеральному составу продукты древнего выветривания практически не отличимы от гидротермально измененных пород, сопровождающих оруденение балейского типа. Все это создает определенные трудности при изучении околожильных изменений. Рудные тела Балейского месторождения состоят из хальцедоновидного кварца с подчиненным количеством адуляра, каолинита, карбоната и гидрослюд. Большинство жил залегает в конгломератах и песчаниках (Южный участок), реже они встречаются среди гранодиоритов (Северный участок).

Изучению околорудных метасоматитов Балейского месторождения посвящено большое количество работ — Н. В. Петровская, П. С. Бернштейн, С. Г. Мирчинк, М. Г. Андреева, 1961; О. В. Русинова, 1970; В. Д. Пампура, Л. Г. Труфанова, 1968; В. Д. Пампура, Л. Г. Труфанова, В. И. Мордвинова, 1970; В. Д. Пампура, А. Г. Юргенсон, С. С. Максимов и др., 1970; В. Г. Хомич, С. В. Чеглоков, О. В. Русинова, 1969; С. С. Максимов, Г. А. Юргенсон, 1969; И. В. Елеева, О. В. Русинова, 1967; В. В. Поликарпочкин, В. Д. Пампура и др., 1972 г. и др. Не останавливаясь на характеристике разнообразных метасоматических изменений вмещающих пород, проявленных в дорудный этап, рассмотрим собственно околожильные изменения, сопровождающие рудные жилы Балейского месторождения. Описание околорудных метасоматических проявлений будет приведено, в основном, по литературным материалам.

Всеми авторами, изучавшими околорудные изменения в пределах Балейского месторождения, среди наиболее характерных отмечают такие изменения как адуляризация, окремнение, каолинизация, гидрослюдизация, карбонатизация, пиритизация, которые объединяются под общим названием аргиллизация. Она сопровождает все рудные жилы Балейского месторождения, залегающие как в магматических (гранодиоритах), так и осадочных (песчаниках и конгломератах) породах.

Типовая колонка околорудной аргиллизации для Балейского месторождения приводится, по данным Ю. В. Казицына (1972), в табл. 43.

Неизменная порода (гранодиорит) состоит (в %): из плагиоклаза — 55—60, микроклина — 10—17, кварца — 15—20, биотита — 8—10 и роговой обманки — 0—5. Биотит обычно свежий или слабо хлоритизирован, плагиоклаз сосюритизирован. Состав: *Pl, Bi, Mик, Кв, Мт*. Зона хлоритизации — монтмориллонитизации представляет внешнюю зону измененных пород. Биотит в этой зоне полностью замещается хлоритом, плагиок-

Таблица 43

Схематическая метасоматическая колонка аргиллизации Балейского типа

Номера зон и их наименование				
0. Неизменная порода	I. Хлоритизация — монтмориллонитизация	II. Гидрослюдизация	III. Каолинизация	IV. Окремнение
Плагиоклаз	Альбит Монтмориллонит	Гидрослюда (Каолинит)	(Гидрослюда) Каолинит	(Каолинит)
Биотит	Хлорит			
Микроклин	Микроклин	Калишпат		
Кварц	Кварц (Карбонат)	Кварц (Пирит)	Кварц (Пирит)	Кварц (Пирит)
Магнетит	Гематит			

лаз частично замещается монтмориллонитом и карбонатом, по магнетиту развивается гематит, появляется пирит. Микроклин — без изменения. Состав хлоритизированного гранодиорита: *Аб, Мик, Кв, Мон, Хл, Кар, Гем, Пт*. Зона гидрослюдизации проявлена повсеместно. Характерной особенностью этой зоны является полное замещение плагиоклаза и хлорита мелкочешуйчатой гидрослюдой. Вдоль трещинок в кварце иногда развивается новообразованный адуляр. Состав зоны: *Гс, КПШ, (Као), Кв, Пт*. Зона сплошной каолинизации представляет внутреннюю зону измененных пород, во многих случаях непосредственно примыкающую к рудным жилам. В ней полностью исчезают все первичные минералы, за исключением кварца. Плагиоклаз замещается каолинитом с примесью карбоната, а калиевый полевой шпат — агрегатом каолинита и кварца. На выклинивании жил калиевый полевой шпат сохраняется до самого контакта с жилой, при этом повышается количество гидрослюды. Зона имеет переходный характер (гидрослюдизации и каолинизации). Зона окремнения — увеличение содержания новообразованного кварца. Наиболее отчетливо она проявлена на средних и глубоких горизонтах. Здесь возле центральных частей мощных жил зона иногда приобретает самостоятельное значение. Состав зоны: *(Као), Кв, Пт*. Зона адуляризации проявляется не везде. Как отмечает Ю. В. Казизып, выделение самостоятельной зоны адуляризации является дискуссионным. Новообразованный адуляр нередко устойчив в зоне гидрослюдизации, а в зоне сплошной каолинизации и окремнения он замещается агрегатом каолинита и кварца. Каемки, сложенные адуляром, наблюдаются вдоль кварцевых жил в верхних горизонтах разреза.

Н. В. Петровская (1961) считает, что проявление прожилкового окварцевания, адуляризации и пиритизации следует относить к различным этапам самого процесса формирования рудных тел.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании полученного материала проанализируем некоторые общие особенности состава и строения околорудных метасоматитов для месторождений различных металлов и различных геолого-геохимических групп. Вначале рассмотрим особенности метасоматитов каждой из выделенных групп месторождений, подчеркнув пометальную специфику месторождений, а затем сравним месторождения одних и тех же металлов в разных группах.

Для месторождений кварц-редкометальной группы (I), расположенной в пределах мезозойских поднятий в значительном удалении от границ мезозойских депрессий (более 20—30 км) и переходной (I—II) группы,

рудосопровождающие метасоматиты представлены продуктами широкого проявления щелочного метасоматоза и процессов грейзенизации. При этом, по мере перехода от месторождений кварц-редкометалльной (I) группы к редкометалльно-сульфидной (II) формированию редкометалльной минерализации происходит при возрастающей роли процессов грейзенизации. В этом же направлении происходит закономерное изменение минерального состава грейзенов, в частности увеличение роли фтора и сульфидов.

Месторождения редкометалльно-сульфидной группы (II) располагаются в пределах мезозойских поднятий в незначительном удалении от границ мезозойских депрессий (до 20—30 км). Для них характерно проявление кварц-калишпатового типа изменения в связи с сульфидным оруденением.

Были рассмотрены примеры метасоматической зональности для молибденовых, полиметаллических и золоторудных месторождений, залегающих в гранитоидах. Несмотря на некоторые несущественные различия в составе и строении метасоматических колонок, общим для всех трех типов месторождений является проявление во внутренних зонах калишпатизации. Различия заключаются в развитии в промежуточных зонах метасоматической колонки Шахтамы зоны биотитизации; в более слабом проявлении карбопатизации и серицитизации на Голготайском месторождении; в широком проявлении серицитизации на Каменском месторождении.

Изучение околорудных изменений в породах различного состава в пределах этой группы месторождений также показало сходный характер и тип изменения. На Шахтаминском месторождении были изучены околорудно измененные породы кварц-молибденитовых жил, залегающих в гранодиоритах и лампрофирах. В том и другом случае характер изменения однотипен и представлен во внутренних зонах кварц-калишпатовой породой. На исключительную выдержанность характера преобразования и строения метасоматических колонок около кварц-молибденитовых жил даже при существенных различиях состава исходных пород указывал Ю. В. Казицин (1972). По данным того же автора изменения в зональности метасоматических тел по простиранию и на глубину ограничиваются в большинстве случаев выпадением внутренних зон. Имеющийся в нашем распоряжении материал, отобранный с разных горизонтов шахты, также свидетельствует об этом.

Сходные типы колонок с различиями в количественных соотношениях слагающих минералов были получены нами для измененных гранитов и кварцевых диоритов Каменского месторождения.

Некоторые различия в строении метасоматических колонок по породам различного исходного состава отмечались для кварц-золоторудных жил Голготайского месторождения. Выделяется два типа зональности: в гранитах — гранодиоритах — кварц-калишпатовый тип замещения со слабым развитием турмалина, в микродиоритах — кварц-турмалиновый тип.

Для сходного по типу Ключевского месторождения, представленного серией кварц-турмалиновых жил в гранодиоритах, по Ю. В. Казицыну, промежуточные зоны колонки характеризуются проявлением слабой калишпатизации, а внутренние зоны — альбитизации. Указывается, что зона калишпатизации наиболее распространена для центральных частей рудных тел и в основном для средних и больших глубин и отсутствует на малых глубинах и особенно при выклинивании жил по простиранию; зона альбитизации развита повсеместно около кварц-турмалиновых жил. Аналогичный тип метасоматической колонки для Ключевского месторождения описан Г. А. Тананаевой (1968) в гранитах. Нами эти зоны в колонке кварц-турмалинового типа для Голготайского месторождения отмечены не были.

Месторождения сульфидно-сульфосольной группы (III) распространены в пределах мезозойских депрессий. Среди месторождений, входящих в состав этой группы, были изучены представители полиметаллических и золото-сульфидных месторождений.

Изучение околорудных пород на примере этих месторождений показало, что для всех них преобладающим типом изменения вмещающих пород является березитизация. Колонки березитизированных пород, развитые по гранитоидам, для всех представителей описанной группы достаточно четки и однотипны. На примере Дарасунского, Ново-Широкинского и Кадаинского месторождений было показано сходство метасоматических колонок, проявленных в породах различного состава (граниты, гранодиориты и диориты, габбро-диориты, спессартиты). Во всех случаях изменение происходило в направлении образования пород кварц-серицит-карбонатного состава с преимущественным развитием по гранитам — гранодиоритам фаций березитов (кварц + серицит), по габбро-диоритам, андезитам и спессартитам — фаций лиственитов (кварц + карбонат). Для разрезов, отобранных с разных глубин, метасоматические колонки для однотипных пород не показали каких-либо существенных различий.

Группа месторождений (II—III), занимающих переходное положение между редкометалльно-сульфидными (II) и сульфидно-сульфосольными (III), представлена в основном золоторудными месторождениями

По характеру околорудных изменений, типу колонок изученные месторождения обнаруживают сходство с месторождениями сульфидно-сульфосольной группы (III). Для месторождений переходной группы также свойственно образование около рудных жил зон березитизации с типичными для этой формации парагенезисами минералов (кварц + карбонат + серицит + пирит или кварц + серицит + пирит).

Косачихинское месторождение, являющееся переходным (III—IV группа), характеризуется несколько не обычным составом околорудных пород. Внутренние зоны колонки обнаруживают черты сходства с аргиллизированными породами, описанными для месторождений IV группы.

Месторождения сульфосольной (IV) группы, приуроченные к наиболее подвижным участкам мезозойских депрессий, охарактеризованы лишь одним представителем — Балейским месторождением. Этот тип обладает целым рядом специфических особенностей. Колонка околорудных пород представляет тип изменений, который в литературе именуется аргиллизацией с широким развитием во внутренних зонах процессов гидрослюдизации, каолинизации, окварцевания и локальным проявлением адуляризации. Смена минеральных парагенезисов в горизонтальном и вертикальном направлении выражается в последовательном выклинивании внутренних зон (каолинизации, окремнения) по простиранию и падению жил, в повышении роли карбонатизации и гидрослюдизации на выклинивании и появлении адуляризации в верхних горизонтах (Петровская и др., 1961; Казидин, 1966, 1972; Хомич, Чеглоков, Русинова, 1969; Русинова, 1970; Пампура, Труфанова, Мордвинов, 1970).

Сравнение метасоматитов около сульфидных рудных тел полиметаллических месторождений различных геолого-геохимических групп (Каменское (II) — Акатуй, Кадая (III)) показало как черты сходства, так и различия. Общим для них является широкое проявление процессов серицитизации, окварцевания, в меньшей степени карбонатизации (для более основных разностей гранитоидов). Для Каменского месторождения этот процесс завершился образованием калишпатовых прожилков с сульфидной минерализацией, что характерно для месторождений группы II. Другой особенностью Каменского месторождения, отличающего его от группы III, является проявление комплекса дорудных изменений альбитизации (грейзенизации).

Сопоставление околорудных метасоматитов главных продуктивных ассоциаций для золоторудных месторождений, относимых к различным

геолого-геохимическим группам (Голготайское (II) — Дарасунское (III) — Косачихинское (III—IV) — Балейское (IV) показало, что каждому из них присущи свои специфические особенности проявления околорудного процесса. Так, для Голготайского месторождения (II) изменения вмещающих пород характеризуются проявлением кварц-калийшпатовых метасоматитов, для Дарасунского месторождения (III) и месторождений переходной (II—III) группы — березитизации, для Косачихинского месторождения (III—IV) — каолинизации (гидрослюдизации?) и окварцевания, для Балейского месторождения (IV) — аргиллизации.

ВЫВОДЫ

Установлено, что для месторождений различных геолого-геохимических групп характерны свои, свойственные только для них, специфические особенности проявления околорудного метасоматизма, что говорит о правомочности проведенной систематизации месторождений. В общем виде — это щелочные метасоматиты и грейзены для кварц-редкометальной (I) и переходной (I—II) групп месторождений; кварц-калийшпатовые образования для месторождений редкометально-сульфидной группы (II); березиты (и листовениты) для месторождений сульфидно-сульфосольной группы (III) и переходной группы (II—III); аргиллиты для месторождений группы (III—IV) и (IV).

Метасоматические изменения грейзенового типа не одинаковы в месторождениях первой и второй групп. Аналогичным образом метасоматиты, сопровождающие сульфидное оруденение, различны в месторождениях второй, третьей и четвертой выделяемых нами геолого-геохимических групп.

Околорудные изменения месторождений различных металлов в пределах единой группы различаются не существенно. Для всех них общим является одинаковый характер изменений во внутренних зонах метасоматических колонок.

Изменчивость характера околорудных метасоматитов от состава вмещающих пород не столь велика. Определяющим является принадлежность месторождения к той или иной геолого-геохимической группе.

Знание характера изменения и состава околорудных метасоматитов месторождений различных геолого-геохимических групп позволяет типизировать месторождения и дает материал для целенаправленной постановки поисковых работ. Особенно важно учитывать эти данные при применении методов азрогаммаспектрометрических поисков, действенность которых не одинакова для различных групп месторождений (Ефимов и др., 1972, 1973; «Опыт применения радиоактивных методов...», 1962; «Методические указания...», 1963, 1965; «Азрогамма — спектрометрический метод поисков...», 1967).

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В РУДАХ ДЛЯ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геохимией достигнуты большие успехи в изучении многих химических элементов — установлены особенности их распределения по различным фазам природных процессов; выявлены важнейшие минералы-носители и рассмотрено поведение редких элементов в них в различных стадиях рудоотложения и минеральных ассоциациях; показано, что многие из редких элементов являются надежными индикаторами физико-химических условий минералообразования (Виноградов, 1967, Власов, 1957; Овчинников, 1964, Гинзбург, 1963; Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, 1—3 т. 1964; 1966; Иванов, 1966, и др.). Успешное решение отмеченных и многих других вопросов и накопившаяся большая минералого-геохимическая информация позволяют перейти к следующему этапу изучения геохимии редких элементов — изучению пространственных и других наиболее общих регионально-геохимических закономерностей их поведения и распределения в пределах отдельных регионов, установления связей между геотектоническими и геохимическими характеристиками с целью прогнозной оценки территорий (Иванов, 1968).

Настоящий раздел посвящен разработке этой проблемы для Восточного Забайкалья. В число исследуемых химических элементов вошли висмут, серебро, таллий, индий и сурьма, являющиеся постоянными примесями забайкальских руд и характеризующиеся контрастностью поведения в гидротермальном процессе (Кузнецов, Мейтув, 1967).

Задачей исследования было выявление: 1) особенностей поведения и распределения элементов-примесей в месторождениях крупных геолого-геохимических групп, характеризующихся общностью важнейших геологических и минералого-геохимических свойств, а также специфики месторождений каждой из этих групп в отношении элементов-примесей с целью установления наиболее общего, регионального фактора, определяющего размещение их рудных концентраций; 2) роли и влияния на концентрирование или рассеяние элементов-примесей других факторов, имеющих более локальное значение; 3) значения индикаторных свойств элементов-примесей для решения некоторых вопросов генезиса и прогнозно-поисковой оценки месторождений. Решение всех перечисленных вопросов дало также возможность с достаточной степенью надежности оценить общие перспективы данного региона в отношении указанных элементов-примесей.

В процессе полевых работ по этому направлению исследований был собран каменный материал по 22 месторождениям из 8 важнейших рудных районов. Пробы для минералого-геохимических исследований были отобраны по главным типам руд и их разновидностям по возможности из различных участков месторождений. В основу настоящего исследования были положены результаты химических и количественных спектральных анализов 400 мономинеральных проб галенита, сфалерита и пирита и 100 флотационных концентратов, полученных в лаборатории аксессуарных минералов ИМГРЭ. Были также учтены все пригодные для статистического обобщения аналитические данные, накопленные за два десятилетия многими исследователями. В общей сложности количество геохимической инфор-

мации по рассматриваемым элементам в минералах составило порядка 2800 анализов, из которых 1800 выполнено в процессе работы. Математическое обобщение имеющегося фактического материала проводилось различными статистическими методами с использованием ЭВМ «Наири-2». Для уточнения геохимических выводов проведен необходимый объем минералогических, микроскопических и физико-химических исследований. Они позволили выявить формы нахождения изученных элементов, выяснить влияние физико-химических факторов (температура, рН среды) на распределение элементов-примесей.

ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ СЕРЕБРА, ВИСМУТА, СУРЬМЫ, ИНДИЯ И ТАЛЛИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ГРУППАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При анализе геохимических особенностей руд была принята геолого-геохимическая группировка месторождений, рассмотренная в гл. I, II, VIII. Предметом специальных исследований были месторождения редкометалло-сульфидной (II), сульфидно-сульфосольной (III), сульфосольной (IV) групп и переходные представители (I—II, III—IV). Сведения по кварц-редкометалло-сульфидной группе месторождений (I, I—II) заимствованы из многочисленных литературных источников.

Кварц-редкометалло-сульфидная группа (I, I—II)

Среди рассматриваемой группы выделены месторождения бессульфидной подгруппы (апограниты, грейзены), наиболее удаленные от краев мезозойских поднятий, и малосульфидной подгруппы (редкометалло-сульфидные жилы с грейзенизацией), расположенные ближе к краевым частям этих структур (см. фиг. 3). Материал по этой группе месторождений систематизирован в сводной таблице (табл. 44).

Наиболее важной примесью месторождений кварц-редкометалло-сульфидной группы является висмут, который в месторождениях бессульфидной подгруппы (I) фиксируется исключительно в виде висмута и в самородном состоянии. В случае убого проявленной кварц-сульфидной ассоциации висмут выделяется в серебро-свинцовом микрогеохимическом парагенезисе¹ (лиллианит). В месторождениях малосульфидной подгруппы (I—II) к ранее отмеченному микропарагенезису добавляется медь и теллур. Сурьма совершенно не типична для месторождений этой группы и в случае ее появления (малосульфидная подгруппа) характеризуется тесной связью с медью, реже со свинцом (тетраэдрит, бурнонит). Серебро в собственно минеральном проявлении отмечается очень редко, встречаясь, как правило, в микропарагенезисе с висмутом и со свинцом (лиллианит), а иногда (малосульфидная подгруппа) с теллуrom и золотом (гессит, сильванит). Собственные минералы таллия и индия в рудах месторождений этой группы не отмечаются. Степень развития висмутовых, серебряных и сурьмяных минералов, а также уровни концентраций всей гаммы изученных элементов в месторождениях бессульфидной (I) и малосульфидной (I—II) подгрупп нашли отражение в высчитанных оценках средних содержания их в рудах и основных сульфидных минералах (см. табл. 44). Причем максимально высокие концентрации этих элементов присущи месторождениям с наибольшим проявлением сульфидной минерализации.

Редкометалло-сульфидная группа (II)

Данная группа объединяет месторождения различных типов: редкометалло-полиметаллические, касситерит (вольфрамит)-сульфидные, молибденит-полиметаллические, характеризующиеся приуроченностью к краевым частям положительных структур (не далее 20—30 км от их края; см. фиг. 3).

¹ Под термином «микрогеохимический парагенезис» мы понимаем совместное нахождение элементов в одном и том же минерале.

Таблица 44

Распределение висмута, серебра, таллия, индия и сурьмы в рудах и основных рудообразующих сульфидных минералах кварц-редкометалльной группы (I, I—II)

Геолого-геохимическая подгруппа	Элемент	Типоморфные минеральные формы	Микрогеохимический парагенезис	Основная минеральная ассоциация
Бессульфидная — I	Bi	Висмутин, самородный Bi	Bi	Кварц-вольфрамитовая
		Лиллианит	Ag—Bi—Pb	Кварц-сульфидная
	Ag	Лиллианит	Ag—Bi—Pb	То же
	Tl	—		
	In	—		
Малосульфидная — I—II	Sb	—		
	Bi	Висмутин, самородный Bi, тетрамит, галенобисмутит, козалит	Te—Bi—Pb	Сульфидно-(касситеритово)-вольфрамитовая
		Козалит, галенобисмутит, лиллианит, виттихенит, айкинит	Ag—Cu—Pb—Bi	Полисульфидная
	Ag	Гессит, сильванит	Au—Ag—Te	Сульфидно-(касситеритово)-вольфрамитовая
		Лиллианит	Ag—Bi—Pb	Полисульфидная
	Sb	Тэтраэдрит, бурнонит	Pb—Cu—Sb	»
	Tl	—		
	In	—		

Здесь и далее: $\hat{\sigma}$ — оценка средних содержаний; $\pm 0.95\%$ — доверительный интервал оценок; $S_{\hat{\sigma}}^2$ — дисперсия; n — количество анализов.

Анализ данных показывает, что, несмотря на различия в степени и характере проявления минеральных ассоциаций при ведущей роли тех или иных полезных компонентов руд, все месторождения, объединенные в редкометалльно-сульфидную группу, имеют много общих геологических и минералого-геохимических черт. Для месторождений редкометалльно-сульфидной группы присуще практически полное отсутствие продуктов раннего щелочного метасоматоза, значительно меньшая интенсивность проявления стадии кислотного выщелачивания (по сравнению с кварц-редкометалльными) и несколько иной состав ее продуктов, увеличение роли фтора, фиксируемого преимущественно в виде флюорита и, наконец, широкое развитие сульфидной минерализации вплоть до выделения сульфидов в качестве ведущего компонента руд (см. гл. IV).

Различные типы месторождений редкометалльно-сульфидной группы характеризуются довольно близкими величинами содержаний исследуемых элементов. Для висмута среднее содержание по отдельным типам месторождений колеблется от 195 до 480 г/т, для серебра от 25 до 51 г/т, для сурьмы — от 200 до 275 г/т, для индия — от 3,3 до 14 г/т и для таллия — от 3,7 до 8,7 г/т. Причем наиболее низкие концентрации висмута при-

Среднее содержание (в г/т)

Руда	Пирит			Сфалерит			Галенит		
	$\hat{\theta}$ $\pm \lambda$	n	$S^2_{\hat{\theta}}$	$\hat{\theta}$ $\pm \lambda$	n	$S^2_{\hat{\theta}}$	$\hat{\theta}$ $\pm \lambda$	n	$S^2_{\hat{\theta}}$
227	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1700	$\frac{567}{343}$	41	31250	$\frac{280}{43}$	4	475	$\frac{21180}{14518}$	10	55555556
232	$\frac{133}{50}$	20	644	$\frac{210}{123}$	7	3264	$\frac{9990}{6645}$	10	11363636
Следы	$\frac{183}{115}$	3	2333	$\frac{220}{118}$	3	6820	$\frac{390}{103}$	8	2740
—	$\frac{3}{1,2}$	3	0,09	$\frac{6,5}{1,9}$	4	0,95	$\frac{45}{26}$	12	221
—	17	1	—	$\frac{151}{85}$	3	183	—	—	—

суши месторождениям редкометалльно-полиметаллического типа, а серебра, сурьмы, индия и таллия — месторождениям молибденит-полиметаллического. Для всей описываемой группы месторождений среднее содержание висмута составляет 366 г/т, серебра — 37 г/т, индия — 11 г/т, таллия — 5,8 г/т и сурьмы — 247 г/т.

Характер проявления собственно висмутовой, серебряной и сурьмяной минерализаций в различных типах месторождений редкометалльно-сульфидной группы близок (табл. 45). Для висмута наиболее устойчивым и часто встречающимся микрогеохимическим парагенезисом является медно-свинцово-теллуrowый (тетрадимит, теллуrowисмутит, галеновисмутит, козалит, виттихенит, эмплектит и др.); значительно реже к этим элементам добавляется серебро (аляскаит, бенжаминит); для сурьмы — серебро-мышьяково-свинцово-медный (блеклая руда, буланжерит, бурнонит, пираргирит, стефанит и др.); для серебра — свинцово-медно-теллуrow-мышьяково-сурьмяный (пираргирит, прустит, гессит, полибазит, фрейбергит, фрейслебенит и др.), в который довольно редко может входить также золото (сильванит) и висмут. Кроме отмеченных микрогеохимических парагенезисов для серебра и висмута характерно присутствие в самород-

Таблица 45

Распределение висмута, серебра, сурьмы, таллия и индия в различных типах месторождений редкометалльно-сульфидной (II) группы

Тип месторождения	Элемент	Типоморфные минералы	Микрогеохимический парагенезис	Оценки средних			
				Руда	Гале		
					$\frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\bar{X}_{cp}}$	$\frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\hat{\theta}}$	$\pm \lambda$
Касситерит (вольфрамит)-сульфидный	Bi	Висмутин, самородный висмут, тетрадимит, сульфовисмутиты Pb, Cu, Ag	Ag—Cu— —Pb—Te— —Bi	$\frac{100-600}{360}$	$\frac{250-615}{360}$	178	41
	Ag	Самородное Ag, гессит, пираргирит, прустит, полибазит, аргентит, сложные сульфиды Bi, Pb, Cu, Ag	Bi—Cu— —Pb—Te— —As—Sb— —Ag	$\frac{3-100}{39}$	$\frac{530-2750}{1690}$	356	23
	Sb	Блеклая руда, бурнонит, джемсонит, пираргирит, полибазит	Ag—Pb— —Cu—As— —Sb	$\frac{Cl. - 900}{240}$	$\frac{1840-3280}{2000}$	251	18
	Tl	—	—	$\frac{—}{4}$	Не обн. — 2,9 1,0	0,5	15
	In	—	—	$\frac{1-9,8}{5,4}$	$\frac{5-17}{12}$	4,0	12
Молибденит-(золото)-полиметаллический	Bi	Висмутин, самородный висмут, тетрадимит, галенобисмутит, эмплектит, виттихенит, айкиннит	Ag—Cu— —Pb—Te— —Bi	$\frac{90-1450}{480}$	$\frac{180-2500}{280}$	109	20
	Ag	Самородное серебро, гессит, пираргирит, аргентит, сильванит, прустит, фрейбергит, аляскаит	Au—Bi— —Cu—Pb— —Te—As— —Sb—Ag	$\frac{3-60}{25}$	$\frac{540-1760}{1240}$	495	37
	Sb	Блеклая руда, бурнонит, буланжерит, фрейбергит	Ag—Pb— —Cu—As— —Sb	$\frac{—}{200}$	$\frac{1200-1800}{1600}$	246	20
	Tl	—	—	$\frac{2,4-5,0}{3,7}$	Не обн. — 7 3,5	2,5	10
	In	—	—	$\frac{3-3,6}{3,3}$	$\frac{2-6}{4,5}$	2,8	6
Редкометалльно-полиметаллический	Bi	Висмутин, самородный висмут, тетрадимит, сульфовисмутиты свинца, аляскаит	Ag—Cu— —Pb—Te— —Bi	$\frac{80-280}{195}$	$\frac{180-544}{366}$	61	39
	Ag	Пираргирит, прустит, аргентит, самор. серебро, гессит, стефанит, полибазит, штрмейерит, аляскаит, дискразит, фрейслебенит	Bi—Cu— —Pb—Te— —As—Sb— —Ag	$\frac{20-133}{51}$	$\frac{520-2100}{1212}$	388	80
	Sb	Буланжерит, блеклая руда, джемсонит, бурнонит, пираргирит, стефанит, полибазит, дискразит	Ag—Cu— —Pb—As— —Sb	$\frac{50-500}{275}$	$\frac{360-3900}{1803}$	211	58
	Tl	—	—	$\frac{5-12,5}{8,7}$	$\frac{0,4-12,1}{4,2}$	3,4	65
	In	—	—	$\frac{8-20}{14}$	$\frac{n/o - 15}{6,0}$	4,2	7

* — колебание средних арифметических содержаний по месторождениям.

содержаний (в г/т)								
нит	Сфалерит				Пирит			
S_{θ}^2	$\frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\theta}$	$\pm\lambda$	n	S_{θ}^2	$\frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\theta}$	$\pm\lambda$	n	S_{θ}^2
7752	$\frac{60-140}{104}$	19	10	98	$\frac{105-280}{218}$	109	11	3289
327860	$\frac{78-160}{87}$	18	28	82	$\frac{36-46}{43}$	23	18	144
16667	$\frac{230-360}{290}$	63	10	1032	$\frac{100-610}{317}$	210	6	30303
0,06	$\frac{1-10}{4}$	0,9	13	0,94	$\frac{1-6}{3,2}$	2,4	6	1,5
5,3	$\frac{43-398}{43-191}$	42-70	6-40	441-1266	$\frac{4-10}{6}$	1,7	34	0,7
3086	$\frac{60-120}{90}$	36	12	703	$\frac{100-450}{220}$	109	22	3236
451448	$\frac{91-125}{116}$	22	18	129	$\frac{11-53}{37}$	4	68	4,3
22350	$\frac{200-240}{220}$	49	12	546	$\frac{110-610}{290}$	200	7	11114
18,9	$\frac{3-4}{3,5}$	1,2	10	0,4	$\frac{1-4}{2,2}$	0,8	7	0,17
3,6	$\frac{76-250}{76-200}$	75-120	22-12	1538-3921	$\frac{3-8}{4,5}$	1,3	11	0,5
977	$\frac{30-100}{64}$	26	9	180	$\frac{50-210}{83}$	50	10	661
312714	$\frac{70-85}{80}$	21	38	114	$\frac{26-53}{30}$	5	22	6,7
11416	$\frac{120-360}{240}$	130	9	4255	$\frac{100-450}{310}$	109	9	3175
24,7	$\frac{1-7}{3}$	1,0	13	0,57	Не обн. — 2 0,8	0,8	8	0,16
8,3	$\frac{34-650}{60-325}$	8-130	42-27	12-4367	$\frac{2-6}{3}$	2,1	9	1,2

Таблица 46

Распределение висмута, серебра, сурьмы, таллия и индия в месторождениях редкометалльно-сульфидной (II) группы

Элемент	Типоморфные минеральные формы	Микрогеохимический парагенезис	Основные минеральные ассоциации
Висмут	Висмутин, самородный висмут	Bi	Кварц-редкометалльная
	Висмутин, самородный висмут, тетрадимит, галенобисмутит, теллуrowисмутит	Pb—Te—Bi	Колчеданная (пирит-арсенопирит-пирротин-халькопиритовая)
Серебро	Виттихенит, эмплектит, айкинит, козалит, сложные сульфиды висмута, свинца меди и серебра	Ag—Cu—Pb—Bi	Полиметаллическая (галенит-сфалеритовая)
	Самородное серебро, гессит, сильванит	Au—Te—Ag	Колчеданная (пирит—арсенопирит—пирротин—халькопиритовая)
Сурьма	Пираргирит, прустит, полибазит, стефанит, аргентит, фрейбергит, фрейслебенит, аляскаит	Bi—Pb—Cu—As—Sb—Ag	Полиметаллическая (галенит-сульфосольная, галенит-сфалеритовая)
	Блеклая руда, буланжерит, бурнонит, джемсонит, пираргирит, стефанит, полибазит	Ag—As—Pb—Cu—Sb	Полиметаллическая (галенит-сульфосольная, галенит-сфалеритовая)
Таллий	—	—	—
Индий	—	—	—

ном состоянии и в виде простых сульфидов — аргентита и висмутина.

В общем процессе формирования месторождений редкометалльно-сульфидной группы намечается определенная последовательность в образовании собственных минеральных видов висмута, серебра и сурьмы (табл. 46). Для ранней кварц-редкометалльной ассоциации присуще наличие лишь незначительных количеств висмутовых минералов, представленных простым сульфидом — висмутином и самородной формой. В колчеданных рудах висмут фиксируется, помимо ранее отмеченных минералов, в свинцово-теллуrowом парагенезисе (галенобисмутит, теллуrowисмутит, тетрадимит), а серебро — в золото-теллуrowо-серебряном (самородное серебро, гессит, сильванит). Сурьма не типична для данной ассоциации, встречаясь лишь в виде единичных находок брейтгауптита (никель-сурьмяный парагенезис). В поздних полиметаллических рудах висмут фиксируется в виде редких выделений сложных сульфидов — виттихенита, эмплектита, козалита, айкинита и др., серебро представлено самородной формой, аргентитом и микрогеохимическим парагенезисом с сурьмой, мышьяком, медью и редко со свинцом и висмутом (пираргирит, прустит, полибазит, фрейслебенит и др.), а сурьма — серебро-мышьяково-свинцово-медным (блеклые руды, буланжерит, бурнонит, пираргирит и др.).

Близость концентраций исследуемых элементов в рудах различных типов месторождений редкометалльно-сульфидной группы нашла отражение в их распределении в пирите, сфалерите и галените. Вычисленные зна-

Оценка средних содержаний (в г/т)

Руда	Галенит			Сфалерит			Пирит		
	$\hat{\theta}$ $\pm \lambda$	n	$S_{\hat{\theta}}^2$	$\hat{\theta}$ $\pm \lambda$	n	$S_{\hat{\theta}}^2$	$\hat{\theta}$ $\pm \lambda$	n	$S_{\hat{\theta}}^2$
366	$\frac{336}{53}$	100	748	$\frac{83}{15}$	31	94	$\frac{122}{43}$	43	470
37	$\frac{1420}{58}$	140	851	$\frac{84}{11,5}$	84	35	$\frac{34}{3}$	108	2,56
247	$\frac{1854}{660}$	96	6793	$\frac{244}{38}$	31	353	$\frac{302}{93}$	22	1263
5,8	$\frac{2,2}{0,55}$	90	0,08	$\frac{5,6}{0,6}$	36	0,1	$\frac{1,7}{0,5}$	21	0,08
11	$\frac{8}{2,7}$	25	1,9	$\frac{58-251}{8-26}$	70-79	17-158	$\frac{5}{0,9}$	51	0,23

чения критерия согласия χ^2 показали сходство полученных оценок средних содержаний элементов в этих минералах для различных типов месторождений и позволили вывести генеральные средние оценки в целом для группы. Причем для индия в сфалерите выделяются два значения, одно из которых (максимальное) характеризует месторождения, относительно обогащенные оловом, а другое — месторождения, обедненные оловом (см. табл. 46).

Микроскопическое изучение, корреляционный анализ и математические расчеты показывают, что наиболее обычные концентрации исследуемых элементов в главных сульфидных минералах обязаны их «примесной» форме. Аномально высокие или повышенные содержания, отмечаемые в редких случаях, определяются наличием микровключений собственных минеральных форм или основных минералов-носителей того или иного элемента.

Локальный микроанализ галенита на серебро позволил установить, что оно может присутствовать в «примесной» форме в данном минерале в количестве до 3300 г/т, причем при концентрации до 2000 г/т эта форма полностью обуславливает общее валовое содержание этого элемента в галените (табл. 47). В более редких случаях, когда валовая концентрация превышает 2000 г/т, отмечается значительная роль собственно серебряных минералов, на которые может приходиться до 1/3 от общего количества серебра в галените.

Таблица 47

Количественное соотношение между «примесной» и собственно минеральной формами нахождения серебра в галените¹

Месторождение	Общее валовое содержание, г/т	Данные микроанализа, г/т	Разница между содержаниями, г/т	Кол-во Ag, присутствующее в виде собственно минералов, %
Редкометалльно-сульфидная группа (II)				
Хапчеранга	1400	1500	-100	—
	1100	1200	+100	9
	1500	1400	+100	7
Савинское 5	3100	2200	+900	29
	3300	3300	—	—
Шерловая Гора	3000	3000	—	—
Каменское	310	290	+20	6
Курылытыкен	1600	1400	+200	12
Сульфидно-сульфосольная группа (III)				
Кадаинское	1500	1600	-100	—
Воздвиженское	1300	960	+340	26
Покровское	2900	2400	+500	17
Михайловское	3100	2700	+400	13
»	3400	3100	+300	9
Благодатское	2500	2100	+400	16
Екатерино-Благодатское	3800	3900	-100	—
Смирновское	1800	1900	-100	—
	2400	2500	-100	—

¹ — допустимая погрешность обоих видов анализа не > 10 %.

Корреляционный анализ содержаний рассматриваемых элементов в галенитах описываемых месторождений показал наличие тесной положительной зависимости между сурьмой и серебром, как в пределах отдельных типов, так и в целом для редкометалльно-сульфидной группы ($r_{\text{высч.}} = 0,91 > r_{\text{доп.}} = 0,57$), и отсутствие таковой для серебра и висмута ($r_{\text{высч.}} = 0,47 < r_{\text{доп.}} = 0,59$).

Сульфидно-сульфосольная группа (III, III—IV)

Эта группа объединяет обширное семейство свинцово-цинковых месторождений, различие которых в составе обусловлено в одних случаях проявлением ранней мышьяковой минерализации, в других золотоносностью или оловоносностью полиметаллических руд и, наконец, значительным развитием поздней сульфосольной ассоциации с серебром.

Месторождения этой группы характеризуются тем, что локализируются в пределах мезозойских депрессий (см. фиг. 3). Причем в зависимости от степени удаленности от края мезозойских отрицательных структур среди них можно выделить арсенопирит-галенит-сфалеритовую (III) и галенит-сфалерит-сульфосольную (III—IV) подгруппы. Первые (Запокровское, Гурулевское, Октябрьское, Кадаинское, Акатуевское месторождения и др.) располагаются в слабо прогнутых участках мезозойских депрессий и тяготеют к их краевым частям, а вторые (Ивановское, Спасское, Благодатское, Екатерино-Благодатское, Алгачинское месторождения и др.) — к наиболее опущенным внутренним частям этих структур. По мере удаления месторождений от краев мезозойских депрессий к их наиболее прогнутым

участкам наблюдается закономерное уменьшение проявления ранней кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации, а также серебра, меди, висмута, селена, теллура, кобальта, никеля в рудах и возрастание роли галенит-сфалеритовой и собственно сульфосольной ассоциации при одновременном увеличении в составе руд олова, индия, галлия, таллия, серебра и сурьмы. Граница между выделенными подгруппами носит в достаточной степени условный характер. Между ними отмечаются месторождения с промежуточными минералого-геохимическими свойствами (Воздвиженское, Михайловское и др.), которые по тектоническому положению сходны с I подгруппой.

Поведение висмута, серебра и сурьмы в месторождениях сульфидно-сульфосольной группы весьма характерно. Наблюдается закономерное увеличение количеств серебра и сурьмы от месторождений подгруппы III к подгруппе III—IV. Обратная тенденция присуща висмуту (табл. 48). В среднем содержание висмута месторождений подгруппы III составило 30 г/т, а в подгруппе III—IV—6 г/т; серебра соответственно 101 и 227 г/т; сурьмы — 1200 и 2330 г/т. Аналогичная картина устанавливается и при рассмотрении интенсивности проявления собственных минералов этих элементов в пределах рассматриваемой группы месторождений. Наиболее отчетливо выявленная тенденция проявляется в пределах отдельных рудных районов для месторождений, сформированных в сходной геологической среде.

Для месторождений сульфидно-сульфосольной группы выявлены определенные закономерности в распределении и в последовательности образования собственных минеральных видов висмута, серебра и сурьмы. В период отложения ранних мышьяково-колчеданных руд минералы висмута и серебра фиксируются крайне редко, а сурьмяные отсутствуют. При этом висмут представлен самородной формой и висмутином, а в специфических условиях (Ново-Широкинское месторождение) — галеновисмутитом. Серебро фиксируется лишь в подгруппе III в виде теллуридов. В галенит-сфалеритовых и поздних сульфидно-сульфосольных рудах висмутовые минералы практически отсутствуют, встречаясь в единичных случаях в виде сульфовисмутита свинца (?), а степень развития серебряных и сурьмяных минералов значительно возрастает, достигая наибольшего распространения в ходе отложения собственной галенит-сульфоантимонитовой ассоциации. При этом серебро выделяется в самородном состоянии, в виде аргентита, и в мышьяково-сурьмяном микропарагенезисе (пираргирит, прустит, полибазит и др.). В специфических условиях (Смирновское месторождение) отмечается также германиево-оловянный микропарагенезис (канфилдит, аргиродит). Для сурьмы типичен сербро-мышьяково-медно-свинцовый микрогеохимический парагенезис (буланжерит, бурнонит, блеклые руды, геокронит, пираргирит др.) и лишь в редких случаях (Смирновское месторождение) к ним добавляется олово (франкеит, цилиндрит).

В распределении концентраций индия и таллия месторождений сульфидно-сульфосольной группы также установлены определенные закономерности. Однако в связи со спецификой этих элементов, выражающейся для таллия в способности широко рассеиваться в алюмосиликатных минералах, а для индия в тесной геохимической связи с оловом, четко они прослеживаются лишь для месторождений, сформированных в сходных геологических условиях. Для таллия тенденция к увеличению его концентрации в рудах месторождений, обогащенных собственно сульфосольной ассоциацией, четко проявлена лишь при сопоставлении месторождений, залегающих в карбонатной среде. Месторождения, сформированные в алюмосиликатной среде (Алгачинская группа и др.), характеризуются практически отсутствием или крайне незначительными концентрациями таллия в рудах. Близкие величины средних содержаний таллия, полученные в целом для месторождений обеих подгрупп (13 и 11 г/т), обусловлены тем, что подгруппа III—IV характеризуется значительным числом представи-

Таблица 48

Распределение висмута, серебра, сурьмы, индия и таллия в рудах и главных сульфидных минералах сульфидно-сульфосольной (III, III—IV) группы

Геолого-геохимическая подгруппа	Элемент	Типоморфные минеральные формы	Микро-геохимический парагенезис
Арсенопирит-галенит-сфалеритовая подгруппа — III	Bi	Самородный висмут, висмутин	Bi
		Сульфовисмутит свинца	Pb—Bi
		Теллуриды серебра	Te—Ag
	Ag	Самородное серебро, аргентит, пираргирит, прустит	As—Sb—Ag
	Sb	Буланжерит, блеклая руда (тетраэдрит), бурнонит, джемсонит, геокронит, пираргирит	Ag—As—Cu— —Pb—Sb
	Tl	—	.
Галенит-сфалерит-сульфосольная подгруппа — III—IV	Bi	Самородный висмут	Bi
	Ag	Самородное серебро, аргентит, пираргирит, прустит, полибазит	As—Sb—Ag
	Sb	Буланжерит, джемсонит, геокронит, менегенит, бурнонит, блеклая руда (тетраэдрит), пираргирит	Ag—As—Cu— —Pb—Sb
	Tl	—	
	In	—	

телей, залегающих в породах, способствующих его широкому рассеянию в жильных минералах.

Концентрация индия в месторождениях как для рассматриваемой группы в целом, так и для отдельных подгрупп определяется степенью оловоносности руд. В связи с этим в подгруппах выделяются две совокупности месторождений, отличающихся по индиенности руд (см. табл. 48).

Отмеченные особенности распределения концентраций исследуемых элементов в рудах сульфидно-сульфосольной группы месторождений находят отражение и в главных рудных минералах — пирите, сфалерите и галените (см. табл. 48).

Результаты микроскопического изучения руд, корреляционного анализа и математических расчетов позволяют считать, что наиболее обычные концентрации исследуемых элементов в главных сульфидных минералах, нашедшие отражение в полученных оценках средних содержаний, обусловлены «примесной» формой нахождения элементов. Аномально высокие или повышенные содержания, отмечаемые в редких случаях, определяются наличием микровключений собственных минеральных форм.

Локальный микроанализ галенита из месторождений рассматриваемой

Основные минеральные ассоциации	Руда	Оценки средних содержаний (в г/т)								
		Пирит			Сфалерит			Галенит		
		$\hat{\theta}$ $\pm \lambda$	n	$S_{\hat{\theta}}^2$	$\hat{\theta}$ $\pm \lambda$	n	$S_{\hat{\theta}}^2$	$\hat{\theta}$ $\pm \lambda$	n	$S_{\hat{\theta}}^2$
Колчеданная арсеникопирит-пирротиновая Галенит-сфалеритовая	30	$\frac{70}{29}$	15	224	$\frac{47}{19}$	12	94	$\frac{72}{25}$	81	166
Колчеданная пирротин-арсеникопирит-пиритовая Галенит-сфалеритовая (галенит-сульфоантимонитовая)	101	$\frac{51}{13}$	42	40	$\frac{118}{22}$	68	129	$\frac{1980}{105}$	98	2873
Галенит-сфалеритовая (галенит-сульфоантимонитовая)	1200	$\frac{432}{122}$	14	4048	$\frac{360}{118}$	12	1190	$\frac{2700}{326}$	82	27027
—	13	$\frac{3,6}{0,8}$	12	0,12	$\frac{5,3}{1,5}$	23	0,6	$\frac{6,2}{0,8}$	108	0,16
—	12,3	$\frac{2,5}{1,4}$	12	0,53	$\frac{37-165}{8-32}$	68-30	16-264	$\frac{3}{2,1}$	16	1,2
Колчеданная пирит-пиритовая	6	$\frac{26}{19}$	10	97	$\frac{20}{14}$	11	306	$\frac{56}{31}$	39	251
Галенит-сфалеритовая, галенит-сульфоантимонитовая	227	$\frac{173}{12}$	46	37	$\frac{200}{20}$	74	101	$\frac{2850}{144}$	107	5409
Галенит-сфалеритовая, галенит-сульфоантимонитовая	2330	$\frac{540}{178}$	15	8475	$\frac{410}{24}$	11	156	$\frac{3970}{370}$	47	35842
—	11/37	$\frac{3,4}{0,95}$	13	0,81	$\frac{4,6}{1,2}$	18	0,4	$\frac{14,7}{3}$	75	2,5
—	33	$\frac{6}{0,5}$	54	0,06	$\frac{22-213}{11-15}$	20-118	30-55	$\frac{4,5}{1,8}$	26	0,83

группы на серебро показал, что оно может присутствовать в нем в «примесной» форме в количестве до 3900 г/т (см. табл. 47). Количество серебра, обусловленное собственно минеральной формой этого элемента в галените, отмечается в значительно более редких случаях и не превышает 26% от суммарного.

Корреляционный анализ средних содержаний серебра, висмута и сурьмы в галенитах описываемых месторождений показал наличие тесной положительной зависимости между серебром и сурьмой ($r_{\text{высч.}} = 0,56 > r_{\text{доп.}} = 0,46$) и отсутствие таковой для серебра и висмута ($r_{\text{высч.}} = 0,03 < r_{\text{доп.}} = 0,59$).

Сульфосольная группа (IV)

Она включает золото-серебро-сульфосольные месторождения «эпитермального» типа. Данный тип минерализации располагается в зоне унаследованно развивавшегося мезозойского прогиба, на участке, осложненном геоантиклинальным поднятием. По химико-минералогическим особенностям он соответствует формации убого сульфидных руд (по классификации Н. В. Петровской).

Сведения о минералого-геохимических особенностях рассматриваемых элементов в этом типе минерализации крайне ограничены. От месторождений сульфидно-сульфосольной группы эти месторождения отличаются практически полной стерильностью в отношении висмута, уменьшением концентраций серебра и сурьмы, проявляющихся главным образом в собственно минеральной форме, и высоким содержанием таллия в дисульфидах железа.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ И ИХ ИНДИКАТОРНОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Закономерности пространственного распределения концентраций элементов-примесей в связи с геотектоническим фактором

Сходство месторождений по минералого-геохимическим особенностям поведения серебра, висмута, сурьмы, таллия и индия в пределах каждой из выделенных геолого-геохимических групп позволяет выявить наиболее общие пространственные закономерности распределения этих элементов.

Полученные данные (табл. 49) показывают, что каждая из геолого-геохимических групп месторождений характеризуется вполне определенным, отличным от других уровнем рудных концентраций рассматриваемых элементов. Причем в распределении каждого из элементов проявляется отчетливая региональная пространственная зональность.

Наиболее отчетливая тенденция закономерного изменения концентраций в рудах от мезозойских поднятий к депрессионным структурам, независимо от геологической среды, выявляется для висмута и сурьмы (фиг. 46). Так для висмута наблюдается возрастание концентраций в рудах от наиболее удаленных частей поднятий (227 г/т) к менее удаленным (1700 г/т) и уменьшение, вплоть до практически полного отсутствия («следы»), в наиболее прогибавшихся участках депрессий. Сурьма проявляет противоположную тенденцию и характеризуется закономерным увеличением концентраций в рудах от наиболее удаленных частей положительных структур (Не обн.) к наиболее удаленным частям отрицательных (2330 г/т).

Серебро отличается более сложной картиной регионального распределения. Для него устанавливаются два максимума концентраций в рудах (см. фиг. 46). Подобное региональное распределение серебра обусловлено геохимической связью его в месторождениях соответствующих тектонических структур, в одних случаях с висмутом, а в других — с сурьмой.

На зависимость концентраций таллия и индия в рудах от приуроченности к тем или иным тектоническим структурам, как будет показано далее, накладывает отпечаток геохимическая специфика формирования месторождений.

Отмеченные особенности пространственного распределения исследуемых элементов в рудах месторождений, занимающих различное тектоническое положение, в общем нашли отражение и в главных сульфидных минералах (см. фиг. 46). Только для индия картина распределения в минералах несколько иная, чем в рудах.

Анализ сходства — различия рассматриваемых групп месторождений с помощью критерия согласия χ^2 для оценок средних содержаний изученных элементов в минералах показал разнородность их по большинству параметров (табл. 50).

Сравнительный анализ характера и степени развития собственно висмутовой, серебряной и сурьмяной минерализаций также достаточно четко выявляет специфику месторождений, отличающихся тектоническим положением (табл. 51). Последняя выражается в эволюции минеральных форм проявления серебра, висмута и сурьмы, в неоднозначности силы связи последних с другими элементами в микрогеохимическом парагенезисе, в интенсивности проявления собственных минералов при прослеживании

Таблица 49

Оценки средних содержаний висмута, серебра, сурьмы, индия и таллия (в г/т) в рудах и минералах месторождений, занимающих различное тектоническое положение

Геолого-геохимическая группа; подгруппа	Руда					Галенит					Сфалерит					Пирит				
	Bi	Ag	Sb	In	Tl	Bi	Ag	Sb	Tl	In	In'/In''	Ag	Bi	Sb	Tl	Bi	Ag	Sb	In	Tl
Кварц-редкометалльная бессульфидная I	227	12	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
малосульфидная I—II	1700	232	Сл.	—	—	21180	9990	390	45	—	—/151	210	280	220	6,5	567	133	183	17	3
Редкометалльно-сульфидная II	366	37	247	11	5,8	336	1420	1854	2,2	8	58/251	84	83	244	5,6	122	34	302	5	1,7
Сульфидно-сульфосольная арсенопирит-галенит-сфалеритовая III	30	104	1200	12,3	13	72	1980	2700	6,2	3	37/165	118	47	360	5,3	70	51	432	2,5	2,6
галенит-сфалерит-сульфосольная III—IV	6	227	2330	39	11/37**	56	2850	3970	14,7	4,5	22/213	200	20	410	4,6	26	173	540	6,0	3,4
Сульфосольная IV	Сл.	9,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	500

Примечание: I — центральные участки мезозойских поднятий; I—II — внутренние части мезозойских поднятий; II — краевые части мезозойских поднятий III — слабо прогнутые участки мезозойских депрессий, тяготеющие к их краевым частям; III—IV — сильно прогнутые внутренние части мезозойских депрессий IV — наиболее устойчиво погружавшиеся участки мезозойских депрессий;

* In' — для месторождений, обедненных оловом; In'' — для месторождений, обогащенных оловом.

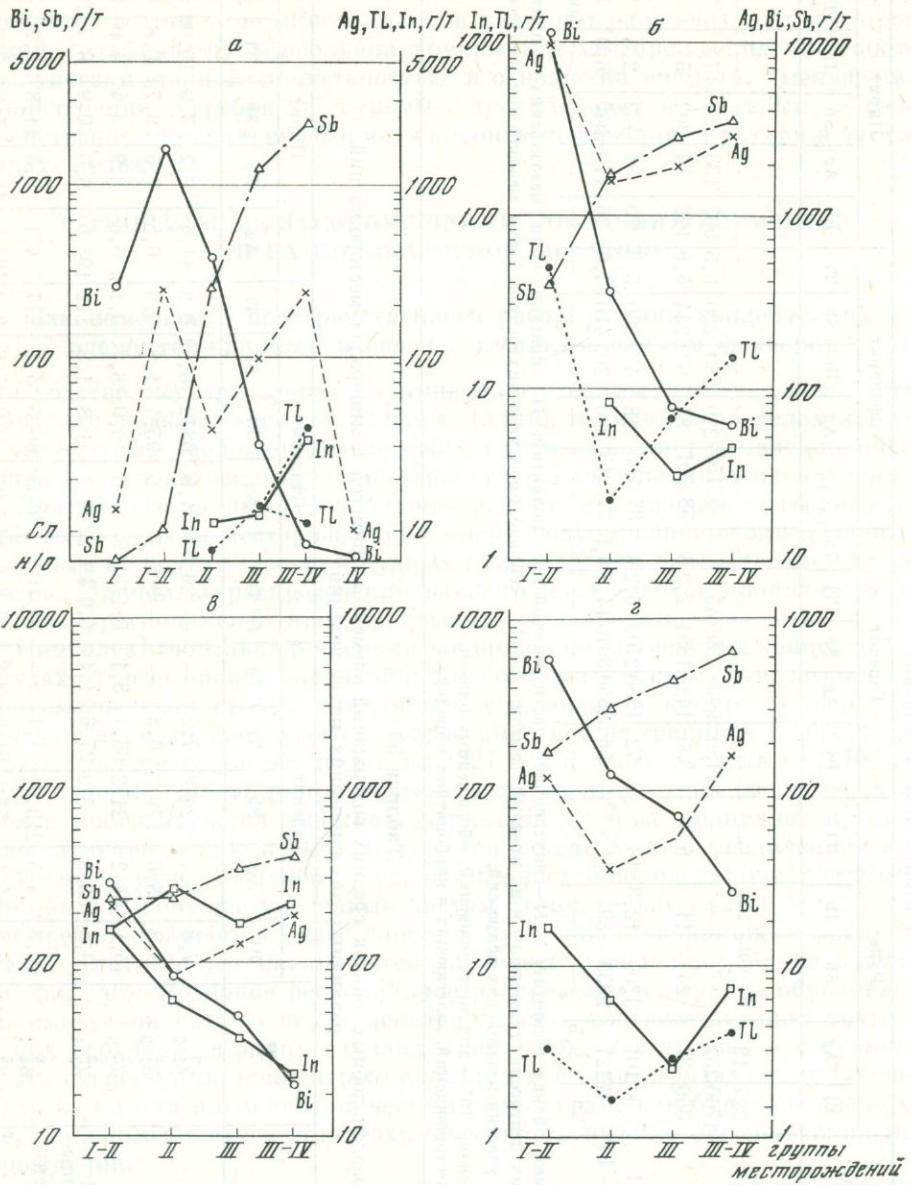
** 11 — общее содержание, 37 — только для месторождений, залегающих в карбонатных породах.

Таблица 50

Сравнение наиболее правдоподобных оценок средних содержаний элементов-примесей в минералах месторождений различных тектонических подразделений *

Сравниваемые группы месторождений	χ^2	Галенит					Сфалерит					Пирит				
		Bi	Ag	Sb	Tl	In	In'/In''	Ag	Bi	Sb	Tl	Ag	Bi	Sb	Tl	In
Малосульфидная подгруппа	χ_{1-2}^2	7,8	6,4	224,8	7,8	—	—/29,3	4,8	68,2	0,02	0,8	11,4	6,2	3,9	10,0	—
кварц-редкометалльной группы	χ_{1-3}^2	8,2	5,6	179,2	6,8	—	—/0,6	2,5	95,4	1,8	0,9	6,8	7,5	9,7	0,8	—
Редкометалльно-сульфидная группа	χ_{2-3}^2	75,1	84,2	21,2	66,7	8,1	5,1/31,9	7,5	6,9	8,7	0,1	6,8	3,9	3,4	4,0	8,2
Арсенопирит-галенит-сфалеритовая под- группа сульфидно-сульфосольной группы	χ_{3-4}^2	0,5	103,9	5,2	27,6	1,1	4,9/19,1	29,2	1,8	1,8	1,2	193,0	6,0	0,9	0,7	20,4
Галенит-сфалерит-сульфосольная подгруп- па сульфидно-сульфосольной группы	χ_{4-1}^2	0,8	4,5	213,7	4,1	—	—/16,2	0,03	86,5	4,1	2,7	4,1	9,3	11,8	0,2	—
	χ_{4-2}^2	76,8	84,1	47,0	61,5	0,2	27,6/6,8	93,9	9,9	47,8	2,0	483,0	16,2	5,8	3,2	3,4

* Критическое значение критерия согласия χ^2 равно 3,8.



Фиг. 46. Распределение концентраций серебра, сурьмы, висмута, таллия и индия в месторождениях, занимающих различное тектоническое положение
 а — руда; б — галенит; в — сфалерит; г — пирит. Геолого-геохимические группы месторождений; I — кварц-редкометалльная, II — редкометалльно-сульфидная, III — сульфидно-сульфосоляная, IV — сульфосоляная

в региональном плане от месторождений центральных частей поднятий к наиболее устойчиво прогибавшимся участкам депрессий.

Общие геохимические различия рассмотренных групп месторождений, имеющих определенное тектоническое положение, являются, по нашему мнению, отражением специфики в степени концентрации рассмотренных элементов в рудных растворах и, вероятно, обусловлено геохимической специализацией магм, с которыми генетически или парагенетически связано образование этих месторождений.

Таблица 52

Средние содержания висмута, серебра, сурьмы, таллия и индия в минералах в зависимости от состава вмещающих пород (в г/т)

Геолого-геохимические группы	Галенит				Сфалерит	
	Bi	Ag	Sb	Tl	In'	In''
Карбонатные породы						
редкометалльно-сульфидная группа — II	246	1320	2196	6	44	—
сульфидно-сульфосольная группа — III, III—IV:						
арсенопирит-галенит-сфалеритовая подгруппа — III	53	1930	3100	11	33	138
галенит-сфалерит-сульфосольная подгруппа — III—IV	18	2467	4516	31	9	215
Силикатные и алюмосиликатные породы						
редкометалльно-сульфидная группа — II	306	657	613	0,6	48	410
сульфидно-сульфосольная группа — III, III—IV:						
арсенопирит-галенит-сфалеритовая подгруппа — III	69	2460	2200	1,4	39	220
галенит-сфалерит-сульфосольная подгруппа — III—IV	58	3435	3717	3,4	27	364
Смешанные породы						
редкометалльно-сульфидная группа — II	544	1875	1996	10	65	270
сульфидно-сульфосольная группа — III, III—IV:						
арсенопирит-галенит-сфалеритовая подгруппа III	79	2280	2980	3,7	—	109
галенит-сфалерит-сульфосольная подгруппа III—IV	59	2820	400	10	—	175

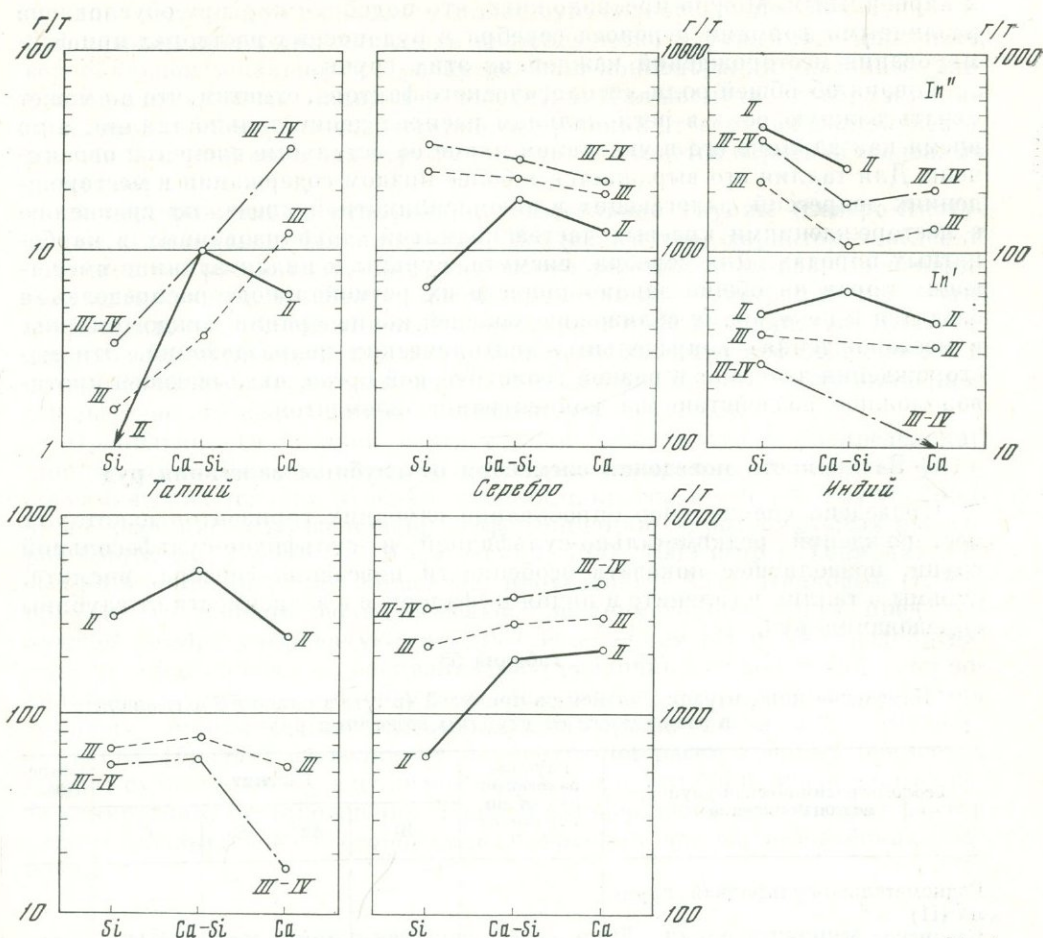
Влияние вмещающих пород на концентрацию и рассеяние серебра, висмута, сурьмы, таллия и индия

Для выяснения роли вмещающих пород на распределение концентраций исследуемых элементов в их главных минералах-носителях (висмута, серебра, сурьмы, таллия в галените и индия в сфалерите) были рассмотрены месторождения редкометалльно-сульфидной и сульфидно-сульфосольной групп, локализованные в различной геологической среде.

Полученные данные (табл. 52) показали, что литологический фактор в региональном плане не является определяющим в накоплении или рассеянии рассматриваемых элементов. Охарактеризованные выше региональные закономерности пространственного распределения концентраций этих элементов в рудах обычно полностью сохраняются независимо от состава вмещающих месторождений пород (фиг. 47).

В то же время рассматриваемый фактор накладывает специфический отпечаток на степень их накопления или рассеяния. Это, в частности, является одной из причин, обуславливающих колебания содержаний этих элементов в основных сульфидных минералах, отмечаемые в пределах каждой из геолого-геохимических групп и подгрупп месторождений (Кузнецов, Мейтув, 1967).

Наиболее ярко влияние литологического фактора сказывается на поведении таллия, характеризующегося отчетливо выраженными литофильными свойствами, способствующими его рассеянию в жильных алюмосиликатных минералах. Интенсивность развития последних в рудах определяется составом вмещающих пород. В связи с этим в каждом геолого-гео-



Фиг. 47. Изменение концентраций галлия, серебра, висмута и сурьмы в галените и индии в сфалерите в зависимости от состава рудовмещающих пород в выделенных геолого-геохимических группах месторождений

Si — силикатные и алюмосиликатные породы; Ca — карбонатные породы; Ca — Si — породы смешанного состава. Геолого-геохимические группы месторождений: II — редкометалльно-сульфидная, III и III-IV — сульфидно-сульфосольная (III — арсениспирит-галенит-сфалеритовая подгруппа, III-IV — галенит-сфалерит-сульфосольная подгруппа)

химическом сообществе максимальные концентрации галлия отмечаются в месторождениях, залегающих в карбонатной среде, а минимальные — в месторождениях, локализованных в силикатных и алюмосиликатных породах. Роль вмещающих пород на распределение концентраций висмута, серебра, сурьмы и индия значительно более ограничена. Для висмута наиболее благоприятна смешанная по составу среда, несколько менее — алюмосиликатная — силикатная и неблагоприятна — карбонатная среда; для сурьмы, соответственно, — карбонатная среда, смешанная и алюмосиликатная — силикатная среды. Индий испытывает тенденцию к накоплению в алюмосиликатных — силикатных породах. Влияние вмещающих пород на распределение концентраций серебра в пределах разных геолого-геохимических групп неоднозначно. Так, в месторождениях редкометалльно-сульфидной группы концентрация серебра снижается при прослеживании от пород смешанных по составу к карбонатным и алюмосиликатным — силикатным, а в месторождениях сульфидно-сульфосольной группы — от алюмосиликатных — силикатных через смешанные по составу породы

к карбонатным. Можно предположить, что подобная картина обусловлена различными формами переноса серебра в рудоносных растворах при формировании месторождений каждой из этих групп.

Говоря об общей роли литологического фактора, отметим, что он может играть важную роль в региональном распределении только таллия, в то время как влияние его в указанном плане на остальные элементы ограничено. Для таллия это выражается в более низком содержании в месторождениях депрессий, залегающих в алюмосиликатной среде, по сравнению с месторождениями краевых частей поднятий, локализованных в карбонатных породах. Для серебра, висмута, сурьмы и индия влияние вмещающих пород на общие закономерности их регионального распределения сводится к некоторому сближению уровней концентраций каждого из них в месторождениях сопредельных тектонических подразделений. Эти месторождения залегают в разной геологической среде, оказывающей противоположное воздействие на концентрацию элементов.

Зависимость поведения элементов от глубины залегания руд

Проведено специальное опробование глубоких горизонтов некоторых месторождений редкометалльно-сульфидной и сульфидно-сульфосольной групп, позволившее показать особенности поведения серебра, висмута, сурьмы и таллия в галените и индия в сфалерите в зависимости от глубины образования руд.

Таблица 53

Изменение концентраций элементов-примесей (в г/т) в галените и сфалерите в зависимости от глубины залегания руд

Геолого-геохимическая группа, местонахождение	Глубина залегания руд от поверхности в м	Галенит				Сфалерит
		Bi	Ag	Sb	Tl	In
Редкометалльно-сульфидная группа (II) Савинское 5	до 80	490	1910	3900	11	39
	120	1070	2450	2500	4,5	75
	240	6200	3350	2000	Не обн.	85
	280	9600	4040	1200	17	116
Шерловогорское	12	620	2490	3350	2,9	237
	24	—	—	—	—	250
	36	—	—	—	—	330
	48	7700	4700	2500	Не обн.	550
Сульфидно-сульфосольная группа (III, III—IV) Северо-Акатуевское	до 50	95	1380	1660	6,0	9
	до 100	146	1520	2660	2,0	15
	140—190	69	1790	2960	1,0	33
	210—250	22	1760	2200	Не обн.	77
Кадаинское	до 80	77	2500	3300	6,0	66
	120	24	2400	3150	2,3	5
	210—220	100	2025	3055	2,0	4,8
Михайловское	до 100	Не обн.	3060	4400	10,5	129
	130	То же	3200	4070	8,7	59
	170	10	3600	4030	4,9	245
Воздвиженское	до 100	Не обн.	2490	3740	30	120
	200	15	2070	3630	15	120
	240	52	1325	2100	23	85

Для месторождений редкометалльно-сульфидной группы (Савинское 5, Шерловогорское) устанавливается наличие четко выраженной гипогенной вертикальной зональности в распределении концентраций указанных элементов в их главных минералах-носителях. Для висмута, серебра и индия присуще закономерное возрастание содержаний от верхних частей месторождений к нижним, а для сурьмы и таллия отмечается обратная тенденция (табл. 53).

В месторождениях сульфидно-сульфосольной группы (Северо-Акатуевское, Кадаинское, Михайловское, Воздвиженское) характер поведения большинства рассматриваемых элементов в вертикальном разрезе не является однозначным, а имеющие место изменения их концентраций в галените и сфалерите с глубиной не носят ярко выраженной наклонности. Для таллия во всех исследованных месторождениях этой группы отмечается достаточно четко выраженная вертикальная зональность — закономерное уменьшение его содержаний с глубиной (см. табл. 53).

Проявление гипогенной вертикальной зональности в распределении концентраций элементов-примесей находит объяснение в изменении физико-химических условий рудообразования и, прежде всего, режима кислотности и серы и кислотно-щелочной дифференциации гидротермальных растворов (Бетехтин, 1949, 1953; Коржинский, 1957, 1969 и др.). Термодинамический анализ миграции элементов, проведенный А. Л. Павловым (1971), показал, что в целом эволюция флюидной термогидроколонны, представляющей саморегулирующую систему с изменением рН и Eh, предопределяет металлогеническую специализацию различных ее зон и характер зональности рудных месторождений. Полученные нами данные являются хорошим эмпирическим подтверждением правильности этих выводов.

Таким образом, на величину концентрации рассмотренных элементов в рудах существенное значение может оказывать величина эрозионного среза конкретного месторождения. Причем в наибольшей степени этот фактор может проявиться на месторождениях краевых частей мезозойских подъятий.

Влияние физико-химических условий рудоотложения на поведение элементов

Определение возможных температур отложения минералов-носителей элементов-примесей выполнено нами методом декрепитации в аргоновой среде. При обработке замеров брались в расчет только температуры начала интенсивной декрепитации. Проанализировано 66 проб галенита и сфалерита из 18 месторождений. Для выявления режима кислотности-щелочности использован метод рН суспензий. Подготовка проб и их изучение проводилось по методике, изложенной в работе Л. Н. Хетчикова и др. (1963). Определение рН среды производилось потенциометрическим методом. Проанализирована 51 проба галенита и сфалерита из 20 месторождений.

Полученные данные (табл. 54, 55) показали, что температуры образования галенита и сфалерита в пределах одной и той же минеральной ассоциации независимо от принадлежности к той или иной геолого-геохимической группе месторождений характеризуются значительным постоянством и укладываются в одни и те же довольно узкие интервалы.

Определение значений рН суспензий сфалерита и галенита (табл. 56) показало, что в пределах редкометалльно-сульфидной и сульфидно-сульфосольной групп месторождений образование рассматриваемых минералов протекало в сходном кислотно-щелочном режиме растворов. Причем в силикатной среде этот процесс независимо от принадлежности к той или иной группе месторождений протекал в относительно более кислых растворах, а в карбонатной — в более щелочных. В месторождениях, залегающих в смешанных по составу породах, сфалерит и галенит выделялись

Таблица 54

Температура декрепитации сфалеритов из полиметаллической ассоциации различных месторождений Восточного Забайкалья

Геолого-геохимическая группа, месторождение	Количество проб	Температура начала интенсивной декрепитации, °С	
		колебание полученных значений	среднее значение
Кварц-редкометалльная группа I, I—II:			
Букукинское	2	250—295	270
Этыкинское	1	250	250
<i>Итого</i>	3	250—295	250—270/260/
Редкометалльно-сульфидная — II:			
Шерловогорское			
Сопка Большая	2	270	270
Северо-Восточный участок	2	250—270	260
Савинское 5	3	270—295	280
Почкуевское	1	260	260
Каменское	1	280	280
<i>Итого</i>	9	250—295	260—280/270/
Сульфидно-сульфосоляная III, III—IV:			
Северо-Акатуевское	2	250—295	270
Кадаинское	3	250—295	270
Покровское	5	250—295	270
Михайловское	2	250—270	260
Воздвиженское	2	250—295	270
Центральное	1	250	250
Благодатское	3	250—270	260
Смирновское	1	270	270
Ново-Широкинское	1	270	270
<i>Итого</i>	20	250—295	250—270/265/
<i>Всего</i>	32	250—295	250—280/265/

Таблица 55

Температура декрепитации галенитов из полиметаллической ассоциации различных месторождений Восточного Забайкалья

Геолого-геохимическая группа, месторождение	Количество проб	Температура начала интенсивной декрепитации, °С	
		колебания полученных значений	среднее значение
Кварц-редкометалльная группа I, I—II:			
Этыкинское	1	250	—
Редкометалльно-сульфидная группа — II:			
Шерловогорское (Северо-Восточный участок)	1	250	250
Халчеранга	2	220—250	235

Таблица 55 (окончание)

Геолого-геохимическая группа, месторождение	Количество проб	Температура начала интенсивной декрепитации, °С	
		колебания полу- ченных значений	среднее значение
Шахтаминское	1	200	200
Дарасунское	2	200—250	225
Савинское 5	4	220—250	240
Мыльниково-Хоркиринское	2	200—220	210
<i>Итого</i>	12	200—250	200—250/225/
Сульфидно-сульфосольная III, III— IV:			
Северо-Акатауевское	5	200—250	230
Кадаинское	5	220—250	230
Покровское	5	220—270	250
Михайловское	1	200	200
Воздвиженское	4	190—235	215
Благодатское	1	200	200
<i>Итого</i>	21	200—270	200—250/200/
<i>Всего</i>	34	—	225

Таблица 56

рН суспензий галенита и сфалерита из различных месторождений

Геолого-геохимическая группа, месторождение	Вмещающие породы	Значение рН суспензий *	
		галенит	сфалерит
Кварц-редкометалльная — I, I—II:			
Этыкинское	Si	5,70	5,70
Букукинское	Si	6,20	6,15
<i>Итого</i>		5,70—6,20	5,70—6,15
Редкометалльно-сульфидная груп- па — II:			
Шерловогорское	Si	6,70	6,35—6,70
Шахтаминское	Si	6,75	6,70
Хапчеранга	Si	6,35—6,80	6,50
Дарасунское	Si	6,65	6,55
Савинское 5	Ca—Si	6,73—6,90	6,50—6,80
Почкуевское	Si	—	6,50
Мыльниково-Хоркиринское	Ca	5,50—5,60	—
Мелентьевское	Ca	7,00—7,30	6,95—7,15
		(5,50)—6,35—7,30	6,30—7,15
Сульфидно-сульфосольная — III, III — IV:			
Северо-Акатауевское	Ca	7,00—7,10	7,10
Кадаинское	Ca	6,80—7,15	7,00—7,10

Таблица 56 (окончание)

Геолого-геохимическая группа, месторождение	Вмещающие породы	Значение pH суспензий	
		галенит	сфалерит
Михайловское	Ca	7,60	7,00—7,55
Воздвиженское	Ca	6,80—7,15	6,95—7,40
Благодатское	Ca	7,60	6,90—7,00
Центральное	Ca — Si	6,75	6,65
Покровское	Si	6,25—6,75	6,30—6,60
Ново-Широкинское	Si	6,65	6,30
<i>Всего</i>		6,25—7,60	6,30—7,55

* Замеры pH произведены Ю. С. Самойловой (ИМГРЭ)

из растворов промежуточного характера. Судя по единичным определениям pH суспензий рассматриваемых минералов из месторождений кварц-редкометальной группы, можно отметить несколько более кислый характер среды кристаллизации минералов, по сравнению с месторождениями других групп, залегающих в аналогичных породах. Полученные данные и результаты исследований других авторов (Хитаров и др., 1955; Мейтув и др., 1968) позволяют прийти к некоторым общим выводам. Образование галенита и сфалерита из соответствующих минеральных ассоциаций в месторождениях любого металла независимо от принадлежности последних к тому или иному температурному типу, протекало в близком интервале температур. Кислотно-щелочной режим отложения этих минералов в месторождениях кварц-редкометальной группы был относительно более кислым, чем в месторождениях двух других групп. При этом для последних он протекал в сходном диапазоне pH и определялся составом вмещающих пород.

В общем можно сказать, что ни температура образования, ни кислотно-щелочной режим минералоотложения не могут быть положены в основу объяснения резкого различия концентраций элементов-примесей в галенитах и сфалеритах из различных групп месторождений.

ИНДИКАТОРНЫЕ СВОЙСТВА ЭЛЕМЕНТОВ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИХ ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ВОПРОСОВ ГЕНЕЗИСА И ОЦЕНКИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выявленные различия в степени концентраций изученных элементов в главных сульфидных минералах геолого-геохимических групп месторождений позволяют рассматривать их как имеющих индикаторное значение. Однако применение абсолютных величин содержаний изученных элементов в качестве индикаторов для отнесения месторождений к той или иной геолого-геохимической группе сопряжено с рядом трудностей. В связи с этим возникает необходимость выявления наиболее универсальных и простых критериев. Последние могут быть получены при использовании метода относительных количеств. Выбираемые для этой цели элементы должны быть связаны в характеризующем процессе обратной зависимостью и значительным перепадом концентрации при ограниченном влиянии на их поведение различных локальных факторов. Такими элементами являются висмут и сурьма, являющиеся ярко выраженными антиподами в геохимическом процессе. Наиболее четко антагонизм этих элементов проявляется в галените, во время кристаллизации которого они играют роль

дополнительных ионов, расширяющих изоморфную емкость минерала в отношении серебра.

Для выявления индикаторных свойств отношения $Bi : Sb$ в рассмотренных месторождениях Восточного Забайкалья было использовано 127 анализов галенитов, характеризующих верхние горизонты 29 рудных объектов. Полученные данные (табл. 57) показали, что средние величины от-

Таблица 57

Величины отношения $Bi : Sb$ в галенитах сульфидных месторождений Восточного Забайкалья

Геолого-геохимическая группа, месторождение	Вмещающие породы	от — до среднее	Геолого-геохимическая группа, месторождение	Вмещающие породы	от — до среднее
Кварц-редкометаллическая — I Кварц-вольфрамит-касситеритовое	Букукинское	16—64	Сульфидно-сульфосольная — III Собственно галенит-сфалеритовое	Карбонатные	0,03—0,16
		38			0,043
Этыкинское	»	17—33	Северо-Акатуевское	»	0,004—0,03
		24			0,013
Редкометалльно-сульфидная — II Редкометалльно-полиметаллическое	Савинское 5	0,05—1,0	Верхне-Акатуевское	»	0,01—0,09
		0,15			0,03
Почекуевское	То же	0,46	Кадаинское	»	0,004—0,05
					0,02
Мыльниковское	Карбонатные	—	Михайловское	»	—
					0,03
Хоркиринское	»	2,0	Благодатское	»	0,017—0,03
					0,02
Савинское	»	0,12	Покровское	»	0,007—0,3
					0,06
Северная шахта	Силикатные	0,45—0,86	Смирновское	»	0,023—0,05
		0,03			
Каменское	»	0,27—1,2	Ивановское	Силикатные	0,003—0,01
		0,006			
Файтеловское	»	0,46	Алгачинская группа	»	0,01—0,27
		0,037			
Касситерит-сульфидное	Силикатные	0,04—0,3	Яковлевская гора	»	0,1
		0,17			
Шерловогорское	»	0,01—0,3	Меркурьевская гора	»	0,01—0,11
		0,03			
Хапчеранга	»	0,16	Центральное	Смешанные	—
		0,04—0,4			0,09
Курылтыкен	»	0,2			
Молибденит-полиметаллическое	Силикатные	—			
		1,2			
Бугдаинское	»	0,01—2,9			
		0,36			
Шахтаминское	»	0,1—1,7			
		0,3			
Дарасунское	»				

ношений $Bi : Sb$ по месторождениям в пределах кварц-редкометальной группы колеблются от 16 до 64; редкометально-сульфидной группы — от 0,12 до 2,0; сульфидно-сульфосольной группы — от 0,006 до 0,06. В целом для каждой группы указанные величины, вычисленные по методу Д. А. Родионова и В. В. Иванова (1967), составляли, соответственно: 27, 0,25 и 0,024. Проверка различия этих величин с помощью критерия согласия χ^2 позволяет говорить о неравенстве сравниваемых средних оценок для отдельных групп.

Для подтверждения правомочности разделения по средним значениям отношений $Bi : Sb$ месторождений редкометально-сульфидной от месторождений сульфидно-сульфосольной групп был использован статистический метод Гольдина. Построенная гистограмма средних значений отношений $Bi : Sb$ показала наличие двухвершинности эмпирических данных. Рассчитанная величина t указывает, что провал в данном случае является не случайным, и можно принять гипотезу о полимодальности исходных значений. Согласно этому, одна из выделяемых по методу Гольдина групп включает в себе величины отношений $Bi : Sb$ от 0,006 до 0,1 со средним значением 0,032, а другая — от 0,1 до 2,0 со средним значением 0,27. Первая группа соответствует отношениям $Bi : Sb$ в галенитах месторождений сульфидно-сульфосольной группы, а вторая — редкометально-сульфидной.

Кроме отношения $Bi : Sb$ в Восточном Забайкалье могут быть также использованы индикаторные свойства отношений $Ag : Bi$ и $Ag : Sb$ в галените (табл. 58). Причем отношение $Ag : Bi$ обладает индикаторным значением в региональном плане. Для месторождений каждой геолого-геохимической группы оно укладывается в определенный интервал величин,

Таблица 58

Средние значения отношений $Ag : Bi$ и $Ag : Sb$ в галенитах месторождений в выделенных группах

Геолого-геохимическая группа	$Ag : Bi$		$Ag : Sb$	
	от — до	среднее	от — до	среднее
Кварц-редкометальная	0,41—0,54	0,48	9—21	15
Редкометально-сульфидная	0,7—11,0	3,5	0,3—1,6	0,76
Сульфидно-сульфосольная	10—123	39	0,5—1,4	0,81

хотя и с некоторым перекрытием в отдельных месторождениях редкометально-сульфидной и сульфидно-сульфосольной групп. Возможность же применения отношения $Ag : Sb$ в данном регионе ограничена и может быть сведена лишь к использованию его в качестве критерия для отграничения месторождений кварц-редкометальной группы от представителей других групп.

ВЫВОДЫ

Геохимические исследования показали следующее:

Характер и интенсивность проявления серебра, висмута, сурьмы, таллия и индия в месторождениях, относящихся к одной и той же геолого-геохимической группе, являются сходными. Это подтверждает правомочность выделения этих групп, основанную на общности регионально-геохимических, а также главнейших минералого-геохимических свойств соответствующих представителей каждого из данных сообществ.

Месторождениям разных геолого-геохимических групп присущи существенные различия, заключающиеся в степени и характере развития

собственных минеральных форм висмута, серебра и сурьмы, в неоднозначности силы связи последних с другими элементами в микрогеохимическом парагенезисе, а также в уровнях рудных концентраций каждого из изученных элементов.

Специфика минералого-геохимического поведения рассмотренных элементов в рудах и особенности их пространственного распределения определяются в региональном плане геотектоническим фактором. Это находит отражение в закономерной смене рудных концентраций данных элементов от месторождений, сформированных в мезозойских поднятиях, к месторождениям, расположенным в мезозойских депрессиях: концентрация висмута возрастает от центральных частей поднятий к их периферии и закономерно падает вплоть до практически полного отсутствия в рудах наиболее устойчиво прогибавшихся участков мезозойских депрессионных зон; концентрация сурьмы закономерно увеличивается от центральных частей мезозойских поднятий к наиболее прогнутым внутренним частям мезозойских депрессий; концентрации серебра характеризуются максимумами во внутренних частях мезозойских депрессий и на некотором удалении от краев мезозойских поднятий, а минимумами в центральных и краевых частях мезозойских поднятий, и в наиболее устойчиво прогибавшихся участках мезозойских депрессионных зон; концентрация таллия закономерно возрастает от краевых частей мезозойских поднятий к наиболее прогнутым, внутренним частям мезозойских депрессий; концентрация индия в основных сульфидных минералах испытывает тенденцию к общему падению от краевых частей мезозойских поднятий к мезозойским депрессионным зонам.

Степень концентрации или рассеяния изученных элементов, а, следовательно, и установление закономерности их распределения в рудах в большей или меньшей мере зависит также от влияния ряда других факторов, имеющих более локальное значение.

Геохимическая специализация рудных районов, рудных полей и месторождений в отношении того или иного элемента-хозяина; наиболее ярко она проявлена для индия; тесная геохимическая связь последнего с оловом позволила выделить в пределах редкометалльно-сульфидной и сульфидно-сульфосольной групп по две совокупности месторождений, хорошо различаемых содержанием этого элемента в сфалерите.

Литологический состав пород. При рассмотрении редкометалльно-сульфидной и сульфидно-сульфосольной групп месторождений показана определяющая роль состава рудовмещающих пород на поведение таллия и ограниченность его влияния на распределение висмута, серебра, сурьмы и индия. Для накопления таллия и сурьмы в рудах наиболее благоприятны карбонатные породы и неблагоприятны алюмосиликатные-силикатные породы; для висмута соответственно — смешанные по составу породы и карбонатные породы, для индия — силикатные — алюмосиликатные породы и карбонатные породы, для серебра в редкометалльно-сульфидной группе — смешанные по составу породы и силикатные — алюмосиликатные породы, а в сульфидно-сульфосольной группе — силикатно-алюмосиликатные породы и карбонатные.

Глубина залегания руд. Для месторождений редкометалльно-сульфидной группы устанавливается отчетливо выраженная гипогенная вертикальная зональность, проявленная в закономерном возрастании с глубиной концентраций висмута, серебра, индия и падении таковых сурьмы и таллия. В месторождениях сульфидно-сульфосольной группы аналогичная картина отмечается лишь для таллия. Характер же поведения остальных элементов в вертикальном разрезе не имеет односторонней направленности.

На основании полученных экспериментальных данных установлена близость температур кристаллизации галенита и сфалерита из полиметаллической ассоциации эндогенных месторождений Восточного Забай-

калья. Кислотно-щелочный режим отложения этих минералов в месторождениях редкометалльно-сульфидной и сульфидно-сульфосольных групп протекал в сходном интервале значений pH и определялся, за редким исключением, составом вмещающих пород. В месторождениях кварц-редкометалльной группы он характеризуется несколько большей кислотностью. В целом оба этих фактора не оказывают решающего значения на региональные закономерности распределения серебра, висмута, сурьмы, таллия и индия в месторождениях Восточного Забайкалья.

Установленные близкие уровни концентрации исследованных элементов-примесей в основных сульфидных минералах месторождений, занимающих сходное тектоническое положение, и, прежде всего, величины отношений некоторых из них ($Bi : Sb$, $Ag : Bi$, $Ag : Sb$) в галените позволяют рассматривать их в качестве индикаторов соответствующей эндогенной минерализации в Восточном Забайкалье.

Практическое значение проведенного исследования сводится к следующему.

Выявленные региональные закономерности пространственного поведения серебра, висмута, индия, таллия и сурьмы, установленные уровни содержания их в рудах и основных сульфидных минералах месторождений, занимающих различное тектоническое положение, дают возможность с достаточной степенью надежности оценить общие перспективы данного региона в отношении этих элементов.

Индикаторные свойства отношений $Bi : Sb$, $Ag : Bi$, $Ag : Sb$ в галените позволяют использовать их при отнесении месторождений к той или иной геолого-геохимической группе, а следовательно, на ранней стадии изучения оценивать перспективы исследуемого объекта относительно рассмотренных элементов.

Учет полученных статистических параметров и индикаторных критериев необходим при проведении поисково-разведочных работ.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ
ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Вопросы крупномасштабных геохимических поисков в последние годы широко освещены в литературе. Кроме действующей «Инструкции по геохимическим методам поисков» (1965), в этом направлении известны работы В. Л. Барсукова, Э. Н. Баранова, А. А. Беуса, И. И. Гинзбурга, С. В. Григоряна, А. Д. Каблукова, Л. Н. Овчинникова, В. В. Поликарпочкина, Г. И. Россмана, Н. И. Сафронова, А. П. Соловова, Н. Н. Сочеванова, Л. В. Таусона, Е. М. Янишевского и других исследователей. Геохимическая информация при среднемасштабных геологических исследованиях используется в гораздо меньшей степени. Эти вопросы нашли отражение в «Методических указаниях по геохимическому картированию масштабов 1 : 200 000—1 : 50 000» (1965 г.), а также в работах А. А. Беуса и др. (1965, 1968), Е. М. Квятковского (1969), Л. С. Галецкого и др. (1971), М. И. Толстого и И. И. Остафийчука (1963, 1964), А. В. Рабиновича (1970) и др.

Цель наших исследований — использовать геохимические характеристики коренных пород для металлогенических построений при среднемасштабном прогнозировании. В процессе исследования решались следующие задачи. Во-первых, получение с помощью геохимической информации дополнительных данных о геологическом строении отдельных рудных районов Восточного Забайкалья и их геохимической характеристики; и, во-вторых, прогнозирование участков, наиболее перспективных в отношении оруденения.

Были использованы данные площадного геохимического опробования, проведенного в Дульдурга-Ара-Илинском, Хапчеранга-Любавинском и Кадаинском районах Центральной геохимической экспедицией ИМГРЭ. Характеристика первичных материалов приведена в табл. 59.

Геологические наблюдения и геохимическое опробование проводились в процессе геологической съемки. Комплектование геохимических проб с оптимальным весом 150—250 г проводилось в соответствии с масштабом работ по выделенным разновидностям пород. Поскольку настоящее исследование носит методический характер, то было важно установить возможность использования геохимической информации, полученной при систематическом площадном и профильном опробовании так называемых «неизмененных пород». Вопрос этот важен в связи с плохой обнаженностью территории и невозможностью во многих случаях находить участки наибольшего гидротермального изменения. Поэтому для получения основных геохимических характеристик при обработке материалов использовались пробы по наименее измененным породам, отобранным по возможности в удалении от тектонических зон, контактов и т. д.

Материалы обрабатывались следующими статистическими методами: 1) расчет средних арифметических содержаний элементов в пределах различных участков (металлогенических зон) без учета литологических разностей пород (суммировались все содержания и делились на число проб); 2) расчет средних содержаний с учетом распределения по разновидностям пород (подсчитывались средние содержания элементов в каждой разновидности пород, суммировались и делились на количество разновидностей); 3) расчет средневзвешенных по площади распространения разновидностей

Таблица 59

Объемы исследований, данные которых использованы в работе

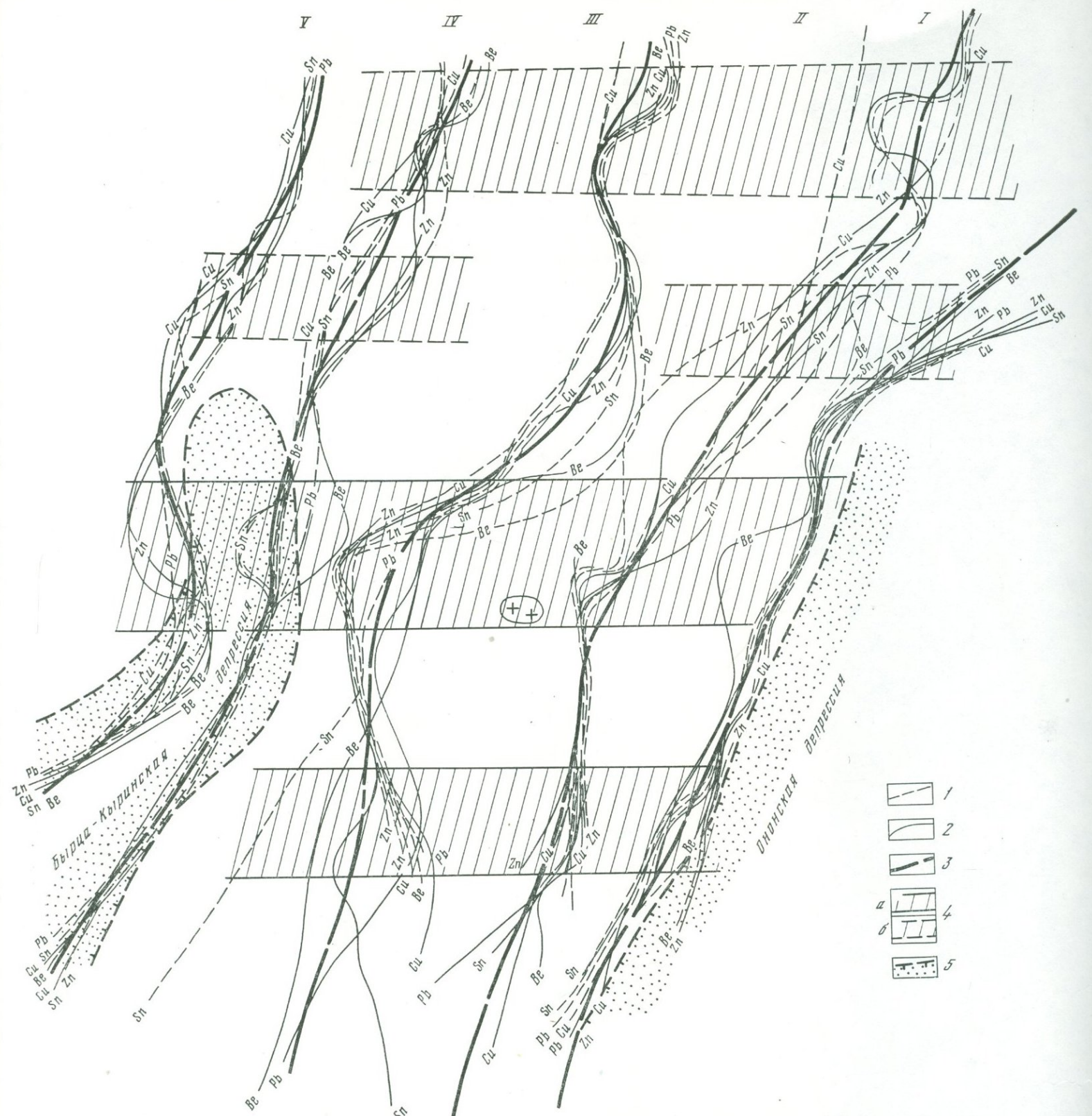
Район	Площадь исследований, км ²	Масштаб исследований	Количество геохимических проб по коренным породам	Вид анализа и спектр использованных элементов
Хапчеранга-Любавинский (площадное опробование)	2200	Средний	2400	Полуколичественный спектральный: молибден, литий, иттербий, иттрий, ниобий, цирконий, ванадий, хром, никель Приближенно количественный спектральный: медь, цинк, свинец, олово, бериллий
Хапчеранга-Любавинский (профильные пересечения)	300	Крупный	800	Приближенно количественный спектральный: литий, бериллий, иттрий, иттербий, ниобий, олово, молибден, вольфрам, медь, свинец, цинк, хром, ванадий, никель, кобальт, бор, мышьяк, сурьма
Дульдурга-Ара-Илинский (площадное опробование)	5200	Средний	2600	Приближенно количественный спектральный: свинец, цинк, медь, молибден, олово, бериллий, литий, ниобий, иттербий, иттрий, никель, кобальт, ванадий, хром, марганец
Кадаинский (площадное опробование)	360	Крупный	1100	Приближенно количественный спектральный: свинец, цинк, медь, молибден, олово, бериллий, литий, ниобий, иттербий, иттрий, никель, кобальт, ванадий, хром
Кадаинский (Смирновский) (площадное опробование)	340	»	1000	Приближенно количественный спектральный: свинец, цинк, медь, молибден, олово, бериллий, литий, иттербий, иттрий, никель, кобальт, ванадий, хром

ностей пород (рассчитывалось среднее содержание по каждой разновидности, среднее содержание умножалось на площадь развития разновидности в пределах участка — металлогенической зоны); сумма произведений делилась на суммарную площадь участка (зоны); 4) расчет средних содержаний элементов по профильным пересечениям вкост предполагаемых металлогенических зон; 5) расчет максимально-правдоподобных оценок основных статистических параметров распределения элементов (среднее, дисперсия, минимально-аномальное содержание — Беус, Григорян, 1965) для всех геологических образований, развитых в рудном районе; 6) расчет на ЭВМ интервалов однородности по многомерному среднему, по профильным пересечениям и сравнение этих интервалов в целом по площади (Бондаренко, 1970); 7) сравнение идентичных разновидностей пород, развитых в различных металлогенических зонах с выделением порядка информативности признаков (Родионов, 1968); 8) выделение полей статистической однородности в целом по площади (Родионов, 1968); 9) расчет средних содержаний и кларков концентрации элементов в пределах «элементарных геологически однородных участков».

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ОТДЕЛЬНЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Для установления эмпирических границ по геохимическим данным было сделано следующее.

На геологической карте, совмещенной с картой фактического материала, каждый из районов условно был разбит на ряд элементарных ячеек с площадью 4—6 км² с однотипным геологическим строением. В каждую



Фиг. 48. Схема расположения границ полей статистически однородных содержаний свинца, меди, цинка, олова и других элементов в породах Хапчеранга-Любавинского района
 1 — граница полей статистически однородных кларк-концентраций; 2 — граница полей статистически однородных средних содержаний; 3 — эмпирически обобщенные границы различных геохимических зон; 4 — зона субиригулярных нарушений: а — установленные, б — предполагаемые; 5 — примерная граница раздела мезозойских поднятий и депрессий; I, II, III, IV, V — структурно-металлогенетические зоны

Прогнозирование рудоносных площадей

такую ячейку группировалось от 3—4 до 8—10 проб пространственно сближенных, характеризующих идентичные геологические образования одного состава, генезиса и возраста. Ячейки условно названы «геологически однородные участки».

Всего выделено ячеек: В Хапчеранга-Любавинском районе — 219, в Дульдурга-Ара-Илинском — 300, в Кадаинском — 127.

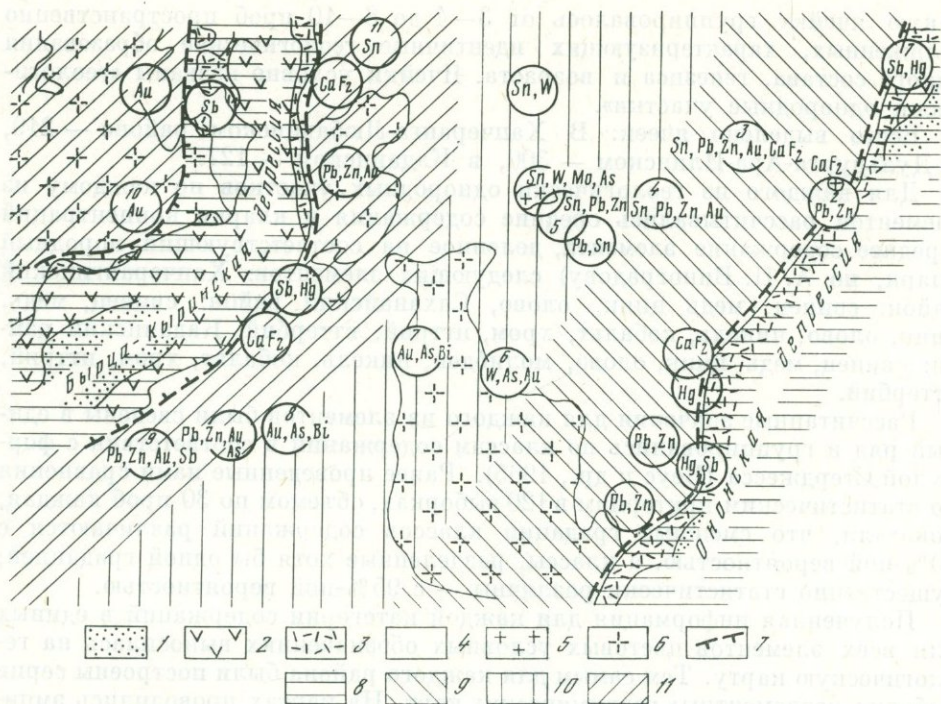
Для каждого из геологически однородных участков по каждому из элементов рассчитывались средние содержания и кларки концентраций (среднее содержание элемента, деленное на соответствующий породный кларк, по А. П. Виноградову) следующих элементов: Хапчерангинский район: свинец, медь, цинк, олово, Саханайский район: свинец, медь, цинк, олово, никель, кобальт, хром, иттрий, иттербий; Кадаинский район: свинец, медь, цинк, олово, молибден, никель, кобальт, хром, иттрий, иттербий.

Расчетанные значения для каждого из элементов были сведены в единый ряд и группировались по классам содержаний в соответствии с формулой Стерджесса (Беус и др., 1965). Ранее проведенные нами сравнения по статистическим критериям в 120 выборках, объемом по 30 проб каждая, показали, что смежные градации классов содержаний различаются с 60%-ной вероятностью, а классы, разделенные хотя бы одной градацией, существенно статистически различны — с 95%-ной вероятностью.

Полученная информация для каждой категории содержаний в единых для всех элементов цветовых условных обозначениях выносилась на геологическую карту. Тем самым для каждого района были построены серии рабочих поэлементных геохимических карт. На картах проводились эмпирические границы полей статистически однородных содержаний каждого из элементов, по смысловому содержанию близкие к изолиниям перепада концентраций: а) объединялись участки с одинаковыми, либо несущественно статистически различными содержаниями элементов; б) учитывалось преобладание тех или иных содержаний как в валовом отношении, так и по частоте встречаемости.

Методами интерполяции и экстрополяции проводились усредненные многомерные (по сумме всех использованных элементов) контуры статистически однородных полей, которые и были приняты за эмпирическую основу определения геологических границ структур по геохимическим данным. Таким образом, геохимическая характеристика пород была принята в качестве дополнительного признака при выявлении геологического строения районов.

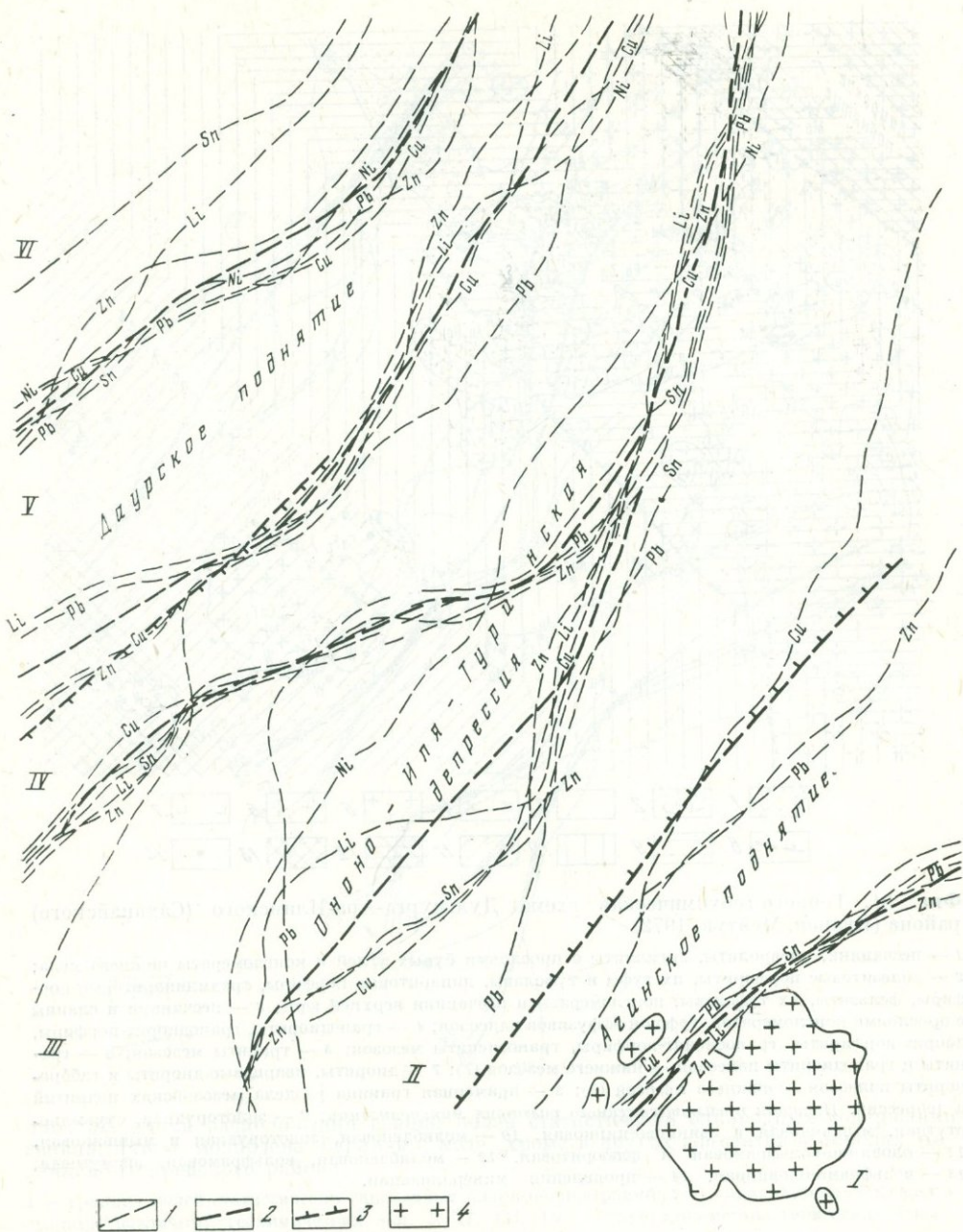
В Хапчеранга-Любавинском районе (фиг. 48) границы статистически однородных полей и целом оказались ориентированными в северо-восточном и субмеридиональном направлениях. При этом изолинии однородных содержаний различных элементов оказались весьма сближенными, образуя узкие пучки-линии. Выделялось пять линий, разграничивающих пять зон север-северо-восточного направления. Эти зоны пространственно хорошо согласуются с установленными ранее геолого-геохимическими зонами, на основе вещественного состава известных здесь проявлений минерализации и геологических данных (фиг. 49). Три установленные границы полей статистически однородных содержаний элементов совпали с бортами Бырца-Кыринской и Ононской впадин. По-видимому, и две остальные границы, выявившиеся в пределах центральной части Хапчерангинского поднятия, также имеют тектоническую природу. Ограниченные ими зоны (блоки) север-северо-восточного направления имеют различную минеральную (Иванов, Мейтув, 1972) и геохимическую (фиг. 48, 49) специфику и, вероятно, являются продольными тектоническими ступенями, ориентированными параллельно депрессионным зонам. Ранее границы этих зон на геологических картах района масштаба 1 : 200 000—1 : 50 000 не отмечались. В то же время влияние на размещение оруденения субмеридиональных и северо-восточных разломов подчеркивалось при крупно-



Фиг. 49. Геолого-геохимическая схема Хатчеранга-Любавинского района (Иванов, Мейтув, 1972).

1 — аргиллиты, песчаники, конгломераты нижнего мела; 2 — андезиты, диабазы, андезито-базальты, базальты и их туфы верхней юры; 3 — альбитофиры, фельзиты, липариты, кварцевые порфиры и их туфы верхней юры; 4 — сланцы и песчаники палеозоя; 5 — гранитоиды юры; 6 — гранитоиды триаса; 7 — примерная граница раздела мезозойских депрессий и поднятий. Площади преимущественного развития минерализации: 8 — сурьмяно-ртутной (золото?), 9 — свинцово-цинковой и золоторудной (олово, флюорит), 10 — оловянной, вольфрамовой, свинцово-цинковой, молибденовой, мышьяковой, висмутовой (золото); 11 — золоторудной и свинцово-цинковой (олово, флюорит); окружности — проявления минерализации.

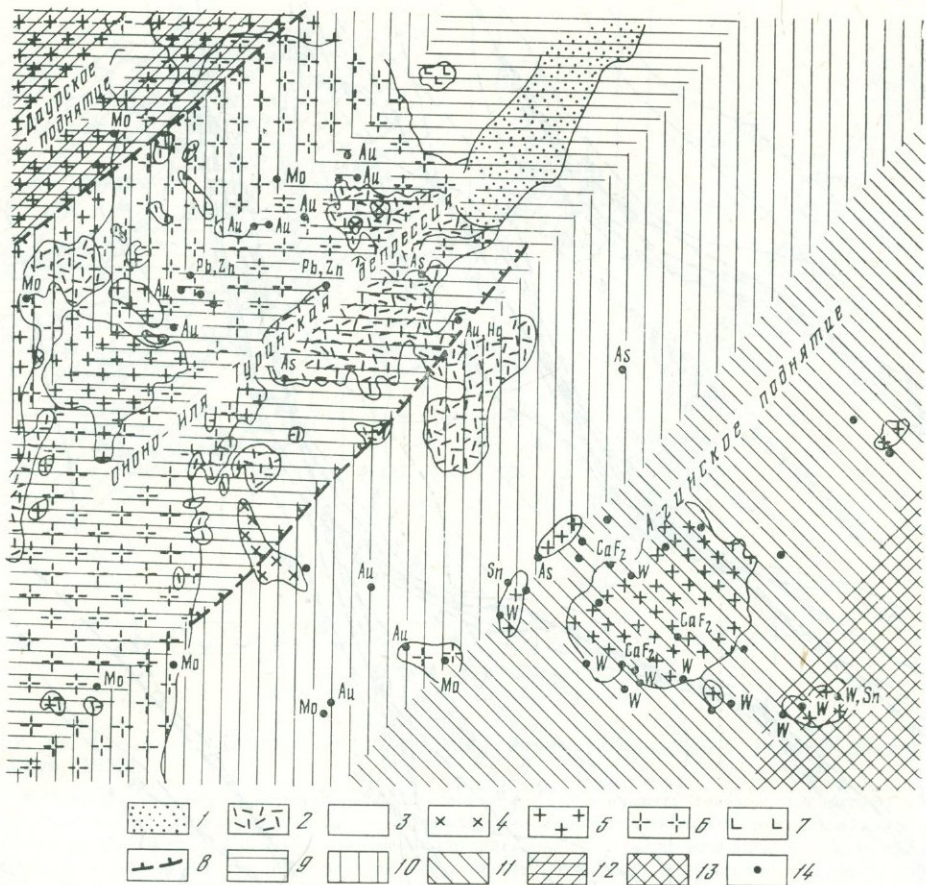
масштабных исследованиях некоторыми рудничными геологами (Н. В. Сухенко и др.). Важность выявленных границ определяется рудокализирующей ролью этих границ: около 60% известных в районе месторождений, рудопроявлений и геохимических аномалий группируются в двухкилометровых полосах, проведенных вдоль этих границ, 90% — в пятикилометровых. Следует подчеркнуть еще одну важную деталь выявленных границ полей статистически однородных содержаний элементов. Для всех них характерны субширотные каленообразные перегибы границ — флюктуации. Одна из них фиксируется в полосе Харатуй — Тарбальджей — Хатчеранга — Бырца; другая проходит в районе Любавинского месторождения. В обоих случаях места флюктуации пространственно четко совпадают с известными крупными субширотными зонами разломов, с которыми связываются известные в районе месторождения Хатчерангинского и Любавинского рудных узлов. Анализ системы установленных геохимическим путем субмеридиональных границ и известных субширотных разломов выявляет особую благоприятность мест их пересечения в отношении оруденения. Важно подчеркнуть, что в северной части рассматриваемого района также фиксируется четкая субширотная флюктуация. По аналогии ее можно рассматривать как показатель проявленной здесь, ранее не отмечаемой, субширотной тектонической зоны и, соответственно, эту площадь следует считать перспективной на обнаружение оруденения.



Фиг. 50. Схема расположения границ полей статистически однородных содержаний свинца, цинка, олова, меди и других элементов в породах Дульдурга-Ара-Илинского (Саханайского) района

1 — граница полей статистически однородных кларк-концентраций; 2 — эмпирические обобщенные границы различных геохимических зон; 3 — примерная граница раздела поднятий и депрессий; 4 — мезозойские гранитоиды; I, II, III, IV, V, VI — структурно-металлогенические зоны

В Дульдурга-Ара-Илинском районе (фиг. 50), аналогично Хапчеранга — Любавинскому, границы полей статистически однородных содержаний различных элементов в большинстве случаев сгруппировались в узкие пучки-линии, ориентированные в северо-восточном направлении. Разграниченные ими зоны хорошо согласуются с выделенными ранее минеральными

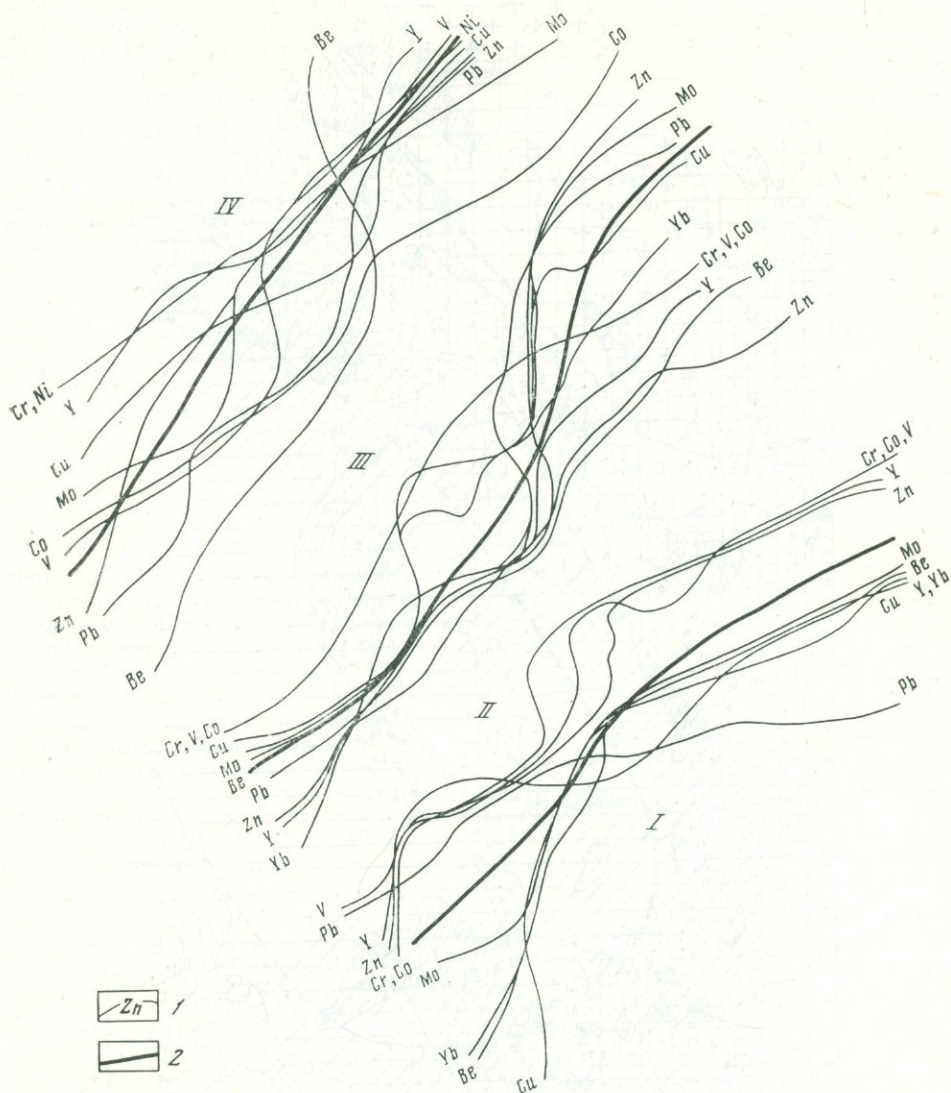


Фиг. 51. Геолого-геохимическая схема Дульдурга-Ара-Илинского (Саханайского) района (Иванов, Мейтув, 1972)

1 — песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями бурых углей и конгломераты нижнего мела; 2 — андезитовые порфириты, их туфы и туфолавы, липаритовые порфиры, трахилипаритовые порфиры, фельзиты, их туфолавы; конгломераты и песчаники верхней юры; 3 — песчаники и сланцы с прослоями конгломератов, туфов и эффузивов палеозоя; 4 — гранодиориты, гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры, граносиенит-порфиры, граносиениты мезозоя; 5 — граниты мезозоя; 6 — граниты и гранодиориты палеозоя — нижнего мезозоя (?); 7 — диориты, кварцевые диориты и габбропориты палеозоя — нижнего мезозоя (?); 8 — примерная граница раздела мезозойских поднятий и депрессий. Площади преимущественного развития минерализации: 9 — золоторудная, сурьмянортутная, мышьяковая и свинцово-цинковая, 10 — молибденовая, золоторудная и мышьяковая, 11 — оловянно-вольфрамовая и флюоритовая, 12 — молибденовая, вольфрамовая, висмутовая; 13 — вольфрамо-оловянная, 14 — проявления минерализации.

и геолого-геохимическими зонами (фиг. 51). Многие из рассматриваемых границ, выявляемых геохимическим картированием, совпадают с известными тектоническими зонами. Другие, по-видимому, фиксируют скрытые тектонические зоны, не отмечаемые на геологических картах. Вдоль выявленных геохимических границ сосредоточено большинство известных в районе рудных проявлений: 70% в двухкилометровой полосе и 95% в пятикилометровой. В Саханайском районе также отмечаются каленообразные перегибы и пересечения выявленных границ, которым часто соответствуют площади проявления рудной минерализации.

В Кадаинском районе (фиг. 52) границы полей статистически однородных содержаний элементов группируются в пучки, подчеркивающие основные тектонические и металлогенические его особенности (фиг. 53).

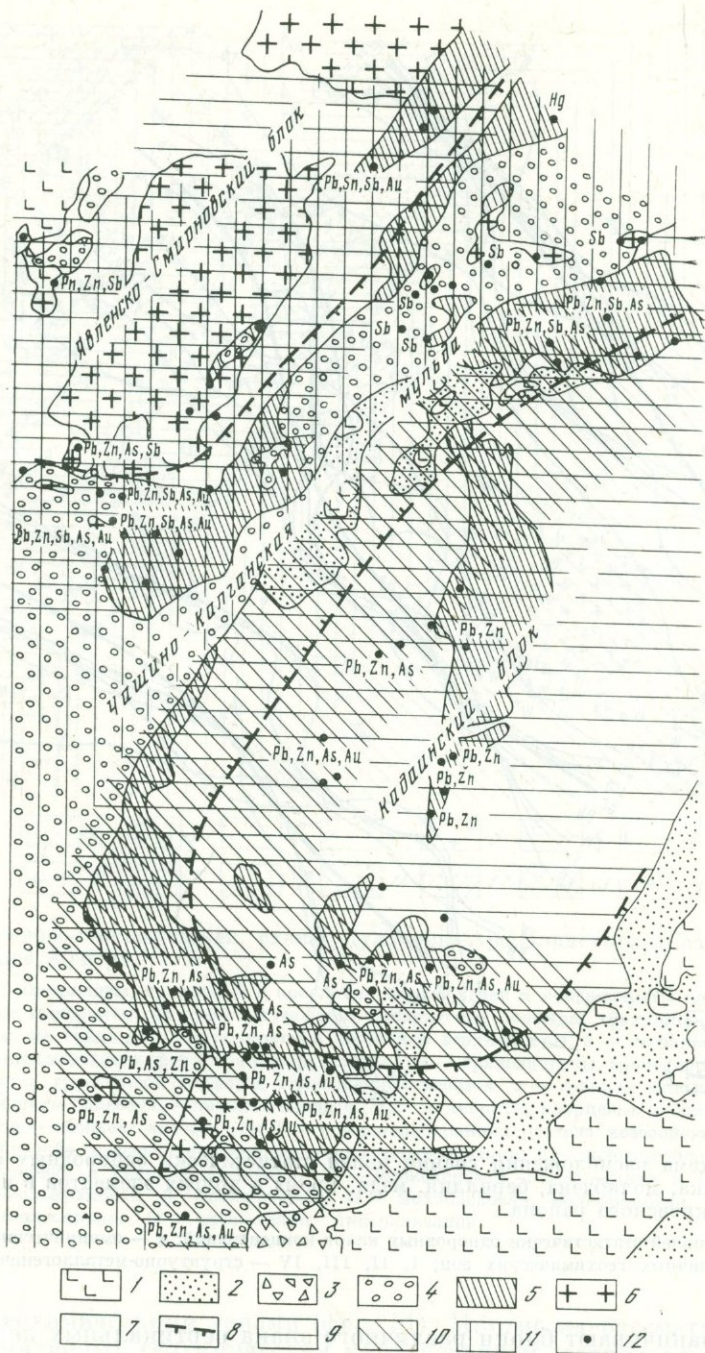


Фиг. 52. Схема расположения границ полей статистически однородных содержаний свинца, цинка, молибдена, бериллия, меди, хрома и других элементов в породах Кадаинско-Покровского района

1 — граница полей статистически однородных кларк-концентраций; 2 — эмпирические обобщенные границы различных геохимических зон; I, II, III, IV — структурно-металлогенетические зоны

Они разграничивают блоки различного знака вертикальных перемещений (поднятые, опущенные), характеризующиеся различной металлоносностью. В участках флюктуаций геохимических границ нередко располагаются месторождения (Михайловское, Смирновское и др.). В Нерчинско-Заводском районе 55% месторождений, рудопроявлений и геохимических аномалий сосредоточены не далее 2-х км от рассматриваемых границ, 85% — не далее 5-ти км.

Для выявления геохимических особенностей площадей, очерченных методом полей статистически однородных содержаний элементов (кларков концентрации), была проведена дополнительная математическая обработка материалов. Использовались различные варианты расчетов средних содержаний (фиг. 54—56); расчеты параметров распределения широкого

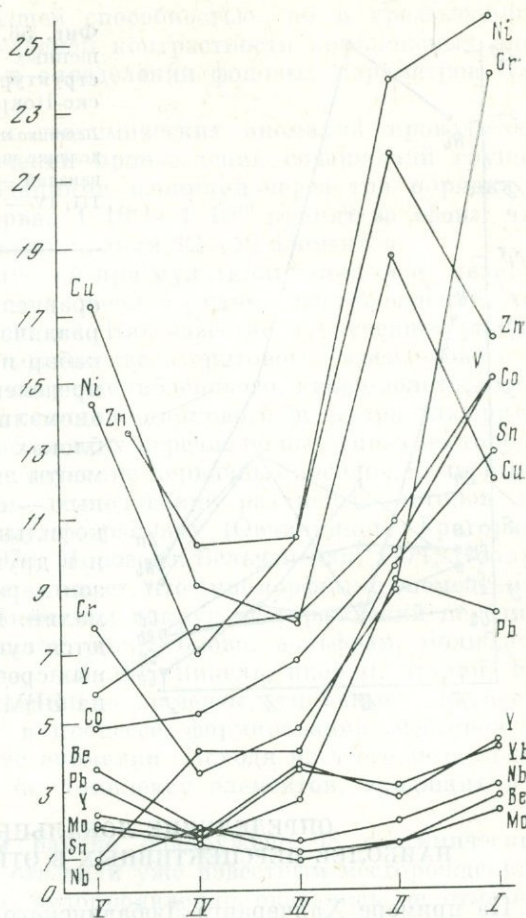


Фиг. 53. Геолого-геохимическая схема Кадаинского-Покровского района (Иванов, Мейтув, 1972)

1 — базальты, андезит-базальты мезо-кайнозоя (?); 2 — конгломераты, туфо-конгломераты, туфопесчаники и эффузивы нижнего мела; 3 — конгломераты, туфопесчаники, туфобрекчи верхней юры; 4 — песчаники, гравеллиты, древесняники нижней — средней юры; 5 — сланцы, известняки, доломиты нижнего палеозоя; 6 — мезозойские интрузии (граниты, гранодиориты, диориты, грапто-сиениты, диорито-сиениты, габбро-мондониты); 7 — палеозойские гранитоиды; 8 — примерная граница раздела поднятых и опущенных мезозойских блоков. Площади преимущественного развития минерализации: 9 — свинцово-цинковой, 10 — мышьяковой и золотой, 11 — сурьмяной, 12 — проявления минерализации.

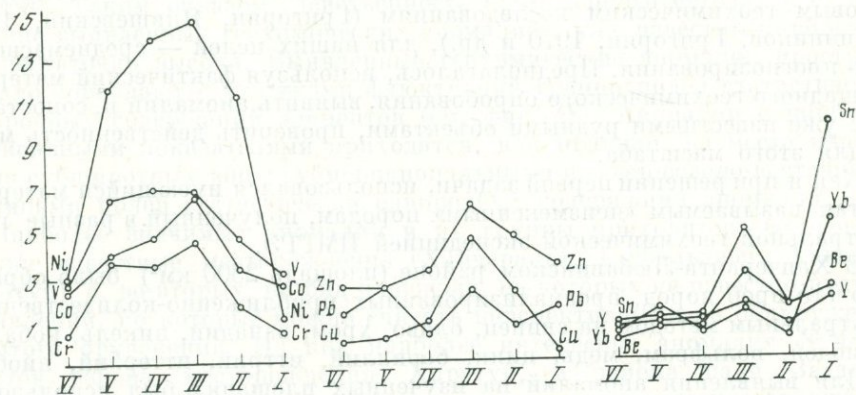
Фиг. 54. График распределения средневзвешенных содержаний элементов в породах структурно-металлогенических зон в Ханчераंगा-Любавинском районе

Вертикальный масштаб: олово, бериллий, молибден, иттербий, никель, кобальт — одно деление шкалы равно 1 г/т; свинец, медь, цинк, хром, ванадий, иттрий, ниобий — одно деление шкалы равно 10 г/т; I, II, III, IV, V — структурно-металлогенические зоны



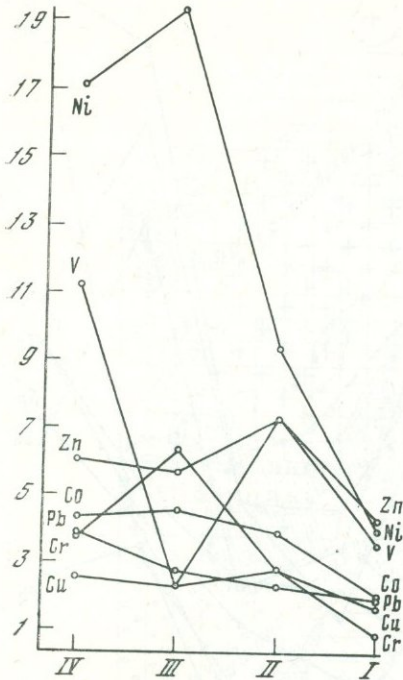
Фиг. 55. График распределения средневзвешенных содержаний элементов в породах структурно-металлогенических зон в Дульдурга-Ара-Илинском (Саханайском) районе

Вертикальный масштаб: олово, бериллий, молибден, иттербий, никель, кобальт — одно деление шкалы равно 1 г/т; свинец, медь, цинк, хром, ванадий, иттрий, ниобий — одно деление шкалы равно 10 г/т; I, II, III, IV, V, VI — структурно-металлогенические зоны



круга элементов в породах; сравнение идентичных разновидностей пород в различных структурно-металлогенических зонах с использованием многомерного статистического анализа (Родионов, 1968), проведенного на ЭВМ.

Обработка материалов по трем районам — Ханчераंगा-Любавинскому, Дульдурга-Ара-Илинскому, Кадаинскому — показывает следующее. Выделяемые в каждом из изученных районов блоки и зоны полей статистически однородных содержаний, рассматриваемые как в целом, так и при



Фиг. 56. График распределения средневзвешенных содержаний элементов в породах структурно-металлогенических зон в Кадаинско-Покровском районе

Вертикальный масштаб: никель, кобальт — одно деление шкалы равно 1 г/т; свинец, медь, цинк, хром, ванадий — одно деление шкалы равно 10 г/т; I, II, III, IV — структурно-металлогенические зоны

сравнении одноименных типов пород, различаются геохимически. Различны набор и статистические параметры распределения элементов, различен состав аномалий. В общем виде в поднятых блоках типоморфными являются элементы литофильной группы; в опущенных — сидерофильной. Элементы халькофильной группы встречаются и в тех и в других. Причем для переходных зон характерен смешанный состав аномалий. Все эти различия подчеркиваются существенной разницей многомерных средних содержаний, рассчитанных на ЭВМ.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ УЧАСТКОВ, НАИБОЛЕЕ ПЕРСПЕКТИВНЫХ В ОТНОШЕНИИ ОРУДЕНЕНИЯ

На примере Хапчеранга-Любавинского района была сделана попытка использовать методические основы, известные по крупномасштабным поисковым геохимическим исследованиям (Григорян, Янишевский, 1968; Овчинников, Григорян, 1970 и др.), для наших целей — среднемасштабного прогнозирования. Предполагалось, используя фактический материал площадного геохимического опробования, выявить аномалии и, сопоставив их с уже известными рудными объектами, проверить действенность метода для этого масштаба.

Как и при решении первой задачи, использовался имеющийся материал по так называемым «неизменным» породам, полученный в разные годы Центральной геохимической экспедицией ИМГРЭ.

В Хапчеранга-Любавинском районе (площадь 2300 км²) было обработано 715 проб пород, проанализированных приближенно-количественным спектральным методом на свинец, олово, хром, ванадий, никель, кобальт, молибден, вольфрам, медь, цинк, бериллий, иттрий, иттербий, ниобий.

Для выявления аномалий на изученных площадях был использован метод направленного суммирования «полезных сигналов» группы химических элементов — мультипликативный метод. Мультипликативный метод заключается в перемножении в каждой пробе содержаний (в %) группы элементов, что способствует опережающему возрастанию «полезного сигнала» по сравнению с «шумом» (помехи, фон, ошибки) (Григорян, Туманян, 1971). Расчет мультипликативных аномалий осуществлялся на ЭВМ «Урал-14» по программе «Мультипликативные аномалии» (Э. Н. Поздняков, В. З. Туманян). Комплексные аномалии, получаемые этим методом, характеризуются, по сравнению с моноэлементными, высокой контрастностью и значительными размерами. Мультипликативный метод выгодно отличается от других методов выявления аномалий не только своей

значительно большей разрешающей способностью, но и чрезвычайной простотой, поскольку при получаемой контрастности комплексных аномалий отпадает необходимость в определении фоновых параметров (Галецкий и др., 1971).

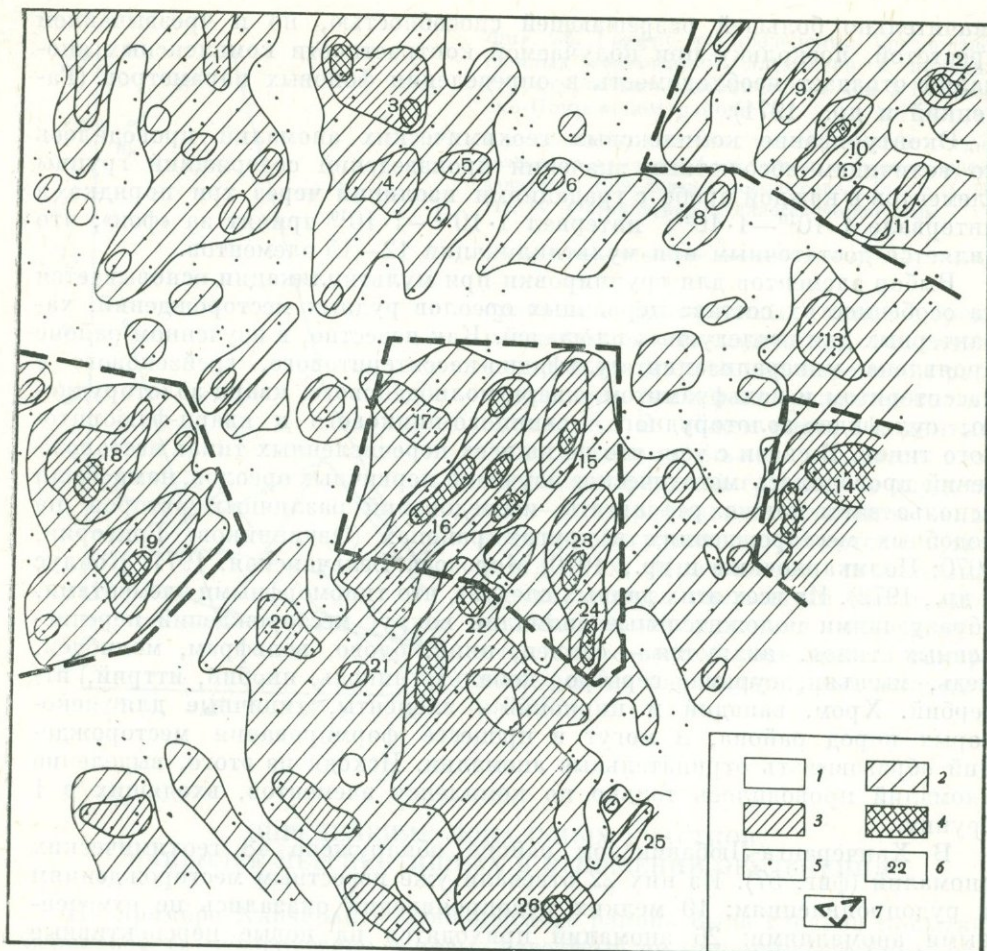
Оконтуривание комплексных геохимических аномалий проводилось по величинам абсолютных значений произведений содержаний группы элементов в каждой пробе с градациями изолиний через три порядка в интервале $1 \cdot 10^{10}$ — $1 \cdot 10^{26}$; интервал $1 \cdot 10^{-1}$ — $1 \cdot 10^{10}$ принят за «фон», что является достаточным при мультипликации 12—15 элементов.

Выбор элементов для группировки при мультипликации основывается на особенностях состава первичных ореолов рудных месторождений, характерных для исследуемых площадей. Как известно, в изученном районе проявлена минерализация сульфидно-касситеритового, грейзенового с касситеритом и вольфрамитом, кварц-молибденового, кварц-золоторудного, сульфидно-золоторудного, свинцово-цинкового и кварц-флюоритового типов. В связи с тем, что не на всех перечисленных типах месторождений проводилось методическое изучение первичных ореолов, нами были использованы также результаты исследований различных авторов на подобных месторождениях в других районах (Овчинников, Григорян, 1970; Поликарпочкин и др., 1970; Морозова, Бельчанская, 1971; Коплус и др., 1972). Из всех этих данных следует, что типоморфными элементами, образующими положительные аномалии вокруг месторождений перечисленных типов, являются — свинец, цинк, олово, вольфрам, молибден, медь, мышьяк, сурьма, серебро, кобальт, никель, ниобий, иттрий, иттербий. Хром, ванадий и цирконий — элементы, типичные для некоторых пород района, и могут в процессе формирования месторождений образовывать отрицательные аномалии. Исходя из этого, выделение аномалий проводилось только по комплексу элементов, входящих в I группу.

В Хапчеранга-Любавинском районе обнаружено 48 геохимических аномалий (фиг. 57). Из них 22 отвечали уже известным месторождениям и рудопроявлениям; 10 мелких рудопроявлений оказались не отмеченными аномалиями; 26 аномалий приходятся на новые перспективные участки. Таким образом, действенность примененного метода, т. е. совпадение выявленных геохимических аномалий с уже известными объектами, достаточно высока. Выявленные геохимические аномалии пространственно совпадают с участками флюктуаций границ полей статистически однородных содержаний элементов (см. фиг. 48). Аномалии с наиболее интенсивными показателями приходятся, как правило, на места пересечения субширотных зон с субмеридиональными и север-северо-восточными границами полей статистически однородных содержаний аномалий.

Наиболее значимые аномалии и их группы приходятся: во-первых, на уже известные месторождения (Хапчеранга, Тарбальджей, Хаверга, Харатуй), а, во-вторых, на ряд площадей, на которых не известно рудных проявлений, но которые можно считать перспективными на обнаружение скрытого оруденения. Из них наиболее интересны: аномалия № 14 — участок района месторождения Харатуй, и района пади Загдаци; район аномалии № 16 — северо-западнее и западнее месторождения Хапчеранга; аномалии № 18, 19 — в районе водораздела падей Мыкен-Улеты, аномалии №№ 9, 10, 11, 12 — в районе пади Харалга.

Для характеристики элементного состава установленных аномалий применена методика выявления главных элементов и оценка степени представительности каждого элемента. Этот метод сводится к упорядочению элементов в зависимости от их вклада по отношению к сумме содержаний всех элементов (Зубов, Туманян, 1973). По убыванию величины этого отношения строятся мажоритарные ряды элементов в аномалии, которые позволяют отнести выявленные аномалии к определенному типу рудной минерализации. Исследованиями, проведенными на целом ряде рудных



Фиг. 57. Схема первичных геохимических аномалий в Хапчеранга-Любавинском районе

1—4 — значения произведений содержаний элементов в аномалиях (1— $1 \cdot 10^3$ — $1 \cdot 10^{11}$; 2— $1 \cdot 10^{11}$ — $1 \cdot 10^{15}$; 3— $1 \cdot 10^{15}$ — $1 \cdot 10^{19}$; 4— $1 \cdot 10^{19}$ — $1 \cdot 10^{23}$); 5 — пункты геохимического опробования; 6 — номер аномалий; 7 — перспективные участки

месторождений, установлено, что основные компоненты руд всегда образуют наиболее мощные и интенсивные ореолы и стоят во главе мажоритарного ряда. Идентификация выявленных геохимических аномалий осуществлялась путем сопоставления их мажоритарных рядов с подобными рядами аномалий, свойственных известным рудным проявлениям. При этом следует учитывать, что аномалии, уже в силу метода их выявления, фиксируют участки только с повышенной концентрацией комплекса элементов, типоморфных для прогнозируемых месторождений. Поэтому оценка представительности элементов в аномалиях производится в основном для уточнения элементного состава конкретных аномалий с целью более точного отнесения их к определенному типу.

Мажоритарные ряды рассчитывались на ЭВМ «Урал-14» с помощью программы «Степан» (Э. Н. Поздняков) для каждой пробы, а затем усреднялись в контуре каждой аномалии. Выявленные здесь аномалии по элементному составу можно разбить на несколько групп (табл. 60).

1. Аномалии 16, 19, 23 являются аналогами аномалии 22, фиксирующей с поверхности месторождения Хапчеранга, и могут быть отнесены к сульфидно-касситеритовому типу.

Таблица 60

Характеристика первичных геохимических аномалий Хапчеранга-Любавинского района

№№ аномалий	Мажоритарный ряд	Тип рудной минерализации
1	W—Cr—Co—Pb—Sn*—Ni—V—Mo—Y—Yb—Be—Nb—Cu—Zn	Грейзеновая с вольфрамитом, касситеритом
2	W—Sn—Yb—Cr—Co—*—Pb—V—Y—Cu—Mo—Ni—Nb—Zn	То же
3	Cr—W—Ni—Sn—e*—Co—V—Yb—Pb—Y—Nb—Zn—Mo—Cu	»
4	Ni—Co*—Cr—V—Y—Nb—Yb—Pb—Zn—W—Mo—Cu—Be—Sn	Кварц-золоторудная или полиметаллическая
5	V—Ni*—Cr—Co—Cu—Zn—Pb—Yb—Zn—Mo—Y—Nb—Be—W	То же
6	W—Nb—Y—Pb—Yb—Sn*—Cr—Be—Zn—V—Mo—Ni—Cu—Co	Грейзеновая с вольфрамитом и касситеритом
7	W—Ni—Cr—Co—V—Mo*—Zn—Cu—Pb—Sn—Be—Nb—Yb—Y	То же
8	—Co—Cr—V—Ni—Mo*—Sn—Nb—Y—Cu—Yb—Pb—Zn—W	»
9	Zn—Sn—Pb—Cu*—W—Nb—Yb—Be—Y—Mo—Ni—V—Cr—Co	»
10	W—Zn—Cu—Sn—Mo*—Nb—Cr—Pb—Co—Ni—Yb—V—Y—Be	»
11	W—Pb—Sn*—Cu—Zn—Ni—Mo—Cr—Nb—Yb—V—Y—Co	»
12	Co—Ni—Zn*—Yb—Mo—Y—Cu—Pb—W—Sn—V—Nb—Cr—Be	Кварц-золоторудная или полиметаллическая
13	W—Cu—Pb*—Ni—V—Yb—Nb—Cr—Zn—Co—Be—Sn—Y—Mo	Грейзеновая с вольфрамитом и касситеритом
14	Pb—Sn—W*—Nb—Cu—Zn—Be—Yb—Y—Ni—V—Mo—Co—Cr	То же
15	Co—Ni—Cr—Cu*—V—Pb—W—Zn—Yb—Y—Sn—Be—Mo—Nb	Кварц-золоторудная или полиметаллическая
16	Pb—Cu—Zn—Mo—Sn*—Co—Cr—V—Ni—Nb—Yb—Be—Y—W	Сульфидно-касситеритовая
17	Y—Yb—Pb—Ni*—V—Cu—W—Cr—Nb—Sn—Co—Be—Zn—Mo	Кварц-флюоритовая
18	W—Mo—Cu—Cr—Sn*—Y—Yb—Nb—Zn—Pb—V—Be—Ni—Co	Грейзеновая с вольфрамитом, касситеритом
19	Cu—Zn—Sn—Pb*—Mo—Nb—Be—V—Cr—Co—Ni—Yb—Y—W	Сульфидно-касситеритовая
20	Mo*—Nb—Co—Ni—Cu—Zn—V—Cr—Sn—Pb—Y—Be—Yb—W	Молибденовая
21	Cu—Co—V*—Nb—Yb—Zn—Cr—Pb—Ni—Y—Mo—Sn—Be—W	Кварц-золоторудная
22	Cu—Zn—Pb—Sn*—Ni—Cr—V—Co—Be—Mo—Yb—Y—Nb—W	Сульфидно-касситеритовая
23	Cu—Sn—Zn—Pb*—Co—V—Ni—Yb—Cr—Y—Nb—Mo—Be—W	То же
24	W—Cu—Zn—Sn—Pb—Mo*—Y—Co—Ni—V—Nb—Yb—Be—Cr	Грейзеновый с вольфрамитом, касситеритом
25	Mo*—Ni—W—Cu—V—Co—Nb—Cr—Yb—Y—Sn—Pb—Zn—Be	Молибденовая

Примечание. Элементы, расположенные левее * — главные элементы аномалий.

2. Аномалии 4, 5, 12, 15 характеризуются мажоритарными рядами, идентичными ряду аномалии 21, представляющей минерализацию кварц-золоторудного типа, или они могут быть связаны с полиметаллическим оруденением.

3. В большой группе аномалий — 1, 2, 3, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 13, 14, 18, 24 — отмечается преобладание вольфрама, олова и молибдена. Эталонного месторождения, характеризующегося подобным набором элементов, мы не имеем. Однако, исходя из элементного состава, эти аномалии можно отнести к минерализации грейзенового типа с вольфрамитом и касситеритом.

4. В аномалиях 20 и 25 главным элементом является молибден, и они, возможно, фиксируют молибденовую минерализацию.

5. Аномалию 17 по преобладанию иттрия, иттербия, свинца и никеля можно отнести к кварц-флюоритовому типу.

Совместный анализ состава и интенсивности геохимических аномалий позволяет выделить перспективные участки: 1) территория Харатуй-Загдачи; 2) Хапчеранга (западный и восточный фланги); 3) Харалга; 4) Мыкен-Улеты. Этот прогноз хорошо согласуется с известными данными по геологии и рудоносности района и сделанными на их основании рекомендациями. Тем самым, рациональность предлагаемого метода находит свое подтверждение. Его положительными сторонами по сравнению с металлотометрией является: 1) малое необходимое количество проб и, соответственно, простота приемов математической обработки аналитических данных; 2) более полная информация о составе выделяемых аномалий, позволяющая судить о их формационной принадлежности и степени перспектив.

ВЫВОДЫ

Проведенное площадное геохимическое опробование коренных пород показывает важность таких исследований при прогнозно-поисковых работах среднего масштаба. В результате этих работ предложен геохимико-статистический метод выделения границ полей однородных содержаний элементов, позволяющий фиксировать важные рудоконтролирующие и рудо локализирующие структуры, выявлять основные геолого-геохимические зоны. Геохимическими методами подтверждена принципиальная правильность рисовки рудно-магматической зональности этих районов, ориентированной согласно границ поднятых и опущенных блоков. Для целей среднемасштабного прогнозирования скрытого эндогенного оруденения редкометальной, редкометально-сульфидной и сульфидной групп (свинца, олова, вольфрама, золота, молибдена и др.) применен метод мультипликативных геохимических ореолов. Установлена действенность этого метода, позволяющего при исследованиях масштаба 1 : 200 000 выявлять перспективные площади для постановки поисковых работ масштаба 1 : 25000 и крупнее. С помощью мажоритарных рядов элементов произведена оценка аномалий по формационной принадлежности. Следует учесть в виду, что в проведенном методическом исследовании при обработке фактического материала использовались только пробы «неизмененных пород». Учет проб, отобранных из участков, несущих следы гидротермального изменения пород, вблизи разломов и различных контактов еще более повысил бы результативность прогнозных построений.

РАЗРАБОТКА МЕТОДОВ ОБЪЕМНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
И ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИЙ
НА ОСНОВЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

На материалах Забайкалья многими исследователями разрабатывались и проверялись основные принципы и разнообразные методы регионального металлогенического анализа. В связи с этим для описываемой территории в целом или для отдельных ее частей в разное время было предложено большое число (около 20) схем металлогенического районирования, базирующихся на учете в качестве доминирующих принципиально различных геологических факторов (С. С. Смирнов, Г. Л. Падалка, В. Н. Козеренко, В. С. Кормилицын, Г. И. Князев, Д. И. Горжевский, Н. А. Фогельман, Г. М. Мейтув, Е. Н. Алтухов и А. Д. Смирнов и многие др.). Все ранее предложенные для Забайкалья металлогенические схемы являлись двухмерными (плоскостными) моделями. Между тем выявление пространственных закономерностей регионального размещения рудных месторождений в общем случае предполагает построение трехмерных (объемных) моделей. Актуальность переориентации металлогенических исследований в направлении перехода от плоских схем (моделей) к объемным достаточно очевидна и неоднократно подчеркивалась В. И. Смирновым, А. В. Сидоренко, Л. Н. Овчинниковым, А. Д. Щегловым и др. Из известных по Забайкалью публикаций только в работе В. В. Аристова (1964) была предпринята реальная попытка в самом общем виде наметить пути теоретического обоснования регионального глубинного прогнозирования.

Естественно, что наиболее эффективных результатов в реализации объемных металлогенических моделей следует ожидать на стыке металлогении и региональной геофизики, в области интеграции (синтеза) этих научных дисциплин. Именно это направление автор избрал в качестве методологической основы своих исследований. Сейчас уже подавляющее большинство геологов отчетливо осознают тот факт, что хотя для промышленного освоения доступны рудные концентрации, сосредоточенные в маломощной 1/3—4 км/ пленке верхней части земной коры, познать закономерности их размещения невозможно без целенаправленного изучения строения оболочек земной коры (вплоть до границы Мохо), а в некоторых случаях и верхней мантии. Интеграция металлогении и региональной геофизики плодотворна еще и тем, что она способствует проникновению в науку о закономерностях размещения рудных месторождений разнообразных математических методов и моделей и ее переходу на рельсы количественного анализа.

В этой главе кратко охарактеризован опыт регионального комплексного геолого-геофизико-геохимического исследования, ориентированного на выявление пространственных закономерностей размещения рудных месторождений (в том числе и в области вертикального разреза) с широким использованием соответствующих математических методов и моделей.

В работе изложен новый подход к анализу пространственных закономерностей размещения рудных месторождений в Забайкалье на основе построенной по геофизическим данным объемной модели земной коры этого региона на всю ее мощность. Сделана попытка проанализировать в тесной взаимосвязи особенности глубинной структуры земной коры,

элементы позднемезозойской тектоники, закономерности размещения продуктов позднемезозойского магматизма и рудных месторождений и рассмотреть региональную рудно-магматическую зональность Забайкалья как сложную (многокомпонентную) трехмерную природную систему, существенно подчиненную расслоенности земной коры и ее блоковому строению. Показаны перспективы реализации нового направления металлогенических исследований в Забайкалье — объемного металлогенического районирования.

Основные результаты получены автором в процессе многолетних (с 1958 г.) полевых и тематических исследований физических полей Забайкалья и их геолого-металлогенической интерпретации. Отдельные вопросы проблемы в основных своих чертах были сформулированы и опубликованы автором в 1967—1969 гг. и здесь подробно не рассматриваются. Основными исходными рабочими материалами, используемыми в нашей работе, явились: 1) данные разномасштабных гравиметрических съемок (М. В. Иванов, Ю. А. Зорин, Г. И. Менакер и др.), сведенные воедино автором; 2) данные аэромагнитных съемок (В. В. Суслеников, В. Н. Истомин, В. С. Меньшиков и др.), сведенные и перестроенные автором в виде региональных карт изолиний магнитного поля; 3) результаты глубинного сейсмического зондирования (Крылов и др., 1970) и глубинных сейсмологических наблюдений со станций «Земля» (Н. К. Булин); 4) электрометрические исследования, проведенные в пределах верхнемезозойских впадин Забайкалья; 5) результаты определения физических свойств горных пород (плотности и магнитной восприимчивости) — более 10 000 анализов; 6) данные петрохимических исследований разновозрастных геологических образований (4000 анализов); 7) аналитические данные по геохимии разновозрастных геологических образований (около 142 000 спектральных анализов на 15 рудообразующих элементов); 8) результаты определения абсолютного возраста позднемезозойских магматических образований (около 100 анализов); 9) среднемасштабные металлогенические схемы, составленные в Читинском геологическом управлении А. М. Гребенниковым и др. (1968—1969 гг.), Э. В. Лешкевичем и Б. М. Васильевым (1969 г.), В. В. Старченко и В. П. Красновым (1969 г.), В. И. Сизых и И. Н. Фоминым (1967 г.), Д. И. Горжевским и Н. А. Фогельман (1966 г.), а также материалы по отдельным видам минерального сырья; 10) среднемасштабные топографические карты.

Основные задачи исследований заключались в следующем: 1) построение на основе геофизических данных объемной модели строения земной коры Центрального и Восточного Забайкалья на всю ее мощность (от границы М до дневной поверхности), 2) установление соотношений позднемезозойского (синрудного) структурного плана региона с особенностями строения земной коры; 3) выявление закономерностей размещения продуктов позднемезозойского магматизма в связи с особенностями строения земной коры; построение объемной модели позднемезозойского магматизма; 4) выявление закономерностей размещения рудных месторождений в связи с особенностями строения земной коры. Построение объемной модели регионального металлогенического районирования юга Забайкалья, выделение прогнозных участков; 5) установление основных черт эволюции процессов позднемезозойской рудно-тектонно-магматической активизации в связи с особенностями строения земной коры.

Краткий обзор и оценка современного состояния металлогении в Забайкалье. основополагающие работы по металлогении Забайкалья принадлежат С. С. Смирнову (1936, 1944), впервые выявившему поясовое размещение рудных месторождений в этом регионе. Среди многочисленных, предложенных в последующие годы для региона схем металлогенического районирования можно выделить три генеральных направления: а) районирование по времени проявления рудно-магматических процессов (Кормилицын, 1959; Кормилицын и др., 1960); б) районирование по

типу тектонического развития (Козеренко, 1956, 1960; Князев, 1957, 1965; Томсон и др., 1964, 1969; Фогельман, 1968; Мейтув и др., 1967, 1970, 1971 и др.); в) районирование по типу строения земной коры (Менакер, 1968, 1972; Огородников, 1970).

Положительные стороны и недостатки каждого из указанных направлений состоят в следующем.

Важной положительной особенностью первого направления является акцентирование ведущей роли принципов историзма в металлогенических исследованиях. В схемах этого направления последовательно проводится глубокая и плодотворная концепция Ю. А. Билибина о том, что процессы рудообразования следует рассматривать в качестве закономерного звена в общем ходе геологического развития. Однако результативность схем данного направления прямым образом зависит от объективности в установлении количества и последовательности формирования почти всегда пространственно разобщенных рудоносных магматических комплексов. Правильное решение этих вопросов, а, соответственно, и практическое осуществление основных положений этого направления встречают большие трудности.

Достоинством второго направления является установление различий металлогенического облика разнохарактерных, но одновременно сформировавшихся тектонических структур, внедрение в практику металлогенического исследований структурно-фациального и структурно-формационного анализов. Вместе с тем содержание и результативность схем этого направления существенно определяются принятой трактовкой истории геологического развития отдельных участков земной коры (геосинклиналь, складчато-глыбовая область, зоны «автономной» или «отраженной» активизации, диада поднятие — прогиб и т. д.). Достаточно сравнить, например, схемы В. Н. Козеренко и Г. И. Князева, как становится ясным, что различная трактовка типа тектонического развития Восточного Забайкалья в мезозое может привести к принципиально разному пониманию металлогении этого региона.

Особенностями третьего направления является широкое внедрение в металлогению объективных геофизических данных, объемное изучение геологических объектов, использование строгих количественных методов, детальное изучение структуры земной коры на глубине. Существенные недостатки — некоторый отход от принципов историзма и генетической интерпретации геологических процессов.

Очевидно, что наиболее плодотворных результатов в познании металлогении региона можно будет достигнуть только на основе органического синтеза всех трех направлений, в результате сочетания принципов историзма, методов структурно-формационного анализа и детального изучения строения земной коры на всю ее глубину.

ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Исходные геофизические данные.

Были изучены физические свойства пород, физические поля и геологическая природа аномалиеобразующих объектов.

Обобщение по региону более 10 000 определений плотности образцов горных пород позволяет выделить следующие основные геолого-плотностные комплексы в составе верхней части земной коры Центрального и Восточного Забайкалья: 1) протерозой — палеозойский комплекс (2,70—3,0 г/см³, средняя плотность 2,75 г/см³), включающий осадочно-метаморфические отложения вулканогенно-терригенно-карбонатного, карбонатного и терригенно-карбонатного состава с прослоями и линзами гранито-гнейсов и гранитов; 2) верхнепалеозойский — нижнемезозойский комплекс

(2,60—2,70 г/см³, средняя плотность 2,65 г/см³), объединяющий песчано-сланцевые отложения пермского, триасового и юрского возраста и верхнепалеозойские — триасовые гранитоиды; 3) средне-верхнеюрский комплекс (2,50—2,60 г/см³, средняя плотность 2,56 г/см³), включает юрские интрузивные образования существенно гранитного состава; 4) верхнеюрско-нижнемеловой комплекс (2,55—2,0 г/см, средняя плотность 2,30 г/см³) отложения, выполняющие впадины.

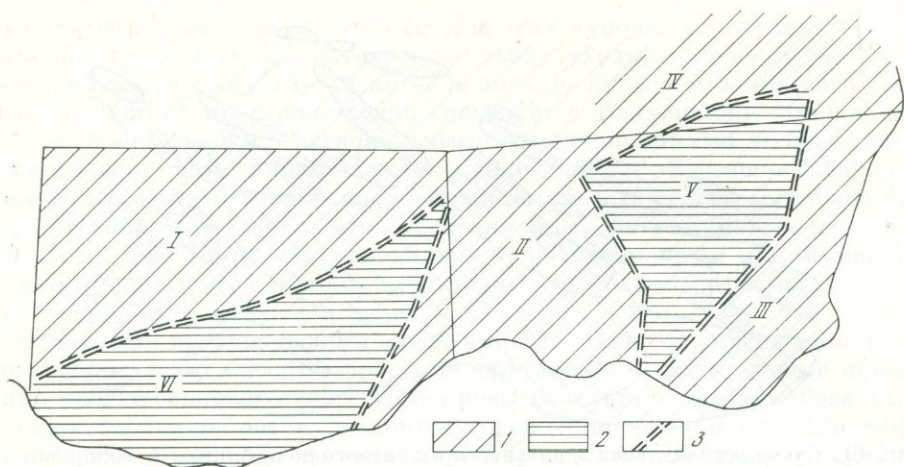
Эти комплексы создают основной геологический «фон» описываемого региона и оказывают существенное влияние на его гравитационное поле. Трансформации гравитационного поля Центрального и Восточного Забайкалья (пересчет на разные высоты, осреднение с различными радиусами, выполненные на ЭВМ М-20 в вычислительном центре СО АН СССР) позволяют выделить в суммарном гравитационном поле ряд составляющих различного порядка: 1) региональные аномалии, 2) аномалии 1-го порядка, 3) локальные аномалии.

Региональные гравитационные аномалии (фиг. 58) — Восточно-Забайкальский и Даурский минимумы, Агинский, Приаргунский, Малханский и Пришилкинский максимумы — связываются с особенностями глубинного строения земной коры (суммарным влиянием рельефа кровли базальтового слоя и границы М). Границы региональных максимумов и минимумов почти всегда выражены напряженными региональными гравитационными ступенями (Чикой-Ингодинская, Онон-Туринская, Приаргунская и др.).

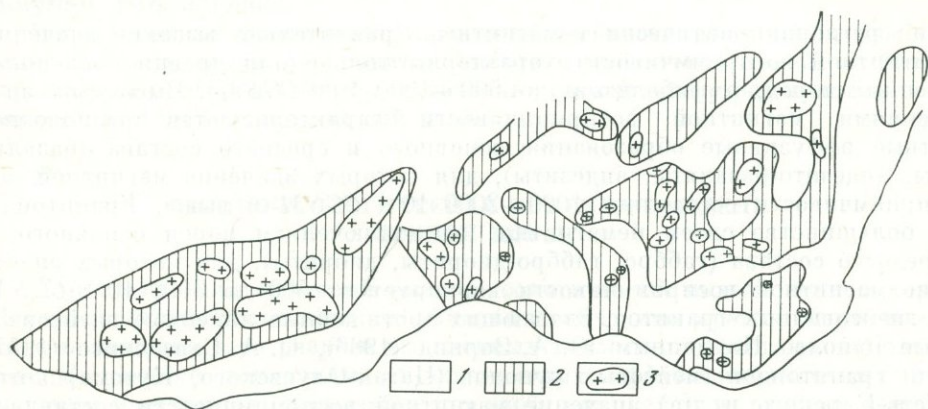
Гравитационные аномалии 1-го порядка вызываются вещественными неоднородностями верхней части земной коры (фиг. 59). В пределах гравитационных минимумов 1-го порядка развиты породы второго геолого-плотностного комплекса; в зонах гравитационных максимумов 1-го порядка обнажаются или залегают неглубоко от дневной поверхности породы первого геолого-плотностного комплекса. На границах гравитационных максимумов и минимумов 1-го порядка обычно наблюдаются отчетливые гравитационные ступени. Наиболее обширные и интенсивные гравитационные минимумы 1-го порядка приурочены к региональным гравитационным минимумам; максимумы 1-го порядка — к региональным максимумам.

Локальные гравитационные аномалии в соответствии с их геологической природой разделяются на две группы: 1) локальные минимумы, соответствующие юрским интрузивам существенно гранитного состава (третьему геолого-плотностному комплексу), обычно почти изометричны по форме (фиг. 59), и 2) локальные минимумы, соответствующие верхнемезозойским впадинам, выполненным породами четвертого геолого-плотностного комплекса, обычно узкие, с резко выраженной линейной формой (фиг. 60). Локальные минимумы первой группы распространены исключительно в зонах гравитационных минимумов 1-го порядка (см. фиг. 59); минимумы второй группы — в пределах максимумов 1-го порядка или на их границах с минимумами 1-го порядка. Локальные минимумы первой и второй групп также пространственно сопряжены с региональными гравитационными аномалиями: наиболее интенсивные и большие по площади локальные минимумы первой группы приурочены к региональным минимумам; наиболее протяженные и интенсивные локальные минимумы второй группы размещаются в зонах гравитационных ступеней на границах региональных максимумов и минимумов, вообще же подавляющее их большинство приурочено к региональным максимумам. Локальные гравитационные минимумы второй группы обычно распадаются на ряд резко изолированных локальных минимумов и максимумов 3-го порядка. Локальные минимумы 3-го порядка соответствуют внутренним котловинам и опущенным блокам фундамента в пределах верхнемезозойских впадин.

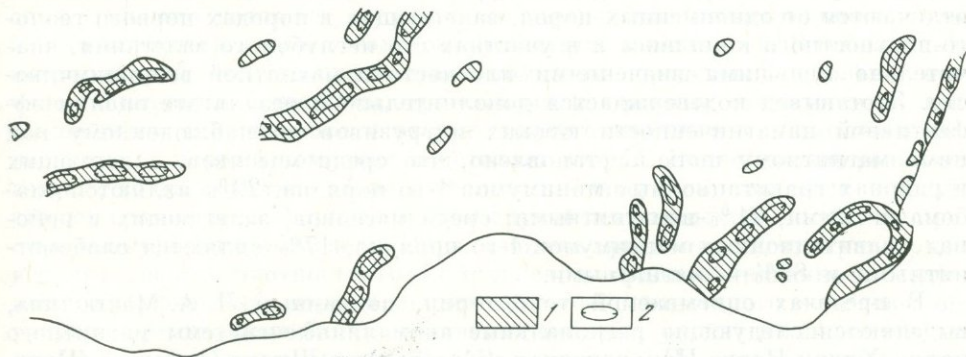
Обобщение более 15 000 определений магнитной восприимчивости образцов горных пород региона дает возможность охарактеризовать отдельные комплексы пород. Осадочные и осадочно-метаморфические образова-



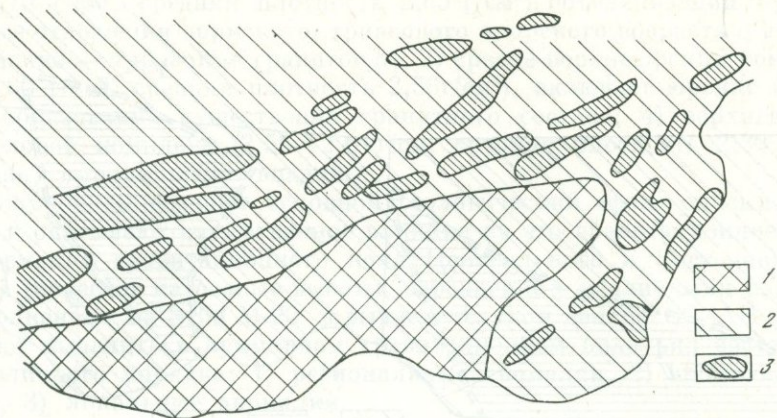
Фиг. 58. Схема региональной зональности гравитационного поля юга Забайкалья
 1 — площади региональных максимумов; 2 — площади региональных минимумов; 3 — протяженные интенсивные гравитационные ступени. Региональные максимумы: I — Малханский, II — Агинский, III — Приаргунский, IV — Пришилкинский. Региональные минимумы: V — Восточно-Забайкальский, VI — Даурский



Фиг. 59. Схема гравитационных аномалий 1-го порядка и локальных гравитационных аномалий I группы
 1 — гравитационные максимумы 1-го порядка; 2 — гравитационные минимумы 1-го порядка; 3 — локальные гравитационные минимумы первой группы, соответствующие юрским интрузивам, преимущественно гранитного состава



Фиг. 60. Схема гравитационных аномалий II группы, соответствующих верхнемезозойским депрессиям
 1 — площади локальных гравитационных минимумов II группы, соответствующих верхнемезозойским депрессиям; 2 — резко локальные минимумы — отдельные мульды в пределах депрессий



Фиг. 61. Схема региональной зональности магнитного поля ΔT юга Забайкалья

1 — Шилко-Ононская аномальная система магнитного поля. Спокойное, слабопеременное поле, иногда осложненное локальными положительными магнитными аномалиями; 2 — Хилок-Нерча-Приаргунская аномальная система магнитного поля. Сложное, контрастное поле с широким развитием интенсивных линейных положительных магнитных аномалий; 3 — интенсивные (500—1000γ) линейные положительные магнитные аномалии, соответствующие гнейсовым куполам (валам)

ния региона практически немагнитны. Сравнительно высокие значения магнитной восприимчивости характерны только для древних зеленокаменных пород, амфиболитов (до $500-1000 \cdot 10^{-6} CGSM$). Высокими значениями магнитной восприимчивости характеризуются разновозрастные эффузивные образования основного и среднего состава (базальты, андезит-базальты, андезиты), для которых значение магнитной восприимчивости составляет $1000-2000 \cdot 10^{-6} CGSM$ и выше. Гранитоиды в большинстве своем немагнитны, за исключением пород основного и среднего состава (габбро, габбро-диориты, диориты), для которых значение магнитной восприимчивости варьирует от 500 до $3000 \cdot 10^{-6} CGSM$ и гнейсовидных гранитов, слагающих протяженные линейные гнейсовидные купола. По данным Ю. А. Зорина (1966), О. А. Савадского (1957) для гранитоидов гнейсовых куполов (Цаган-Олуевского, Кутомарского, Усть-Карского и др.) значение магнитной восприимчивости составляет в среднем $500-1000 \cdot 10^{-6} CGSM$.

Удается установить отчетливую зависимость величины магнитной восприимчивости и плотности отдельных разновидностей в группе юрских интрузивных пород от состава вмещающей среды: граниты, гранодиориты и диориты, залегающие в породах второго геолого-плотностного комплекса отличаются от одноименных пород, залегающих в породах первого геолого-плотностного комплекса и в участках его неглубокого залегания, значительно меньшими значениями плотности и магнитной восприимчивости. Этот вывод подтверждается дополнительно в результате оценки эффективности намагниченности юрских интрузивов по наблюдённому над ними магнитному полю. Установлено, что среди массивов, залегающих в районах гравитационных минимумов 1-го порядка, 29% являются слабомагнитными, 71% — немагнитными; среди массивов, залегающих в районах гравитационных максимумов 1-го порядка, 17% являются слабомагнитными и 83% — магнитными.

В пределах описываемой территории, по данным Л. А. Мастюлина, выделяются следующие региональные аномалийные системы магнитного поля: Хилок-Нерча-Приаргунская (Краевая) и Шилко-Ононская (Центральная). Для Краевой аномалийной системы (фиг. 61) характерно в целом относительно повышенное магнитное поле, на фоне которого выделяются протяженные линейно-вытянутые интенсивные (до 500—1000γ) магнитные аномалии. Эти аномалии соответствуют гнейсовым куполам (ва-

лам). Расчеты показывают, что в составе этих куполов на глубине 1—2 км преобладают породы диоритового состава, уходящие своими нижними кромками на глубину 15—20 км — вплоть до кровли базальтового слоя. Краевая система пространственно совпадает с Малханским, Пришилкинским и Приаргунским региональными гравитационными максимумами. Центральная аномалийная система совмещается с Восточно-Забайкальским региональным гравитационным минимумом (в северо-восточной части), с Агинским региональным гравитационным максимумом (в центральной части) и с Даурским региональным гравитационным минимумом (на юго-западе). Для этой системы характерно в целом относительно пониженное и спокойное магнитное поле.

Основными возмущающими объектами локальных магнитных аномалий в регионе являются разновозрастные эффузивные и интрузивные образования средне-основного состава: покровы базальтов, андезито-базальтов, массивы габбро-диоритов, диоритов, сиенит-диоритов и др. Для эффузивов средне-основного состава характерны сложные знакопеременные («пилообразные») магнитные поля, для интрузивных образований средне-основного состава — интенсивные положительные магнитные аномалии (до 1000—15 000γ). Примечательно, что магнитные аномалии, связанные с эффузивами и интрузивами средне-основного состава, обнаруживают отчетливую пространственную приуроченность к гравитационным максимумам 1-го порядка.

Установленная пространственная сопряженность разнопорядковых и разнознаковых аномалий гравитационного и магнитного полей является отражением пространственно-генетических связей между различными геологическими объектами земной коры.

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для построения объемной физико-геологической модели земной коры Центрального и Восточного Забайкалья необходимо прежде всего выяснить положение в ее разрезе выделенных геолого-плотностных комплексов. Положение верхнеюрско-нижнемеловых эффузивно-осадочных отложений (четвертый геолого-плотностной комплекс) в разрезе земной коры региона определяется однозначно: эти образования слагают самую верхнюю его часть. Вполне определено, в соответствии с традиционными представлениями, и строение нижней части земной коры — она сложена породами базальтового слоя.

Специального рассмотрения требует вопрос о строении «гранитного» слоя, решение которого упирается в определение относительного положения первого и второго геолого-плотностных комплексов. В тех случаях, когда второй геолого-плотностной комплекс представлен только песчано-сланцевыми пермскими, триасовыми и юрскими отложениями, взаимное положение первого и второго геолого-плотностных комплексов однозначно — первый комплекс подстилает второй. Более сложно решается вопрос, когда в составе второго геолого-плотностного комплекса присутствуют гранитоиды. Априори в этом случае возможны три наиболее простые конкурирующие модели. Первая модель предполагает, что гранитоиды второго геолого-плотностного комплекса и гранитизированные осадочно-метаморфические породы первого геолого-плотностного комплекса образуют вертикальные блоки, основания которых уходят на значительные глубины — вплоть до кровли базальтового слоя. Эта модель использовалась в качестве основной в построениях Л. А. Мастюлина, основанных на сугубо качественной интерпретации гравитационного поля в Западном Забайкалье. Вторая модель исходит из предположения, что выходы гранитоидов представляют собой выступы кровли огромных плутонических

масс, занимающих основное место в разрезе «гранитного» слоя (вплоть до поверхности базальтового слоя), в то время как осадочно-метаморфические породы первого геолого-плотностного комплекса являются относительно маломощными ксенолитами, вплавленными в эти гранитоиды; это традиционная модель, широко распространенная среди геологов Забайкалья и признававшаяся до недавнего времени наиболее вероятной во многих работах по региональной геофизике (Зорин, 1963, 1967 и др.). Третья модель прямо противоположна второй, в ее основе лежит предположение, что протерозой-палеозойские осадочно-метаморфические породы являются выступами кровли метаморфических пород, слагающих «гранитный» слой вплоть до базальтового слоя, а граниты образуют тела, ограниченные в пределах «гранитного» слоя на глубину. Эта модель, впервые в наиболее общем виде, предложенная Ф. С. Моисеенко для Казахстана, а затем для всего южного горного обрамления Сибири (Моисеенко, 1967, 1969), детально разрабатывалась автором (Менакер, 1968, 1969, 1972) и оказалась эффективной для целей регионального рудно-магматического анализа в Забайкалье.

Сравнительная оценка этих трех моделей приводит к следующим выводам. Первая модель отвергается уже при более тщательном количественном анализе самих гравиметрических данных. Расчеты гравитационных аномалий 1-го порядка показывают, что при средней избыточной плотности осадочно-метаморфических отложений первого геолого-плотностного комплекса относительно гранитоидов второго геолого-плотностного комплекса, равной $0,1 \text{ г/см}^3$, максимальная глубина, до которой можно экстраполировать плотностные неоднородности, наблюдаемые на поверхности, составляет 6—7 км и, следовательно, «гранитный» слой является относительно однородным по плотности уже на глубинах 6—7 км. Сравнительная оценка второй и третьей моделей позволяет принять в качестве наиболее вероятной третью модель строения «гранитного» слоя. Аргументами в пользу третьей модели являются многочисленные геофизические (гравиметрические, сейсмические и магнитометрические) и геологические (прямые — бурение и косвенные) данные.

Принятие третьей модели дает основание для построения общей физико-геологической модели земной коры Центрального и Восточного Забайкалья с выделением в ее разрезе следующих основных элементов (сверху вниз): 1) верхнеюрско-нижнемеловой эффузивно-осадочный комплекс (четвертый геолого-плотностной комплекс), 2) верхнепалеозой-нижнемезозойский гранитно-осадочный комплекс (второй геолого-плотностной комплекс), 3) протерозой-палеозойский осадочно-метаморфический комплекс (первый геолого-плотностной комплекс), 4) базальтовый слой, условно отождествляемый с архейским комплексом. Соответственно определилась и методика количественной интерпретации и гравитационного поля, которая состояла в последовательном разложении наблюдаемого поля на отдельные составляющие, вызываемые объектами различной геологической природы и залегающими на различных глубинах (Фотиади, 1958, Моисеенко, 1967 и др.). Вначале из наблюдаемого поля исключались локальные гравитационные минимумы первой и второй групп, обусловленные юрскими интрузивами существенно гранитного состава (третий геолого-плотностной комплекс) и верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями впадин (четвертый геолого-плотностной комплекс). По локальным минимумам первой группы определялись морфология и вертикальная протяженность юрских гранитных интрузивов. Недостаток плотности юрских гранитов относительно вмещающих толщ принимался равным $0,07—0,1 \text{ г/см}^3$ с учетом данных о плотности конкретных интрузивов. По выделенным отрицательным гравитационным аномалиям второй группы (с использованием ВЭЗ) рассчитывалась мощность верхнемезозойских отложений и затем строились структурные схемы впадин. Недостаток плотности верхнемезозойских отложений относительно пород кристаллического фунда-

мента принимался равным от 0,35 до 0,45 г/см³ в зависимости от конкретных условий.

Далее выделялась региональная составляющая гравитационного поля: было выбрано 98 опорных геологических объектов, соответствующих наиболее крупным выходам на поверхность протерозой-палеозойских осадочно-метаморфических пород (первого геолого-плотностного комплекса). По уровню гравитационного поля, соответствующего этим объектам, путем линейной интерполяции была построена карта регионального гравитационного фона. Разность между наблюдаемым гравитационным полем (с исключенными локальными аномалиями) и региональным фоном характеризует изменение мощности второго геолого-плотностного комплекса (рельеф кровли первого геолого-плотностного комплекса). Избыточная плотность на границе первого и второго геолого-плотностных комплексов принималась равной 0,1 г/см³. Плавно изменяющаяся составляющая регионального фона связывалась с поведением границы Мохо, остальная часть — с рельефом кровли базальтового слоя. Плотность базальтового слоя принята равной 2,90 г/см³, верхней мантии — 3,25 г/см³. Рельеф границы Мохо определялся от исходного уровня 40 км, принятого для района Приаргуны на основании сейсмологических определений. При построении рельефа кровли базальтового слоя учитывались результаты расчета глубин залегания нижних кромок магнитных масс, соответствующих гнейсовым куполам. Принято, что плотность всех слоев и верхней мантии в вертикальном и горизонтальном направлениях остается постоянной. В соответствии с описанной методикой была построена объемная физико-геологическая модель земной коры Центрального и Восточного Забайкалья на всю ее мощность с изображением в изолиниях всех выделенных границ раздела (фиг. 62—65).

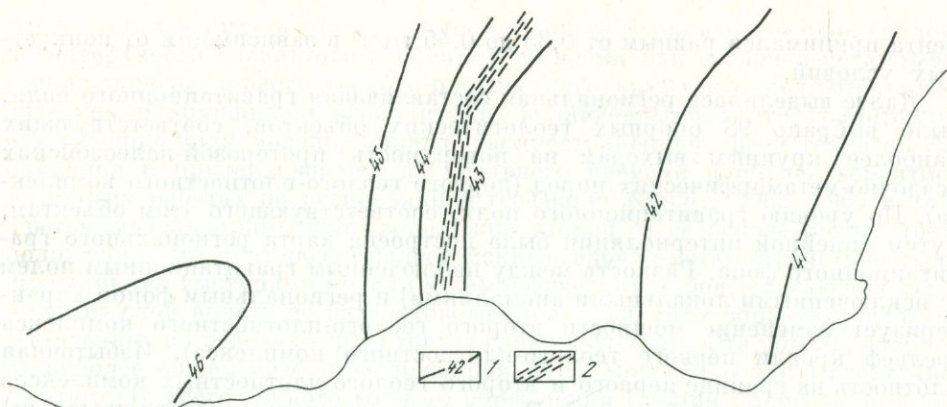
ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Объемная петрогеохимическая модель земной коры Центрального и Восточного Забайкалья построена на основе количественной физико-геологической ее модели и обобщения большого числа силикатных (около 4000) и спектральных (около 142 000) анализов.

Методика объемного расчета средних химических составов и средних содержаний рудообразующих элементов в первом и втором геолого-плотностных комплексах, в базальтовом слое и в земной коре в целом подробно освещалась нами ранее (Канищев, Менакер, 1971, 1972). Вычисленный средний химический состав земной коры описываемого региона и отдельных ее оболочек приводится в табл. 61.

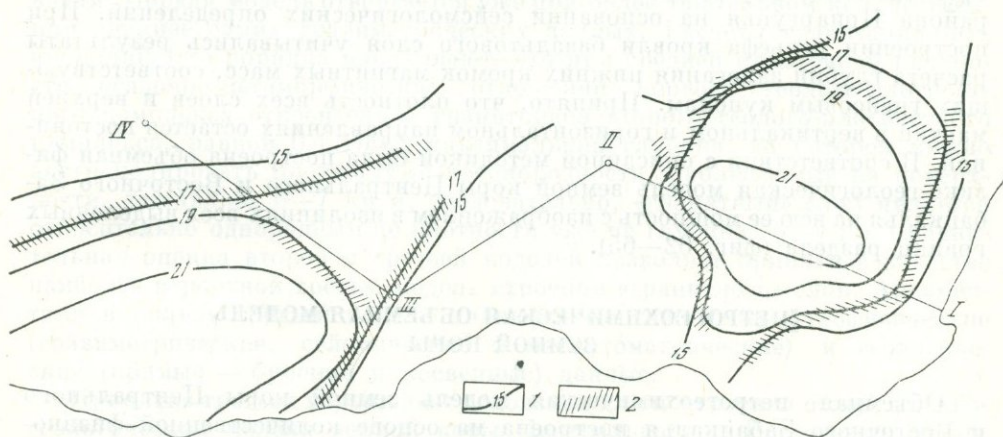
Данные табл. 61 позволяют сделать вывод, что химический состав земной коры изменяется (снизу вверх) по схеме: базальт — диорит (кварцевый диорит) — плагиогранит (гранодиорит).

Второй геолого-плотностной комплекс в соответствии с его химическим и петрографическим составом целесообразно определить в качестве гранитно-осадочного слоя земной коры (ГО-слой), подстилающий его первый геолого-плотностной комплекс — в качестве диорит-метаморфического слоя (ДМ-слой). Базальтовый слой (Б-слой) завершает разрез земной коры снизу. Самый верхний (развитый в локальных впадинах) слой разреза земной коры (четвертый геолого-плотностной комплекс) определяется нами в качестве эффузивно-осадочного слоя. Для характеристики пространственного изменения химизма земной коры (в целом) нами построена (в изолиниях) карта изменения параметра Q (избыточность кремнезема, по А. Н. Заварицкому). Параметр Q вычислялся в точках квадратной сети (10·10 км) на основе данных о мощности всех основных слоев коры в этой точке и их средних химических составов. Этот параметр может слу-



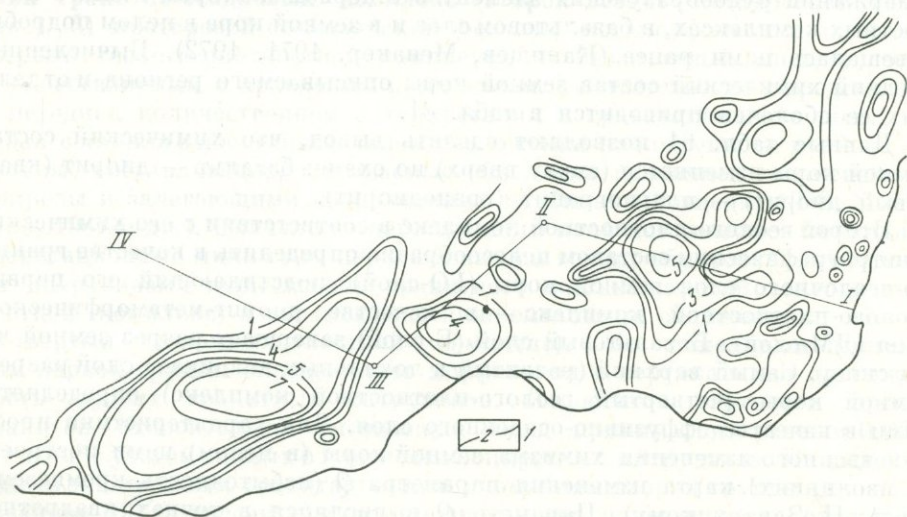
Фиг. 62. Схема мощности земной коры (глубина залегания границ Мохоровичича на юге Забайкалья)

1 — изолиния глубин залегания поверхности Мохоровичича (мощность земной коры; в км); 2 — Могоча-Агинский глубинный разлом (сквозькоровый)



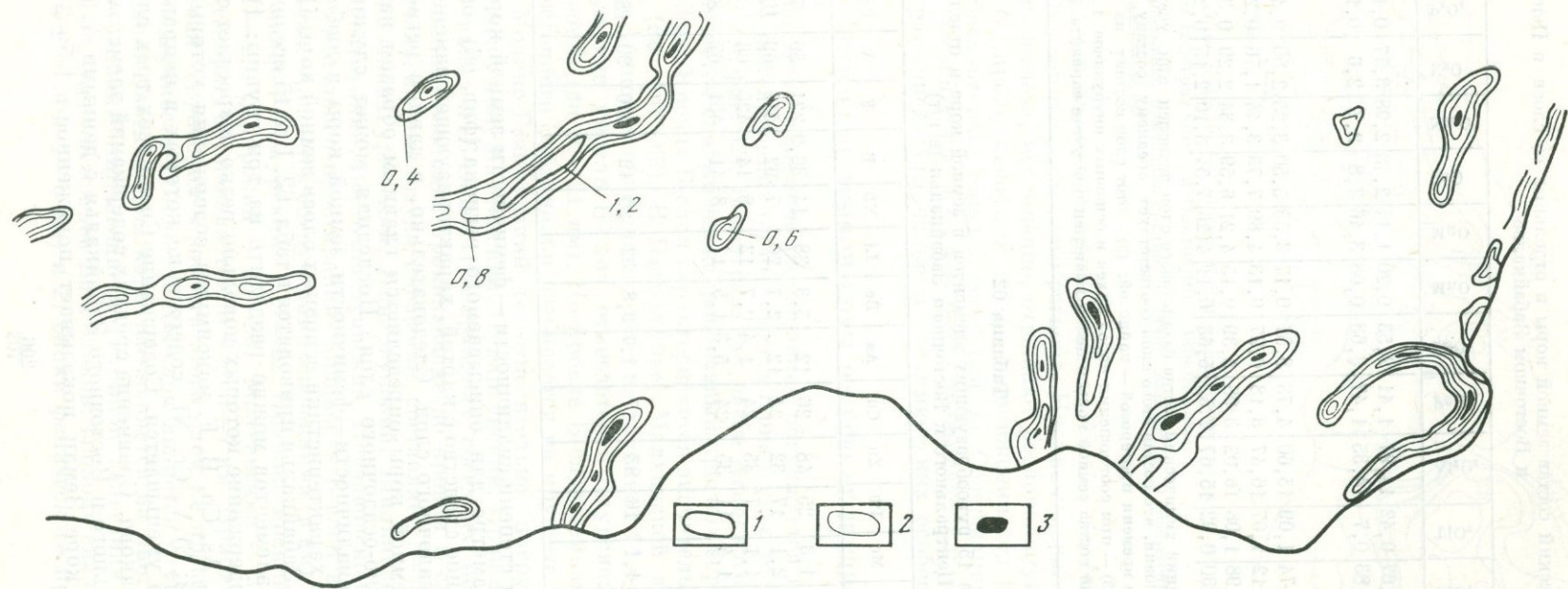
Фиг. 63. Схема рельефа кровли базальтового слоя (граница Конрода) юга Забайкалья

1 — изолинии кровли базальтового слоя; 2 — глубинные разломы (надбазальтовые) — сквозьгранитные; 3 — линия основного интерпретационного разреза



Фиг. 64. Схема мощности гранитно-осадочного слоя (второго геолого-плотностного комплекса)

1 — изолинии мощности гранитно-осадочного слоя (в км), 2 — линия интерпретационного профиля



Фиг. 65. Схема мощности эффузивно-осадочного слоя (четвертого геолого-плотностного комплекса)

1 — верхнемезозойские депрессии; 2 — изолинии мощности верхнемезозойских отложений (в км); 3 — мощность верхнемезозойских отложений более 1,2 и менее 1,4 км

Таблица 61

Средний химический состав земной коры и отдельных ее слоев в Центральном и Восточном Забайкалье

Комплекс, слой, земная кора	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂
2-й комплекс	68,67	0,42	14,97	1,41	2,53	0,20	1,17	2,48	2,98	3,77	0,18	0,51	0,71
1-й комплекс	58,83	0,7	14,35	1,47	3,63	0,08	3,46	7,8	2,7	2,6	0,18	0,39	3,81
Базальтовый слой													
(1)	57,74	1,09	15,60	4,75	3,87	0,17	3,55	5,50	3,25	2,80	0,47	0,21	
(2)	54,12	1,07	16,47	3,18	6,97	0,13	4,89	7,73	3,44	1,76	0,24		
(3)	55,98	1,08	16,02	3,98	5,39	0,15	4,21	6,59	3,34	2,29	0,36		
Земная кора	56,30	0,92	15,67	2,52	5,63	0,11	4,26	7,54	3,10	2,15	0,22		1,42

Примечание: 1. Средний химический состав базальтового слоя исчислен при учете трех вариантов: (1) — при условии, что состав этого слоя соответствует среднему составу эффузивов, излившихся в течение времени протерозой — кайнозой; (2) — этот слой состоит из метаморфических пород архея; (3) — при соотношении пород архея и основных интрузивов 1:1.
2. Средний химический состав земной коры в целом вычислен при учете варианта (3).

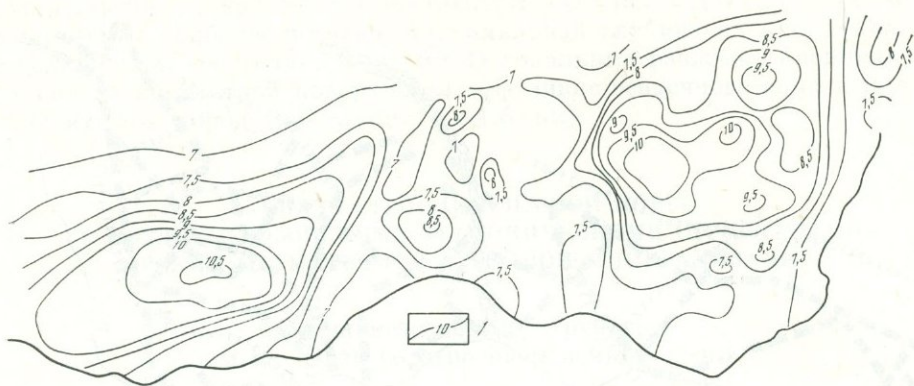
Таблица 62

Средние содержания 15 рудообразующих элементов в земной коре и отдельных слоях Центрального и Восточного Забайкалья (в г/т)

Слой, кора	Sn	Mo	Pb	Zn	Cu	As	Be	Li	Nb	B	F	V	Co	Cr	Ni
ГО-слой	6,1	1,3	25	48	26	12	5,3	38	14	36,9	221	50	7	56	13
ДМ-слой	4,9	2,1	17	32	24	12	2,7	26	7	92	519	69	10	62	26
Б-слой	1,1	1,1	7	35	24	1,4	0,7	12	8	14	425	66	8	80	44
Земная кора Центрального и Восточного Забайкалья	2,5	1,4	11	35	24	5,3	1,5	17	8	41	451	67	8	65	37
Земная кора мира, по А. П. Виноградову (1962)	2,5	1,1	16	83	47	1,7	3,8	32	20	12	660	90	18	83	58

жить показателем степени сиаличности — фемичности земной коры. Карта изменения Q -параметра для описываемого региона (фиг. 66) обнаруживает исключительное сходство с картой, характеризующей изменение мощности гранитно-осадочного слоя. Следовательно, в данном регионе изменение химизма земной коры определяется главным образом изменением мощности гранитно-осадочного слоя. Последняя может служить показателем степени сиаличности — фемичности земной коры в любой точке.

Геохимические характеристики основных слоев земной коры Центрального и Восточного Забайкалья приводятся в табл. 62. Все 15 исследованных рудообразующих элементов можно разделить на три группы: 1) Sn, Be, Li, Nb, Pb, Zn, содержание которых довольно резко возрастает от Б-слоя к ГО-слою; 2) Mo, As, Co, B, F, максимумы содержания которых приходятся на ДМ-слой; 3) V, Cr, Ni, содержание которых в направлении от Б-слоя к ГО-слою уменьшается. Содержание Cu во всех трех слоях приблизительно одинаково. Сравнение средних содержаний элементов в земной коре Центрального и Восточного Забайкалья с данными А. П. Виноградова (1962) по коре Земли показывает пониженное в 1,5—2 раза со-



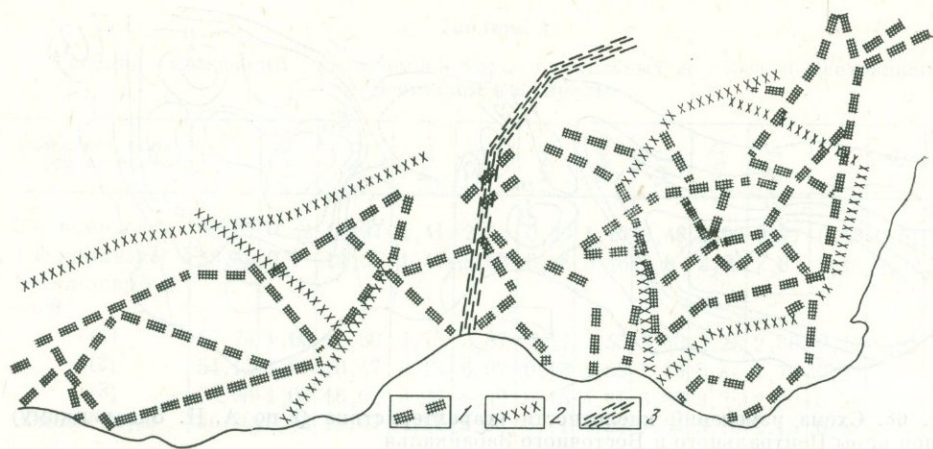
Фиг. 66. Схема изменений кислотности (характеристика Q по А. Н. Заварицкому) земной коры Центрального и Восточного Забайкалья

Изолинии показывают изменения средних величин параметра Q (избыточности кремнезема) во всей толще земной коры

держание Cu и элементов группы железа V , Co , Cr , Ni , а также F , Li , Nb , Be , Zn в земной коре этого региона. Низкие содержания Cu и элементов группы железа, несомненно, отражают региональную геохимическую особенность, проявляющуюся также в понижении содержаний этих элементов в базальтоидах описываемого района. Содержания Sn и Mo близки к кларку земной коры, а As и B резко превышают кларки, что также является отражением региональных геохимических особенностей.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ВСЮ ЕЕ МОЩНОСТЬ

Граница Мохо в регионе направленно погружается в северо-западном и западном направлениях от 40—41 км в Приаргунье до 46—48 км в Даурской зоне (см. фиг. 62). В центральной части Агинского поля по границе Мохо, отмечается слабый флексуобразный прогиб с вертикальной амплитудой 2—3 км. Кровля Б-слоя характеризуется значительно более сложным рельефом (см. фиг. 63). В Приаргунье, Малханской и Пришилкинской зонах и на Агинском поле она залегает на глубинах 14—16 км. Значительное погружение кровли Б-слоя отмечается в Даурской и Ундино-Газимурской зонах (до 20—21 км). По кровле Б-слоя земная кора Центрального и Восточного Забайкалья разбивается на крупные мегаблоки: Даурский и Ундино-Газимурский (с относительно погруженной кровлей Б-слоя) и Агинский, Малханский, Приаргунский, Пришилкинский (с поднятой кровлей Б-слоя). На границах соседних мегаблоков отмечаются глубинные разломы, проникающие до кровли Б-слоя и смещающие ее (вертикальная амплитуда смещений составляет 3—7 км): Чикой-Ингодинский, Онон-Туринский, Приаргунский, Шилкинский — северо-восточного простирания; Восточно-Агинский, Нерзаводско-Сретенский и другие северо-западного простирания. Мощность Б-слоя в различных мегаблоках характеризуется следующими значениями (в км): Приаргунский — 24—25, Ундино-Газимурский — 21—22, Пришилкинский — 24—26, Агинский — 27—28, Даурский — 25—26, Малханский — 27—28. Мощность ГО-слоя (см. фиг. 64) изменяется от 0 до 6—7 км. Приблизительно на 40% описываемой территории мощность этого слоя не превышает 1 км. Контактная поверхность ГО-слоя и ДМ-слоя является ступенчатой, в связи с чем верхняя часть земной коры расчленяется на многочисленные полигональные блоки, отличающиеся глубиной залегания этой контактной поверхности. Выделяется два типа блоков: 1) блоки сиалического профиля (мощность ГО-слоя 1—6 км) и 2) блоки фемического профиля (мощность



Фиг. 67. Схема главных разрывных нарушений юга Забайкалья с элементами их классификации по глубинности

1 — разломы, нарушающие контактную поверхность гранитно-осадочного и диорит-метаморфического слоев (внутригранитные); 2 — разломы, нарушающие кровлю базальтового слоя (надбазальтовые); 3 — разломы, нарушающие подошву земной коры (надмантийные, сквозькоровые)

ГО-слоя 0—1 км). Границы между этими блоками обычно выражены разрывными нарушениями.

Основные выводы относительно особенностей строения верхней части земной коры состоят в следующем: 1) в горизонтальном разрезе ГО-слоя наблюдается как бы «замещение» гранитных пород в одних блоках, песчано-сланцевыми отложениями в других, так что блоки сиалического профиля могут быть разделены на существенно гранитные и существенно песчано-сланцевые; 2) граница между ГО-слоем и ДМ-слоем не является изохронной; 3) ДМ-слой сложен, в основном, метаморфическими породами; 4) горизонтальные размеры блоков сиалического профиля обычно во много раз превышают их вертикальные размеры, поэтому крупные по своим горизонтальным размерам массивы верхнепалеозойских-триасовых гранитоидов фактически образуют тонкие пластинообразные тела; 5) гранито-гнейсы слагают «придонные» части гранитных блоков сиалического профиля.

Самый верхний эффузивно-осадочный слой (см. фиг. 65) развит в узких линейных впадинах. Мощность этого слоя в отдельных впадинах достигает 1600—1800 м. В большинстве случаев породы эффузивно-осадочного слоя залегают непосредственно на ДМ-слое или на породах ГО-слоя сокращенной мощности. Наиболее протяженные линейные впадины локализуются вдоль глубинных разломов на границах различных мегаблоков. Большинство впадин размещается в мегаблоках с относительно приподнятой кровлей Б-слоя. Впадины обычно ограничиваются разрывными нарушениями.

По всем выделяемым границам земная кора Забайкалья расчленяется на блоки различных порядков, в связи с чем ее структура определяется как слоисто-блоковая.

Разрывные нарушения региона по глубинности их проникновения в толщу земной коры расчленяются на четыре группы (фиг. 67): 1) сквозькоровые (надмантийные) разломы, пронизывающие земную кору до границы Мохо и смещающие эту поверхность; в этом регионе к сквозькоровым разломам относится Могоча-Агинский глубинный разлом; 2) сквозьгранитные (надбазальтовые) разломы, проникающие до кровли Б-слоя (Онон-Туринский, Чикой-Ингдинский, Приаргунский, Шилкинский, Восточно-Агинский, Нерзаводско-Сретенский); 3) внутригранитные разломы,

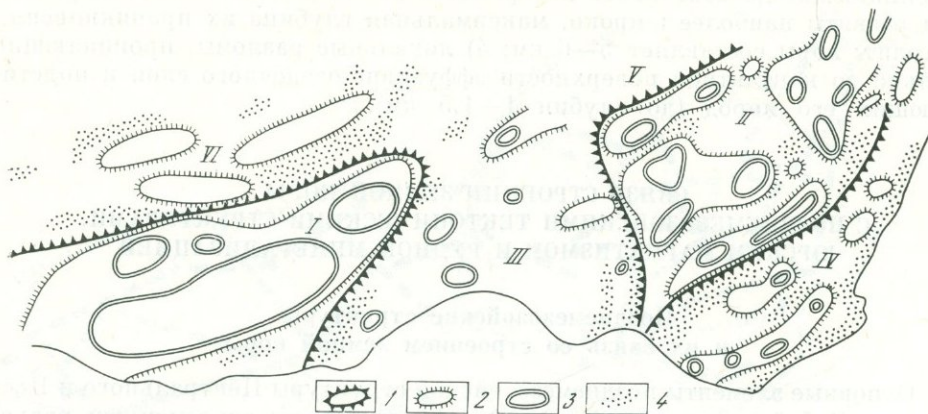
проникающие до контактной поверхности ГО-слоя и ДМ-слоя; эти разломы развиты наиболее широко, максимальная глубина их проникновения в толщу коры составляет 5—6 км; 4) локальные разломы, проникающие только до контактной поверхности эффузивно-осадочного слоя и подстилающих его пород (до глубин 1—1,5 км).

СВЯЗЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ, ЮРСКИМ МАГМАТИЗМОМ И РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

Позднемезозойские структуры и их связь со строением земной коры

Основные элементы позднемезозойской структуры Центрального и Восточного Забайкалья почти полностью унаследованы современным рельефом, созданным в результате кайнозойских тектонических движений (Флоренсов, 1948, 1961). Поэтому анализ современного рельефа (морфоструктуры) — удобный путь к восстановлению позднемезозойского структурного плана региона (Томсон, Кочнева, 1969). Этот путь мы и избрали в настоящей работе. Исходными данными являлись среднемасштабные топографические карты, на основе которых строилась карта максимальных высот — модель рельефа, лишенная деталей, обусловленных экзогенезом. Построения выполнялись следующим образом. В пределах каждой из трапеций, соответствующих планшетам масштаба 1 : 25 000, определялась максимальная высота; эта высота относилась к центру трапеции, после чего строилась соответствующая карта с сечением изолиний через 100 м. Карта максимальных высот затем была подвергнута тренд-анализу на ЭВМ «Наири-2» с вычислением трендов 1, 2 и 3-го порядков и остаточных трендов. Такая обработка исходного материала позволила выделить и оконтурить позднемезозойские структурные элементы различных порядков и выявить их соотношение с особенностями строения земной коры (фиг. 68). Выделены региональные структурные элементы позднемезозойского этапа — мегасводы (Даурский, Ундино-Газимурский) и мегадепрессии (Агинская, Приаргунская, Пришилкинская, Витимо-Селенгинская). Мегасводам соответствуют прогибы в кровле Б-слоя (до 20—22 км), в их пределах широко развиты породы ГО-слоя, достигающие максимальной мощности (6—7 км). В Даурском мегасводе, кроме того, увеличивается мощность земной коры до 46—48 км. В целом для мегасводов характерен сиалический тип разреза земной коры: значение Q -параметра в их пределах достигает наибольших значений. Мегадепрессии характеризуются поднятиями кровли Б-слоя (до 13—15 км), ГО-слой в их пределах развит локально и только на отдельных участках достигает мощности 3—4 км. В целом для мегадепрессий характерен фемический тип разреза земной коры: в их пределах отмечаются относительно низкие значения Q -параметра. Границы мегасводов и мегадепрессий выражены в виде глубинных разломов, проникающих до кровли Б-слоя — сквозьгранитные (надбазальтовые) разломы (Чикой-Ингодинский, Онон-Туринский, Приаргунский и др.). В пределах мегасводов и мегадепрессий выделяются своды и депрессии 2-го порядка. Своды 2-го порядка почти всегда соответствуют блокам сиалического профиля, депрессии 2-го порядка — блокам фемического профиля.

Верхнемезозойские впадины в соответствии со своим региональным положением разделяются на три большие группы: впадины мегасводов, впадины мегадепрессий и пограничные впадины. Впадины первой группы приурочиваются к депрессиям 2-го порядка в пределах мегасводов. Эти впадины развиты главным образом в Ундино-Газимурском мегасводе (Ундино-Даинская, Газимурская, Усть-Карская); они относительно малы



Фиг. 68. Схема позднемезозойских структур Центрального и Восточного Забайкалья
 I — мегасводы (I — Даурский, II — Удино-Газимурский); 2 — своды (купола) 2-го порядка;
 3 — своды (купола) 3-го порядка; 4 — участки более интенсивного верхнемезозойского впадино-
 образования. Мегадепрессии: III — Агинская, IV — Приаргунская, V — Пришилкинская, VI —
 Витимо-Селенгинская

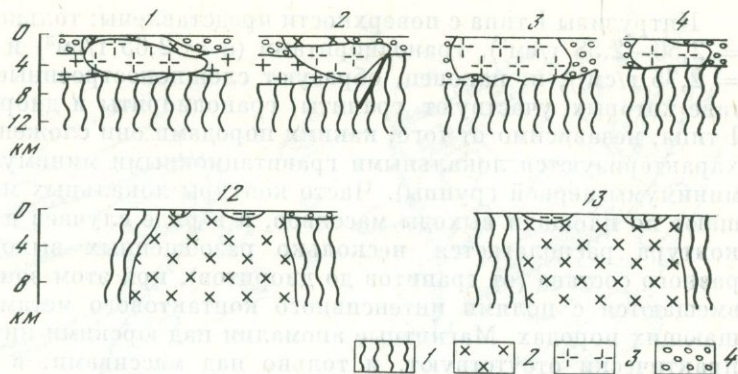
по размерам, характеризуются извилистыми контурами и относительно слабо выраженной линейностью, мощность отложений в этих впадинах не превышает 700—900 м. Впадины второй группы размещаются в депрессиях 2-го порядка в пределах мегадепрессий и обычно характеризуются большими размерами и почти изометричной формой (Торейская, Оловская и др.). Однако отмечаются и линейные впадины (Восточно-Урулюнгуйская). Мощность отложений во впадинах второй группы не превышает 700—800 м. Впадины, относимые к группе пограничных, образуют протяженные линейные системы крупных грабен, локализующихся в зонах сквозьгранитных (надбазальтовых) глубинных разломов, разделяющих мегасводы и мегадепрессии (Чикойская, Читино-Ингодинская, Западно-Урулюнгуйская и др.). Мощность отложений в этих впадинах наибольшая и достигает 1700—1800 м. Отличительной особенностью впадин региона является их почти исключительная приуроченность к депрессиям второго порядка. Следовательно, объяснение механизма их формирования с точки зрения традиционного рифтогенеза (растяжение в осевых частях сводов) неприменимо. Отчетливо выявляется особая и, вероятно, ведущая роль вулканических процессов в формировании этих структур, роль процессов компенсационного проседания. Эти впадины, вероятно, целесообразно именовать вулкано-тектоническими структурами. Это тем более оправдано, что около 90% площадей распространения меловых базальтов приурочено именно к впадинам.

Закономерности юрского магматизма в связи со строением земной коры

Объемная модель юрского магматизма. Юрские интрузии Центрального и Восточного Забайкалья в соответствии с их положением в блоках верхней части земной коры отчетливо разделяются на два типа (Менакер, 1968, 1971, 1972): — интрузивы, залегающие в блоках сиалического профиля (I тип), и интрузивы, залегающие в блоках фемического (II тип). Разнотипные интрузивы отличаются количественными (объемными) соотношениями пород ряда гранит — гранодиорит — диорит в составе отдельных массивов и характеризуются принципиально различным строением в области вертикального разреза.

Интрузивы I типа с поверхности представлены: только гранитами ($\sigma = 2,56-2,58 \text{ г/см}^3$), гранодиоритами ($\sigma = 2,65 \text{ г/см}^3$) и диоритами ($\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$), и, наконец, образуют сложнопостроенные массивы, в составе которых участвуют граниты, гранодиориты и диориты. Интрузивы I типа, независимо от того, какими породами они сложены с поверхности, характеризуются локальными гравитационными минимумами (локальные минимумы первой группы). Часто контуры локальных минимумов превышают по площади выходы массивов, а в ряде случаев в пределах одного контура располагается несколько разобщенных выходов гранитоидов разного состава (от гранитов до диоритов), при этом зоны минимумов совмещаются с полями интенсивного контактового метаморфизма во вмещающих породах. Магнитные аномалии над юрскими интрузивами I типа практически отсутствуют, и только над массивами, в составе которых с поверхности существенную роль играют диориты, наблюдаются слабые положительные аномалии (100—150 γ). В соответствии с данными о плотностных свойствах юрских гранитоидов, слагающих интрузивы I типа, только граниты имеют недостаток плотности относительно вмещающих пород, который составляет 0,07—0,1 г/см^3 ; плотность же гранодиоритов практически не отличается, а диоритов значительно превосходит (на 0,1 г/см^3) плотность вмещающих пород ГО-слоя. Следовательно, отрицательные гравитационные аномалии над юрскими интрузивами должны наблюдаться только в том случае, если граниты явно преобладают в общем объеме массивов. Поэтому наличие локальных гравитационных минимумов над массивами, в составе которых с поверхности развиты породы гранодиорит-диоритового состава свидетельствует о неоднородном их строении по вертикали. Вероятно, что в этом случае породы гранодиорит-диоритового состава слагают только маломощные (до 1 км) эндоконтактовые оболочки массивов, ядра же их характеризуются гранитным составом. В общем случае (полная интрузивная серия) интрузивы I типа в вертикальном разрезе построены следующим образом. Самая верхняя эндоконтактовая оболочка сложена диоритами, внутренняя оболочка — гранодиоритами, ядро — гранитами, при этом объем гранитов во много раз превышает объем пород гранодиорит-диоритового состава (Шахтаминский, Курунзулайский, Аленгуйский, Бугунтуевский и др. массивы). Контакты гранитов с гранодиорит-диоритовой оболочкой в этих массивах обычно рвушие, хотя в некоторых местах также отмечаются и постепенные переходы. В ряде интрузивов I типа эндоконтактовые гранодиорит-диоритовые оболочки вообще отсутствуют (неполная интрузивная серия) и на дневную поверхность непосредственно выведены породы гранитного ядра (Соктуйский, Саханайский, Хангилай-Шилинский и др.). Мощность гранитов в теле интрузивов I типа согласно расчетам локальных гравитационных минимумов первой группы изменяется для разных массивов от 5—6 км до 1 км и менее (вплоть до маломощных пластовых тел), при этом во всех случаях нижней границей гранитных тел является подошва ГО-слоя, т. е. эти тела не распространяются в пределы ДМ-слоя и их мощность изменяется прямо пропорционально мощности вмещающих пород ГО-слоя. Интрузивам I типа обычно соответствуют местные повышения рельефа.

Интрузивы II типа в подавляющем большинстве с поверхности сложены диоритами ($\sigma = 2,75-2,85 \text{ г/см}^3$), однако в ряде сложнопостроенных массивов кроме диоритов присутствуют прорывающие их граниты ($\sigma = 1,58-2,62 \text{ г/см}^3$) и гранодиориты ($\sigma = 2,65-2,70 \text{ г/см}^3$). Граниты и гранодиориты немагнитны (или слабомагнитны), магнитная восприимчивость диоритов составляет $50-100 \cdot 10^{-6}$ CGSM. Интрузивы II типа независимо от того, какими породами они сложены с поверхности, либо совсем не выделяются в гравитационном поле, либо характеризуются локальными гравитационными максимумами. Им соответствуют также положительные аномалии магнитного поля интенсивностью до 500—1000 γ . Очевидно, что положительные (или нулевые) локальные гравитационные



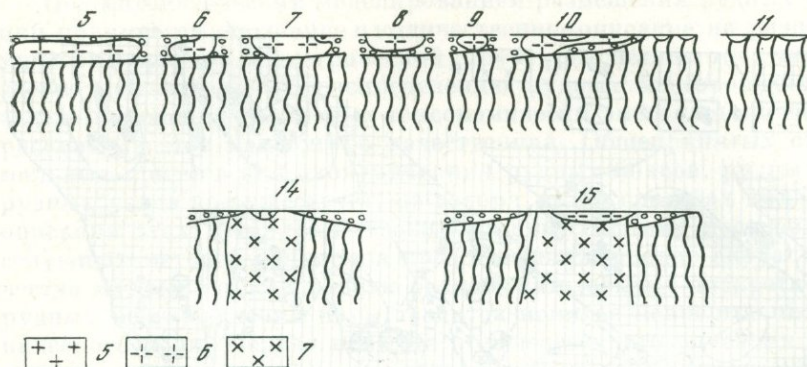
Фиг. 69. Схематические разрезы юрских интрузивов Восточного Забайкалья

Диорит-метаморфический слой: 1 — осадочно-метаморфические карбонатные терригенно-карбонатные отложения, амфиболиты, кристаллические сланцы, 2 — юрские диориты, 3 — пластовые тела юрских гранитов, залегающие на диоритах (продукты дифференциации диоритовой магмы). Гранитно-осадочный слой: 4 — юрские, триасовые, пермские или карбоновые песчано-сланцевые отложения;

и положительные магнитные аномалии над массивами, в составе которых присутствуют граниты, гранодиориты и диориты, могут быть только в том случае, если диориты резко преобладают в их составе на глубине, а граниты и гранодиориты образуют сравнительно маломощные (до 1 км) пластовые залежи в верхних частях массивов. К сложнопостроенным интрузивам II типа, в составе которых пластовые тела гранитов и гранодиоритов, развитые в апикальных частях, подстилаются породами диоритового состава (полная интрузивная серия), относятся Запокровский, Быстринский, Иккирийский и др. Среди юрских интрузивов II типа, сложенных исключительно породами диоритового состава (неполная интрузивная серия), известны Акатуйский, Уненкерский, Хадабулакский, Шахаллин-Норский и др. По расчетам глубин залегания нижних кромок магнито-возмущающих масс, мощность диоритов в телах отдельных интрузивов II типа достигает 4—6 км. В рельефе интрузивы II типа обычно выражены местными понижениями. Схематические вертикальные разрезы юрских интрузивов I и II типов, рассчитанные по гравиметрическим данным, приводятся на фиг. 69. Размещение юрских интрузивов в блоках верхней части земной коры иллюстрируется на фиг. 70.

Разобоченность разнотипных интрузивов в обособленных тектонических блоках, отличающихся глубиной залегания кровли диорит-метаморфического слоя, является отражением вертикальной зональности в размещении продуктов юрского интрузивного магматизма в разрезе верхней части земной коры Забайкалья. Эта зональность выражается в том, что ГО-слой является локализатором преимущественно гранитного юрского магматизма (интрузивов I типа), ДМ-слой — диоритового (интрузивов II типа). Тот факт, что существенно гранитные интрузивы не проникают в ДМ-слой, а существенно диоритовые интрузивы обнажаются только в блоках с неглубоким залеганием этого слоя (или в пределах выходов его на дневную поверхность), подтверждает сделанный вывод. Следовательно, состав юрских интрузивов в вертикальном разрезе прямо зависит от состава вмещающего их слоя.

Интрузивы обоих типов (в наиболее общем случае) формировались практически синхронно, но тектонически обособленно, в сравнительно растянутый промежуток времени (165—130 млн. лет), при этом последовательность формирования отдельных разновидностей пород в разнотипных интрузивах сохраняется сходной (от средних к кислым).



5 — верхне-среднепалеозойские границы; 6 — юрские граниты; 7 — породы гранодиорит-диоритового состава, образующие андиоконтактовые оболочки на кислых гранитах (продукты базифицированной гранитной магмы). Интрузивные, приуроченные к блокам сиалического профиля (I тип): 1 — Тургинский, 2 — Курунзулайский, 3 — Дульдургинский, 4 — Таптанайский, 5 — Усть-Илинский, 6 — Шерловогорский, 7 — Бугунтуевский, 8 — Адун-Челонский, 9 — Хангилай-Шилинский, 10 — Кондудевский, 11 — Халзанский. Интрузивы, приуроченные к блокам фемического профиля (II тип):

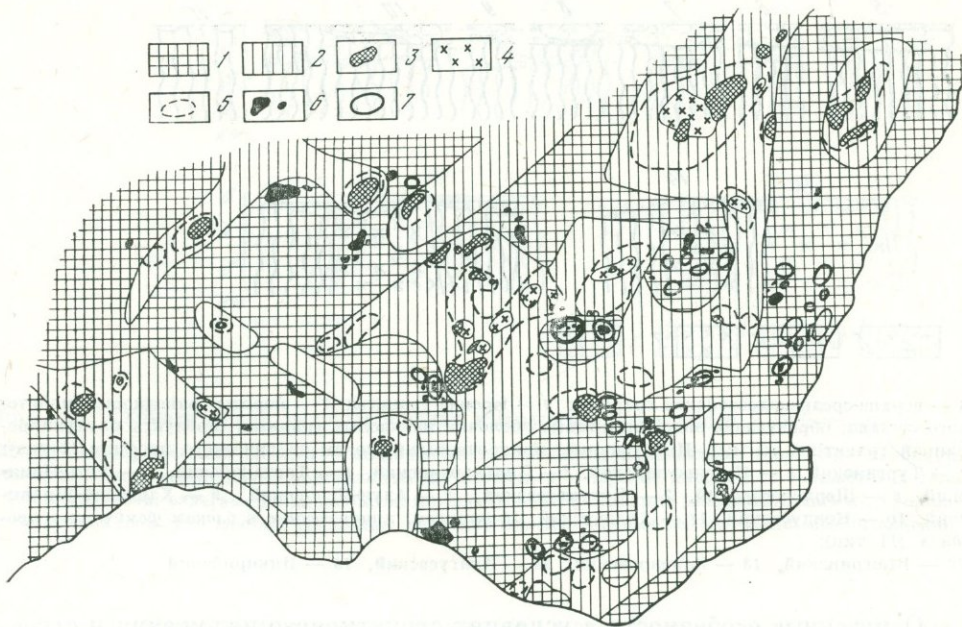
12 — Быстринский, 13 — Запокровский, 14 — Акатуевский, 15 — Иккирийский

Отмеченные особенности в условиях структурного положения и строения в вертикальном разрезе, а также сопоставление геохимических, петрохимических и петрофизических характеристик юрских гранитоидов, приводят к выводу, что одноименные петрографические разности пород, участвующие в строении разнотипных интрузивов, являются гетерогенными образованиями, производными различного по составу исходного магматического вещества: гранитного (интрузивы I типа) и диоритового (интрузивы II типа).

Важные дополнительные обоснования этого вывода устанавливаются при анализе пространственного размещения юрских эффузивов. Подсчеты площадей распространения юрских эффузивов показали следующее: 75% площади всех эффузивных образований приурочено к блокам фемического профиля (9075 км²) и только 25% (3075 км²) к блокам сиалического профиля. При учете объемов связь эффузивных образований с блоками фемического профиля проявляется еще более отчетливо: оказывается, что около 84% объема юрских эффузивов сосредоточено в этих блоках. Эта общая закономерность выдерживается также и для отдельных разновидностей эффузивных пород. Так из общей площади андезитов (8418 км²) в блоках фемического профиля размещается 6088 км² (около 78%), а при учете объемов — 82%. В тех же блоках локализовано около 80% площади дацитов (569 из 700 км²) и 81% площади липаритов (2423 из 3086 км²) или 86% объема дацитов и 87% объема липаритов. Соотношение площадей развития отдельных разновидностей юрских эффузивов характеризуется (%): андезитов — 69, дацитов — 6, липаритов — 25; соотношение объемов (%): андезиты — 78, дациты — 6, липариты — 16.

В локализации отдельных полей эффузивов в пределах блоков фемического профиля отчетливо усматривается их пространственная сопряженность с интрузивами II типа, при этом так же, как и в составе интрузивов II типа, среди юрских эффузивов преобладают разновидности среднего состава. Последовательность формирования юрских эффузивных образований различного состава соответствует последовательности образования аналогичных по составу пород в интрузивах II типа — от средних разностей к кислым.

Данные определений абсолютного возраста свидетельствуют о возрастной близости отдельных разновидностей юрских эффузивов и аналогичных по составу пород интрузивов II типа. Отмечается общность петрохи-



Фиг. 70. Схема размещения юрских интрузивов I и II типов в блоковых структурах Восточного Забайкалья

1 — блоки фемического профиля; 2 — блоки сиалического профиля; *Интрузивы I типа*: 3 — граниты; 4 — гранодиориты и диориты (нерасчлененные), слагающие внешние оболочки массивов; 5 — локальные гравитационные минимумы, соответствующие контурам интрузивов на глубине; 6 — интрузивы II типа; 7 — магнитные аномалии, соответствующие предполагаемым интрузивам II типа, не вскрытым (частично вскрытым) эрозией

мических и геохимических характеристик разновидностей пород сходного состава интрузивов II типа и эффузивных образований. Приведенные данные свидетельствуют о комагматичности интрузивов II типа и юрских эффузивов. В связи с этим целесообразно объединение этих образований в единую вулканоплутоническую (андезитоидную) ассоциацию блоков фемического профиля. Этой ассоциации противопоставляется плутоническая (гранитоидная) ассоциация блоков сиалического профиля, объединяющая в своем составе интрузивы I типа. Выделенные юрские магматические ассоциации формировались практически одновременно, но в обособленных друг от друга тектонических блоках.

Предложенная схема является первым опытом построения объемной классификации юрских магматических образований Центрального и Восточного Забайкалья.

Закономерности размещения рудных месторождений в связи со строением земной коры

Изложению основных результатов этих исследований предшествует установление закономерностей размещения рудных месторождений (на соответствующих таксономических уровнях) в связи с разнопорядковыми аномалиями физических полей, т. е. выявление наиболее объективных соотношений, независимых от предложенной геологической интерпретации этих полей и рассмотренной объемной модели земной коры. Наиболее полно эти соотношения удастся выявить на основе математического моделирования размещения рудных месторождений.

Нами было изучено размещение рудных месторождений в связи с аномалиями физических полей.

Под математическим моделированием размещения рудных месторождений понимается опознание и количественное описание на разных таксономических уровнях геометрической структуры системы точечных объектов, адекватной заданному распределению рудных месторождений. Обычно задача выделения различных таксономических металлогенических единиц рассматривается как сугубо качественная. Общепринятых строгих формальных приемов для оконтуривания рудных поясов, рудных районов и рудных узлов не существует, не говоря уже о способах количественного описания этих металлогенических единиц. Поэтому построение соответствующих методов и приемов представляется вполне актуальным. В качестве математической модели размещения (обычно дискретно заданных) рудных месторождений нами вводится понятие непрерывного металлогенического поля. Первая попытка количественного описания размещения рудных месторождений с помощью непрерывного поля, очевидно, принадлежит С. С. Смирнову. Им были предложены две количественные характеристики этого поля: интенсивность и экстенсивность (Смирнов, 1941). Предложенные С. С. Смирновым количественные характеристики имеют по крайней мере четыре существенных недостатка: 1) функции, описывающие эти характеристики, строго говоря, не являются непрерывными, они могут быть заданы только в центрах фиксированных квадратов; 2) при вычислении этих характеристик всем месторождениям придается одинаковый вес, независимо от их расположения в каждом элементарном квадрате; 3) величина их зависит от способа разбиения исследуемой территории на квадраты (сетку квадратов можно «набросить» на эту территорию бесчисленным множеством способов); 4) величина характеристик весьма существенно зависит от размера элементарного квадрата.

Компактную математическую формулировку предложенных С. С. Смирновым характеристик получим следующим образом. Введем новые функции (бинарные соотношения):

$$K_1(a, b) = \begin{cases} 1 & \text{при } a, b, \in M \\ 0 & \text{при } a, b, \notin M \end{cases}$$

$$K_2(a, b) = \begin{cases} \varphi(a, b) & \text{при } a, b, \in M \\ 0 & \text{при } a, b, \notin M \end{cases}$$

M — множество рудных месторождений; $\varphi(a, b)$ — функция от запасов месторождений.

Далее вычисление количественных характеристик С. С. Смирнова будем производить по скользящему квадрату, с некоторой весовой функцией, неравномерно убывающей с увеличением расстояния от центра элементарного квадрата. Тогда получим следующие выражения соответственно для экстенсивности и интенсивности оруденения:

$$I_1(x, y) = \iint_S p(x, y, a, b) \cdot K_1(a, b) \cdot da \cdot db \quad (1)$$

$$I_2(x, y) = \iint_S p(x, y, a, b) \cdot K_2(a, b) \cdot da \cdot db \quad (2)$$

где S — площадь элементарного квадрата; x, y — координаты его центра; $p(x, y, a, b)$ — весовая функция.

Формулы (1 и 2) позволяют трансформировать карту рудных месторождений в непрерывное поле. Подобную модель мы называем «моделью скользящего окна» (МСО). С ее помощью, варьируя эмпирически подобранной величиной параметра R (стороной квадрата S), можно наиболее отчетливо выделять различные типы рудоносных площадей: рудные пояса, рудные районы, рудные узлы и получать их количественное описание.

МСО оказывается эффективной при изучении соотношений типов рудоносных площадей с аномалиями физических полей и другими метризованными геолого-геофизическими параметрами, однако эта модель учитывает только два первых недостатка параметров С. С. Смирнова. Поэтому вводится более совершенная модель, определяемая как «модель потенциальной функции» (МПФ). Приемы введения этой модели состоят в следующем. В выражениях (1 и 2) в качестве весовой примем следующую функцию:

$$\frac{1}{r_2} = \frac{1}{(a-x)^2 + (b-y)^2 + z^2},$$

где ось z — направлена вертикально вниз; дневная поверхность принимается за горизонтальную плоскость $z = 0$ и устремим площадь элементарного квадрата S к бесконечности. Тогда из (1) и (2) получим:

$$I_1(x, y - z) = \iint_{\infty} \frac{K_1(a, b) \cdot da \cdot db}{r^2}, \quad (3)$$

$$I_2(x, y - z) = \iint_{\infty} \frac{K_2(a, b) \cdot da \cdot db}{r^2}. \quad (4)$$

Выражение (3) является частным случаем (4), поэтому можно рассматривать только последнее, имея в виду, что все дальнейшие операции справедливы и для (3).

Дополнительно введем в рассмотрение функцию:

$$V(x, y - z) = \iint_{\infty} \frac{K_2(a, b) \cdot da \cdot db}{r}. \quad (5)$$

Эта функция имеет смысл потенциала металлогенического поля, определяемого «моделью потенциальной функции», ее производные по осям координат x , y , z равны проекциям функции (4) на соответствующие оси координат. В частности

$$\frac{\partial V}{\partial z} = V_z = \iint_{\infty} \frac{K_2(a, b) \cdot z \cdot da \cdot db}{r^3}. \quad (6)$$

Функции (3), (4), (5) и (6) являются непрерывными и гармоническими во всех точках плоскостей наблюдений, не совпадающих с самими месторождениями. Последние являются особыми точками (полюсами) для этих функций.

Для потенциала металлогенического поля (при $z < 0$) выполняется фундаментальное соотношение — дифференциальное уравнение Лапласа, которое может рассматриваться в качестве обобщенного математического выражения МПФ. К этой модели полностью применим мощный аппарат теории потенциала: выражение (6) может быть исчислено для любого уровня верхнего полупространства, неоднократно продифференцировано по всем координатным осям, к нему применимы интегральные преобразования типа свертки и др. Вычислив распределение функции (5) или (6) на различных высотах (при различных z), можно выделить различные типы рудоносных площадей: рудные пояса (на больших высотах), рудные районы (на средних), рудные узлы (на самых малых). В случае расчета этих функций на больших высотах мы как бы удаляемся вверх от дневной поверхности, обозревая, таким образом, наиболее общие особенности в размещении месторождений. Формула (6) формально аналогична освещенности E плоской поверхности z системой точечных источников света силой $I(a, b)$. Это открывает перспективы чисто экспериментального (технического) изучения МПФ на различных уровнях. Если схему рудных месторождений представить в виде системы светящихся точек (сила света этих источников прямо пропорциональна запасам соответствующих месторож-

дений), а плоскости наблюдений последовательно заменять фотографическими пластинками, то, измеряя фотометрически степень почернения этих пластинок на разных уровнях, можно просто и эффективно изучать пространственную картину металлогенического поля. МПФ позволяет формализовать и алгоритмизовать процедуру металлогенического районирования: любая точка на плоскости относится к тому из n -образов, который создает в ней наибольший средний потенциал: при этом функции (5) и (6) можно исследовать не только в системе пространственных (географических) координат, но и в многомерном пространстве геологических признаков и на разных высотных, а следовательно, и таксономических уровнях (Менакер, 1972). МПФ позволяет также в общем виде реализовать алгоритм количественного прогнозирования (Менакер, 1974). К полученному (в соответствии с предложенным алгоритмом) прогнозному полю применим аппарат теории потенциала, позволяющий по этому полю определить местоположение (координаты) и интенсивность (запасы) его источников (месторождений).

Обе модели использованы нами при исследовании размещения рудных месторождений в регионе. В частности, с помощью МПФ (функция (6) на высоте 50 км) удалось отчетливо выделить пояс Забайкалья (фиг. 71). Рудные районы пояса хорошо выделились в результате вычитания из функции (6), рассчитанной на высоте 25 км, этой же функции, исчисленной на высоте 50 км (фиг. 72); рудные узлы — в результате вычитания из функции (6) на высоте 5 км, этой же функции на высоте 25 км (фиг. 73). Расчеты выполнены на ЭВМ «БЭСМ-6» в ВЦ СО АН СССР.

С помощью МСО было исследовано размещение двух групп рудных проявлений: литофильной (олово, вольфрам, молибден, редкие металлы) и халькофильной (золото, свинец, цинк). Редкометалльный и полиметаллический рудные пояса Забайкалья отчетливо выделились при $R = 100$ км (фиг. 74). Редкометалльный пояс (пояс литофильного оруденения) совмещается как с зонами региональных гравитационных минимумов (Даурским на юго-западе и Восточно-Забайкальским на северо-востоке), так и с Агинским региональным гравитационным максимумом (в центральной своей части). Однако значение функции вида (1) при $R = 100$ км для редкометалльных месторождений обнаруживает тесную отрицательную корреляцию с уровнем регионального гравитационного поля. Полиметаллический пояс Забайкалья (пояс халькофильного оруденения) совмещается с Приаргунским региональным гравитационным максимумом и с Восточно-Забайкальским региональным минимумом (фиг. 75). Однако наиболее высокие значения функции (1) при $R = 100$ км (200—220 единиц) отмечаются в пределах Приаргунского максимума. Отмечается отчетливая положительная корреляция между величиной функции (1) при $R = 100$ км и уровнем регионального гравитационного поля. Выявляется также сопряженность рудных поясов с региональной зональностью магнитного поля: редкометалльный пояс совмещается с Центральной аномалийной системой, $Pb=Zn$ — с Приаргунской ветвью Краевой аномалийной системы.

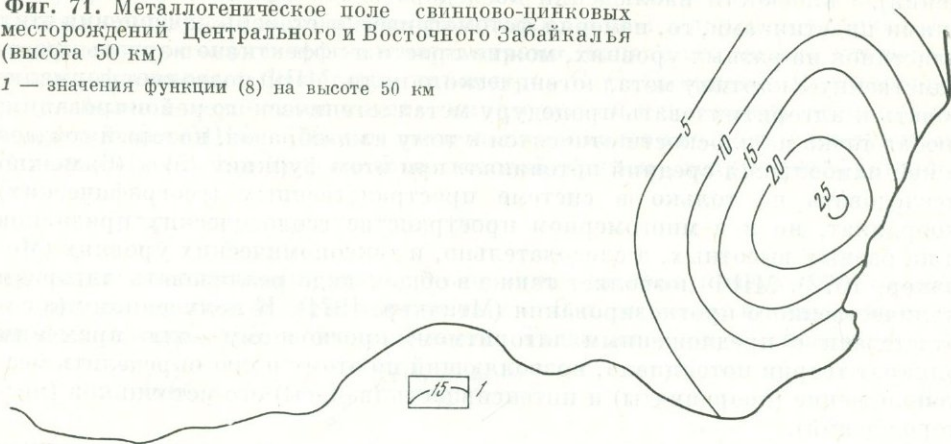
Редкометалльные и полиметаллические рудные районы отчетливо выделяются при $R = 50$ км (фиг. 76, 77); при этом первые размещаются исключительно в пределах гравитационных минимумов 1-го порядка, вторые — преимущественно в пределах гравитационных максимумов 1-го порядка или на их границах с минимумами 1-го порядка.

Редкометалльные и полиметаллические рудные узлы выделены при $R = 5$ км (фиг. 78, 79). Редкометалльные рудные узлы почти полностью совмещаются с локальными гравитационными минимумами первой группы, а полиметаллическим в большинстве случаев соответствуют локальные положительные магнитные аномалии.

Наиболее отчетливо основные закономерности в размещении рудных месторождений литофильной и халькофильной групп в Забайкалье в зависимости от аномалий гравитационного и магнитного полей выявлены при

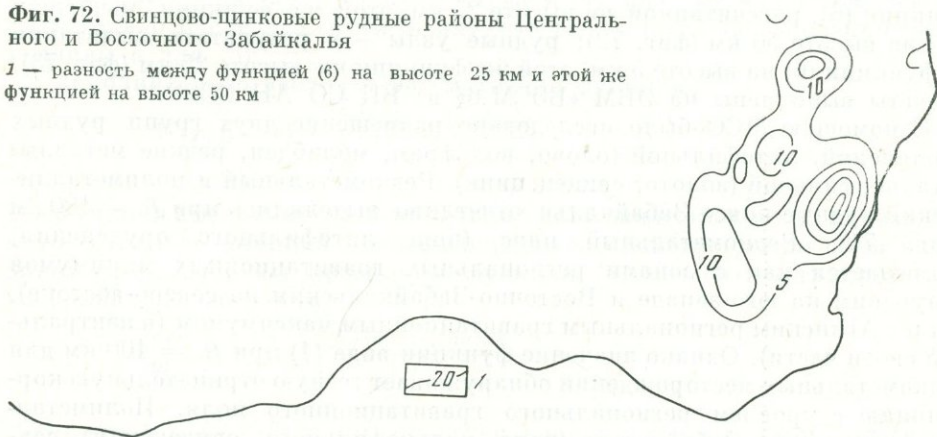
Фиг. 71. Металлогеническое поле свинцово-цинковых месторождений Центрального и Восточного Забайкалья (высота 50 км)

1 — значения функции (8) на высоте 50 км



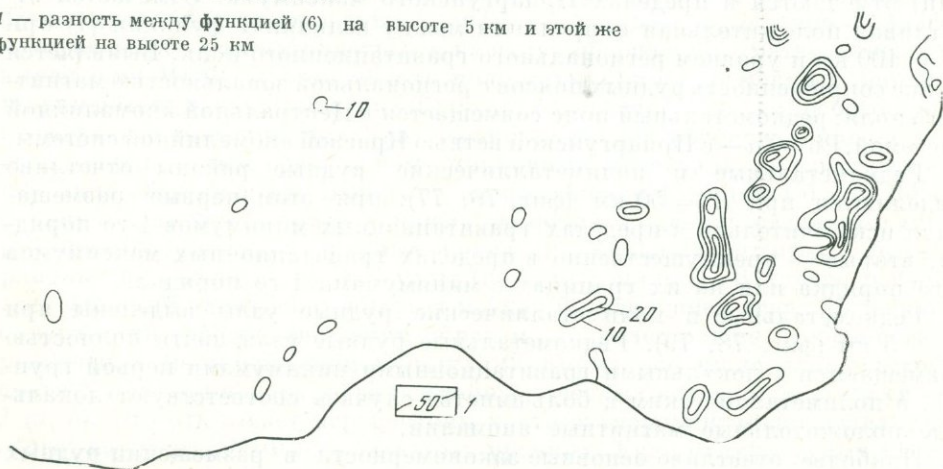
Фиг. 72. Свинцово-цинковые рудные районы Центрального и Восточного Забайкалья

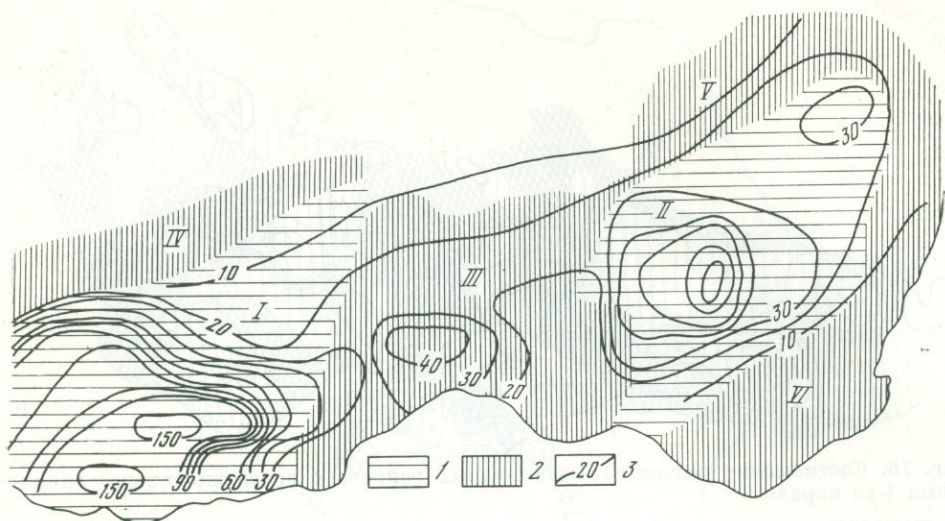
1 — разность между функцией (6) на высоте 25 км и этой же функцией на высоте 50 км



Фиг. 73. Свинцово-цинковые рудные узлы Центрального и Восточного Забайкалья

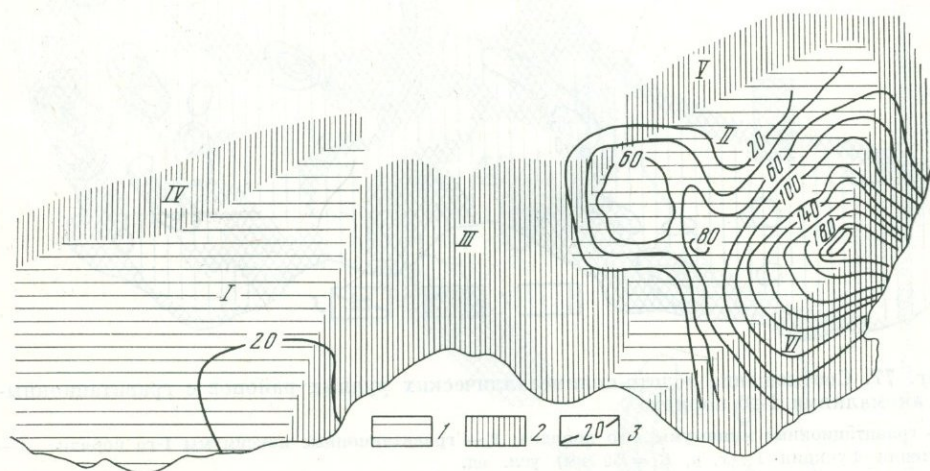
1 — разность между функцией (6) на высоте 5 км и этой же функцией на высоте 25 км





Фиг. 74. Соотношение редкометального пояса с региональными элементами гравитационного поля

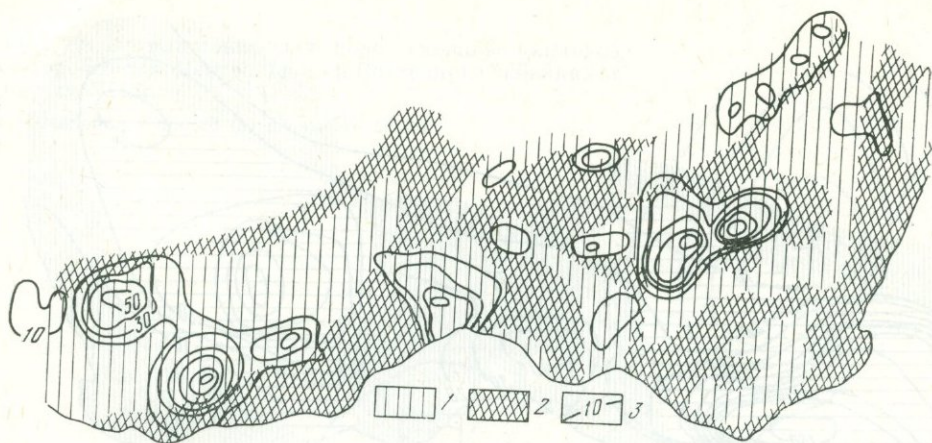
1 — региональные минимумы Δg ; 2 — региональные максимумы Δg ; 3 — значения функции $I_x(x, y, R = 100 \text{ км})$, усл. ед. Минимумы: I — Даурский, II — Восточно-Забайкальский, Максимумы: III — Агинский; IV — Малханский; V — Пришилкинский; VI — Приаргунский



Фиг. 75. Соотношение полиметаллического пояса с региональными элементами гравитационного поля

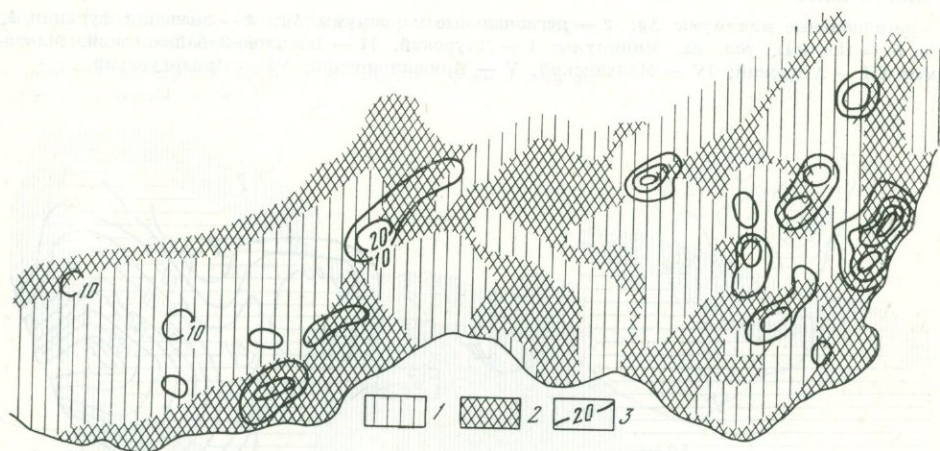
1 — региональные минимумы Δg ; 2 — региональные максимумы Δg ; 3 — значения функции $I_x(x, y, R = 100 \text{ км})$, усл. ед. I—VI — то же, что и на фиг. 74

анализе их распределения на плоскости в системе координат «локальные гравитационные аномалии — локальные магнитные аномалии» (Менакер, 1970). В этой системе координат максимум распределения месторождений литофильной группы смещается в сторону отрицательных значений магнитного и гравитационного полей, халькофильной группы — в сторону положительных значений этих полей (фиг. 80). Таким образом, общей тенденцией (в статистическом смысле) в размещении месторождений в связи с аномалиями гравитационного и магнитного полей является сопряженность месторождений литофильной группы с отрицательными аномалиями этих полей, халькофильной группы — с положительными аномалиями. Эти формальные связи — следствие закономерностей, связы-



Фиг. 76. Соотношение редкометалльных рудных районов с гравитационными аномалиями 1-го порядка

1 — гравитационные минимумы 1-го порядка; 2 — гравитационные максимумы 1-го порядка; 3 — значения функции $I_x(x, y, R = 50 \text{ км})$ усл. ед.

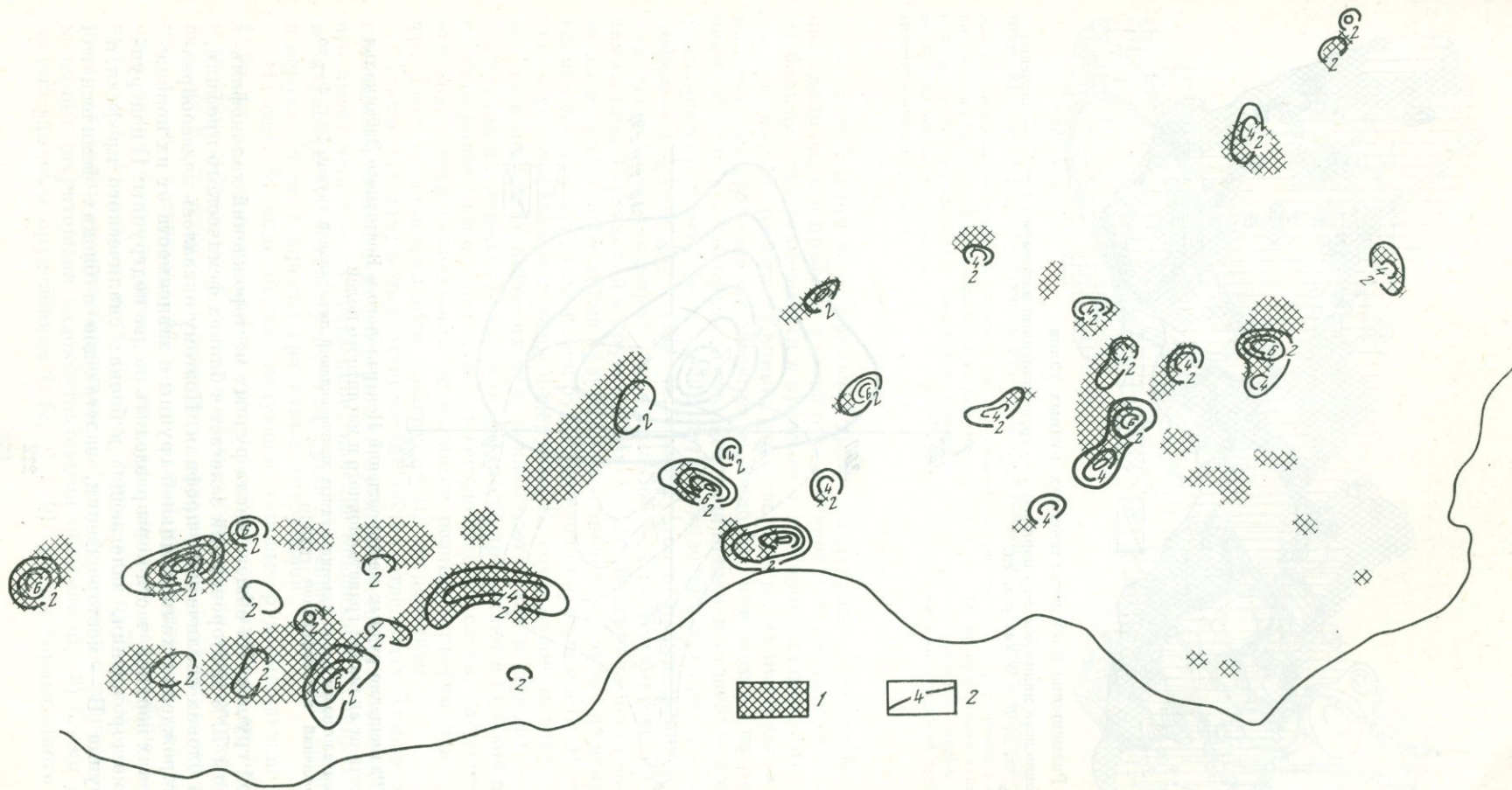


Фиг. 77. Соотношение золото-полиметаллических рудных районов с гравитационными аномалиями 1-го порядка

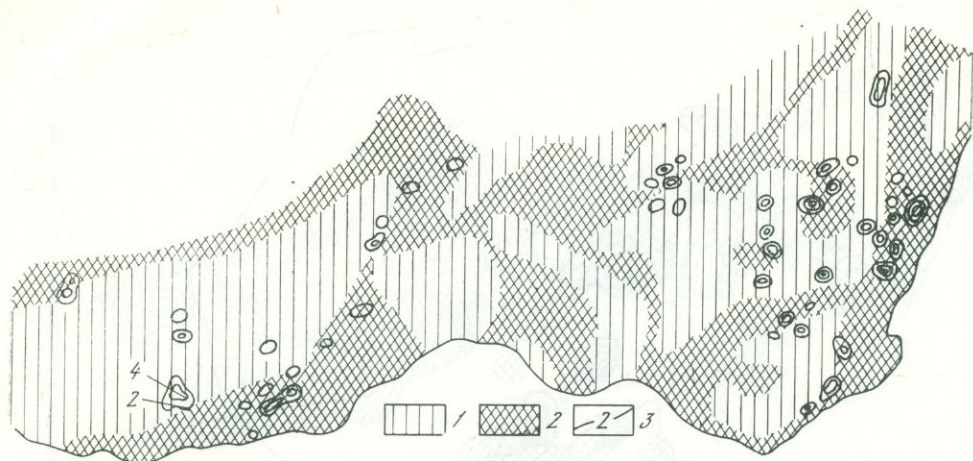
1 — гравитационные минимумы 1-го порядка; 2 — гравитационные максимумы 1-го порядка; 3 — значения функции $I_x(x, y, R = 50 \text{ км})$ усл. ед.

вающих распределение рудных месторождений с особенностями строения земной коры отдельных участков.

Нами были выделены типовые рудовмещающие блоки и разработаны модели регионального размещения рудных месторождений в вертикальном разрезе верхней части земной коры. В размещении рудных месторождений обнаруживается отчетливая зональность, определяемая блоковым строением верхней части земной коры региона. Устанавливается, что 84% рудных месторождений литофильной группы локализуется в блоках сиалического профиля. Среднее количество месторождений литофильной группы на единицу площади в блоках сиалического профиля в 4—5 раз превышает эту величину в блоках фемического профиля. Из 16% месторождений литофильной группы, приуроченных к блокам фемического профиля, подавляющее их большинство локализуется в сохранившихся от эрозии полях маломощных пород гранитно-осадочного слоя. Всего в породах этого слоя сосредоточено около 92% всех месторождений ли-

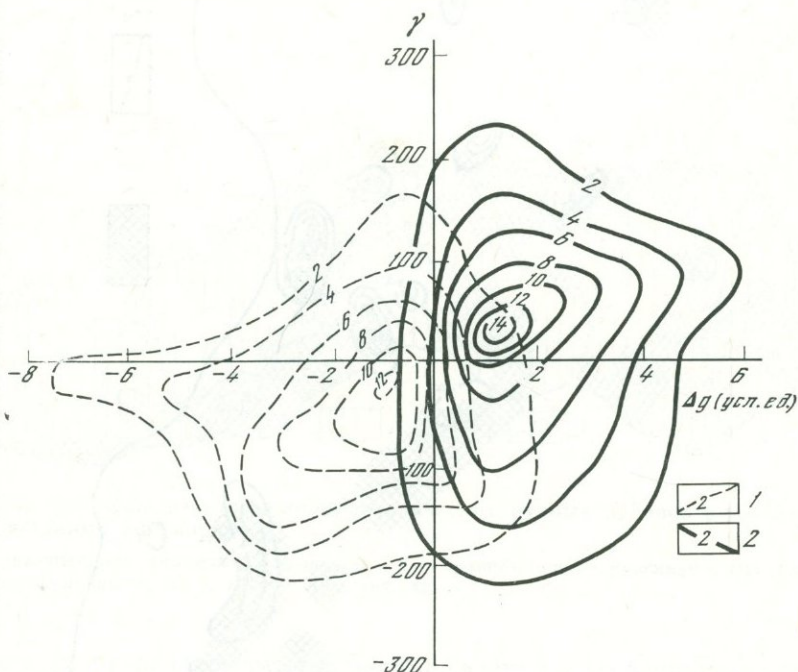


Фиг. 78. Соотношение редкометалльных рудных узлов с локальными гравитационными аномалиями
 1 — локальные гравитационные минимумы, соответствующие юрским интрузивам существенно гранитного состава; 2 — значения функции $I(x, y, R = 5 \text{ км})$ усл. ед.



Фиг. 79. Размещение полиметаллических рудных узлов

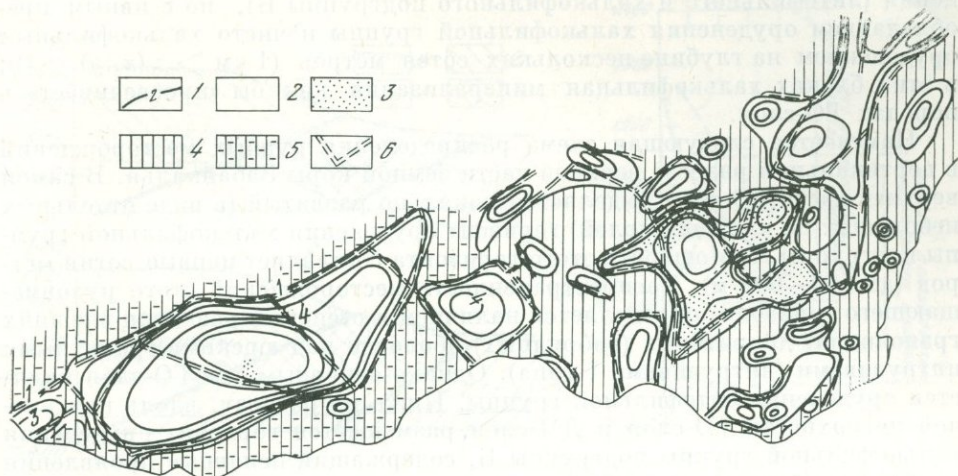
1 — гравитационные минимумы 1-го порядка; 2 — гравитационные максимумы 1-го; 3 — значения функции $I_x(x, y, R = 5 \text{ км})$ усл. ед.



Фиг. 80. Размещение рудных месторождений Центрального и Восточного Забайкалья в зависимости от аномалий гравитационного и магнитного полей

1 — изолинии плотности распределения рудных месторождений литофильной группы (%); 2 — те же месторождений халькофильной группы

тофильной группы. Из общего числа рудных месторождений халькофильной группы 70% месторождений залегает в блоках фемического профиля, 30% — в блоках сиалического профиля. Поэтому оказалось целесообразным месторождения халькофильной группы в зависимости от их положения в блоках верхней части коры разделить на две подгруппы: 1) подгруппа А — месторождения, залегающие в блоках сиалического профиля, и 2) подгруппа Б — месторождения, залегающие в блоках фемического профиля.



Фиг. 81. Схема рудовмещающих блоков Центрального и Восточного Забайкалья

1 — глубина залегания кровли ДМ-слоя, км; 2 — блоки чисто литофильного оруденения; 3 — участки развития оруденения халькофильной группы подгруппы А; 4 — блоки оруденения халькофильной группы подгруппы Б; 5 — блоки совмещенного оруденения (халькофильной группы подгруппы Б и литофильной группы), но с явным преобладанием оруденения халькофильной группы; 6 — внутригранитные разломы

Месторождения халькофильной группы подгруппы А занимают в блоках сиалического профиля вполне определенное положение: подавляющее их большинство размещается в пределах тех блоков сиалического профиля, где широко развиты в апикальных частях юрских интрузивов I типа маломощные гранодиорит-диоритовые оболочки, при этом их распространенность почти полностью определяется наличием и степенью развития указанных оболочек. Согласно подсчетам, около 90% месторождений халькофильной группы подгруппы А локализуется непосредственно в участках развития гранодиорит-диоритовых оболочек (Бугунтуевский, Шахтаминский, Тургинский и другие массивы). Эта подгруппа месторождений не имеет в настоящее время практического значения, однако не исключена возможность, что в дальнейшем будет выявлена их значимость. Месторождения халькофильной группы подгруппы Б, содержащие минерализацию золота и полиметаллических руд, локализуются как в породах ДМ-слоя (55%), так и в породах ГО-слоя (45%), но не проникают в ГО-слой на расстояние более 1 км от контактной поверхности этих слоев. Следовательно, эта контактная поверхность не является резким барьером между литофильным и халькофильным (подгруппа Б) оруденением.

Таким образом, металлогенический облик отдельных блоков зависит главным образом от двух факторов: 1) глубины залегания кровли ДМ-слоя, что имеет наиболее существенное значение (обозначим функцию, характеризующую эту величину через $z(x, y)$, и 2) степени развития гибризма в верхних частях юрских гранитных интрузивов.

На фиг. 81 выделяются следующие типовые рудовмещающие блоки: 1) блоки с чисто литофильным оруденением; в этих блоках $z(x, y) > 1$ км и внешние гибридные оболочки в юрских интрузивах отсутствуют или развиты слабо; 2) блоки совмещенного оруденения (литофильного и халькофильного подгруппы А), но с явным преобладанием литофильного оруденения и чисто литофильным оруденением на глубине нескольких сотен метров; в этих блоках также $z(x, y) > 1$ км, но широко распространены юрские интрузивы гранитного состава с гибридными гранодиорит-диоритовыми эндоконтактовыми оболочками; 3) блоки с чисто халькофильным оруденением ($z(x, y) = 0$). Блоки совмещенного оруденения

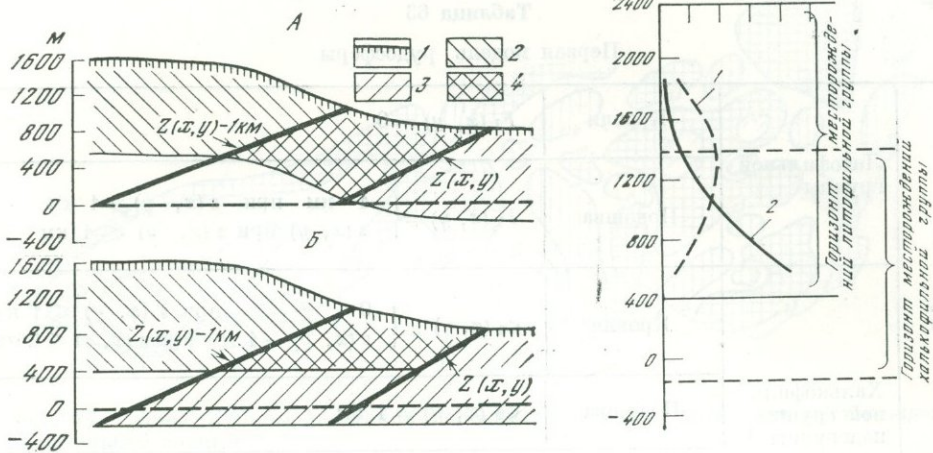
нения (лиитофильного и халькофильного подгруппы Б), но с явным преобладанием оруденения халькофильной группы и чисто халькофильным оруденением на глубине нескольких сотен метров ($1 \text{ км} > z(x, y) > 0$); в этих блоках халькофильная минерализация как бы «просвечивает» в породах ГО-слоя.

Намечается следующая схема распределения рудных месторождений в вертикальном разрезе верхней части земной коры Забайкалья. В самой верхней части ГО-слоя выделяется локально развитый (в виде отдельных небольших по площади полей) горизонт оруденения халькофильной группы подгруппы А. Мощность этого горизонта составляет первые сотни метров (до 500—600 м). Распространенность месторождений этого рудовмещающего горизонта определяется наличием и степенью развития внешних гранодиорит-диоритовых (гибридных) оболочек над юрскими гранитными интрузивами (интрузивами I типа). Однако основным для ГО-слоя является оруденение литофильной группы. Ниже по разрезу, вдоль контактной поверхности ГО-слоя и ДМ-слоя, размещается горизонт оруденения халькофильной группы подгруппы Б, содержащий основные проявления золоторудной и полиметаллической минерализации. Кровля этого рудовмещающего горизонта проходит в ГО-слое на расстоянии около 1 км от контактной поверхности ГО-слоя и ДМ-слоя.

Таким образом, выявились черты отчетливой региональной вертикальной рудной зональности.

Построены две модели регионального размещения рудных месторождений в вертикальном разрезе верхней части земной коры региона (модели рудосферы). В первой модели глубина залегания нижних границ рудовмещающих горизонтов литофильного и халькофильного (подгруппа Б) оруденения ориентировочно оценена по геологическим данным. В соответствии с результатами детального изучения полиметаллических месторождений Приаргунья (Б. П. Санин, М. А. Свирский, Н. М. Чумаченко) глубина залегания нижней границы свинцово-цинкового оруденения в этом районе оценивается величиной около 1000 м от современной поверхности, т. е. можно принять, что оруденение халькофильной группы подгруппы Б распространяется от кровли ДМ-слоя на максимальную глубину 1 км. Кроме того, устанавливается (А. Д. Канищев, Е. Т. Бубнов и др.), что в глубокоэродированных (свыше 1000 м) гранитных массивах оруденение литофильной группы проявляется весьма убого. Очевидно, это свидетельство того, что для концентрации литофильного оруденения наиболее благоприятной является только самая верхняя часть ГО-слоя мощностью около 1 км. С учетом этих данных построена первая модель рудосферы (фиг. 82), которая в математической форме может быть представлена следующим образом (табл. 63).

Во второй модели для определения глубин залегания нижних границ рудовмещающих горизонтов литофильного и халькофильного (подгруппа Б) оруденения исследовалось распределение рудных месторождений в зависимости от высоты дневного рельефа. Подобный прием был впервые предложен и широко использован В. В. Богацким (1970) для оценки вертикальной протяженности магнетитового оруденения Южной Сибири. В пределах описываемого региона выявляются значимые различия (проверено по непараметрическому критерию А. Н. Колмогорова) между распределением рудных месторождений литофильной и халькофильной групп в зависимости от высоты рельефа (обозначим последнюю функцию через $H(x, y)$). Распределение месторождений литофильной группы не противоречит нормальному закону при среднем 1200 м и стандартном отклонении 400 м. Следовательно, с вероятностью 0,95 месторождения горизонта литофильного оруденения размещаются в интервале высот 2000 + 400 м, т. е. нижней границей этого горизонта можно ориентировочно считать абсолютную отметку + 400 м (фиг. 83). Относительно распределения месторождений халькофильной группы высказывается предположе-



Фиг. 82. Две модели регионального размещения рудных месторождений в вертикальном разрезе верхней части земной коры (модели рудосферы)

А — 1-я модель рудосферы; Б — 2-я модель рудосферы

1 — дневная поверхность; 2 — горизонт месторождений литофильной группы; 3 — горизонт месторождений халькофильной группы; 4 — горизонт совмещенного оруденения; $z(x, y)$ — функция, характеризующая глубину залегания кровли диорит-метаморфического слоя

Фиг. 83. Распределение рудных месторождений Центрального и Восточного Забайкалья в зависимости от высоты поверхности рельефа

1 — распределение рудных месторождений литофильной группы; 2 — то же халькофильной группы

ние, что оно может быть аппроксимировано ветвью усеченного нормального распределения с точкой усечения + 550 м (минимальной в регионе абсолютной высотной отметкой поверхности), поскольку ниже этой отметки (на глубине) распределение оруденения не изучено. Используя строгие методы восстановления усеченной нормальной совокупности (Хальд, 1956), удалось определить среднее (600 м) и стандартное отклонение (400 м) этого распределения. Следовательно, с вероятностью 0,95 месторождения горизонта халькофильного оруденения размещаются в интервале высот 1400 ± 200 м, т. е. ориентировочной нижней границей этого горизонта является абсолютная отметка — 200 м (см. фиг. 83).

Полученные данные позволяют построить вторую модель регионального размещения рудных месторождений в вертикальном разрезе верхней части земной коры — вторую модель рудосферы (см. фиг. 82), математическое выражение которой имеет следующий вид (табл. 64).

Сравнение предложенных выше двух моделей рудосферы (см. фиг. 82) указывает на их почти полную идентичность, что свидетельствует о принципиальной возможности использования распределений рудных месторождений в зависимости от рельефа дневной поверхности для интегральной оценки вертикальной протяженности оруденения.

На основе второй модели по заданным (в узлах сети 10×10 км) $z(x, y)$ и $H(x, y)$ построена схема объемного регионального металлогенического районирования Центрального и Восточного Забайкалья, которая включает следующие схемы (в изолиниях): 1) схему изменений мощности горизонта литофильного оруденения (фиг. 84), 2) схему, характеризующую глубину залегания кровли горизонта халькофильного (подгруппа Б) оруденения (фиг. 85), 3) схему изменений мощности горизонта халькофильного (подгруппа Б) оруденения (фиг. 86).

Выделенные рудовмещающие горизонты определяют верхнюю и нижнюю границы (размах) вероятной максимальной концентрации месторождений соответствующей группы в вертикальном разрезе верхней части земной коры.

Таблица 63

Первая модель рудосферы

Горизонт оруденения	Литофильной группы	Кровля	$F_1(x, y) = 0$
		Подошва	$F_2(x, y) = \begin{cases} 1 \text{ км} & \text{при } z(x, y) \geq 1 \text{ км} \\ z(x, y) & \text{при } z(x, y) < 1 \text{ км} \end{cases}$
	Халькофильной группы подгруппы Б	Кровля	$\varphi_1(x, y) = \begin{cases} 0 & \text{при } z(x, y) \leq 1 \text{ км} \\ z(x, y) - 1 \text{ км} & \text{при } z(x, y) \leq 2 \text{ км} \end{cases}$
		Подошва	$\varphi_2(x, y) = 1 \text{ км}$
		Мощность	$M(x, y) = \begin{cases} 1 \text{ км} & \text{при } z(x, y) \leq 1 \text{ км} \\ 2 \text{ км} - z(x, y) & \text{при } z(x, y) > 1 \text{ км} \end{cases}$

Таблица 64

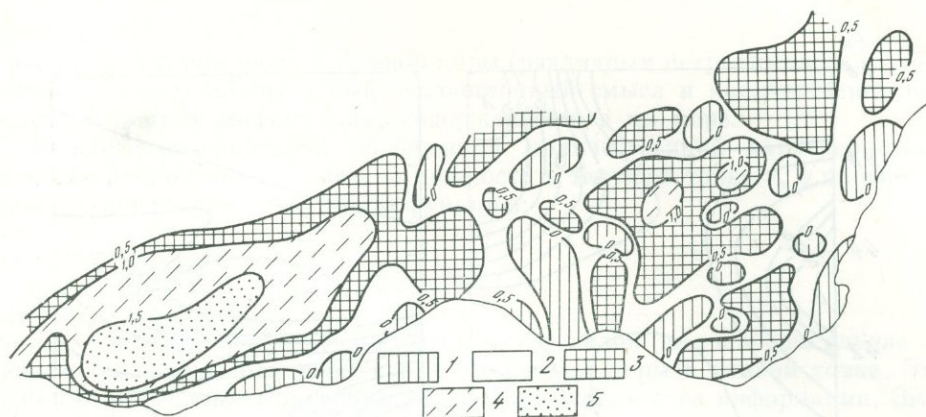
Вторая модель рудосферы

Горизонт оруденения	Литофильной группы	Кровля	$F_1(x, y) = 0$
		Подошва	$F_2(x, y) = \begin{cases} z(x, y) & \text{при } z(x, y) < H(x, y) - 0,4 \text{ км} \\ H(x, y) - 0,4 \text{ км} & \text{при } z(x, y) \geq H(x, y) - 0,4 \text{ км} \end{cases}$
	Халькофильной группы подгруппа Б	Кровли	$\varphi_1(x, y) = \begin{cases} 0 & \text{при } z(x, y) \leq 1 \text{ км} \\ z(x, y) - 1 \text{ км} & \text{при } H(x, y) + 1,2 \text{ км} \geq z(x, y) > 1 \text{ км} \end{cases}$
		Подошва	$\varphi_2(x, y) = H(x, y) + 0,2 \text{ км}$
		Мощность	$M(x, y) = \begin{cases} H(x, y) + 0,2 \text{ км} & \text{при } z(x, y) \leq 1 \text{ км} \\ H(x, y) - z(x, y) + 1,2 \text{ км} & \text{при } z(x, y) > 1 \text{ км} \end{cases}$

Примечание: $H(x, y)$ выражено в км.

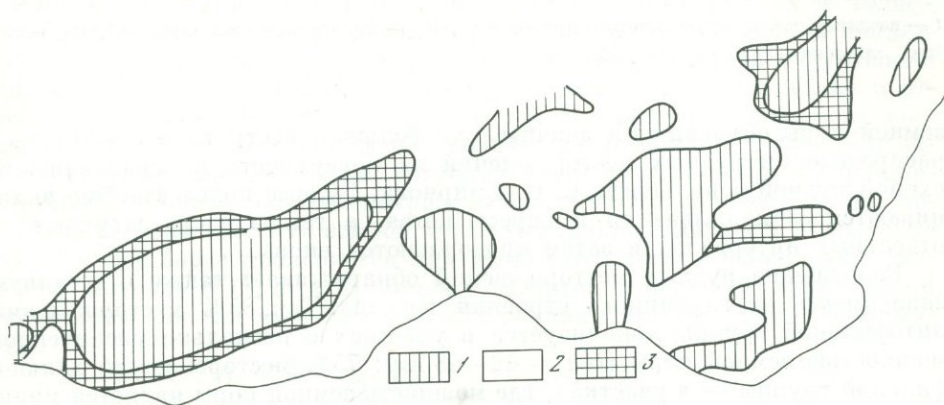
Построенная схема позволяет определить вероятную металлогеническую характеристику любого участка в каждой его точке до глубин 1,5—2 км.

Отражением «слоистости» в размещении рудных месторождений в вертикальном разрезе в мозаично-блоковой структуре верхней части земной коры при резкой тектонической контрастности отдельных блоков является то, что в различных блоках на уровне дневной поверхности вскрываются различные рудовмещающие горизонты. Поэтому характер рудной минерализации и ее интенсивность в разных блоках резко отличаются и степень этих различий тем больше, чем больше тектоническая контрастность блоков. При этом границы между блоками являются одновременно и границами металлогенических площадей. Слоистым размещением рудных месторождений и контрастностью блоковой структуры верхней части



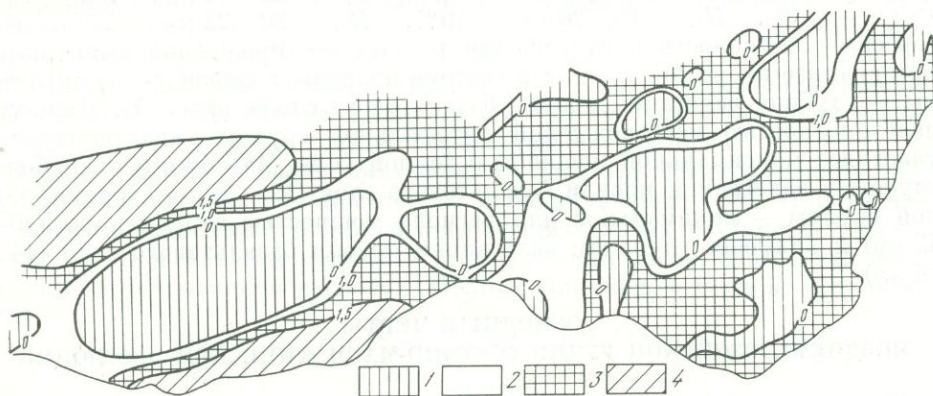
Фиг. 84. Схема глубины залегания подошвы (мощности) горизонта месторождений литофильной группы

1 — участки полного выклинивания горизонта; 2 — мощность горизонта менее 0,5 км; 3 — мощность горизонта от 0,5 до 1 км; 4 — мощность горизонта от 1 до 1,5 км; 5 — мощность горизонта от 1,5 до 2 км



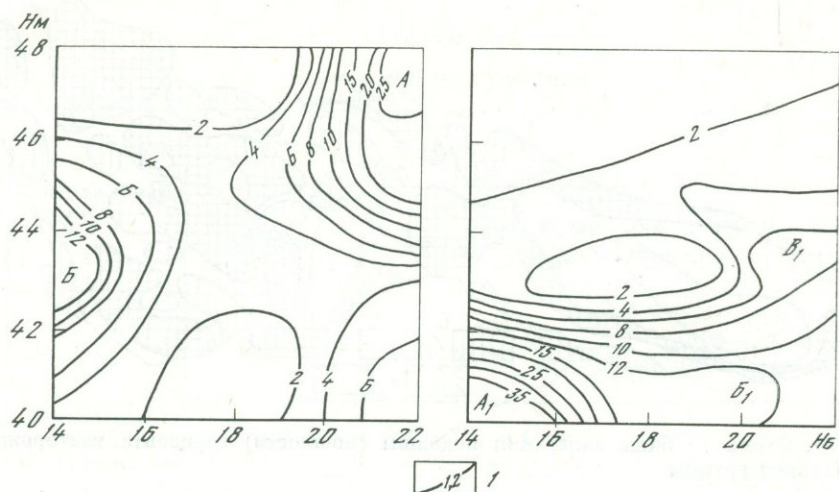
Фиг. 85. Схема глубины залегания кровли горизонта месторождений халькофильной группы подгруппы Б

1 — участки полного выклинивания горизонта; 2 — участки выхода горизонта на поверхность; 3 — участки относительного погружения кровли горизонта (до 1—1,5 км)



Фиг. 86. Схема изменений мощности горизонта месторождений халькофильной группы подгруппы Б

1 — участки полного выклинивания горизонта; 2 — мощность горизонта менее 1 км; 3 — мощность горизонта от 1 до 1,5 км; 4 — мощность горизонта от 1 до 2 км



Фиг. 87. Распределение частот встречи месторождений литофильной группы (а) и халькофильной группы (б) в зависимости от мощности земной коры и глубины залегания кровли базальтового слоя

1 — изолинии частот встречи месторождений в %; H_M — мощность земной коры (км), H_B — глубина залегания границы Конрода (км)

земной коры объясняются значительно большая пестрота и сложность в распределении рудных месторождений на поверхности по сравнению со схемой рудной зональности С. С. Смирнова. Рудные пояса взаимно вклиниваются, накладываются и пересекаются, а также часто затухают на отдельных интервалах и затем продолжают вьновь.

Размещение рудных месторождений обнаруживает также отчетливую зависимость от глубинного строения региона. Так, 85% месторождений литофильной группы локализуется в участках с несколько увеличенной мощностью земной коры ($H_M = 42-48$ км); 75% месторождений халькофильной группы — в участках, где мощность земной коры является минимальной ($H_M = 40-42$ км). Распределение рудных месторождений в зависимости от глубины залегания кровли базальтового слоя (H_B) характеризуется следующим образом. Литофильной группы: $H_B = 14-16$ км — 22%, $H_B = 16-18$ км — 10%, $H_B = 18-20$ км — 10%, $H_B = 20-22$ км — 58%. Халькофильной группы: $H_B = 14-16$ км — 40%, $H_B = 16-18$ км — 18%, $H_B = 18-20$ км — 19%, $H_B = 20-22$ км — 23%. Интересные особенности в размещении рудных месторождений выявляются при анализе их распределения в системе координат «мощность земной коры — глубина залегания кровли базальтового слоя» (фиг. 87). Наибольшей плотностью месторождений литофильной группы характеризуются участки с максимальной мощностью земной коры (44—48 км) и наиболее глубоким залеганием кровли базальтового слоя (19—22 км); халькофильной группы — минимальной для региона мощностью земной коры (40—42 км) и наименее глубоким залеганием кровли базальтового слоя (14—16 км).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ РУДНО-ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Цель этого раздела — дать обобщенную эволюционную и геолого-генетическую интерпретацию полученным выше результатам и выявить соподчиненность различных звеньев общего процесса позднемезозойской рудно-тектонно-магматической активизации Центрального и Восточного Забайкалья. При решении этих вопросов появилась возможность блокам

с различным типом разреза земной коры (различным петрохимическим профилем) придать вполне ясный эволюционный смысл и количественно выразить величину информации, содержащейся в их коре.

В качестве некоторой обобщенной количественной характеристики профиля земной коры на всю ее мощность в текущей точке x, y плоскости наблюдений введем следующую функцию:

$$H(x, y) = - \sum_i^N P_i \log_2 P_i \text{ (бит)},$$

где P_i — относительная мощность (доля) i -ого слоя (или в общем случае — любого геологического тела) в разрезе земной коры в данной точке. Эта функция имеет смысл энтропии Шеннона — количества информации. Значение $H(x, y)$ зависит от дифференцированности земной коры по вертикали (числа слоев N) и представительности отдельных слоев в ее разрезе (величин P_i): чем отчетливее выражена слоистость земной коры, полнее и равномернее представлены отдельные слои, тем большей величиной характеризуется эта функция. Определим $H(x, y)$ в качестве энтропии (или информационной характеристики земной коры). Энтропия характеризует объемную (трехмерную) анизотропность земной коры на всю ее толщу.

Общая эволюция земной коры (вернее «тренд» этой эволюции) направлена в сторону повышения уровня ее организации: все большего усложнения, дифференцированности, расслоения по вещественному составу и относительному увеличению роли сиалического материала — в сторону увеличения энтропии и соответственно количества информации, содержащейся в теле коры. Следовательно, энтропия имеет определенный эволюционный смысл — она может рассматриваться в качестве количественного показателя степени зрелости земной коры. Историко-геологическое значение энтропии еще более проясняется при учете следующих соображений. Вычислим значение $H(x, y)$ для наименее развитой (первичной) однослойной земной коры абиссальных океанических равнин (Вильсон, 1961; Синицын, 1972):

$$H_{\text{ок}}(x, y) = -1 \log_2 1 = 0.$$

Если далее записать:

$$\Delta H(x, y) = H(x, y) - H_{\text{ок}}(x, y) = H(x, y),$$

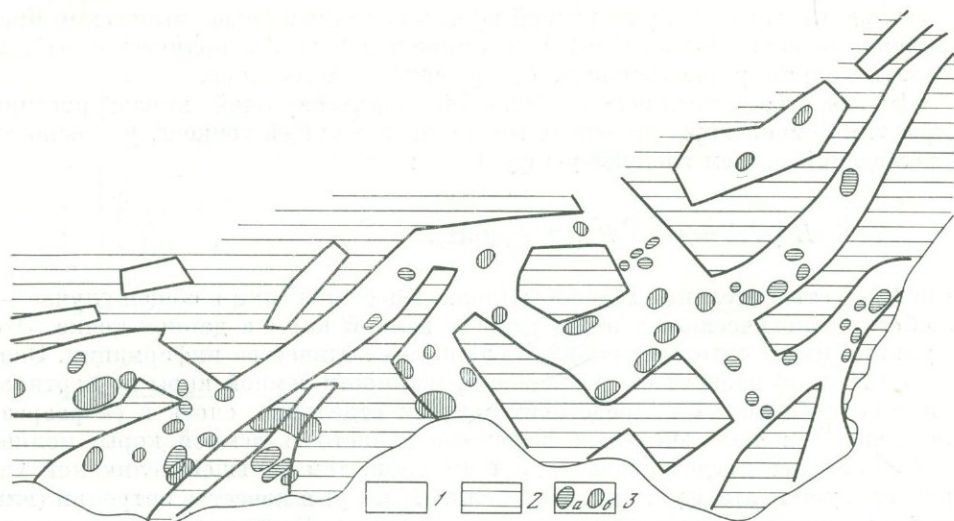
то $H(x, y)$ можно интерпретировать как приращение энтропии земной коры в данной точке x, y относительно энтропии древнейшей и наиболее примитивной на Земле коры океанов, т. е. как количество приобретенной в процессе развития информации.

Следовательно, чем больше энтропия, тем больше отличается земная кора в данной точке от первичной земной коры океанов и тем более высокого уровня организации (степени зрелости) она достигла.

Нами построена (в изолиниях) карта степени зрелости (энтропии) земной коры Центрального и Восточного Забайкалья (фиг. 88). При расчетах использовались полученные в предыдущих главах настоящей работы данные об относительной мощности всех основных слоев, слагающих земную кору в описываемом регионе: ГО-слоя, ДМ-слоя, и Б-слоя. В данном случае:

$$P_1 = \frac{H_{\text{ГО}}}{H_{\text{М}}}; \quad P_2 = \frac{H_{\text{ДМ}}}{H_{\text{М}}}; \quad P_3 = \frac{H_{\text{Б}}}{H_{\text{М}}},$$

где $H_{\text{ГО}}$, $H_{\text{ДМ}}$, $H_{\text{Б}}$ — соответственно мощности ГО-слоя, ДМ-слоя и Б-слоя; $H_{\text{М}}$ — мощность земной коры. Эти слои, как нами было показано, отвечают трем крупным этапам геологического развития Забайкалья и соответственно трем укрупненным структурно-стратиграфическим комплексам: верхнепалеозой-нижнемезозойскому (ГО-слой), протерозой-палео-



Фиг. 88. Схема расположения участков наиболее высокой ГГС на территории Центрального и Восточного Забайкалья

1 — участки высокой ГГС (более 200 усл. ед.); 2 — участки низкой ГГС; 3 — главные рудные узлы (а — месторождений халькофильной группы, б — месторождений литофильной группы)

зойскому (ДМ-слой) и предположительно архейскому (Б-слой). Поэтому приводимая карта характеризует степень зрелости (информационную структуру) отдельных участков земной коры Центрального и Восточного Забайкалья, достигнутую к началу позднемезозойского этапа.

Как видно на фиг. 91, по степени зрелости земной коры территории Центрального и Восточного Забайкалья расчленяется на многочисленные блоки, характеризующиеся значением этой величины от 0,9—1 бит до 1,4—1,5 бит. Схема степени зрелости земной коры отчетливо фиксирует основные тектонические элементы (геоблоки) региона: Даурскую зону, Восточно-Забайкальский (Ундино-Газимурский) юрский прогиб, Агинский массив, Приаргунскую зону (фиг. 91). Главнейшие разрывные нарушения глубинного характера, разделяющие названные геоблоки, соответствуют зонам резкого изменения функции $H(y, x)$ — Чикой-Ингодинский, Онон-Туринский, Приаргунский, Восточно-Агинский глубинные разломы.

Сравнение карт степени зрелости земной коры (фиг. 88), величины Q -параметра земной коры (см. фиг. 66) и мощности ГО-слоя (см. фиг. 64) показывает практически полную идентичность всех трех указанных карт. Выделенным контрастным блокам с различным петрохимическим профилем земной коры можно придать определенное эволюционное содержание: блоки сиалического профиля — участки наиболее высокой степени зрелости земной коры (1,20—1,50 бит), фемического профиля — относительно низкой степени зрелости (1,20—0,90 бит).

Весь материал, изложенный в предыдущих разделах настоящего очерка, свидетельствует, что пути развития и формы проявления позднемезозойских рудно-тектонно-магматических процессов в блоках с различным петрохимическим профилем земной коры (и соответственно разной степенью ее зрелости) были принципиально различными.

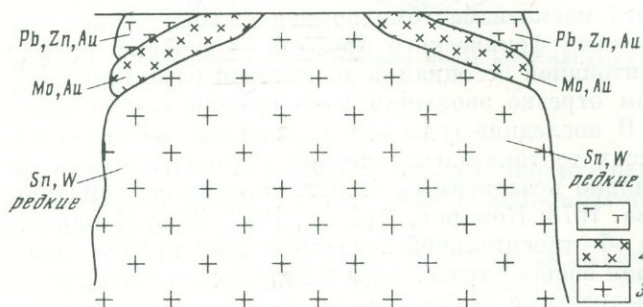
На фиг. 89 приведены количественные данные, как бы в «спрессованном» виде подытоживающие и исчерпывающим образом обобщающие основные выводы предыдущих разделов очерка о распределении различных геологических объектов в зависимости от Q -параметра земной коры, мощности ГО-слоя и функции $H(x, y)$ — степени зрелости земной коры:

1 (суммарных объемов средне-верхнеюрских гранитов плутонической ассоциации, 2) суммарных объемов средне-верхнеюрских диоритов и вулканогенных образований, образующих вулканоплутоническую ассоциацию, 3) суммарных объемов верхнеюрско-нижнемеловых отложений, выполняющих впадины, 4) суммарных площадей распространения меловых базальтов, 5) рудных месторождений литофильной (олово, вольфрам, молибден, редкие) и халькофильной (золото, цинк, свинец, а также сурьма и ртуть) групп.

На фиг. 90 приведена корреляционная связь всех трех параметров с максимальными высотами рельефа (коэффициент корреляции $r = +0,69$ при критическом $r_{0,01} = 0,25$), опосредовано характеризующая соотно-

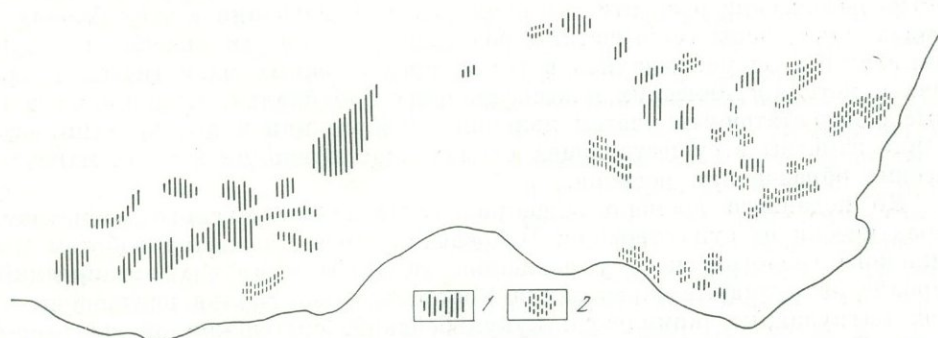
Фиг. 89. Обобщенная схема рудно-магматической зональности в блоках сиалического профиля

1 — диориты; 2 — гранодиориты; 3 — граниты



шение этих параметров с позднемезозойским структурным планом Центрального и Восточного Забайкалья.

Таким образом, суммируя весь изложенный материал, можно прийти к следующим выводам относительно особенностей развития и форм проявления процессов позднемезозойской рудно-тектонно-магматической активизации в различных блоках. Блокам сиалического профиля (высокой степени зрелости коры) на среднеюрском этапе соответствовали позитивные структуры (своды, купола, горст-антиклинали). В их пределах в средне-верхнеюрское время формировалась плутоническая (гранитоидная) ассоциация и связанная с ней промышленная рудная минерализация литофильной группы, получили дальнейшее развитие (верхняя юра — нижний мел) процессы сводо- и куполообразования, пространственно и генетически связанные с внедрением крупных масс юрских гранитоидов. В современном рельефе (морфоструктуре) этим блокам соответствуют поднятия (своды, купола).



Фиг. 90. Схема прогнозных участков на территории Центрального и Восточного Забайкалья

1 — литофильное или совмещенное оруденение на поверхности и чисто литофильное на глубине 200—500 м; 2 — халькофильное или совмещенное оруденение на поверхности и чисто халькофильное на глубине 200—500 м

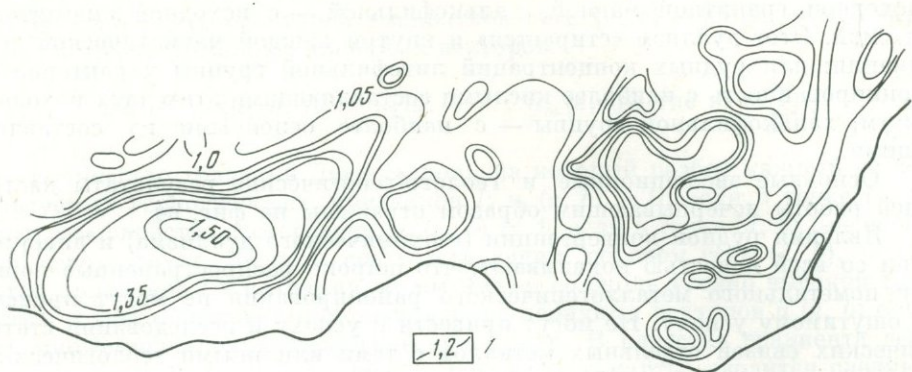
Блокам фемического профиля (низкой степени зрелости коры) на среднеюрском этапе соответствовали негативные структуры (региональные депрессии); В их пределах в средней — верхней юре формировалась вулканоплутоническая (андезитоидная) ассоциация и связанная с ней промышленная рудная минерализация халькофильной группы, интенсивно проявились процессы верхнеюрско-нижнемелового впадинообразования, пространственно и генетически связанные с вулканизмом средне-верхнеюрского времени, и получил развитие меловой базальтоидный вулканизм. В современном рельефе (морфоструктуре) этим блокам соответствуют отсительные опускания.

Принципиальными различиями характеризуется также в этих блоках и общая направленность развития процессов позднемезозойского магматизма. В блоках сиалического профиля направленность позднемезозойского магматизма гомодромная с завершением процесса в верхней юре; в блоках фемического профиля — в общем антидромная (от юрской андезитоидной ассоциации до меловой базальтоидной) с сохранением на юрском отрезке эволюции гомодромной направленности.

В последние годы все настойчивее развиваются представления о процессах тектоно-магматической активизации как об автономных, принципиально независимых от предыстории земной коры (Щеглов, 1968; Карпова, 1973; Комаров, Хренов, 1962, 1963; Комаров, 1973, и др.). Очевидно, что об относительной автономии этих процессов можно говорить только в самом общем случае, имея в виду их наложенность на гетерогенные и разновозрастные региональные структурные элементы. При анализе же в более локальном плане эта автономность «стирается» и вовсе исчезает. На материалах Забайкалья убедительно доказывается, что ход развития и формы проявления процессов тектоно-магматической активизации и связанного с ними рудогенеза определяются петрохимическим профилем (степенью зрелости) земной коры. Иными словами, ход и формы проявления позднемезозойских процессов рудно-тектоно-магматической активизации зависят от всей предшествующей истории геологического развития, запечатленной («закодированной») в вещественных и петро-геохимических особенностях земной коры отдельных блоков.

Выделение в Центральном и Восточном Забайкалье контрастных (полярных) геологических блоков сиалического и фемического профиля и соответствующих им плутонического (гранитоидного) и вулканоплутонического (андезитоидного) рудно-магматических рядов позволяет со всей определенностью поставить вопрос о явлениях рудно-магматической конвергенции и дивергенции: сходные петрографические разности и минеральные образования в этих блоках и рядах образованы из различных исходных источников и различным путем, в то же время существенно различные петрографические разности и минеральные образования в этих блоках и рядах объединены генетическим родством. Именно эти явления не были выявлены и не учитывались в ранее предложенных магматических схемах и металлогенических классификациях Забайкалья. Ошибки, связанные с недостаточным учетом явлений конвергенции и дивергенции, особенно заметны в существующих схемах классификации юрских магматических образований региона.

До недавнего времени общепризнанной схемы юрского магматизма практически не существовало. В последние годы благодаря работам Читинского геологического управления, ВСЕГЕИ и других организаций, юрские интрузивные образования Восточного Забайкалья расчленены на три интрузивных комплекса: кукульбейский, сретенский и шахтаминский (Рутштейн, 1960, 1961 и др.; Литвинов, 1966). Выделены соответствующие аналоги и в Центральном Забайкалье (Гаусон, Козлов, 1969; Старченко, 1968). Эти три комплекса почти полностью соответствуют трем фазам единой вулканоплутонической ассоциации, выделенной Р. В. Лесняком (1965, 1966).



Фиг. 91. Схема степени зрелости (энтропии) разреза земной коры юга Забайкалья
1 — изолинии значений энтропии в битах

В шахтаминский комплекс обычно включаются породы диорит-гранодиоритового состава, в кукульбейский — биотитовые и лейкократовые граниты, в сретенский — порфирировидные граниты.

С точки зрения полученных нами результатов в существующих схемах юрского магматизма к одному и тому же интрузивному комплексу относят явно гетерогенные образования — продукты различных исходных магм. Так, шахтаминский комплекс включает гранодиоритовые породы эндоконтактовых оболочек интрузивов I типа (производные гранитной магмы) и породы диоритового ядра интрузивов II типа (производные андезитовой магмы); к кукульбейскому и сретенскому комплексам относят как породы гранитных ядер интрузивов I типа (производные гранитной магмы), так и гранитные породы, залегающие в виде маломощных пластовых тел на диоритовых ядрах интрузивов II типа (кислые дифференциаты исходной андезитовой магмы). Кроме того, в этих схемах к резко гетерогенным образованиям относят продукты одной исходной магмы, но отличающиеся петрографическим составом (например, оболочки и ядра интрузивов I типа); часто в качестве различных интрузивных комплексов выделяют также и различные эрозионные срезы юрских интрузивов. Подобная же картина наблюдается и при выделении рудных комплексов. Так В. С. Кормилицын и А. А. Иванова (1968) объединяют в один рудный комплекс принадлежащие различным генетическим типам и рудно-формационным рядам шахтаминский и новоширокинский рудные комплексы. И, наоборот, существует тенденция к резкому генетическому противопоставлению оловянно-вольфрамовой и редкометальной минерализации, с одной стороны, и золото-молибденовой — с другой (Томсон и др., 1964), составляющих единый плутонический ряд рудных формаций.

На материалах Забайкалья отчетливо выявляется геохимический дуализм многих рудных элементов, который проявляется в их принципиальной способности образовывать рудные концентрации в связи с контрастными типами исходных магм — гранитной и андезитовой. В качестве примера можно привести рудопроявления свинца и цинка Шахтаминского рудного поля, генетически связанные с исходной гранитной магмой, и свинцово-цинковые месторождения Акатуевского рудного поля, генетически связанные с исходной андезитовой магмой; Спокойнинское вольфрамовое месторождение (исходная гранитная магма) и Быстринское вольфрамовое рудопоявление (исходная андезитовая магма) и др.

Геохимический дуализм отражает наиболее общие тенденции в поведении отдельных элементов в процессе рудогенеза. Этот дуализм как бы «стирается» при учете только промышленных рудных месторождений: промышленные месторождения литофильной группы преимущественно связаны с

исходной гранитной магмой, халькофильной — с исходной андезитовой магмой. Этот дуализм «стирается» и внутри каждой магматической ассоциации: для рудных концентраций литофильной группы характерна ассоциированность с наиболее кислыми составляющими этих двух исходных магм, халькофильной группы — с наиболее основными их составляющими.

Основные эволюционные и геолого-генетические результаты настоящей работы исчерпывающим образом отражены на фиг. 94.

Явления рудной конвергенции (геохимического дуализма) и дивергенции со всей ясностью показывают, что широко распространенные попытки пометального металлогенического районирования не могут привести к ощутимому успеху. Не могут привести к успеху и исследования статистических связей отдельных металлов с теми или иными геологическими признаками или их комбинациями, особенно, если при этом учитываются не только промышленные месторождения, но и все рудопроявления и точки минерализации («рудные индикации»). В силу конвергенции эти связи всегда будут относительно слабыми, что недостаточно ясно понимается некоторыми исследователями. Необходимо при районировании выявлять и учитывать комплексные парагенетические ассоциации металлов, связанные с продуктами различных исходных магм и проявленные в различных слоях и блоках, иначе говоря, выделять и контурировать металлогенические комплексы по В. И. Смирнову (1969).

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА РЕГИОНА

Рудные месторождения в пределах Центрального и Восточного Забайкалья распределяются неравномерно: они концентрируются в отдельных резко локализованных участках (рудных узлах). При исследовании закономерностей размещения рудных узлов нами была поставлена прежде всего следующая задача: найти такую единственную функцию двух пространственных координат x, y , которая как бы в «спрессованном» виде, но достаточно полно описывала объемную многопризнаковую геологическую среду и в самом общем случае характеризовала рудолокализирующую обстановку, независимо от металлогенической специализации конкретного рудного узла, генезиса оруденения, температуры образования, величины эрозионного среза и т. д., т. е. найти некоторый универсальный комплексный рудолокализирующий признак — металлогенический инвариант.

Является твердо установленным в геологии рудных месторождений эмпирическим фактом, что эндогенные рудные месторождения повсеместно локализуются главным образом в участках высокой градиентности (изменчивости) геологической среды по латерали и вертикали (контактах интрузивов, границах стратиграфических и литологических комплексов, зонах разломов и т. д.). Поэтому нами в качестве такого предполагаемого металлогенического инварианта была выбрана функция, характеризующая градиентность (изменчивость) геологической среды (ГГС).

В. В. Богацким и Б. И. Сугановым (1968) впервые был предпринят опыт количественного описания изменчивости геологической среды для целей регионального металлогенического анализа на юге Средней Сибири. Предложенный ими интегральный показатель сложности геологического строения однако характеризуется рядом недостатков: а) не учитывается градиентность среды по вертикали, б) значение показателя весьма существенно зависит от размеров элементарного квадрата, в) система бальных оценок субъективна, г) элементарный квадрат жестко фиксирован на плоскости карты, д) количественные признаки не учитываются, е) использование ЭВМ при расчетах ограничено. В связи с этим возникает необходимость дальнейших, более строгих исследований.

Пусть в n узлах некоторой квадратной сети $\{a, b\}$ анализируемой карты задан набор m -мерных двоичных векторов

$$u(a, b) = \{u_1(a, b), u_2(a, b) \dots u_m(a, b)\}, \text{ где } m = \sum_{l=1}^l t_l,$$

t_l — количество градаций (интервалов), на который разбит каждый из используемых геологических признаков l ; $u_j(a, b) = 0$, если в точке (a, b) карты j -ое свойство отсутствует; $u_j(a, b) = 1$, если в точке (a, b) j -ое свойство присутствует. Задавая соответствующим образом сеть $\{a, b\}$, количество признаков l и величину m , мы можем со сколь угодно высокой точностью и детальностью с помощью набора двоичных векторов $u(a, b)$ описать многопризнаковую геологическую среду. В качестве градиента геологической среды (в любой точке x, y плоскости карты) вводится следующая функция:

$$\Phi(x, y) = \iint_{\infty} \frac{\sum_{j=1}^m [u_j(a, b) - u_j(x, y)]^2}{(x-a)^2 + (y-b)^2} \cdot da \cdot db.$$

Переходя от интегрирования к суммированию в конечных пределах, и полагая начало координат каждый раз в данной точке x, y , получим из предыдущей формулы:

$$\Phi(0, 0) = \sum_{b=-N}^N \sum_{a=-N}^N \frac{\sum_{j=1}^m [u_j(a, b) - u_j(0, 0)]^2}{a^2 + b^2},$$

где $N = 1, 2, \dots$

На основе последней формулы была построена для территории Центрального и Восточного Забайкалья схема ГГС (в узлах сети 10×10 км при $N = \pm 4$). Были использованы следующие признаки: 1) стратиграфические (возраст), 2) литологические, 3) магматические, 4) тектонические (тип позднемезозойских структур: поднятие или прогиб), 5) расстояние до ближайшего разлома, 6) глубина залегания кровли диорит-метаморфического слоя, 7) глубина залегания кровли базальтового слоя, 8) высота дневного рельефа. Каждый признак был разбит на отдельные интервалы, при этом для линейно упорядоченных (возраст, петрографический состав магматических пород — степень кислотности) и количественных признаков кодирование узловых точек карты производилось так: если в данной узловой точке признак принял значение j -го интервала, то все разряды (интервалы) этого признака, начиная с j -ого принимают значение 1. Для неупорядоченных признаков (вещественный состав, тип тектонических структур) значение 1 в каждой узловой точке приписывалось только j -ому разряду, а всем остальным интервалам этого признака приписывалось значение 0. Всего величина ГГС вычислена в 724 точках. В качестве примера расчета функции $\Phi(0, 0)$ в некоторой точке А (0, 0) при $N = \pm 1$ и $m = 6$ приводится табл. 65.

Табл. 66 характеризует использованные геологические признаки и порядок их разбивки на отдельные интервалы. На фиг. 92 дана ГГС на территории Центрального и Восточного Забайкалья. Устанавливается, что более 90% всех рудных узлов локализуется в участках наиболее высокой ГГС. Следовательно, ГГС можно рассматривать в качестве универсального рудолокализирующего признака, иначе говоря наиболее благоприятной во всех случаях рудолокализирующей обстановки — металлогенического инварианта. Однако металлогеническая специализация конкретных рудных узлов существенно зависит от типа блоков, которые пересекают

Таблица 65

Примерный расчет ГГС $N = \pm 1$, $m = 6$

№№ п/п	Кординаты точки		Признаки						$\sum_{j=1}^m \Delta u_j^2$	$\frac{1}{a^2 + b^2}$	$\frac{\sum_{j=1}^m \Delta u_j^2}{a^2 + b^2}$
	x	y	1	2	3	4	5	6			
1	0	0	0	1	1	0	1	0			
2	1	0	0	0	1	1	1	0	2	1	2
3	0	1	0	1	0	0	1	1	2	1	2
4	1	1	1	1	0	1	0	0	4	0,5	2
5	0	-1	1	0	1	0	0	1	4	1	4
6	-1	0	0	1	1	1	0	0	2	1	2
7	-1	1	1	0	0	1	1	0	4	0,5	2
8	-1	-1	0	0	0	1	1	1	4	0,5	2
9	1	-1	1	1	1	0	0	0	2	0,5	1

$$\phi(0,0) = 17$$

$$\Sigma = 17$$

выделяемые зоны высокой ГГС. Поэтому представляется необходимым рассматривать отдельно рудные узлы, приуроченные к блокам сиалического профиля и рудные узлы, приуроченные к блокам фемического профиля.

Рудные узлы блоков сиалического профиля локализуются в зонах высокой ГГС в пределах этих блоков и пространственно совпадают с контурами юрских интрузивов I типа (плутонической ассоциацией), полностью вскрытых эрозионным срезом, вскрытых эрозией только частично, либо совсем не вскрытых. Примерами полного пространственного совпадения рудных узлов с контурами юрских интрузивов I типа являются все рудные узлы на Агинском поле — Дульдургинский (Саханайский), Дурулгуйский, Орловско-Спокойнинский, Таптанайский, Шерловогорский, Седловский и др.; в Ундино-Газимурском междуречье — Шахтаминский, Букука-Белухинский, Соктуйский и др. Рудные узлы блоков сиалического

Таблица 66

Типовая система геолого-геофизических признаков, используемая при вычислении ГГС

№№ п/п	Условные координаты точек		Стратиграфические (возраст)				Магматические			Литологические				Тектонические (расстояние до разлома, км)			
	x	y	P1	Pz1	Pz2— Pz3	Mz— Kz	γ	$\gamma\delta$	δ	a	б	в	г	0—1	1—5	5—10	10
1	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	1	1	1
2	0	1															
3	1	0															
4	1	1															
5	0	-1															
6	-1	0															
7	-1	-1															
·																	
·																	

Примечание: γ — граниты, $\gamma\delta$ — гранодиориты, δ — диориты, габбро-диориты; а — терригенные образования, б — карбонатные, терригенно-карбонатные, в — эффузивы среднего состава, г — эффузивы кислого состава. Например, точка № 1 с координатами (0,0) расположена в поле разви-

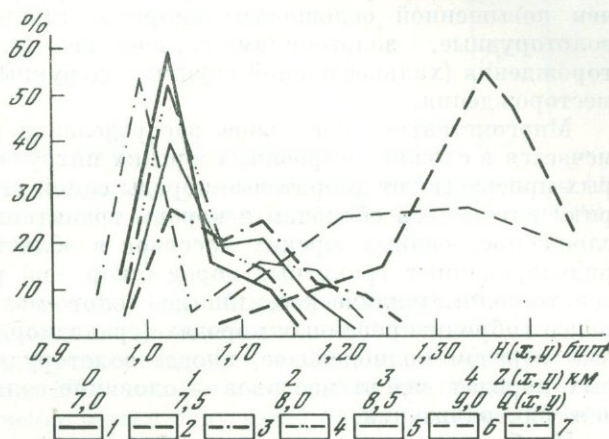
профиля в наиболее общем случае вмещают оруденение литофильной группы и халькофильной группы подгруппы А. Однако в различных рудных узлах характер оруденения и его комплексность (многометальность) различны.

Характер рудной минерализации и ее сложность в отдельных рудных узлах существенно определяются строением соответствующих интрузивов I типа, степенью развития и основностью внешних гибридных оболочек.

Оловянно-вольфрамовые и редкометальные месторождения и рудопроявления локализуются преимущественно в контурах интрузивов I типа (а также в теле самих интрузивов), в которых внешние гранодиорит-диоритовые оболочки отсутствуют или развиты весьма слабо (Соктуйский, Саханайский, Шерловогорский, Букука-Белухинский массивы).

Фиг. 92. Кривые плотности распределения геологических объектов в зависимости от степени зрелости земной коры (H), мощности ГО-слоя и Q параметра

Объемы: 1 — юрских диоритов; 2 — юрских гранитов; 3 — юрских эффузивов; 4 — отложений впадин ($L_3 - C_{F1}$). Площади: 5 — меловых базальтов. Рудные месторождения: 6 — литофильной группы; 7 — халькофильной группы



Как показал статистический анализ распределения отдельных месторождений и рудопроявлений, 87% оловянно-вольфрамовых и редкометальных месторождений локализуются в контурах юрских интрузивов I типа (без гибридных оболочек), в том числе 40% — в самих гранитах. Если рассматривать распределение отдельных металлов, то устанавливается, что 92% месторождений и рудопроявлений олова локализуются в

Тектонические		Мощность ГО-слоя, км				Мощность Б-слоя, км			Высота дневного рельефа $H(x, y)$, м			
подняtie	прогиб	0—1	1—2	2—3	3—7	14—16	16—18	18—22	600—800	800—1000	1000—1400	1400—2000
1	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1

тия средне-верхнепалеозойских гранитов, на расстоянии от одного до 5 км до ближайшего разлома, в пределах позднепалеозойского сводового поднятия, мощность ГО-слоя в этой точке находится в интервале 2—3 км, мощность Б-слоя — 18—22, высота дневного рельефа — 1400—2000 м.

контурах интрузивов I типа и 41% из них непосредственно в самих гранитах «ядра». Для вольфрамовых месторождений установлено, что 85% их размещаются в контурах интрузивов I типа, в том числе 51% — непосредственно в самих гранитах. Месторождения редких металлов располагаются следующим образом: 81% — в контурах интрузивов I типа, из них 32% — в теле самих гранитов «ядра». Молибденовое оруденение размещается главным образом в массивах (и их проекциях на дневную поверхность), внешнюю оболочку которых слагают породы гранодиоритового состава (Курунзулайский, Шахтаминский, Аленгуйский, Голготай-Сарбактуйский, Пуринский массивы и др.); 91% молибденовых месторождений и рудопроявлений размещаются в контурах интрузивов I типа с развитой гранодиоритовой оболочкой, в том числе 72% развиты непосредственно в породах гранодиоритовой оболочки. В пределах внешних оболочек повышенной основности (диориты, габбро-диориты) располагаются золоторудные, золотополиметаллические и полиметаллические месторождения (халькофильной группы подгруппы А) и золото-молибденовые месторождения.

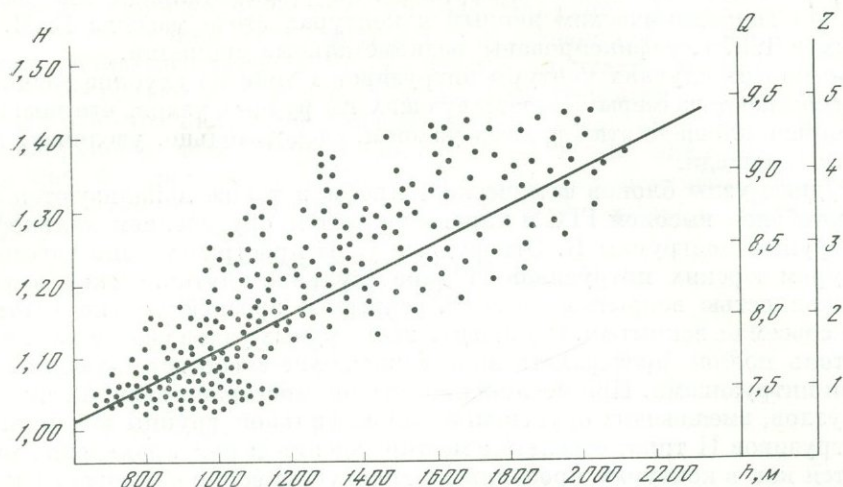
Многометалльное зональное распределение рудной минерализации отмечается в сложнопостроенных юрских интрузивах I типа, в составе которых присутствуют диоритовые породы самой верхней оболочки, гранодиориты внутренней оболочки и породы гранитного ядра. В краевых частях сложнопостроенных юрских массивов в области развития наиболее гибридизированных гранитных пород (диоритов) размещается золоторудное, золото-полиметаллическое, иногда золото-молибденовое оруденение. В менее гибридизированных породах (гранодиоритах) распространено главным образом молибденовое, иногда золоторудное оруденение. В гранитных породах «ядер» массивов — оловянно-вольфрамовая и редкометалльная минерализация.

Наиболее полно указанная зональность оруденения выражена в Шахтаминском массиве. Здесь в породах диоритового состава, образующих краевую часть этого массива, размещаются полиметаллические месторождения. В породах гранодиоритового состава, слагающих большую часть массива, локализуются молибденовые месторождения. В самом центре Шахтаминского массива, в виде небольшого штока обнажаются породы гранитного «ядра» (Ушканский шток), которые вмещают вольфрамовое оруденение.

Таким образом, характер минерализации в рудных узлах, расположенных в блоках сиалического профиля, находится в значительной мере в зависимости от того, как глубоко вскрыты соответствующие юрские интрузивы I типа на уровне современной дневной поверхности.

На основании изложенного намечается следующий порядок распределения оруденения в обобщенном вертикальном разрезе юрских интрузивов I типа. В самой внешней (диоритовой) оболочке интрузивов размещается золоторудное, золото-полиметаллическое и полиметаллическое оруденение (оруденение халькофильной группы подгруппы А). В более глубоких частях массивов (в области гранодиоритовых оболочек) концентрируется, в основном, молибден. Еще глубже, в породах гранитного «ядра» — оловянно-вольфрамовая и редкометалльная минерализация. Следовательно, рудная минерализация в рудных узлах блоков сиалического профиля образует закономерный вертикальный формационный ряд и характеризуется «слоистым» распределением в контурах сложнопостроенных массивов. Обобщенная схема вертикальной рудно-магматической зональности в блоках сиалического профиля приводится на фиг. 93.

Таким образом, рудная минерализация литофильной группы и халькофильной группы подгруппы А в рудных узлах блоков сиалического профиля образует единый ряд рудных формаций, связанный с плутонической ассоциацией (исходной гранитной магмой). Этот ряд выделяется под названием плутонического. В плутоническом формационном ряду отмечает-



Фиг. 93. Корреляционная зависимость между степенью зрелости земной коры (H), мощностью ГО-слоя (z), избыточностью кремнезема (Q -параметром земной коры) и высотами поверхности рельефа (h)

ся направленное изменение состава рудной минерализации от золоторудных, золото-полиметаллических, золото-молибденовых и молибденовых к оловянно-вольфрамовым и редкометальным в связи с различными фазами кристаллизации (Шахов, 1966) и степенью гибридности гранитной магмы. Наиболее важное значение в этом ряду имеет оловянно-вольфрамовое, редкометальное и молибденовое оруденение.

Из вышеизложенного определяются перспективы глубинного металлогенического прогнозирования в пределах отдельных рудных узлов блоков сиалического профиля. Естественно ожидать в рудных узлах, соответствующих юрским интрузивам I типа с развитыми гранодиорит-диоритовыми оболочками, присутствие на некоторой глубине (порядка нескольких сотен метров) ниже золоторудной, полиметаллической и молибденовой минерализации оловянно-вольфрамового и редкометального оруденения. Например, оловянно-вольфрамовое и редкометальное оруденение следует ожидать на глубине свыше 500 м в пределах Шахтаминского массива (ниже полиметаллического и молибденового оруденения), а также в районах Бугунтуйского и Голготай-Сарбактуйского массивов — ниже на несколько сотен метров по разрезу золотого и молибденового оруденения. В районе Курунзулайского, Аленгуйского, Пуринского, Лугинского массивов под гранодиоритовыми «покрышками», вмещающими молибденовую минерализацию, также прогнозируется оловянно-вольфрамовая и редкометальная минерализация.

В контурах ряда выделенных по гравиметрическим данным интрузивов I типа (большой частью очень слабо вскрытых эрозией) какое-либо оруденение к настоящему времени не обнаружено (массивы у ст. Оловянная, Шоноктуйский массив, юго-западное погружение Кондуйского массива и др.). В пределах контуров этих массивов прогнозируются новые рудные узлы. Прогнозирование производится с учетом вертикальных разрезов выявленных интрузивов. Так, например, в контурах Шоноктуйского массива в самой верхней его части и в породах кровли прогнозируется золотое и полиметаллическое оруденение, так как судя по небольшим участкам этого массива, обнаруженным современным эрозийным срезом, апикальная его часть слагается породами диоритового состава. По данным Г. И. Князева (1966), в этом районе выявлена убогая сульфидная минерализация. В теле Шоноктуйского интрузива на глубине около 500 м, возмож-

но, развивается оловянно-вольфрамовая и редкометальная минерализация. По гидрохимическим данным в контурах этого массива Б. М. Щепкиным в 1967 г. зафиксированы редкометальные аномалии.

Во многих случаях контуры интрузивов I типа на глубине значительно превышают размеры соответствующих им рудных узлов, что позволяет расширить площади этих рудных узлов и, следовательно, увеличить прогнозные площади.

Рудные узлы блоков фемического профиля также локализируются в зонах наиболее высокой ГГС и характеризуются оруденением халькофильной группы подгруппы Б. Эти рудные узлы пространственно тяготеют к контурам юрских интрузивов II типа (вулканоплутонической ассоциации) полностью вскрытым эрозией, вскрытым эрозией только частично, либо совсем не вскрытым. Однако для этих рудных узлов уже не наблюдается столь полное пространственное совмещение с соответствующими юрскими интрузивами. При несомненной тесной пространственной связи рудных узлов, вмещающих оруденение халькофильной группы подгруппы Б, и интрузивов II типа, отдельные месторождения и рудопроявления размещаются как в контурах проекций на дневную поверхность юрских интрузивов II типа (обычно в породах кровли массивов), так и в некотором иногда значительном удалении от контуров массивов; 53% рассматриваемых месторождений и рудопроявлений в рудных узлах блоков фемического профиля локализируются в пределах контуров проекций интрузивов II типа, 47% — за их пределами. Распределение месторождений халькофильной группы подгруппы Б в зависимости от их расстояния до ближайшего интрузива II типа характеризуется следующими оценками: 32% месторождений располагаются на расстоянии 1 км от контуров юрских интрузивов II типа; 8% — на расстоянии 2 км; остальные 7% — на расстоянии более 2 км.

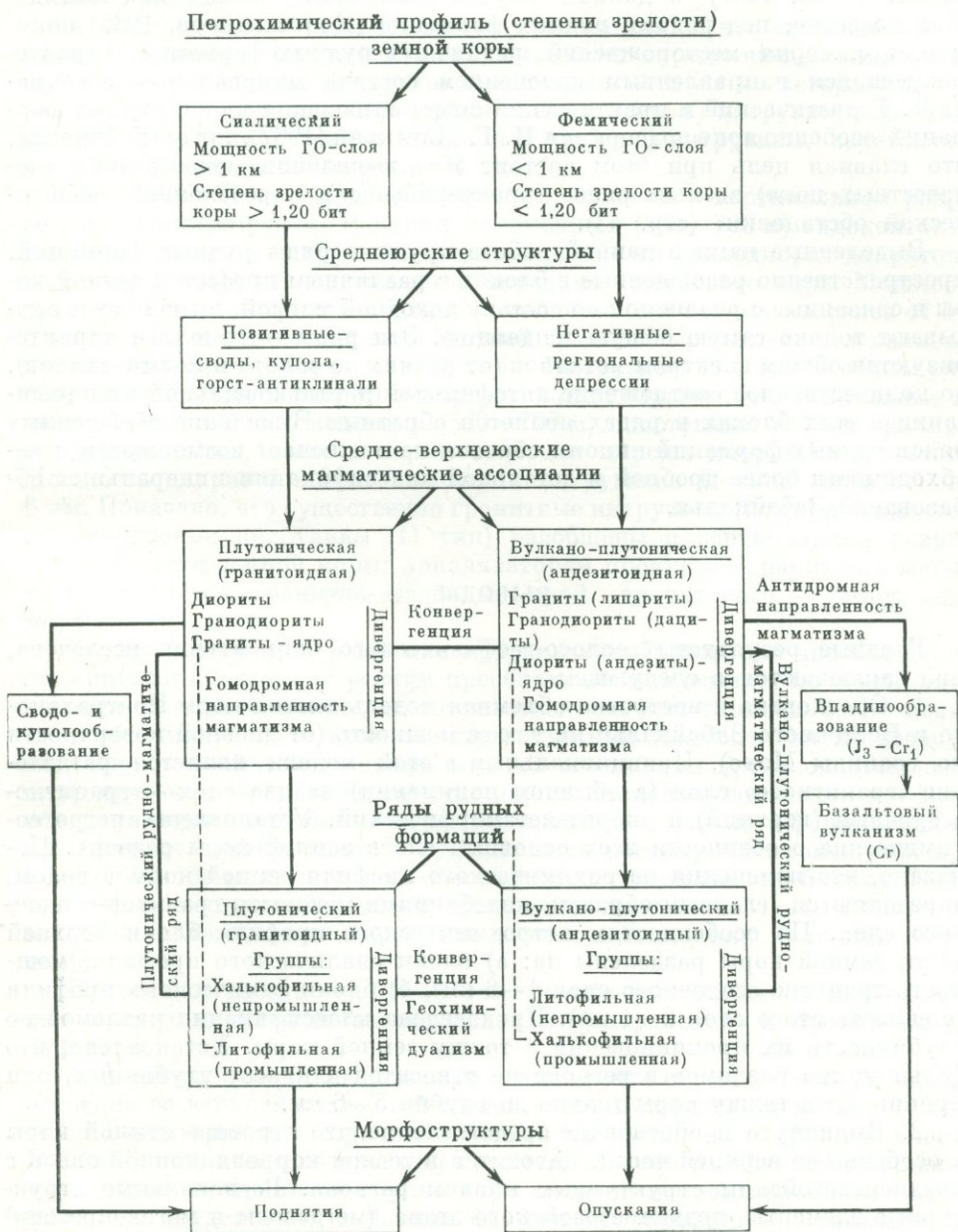
Все известные в районе рудные узлы, содержащие халькофильное оруденение подгруппы Б, тесно ассоциируют в пространстве с интрузивами II типа, большей частью не вскрытыми или слабо вскрытыми эрозией. Так, месторождения Нерчинско-Заводского рудного узла располагаются как в контурах, так и на некотором удалении от не вскрытого эрозией крупного массива диоритов, отчетливо выделяющегося в магнитном поле положительной магнитной аномалией. Аналогично располагаются Кадаинско-Запокровский, Алгачинский, Кличкинский, Газимуро-Заводский и др. рудные узлы.

В ряде случаев отмечается, что месторождения, размещающиеся непосредственно в контурах юрских интрузивов II типа, характеризуются более высокотемпературной минерализацией, вдали от их контуров — низкотемпературной (Васильев, 1971).

Имеющиеся факты свидетельствуют также, что в связи с интрузивами II типа в ряде случаев проявляется также молибденовая, оловянно-вольфрамовая и редкометальная минерализация. Такое усложнение рудной минерализации отмечается в связи с теми интрузивами II типа, в которых апикальные их части сложены пластовыми телами гранитов и гранодиоритов (Быстринский, Запокровский и другие массивы). Таким образом, намечается вулканоплутонический ряд рудных формаций (исходная андезитовая или диоритовая магма), имеющий в своем составе весьма разнообразную рудную минерализацию (от редких металлов до золота и полиметаллов), однако резко преобладающими в этом ряду являются золоторудные, золото-полиметаллические и полиметаллические формации. Установление факта пространственной связи рудных узлов блоков фемического профиля с юрскими интрузивами II типа позволяет наметить ряд прогнозируемых рудных узлов месторождений халькофильной группы. Прогнозирование проводится в участках, где, по данным аэромагнитной съемки, установлено наличие положительных магнитных аномалий, предположительно обусловленных не вскрытыми или частично вскрытыми современ-

ным эрозионным срезом юрскими интрузивами II типа. При этом обязательным условием является высокая ГГС. Например, в качестве перспективных относительно халькофильного оруднения выделяются районы частично вскрытого эрозией Воробьевского интрузива II типа, расположенного несколько западнее с. Акатуй, и др. При этом к перспективным участкам относятся как сами проекции юрских интрузивов II типа на дневную поверхность, так и ближайшие окрестности этих интрузивов.

На фиг. 90 приводится обобщенная схема рекомендуемых нами прогнозных участков для территории Центрального и Восточного Забайкалья.



Фиг. 94. Эволюция позднемезозойских рудно-тектоно-магматических процессов в блоках с различным петрохимическим профилем земной коры

Примечание: стрелки указывают на пространственные и генетические связи отдельных элементов и процессов

Выделены участки, перспективные на оруденение литофильной группы (олово, вольфрам, молибден, редкие), и оруденение халькофильной группы (золото, цинк, свинец), в том числе и на глубине нескольких сотен метров. Всего выделено 30 участков. Общая площадь перспективных участков составляет менее 10% от всей исследуемой площади. В качестве перспективных выделены участки, соответствующие не вскрытым (частично вскрытым) эрозией юрским интрузивам I и II типов, залегающим в зонах высокой ГГС. Представления о рядах рудных формаций, разработанное Р. М. Константиновым, и геолого-геохимических группах, месторождений В. В. Ивановым (1963, 1967) в данном случае получают новое обоснование. Как известно, под рядами рудных формаций (Константинов, 1966) понимается «...серия месторождений различных рудных формаций, характеризующаяся направленным изменением состава минеральных ассоциаций». Теоретический и практический смысл выделения рядов рудных формаций особенно ярко подчеркнул И. Г. Магакьян (1967), который отметил, что главная цель при этом состоит в «...выявлении недостающих (неизвестных пока) звеньев ряда, характерного для определенной геологической обстановки» (стр. 43).

Выделенные нами в данной работе крупные ряды рудных формаций, пространственно разобобщенные в блоках с различным профилем земной коры и связанные с различной по составу исходной магмой, выявляют и описывают только самую общую тенденцию. Эти ряды — гомологи характеризуются общим спектром металлов (от редких до золота и полиметаллов), но количественное соотношение литофильной и халькофильной минерализации в этих блоках и рядах является обратным. Выделение обобщенных рядов рудных формаций никоим образом не исключает возможности и необходимости более дробной и детальной классификации минеральных образований Забайкалья.

ВЫВОДЫ

Главные результаты геолого-геофизического направления исследований заключаются в следующем.

1. Обоснована и построена объемная модель земной коры Центрально-го и Восточного Забайкалья на всю ее мощность (от дневной поверхности до границы Мохо). Принципиальным в этой модели является разделение «гранитного» слоя (в обычном понимании) на два слоя — гранитно-осадочный (верхний) и диорит-метаморфический. Установлены петрогеохимические особенности всех основных слоев земной коры региона. Показано, что изменения петрохимического профиля земной коры в целом, определяются главным образом колебаниями мощности гранитно-осадочного слоя. По особенностям петрохимического профиля блоки верхней части земной коры разделены на: а) блоки сиалического профиля (мощность гранитно-осадочного слоя 1—6 км), б) блоки фемического профиля (мощность этого слоя 0—1 км). Произведена классификация разломов по глубинности их проникновения в толщу земной коры. Установлено, что большинство разломов в регионе не относится к классу глубинных, они проникают в толщу коры только до глубин 5—6 км.

2. Выдвинуто и обосновано представление, что строение земной коры и особенно ее верхней части, находится в тесной корреляционной связи с позднемезозойским структурным планом региона. Региональные структурные элементы позднемезозойского этапа (мегасводы и мегадепрессии) находят отражение в глубинном строении описываемой территории, структуры 2-го порядка — в строении верхней части земной коры. Мегасводам (Даурскому, Ундино-Газимурскому) соответствуют прогибы кровли базальтового слоя (21—22 км), мегадепрессиям (Агинской, Приаргунской, Пришилкинской) — поднятия кровли базальтового слоя (18—15 км).

Сводам второго порядка соответствуют блоки сиалического профиля, депрессиям 2-го порядка — блоки фемического профиля. Верхнемезозойские впадины региона разделены на три группы: а) впадины мегасводов, б) впадины мегадепрессий и в) пограничные впадины.

Наибольшей протяженностью и мощностью эффузивно-осадочных отложений (1600—1800 м) характеризуются пограничные впадины, локализующиеся в зонах глубинных разломов на границах мегасводов и мегадепрессий. Впадины региона приурочены преимущественно к депрессиям второго порядка. Высказывается предположение об их вулканотектонической природе.

3. Выдвигается и обосновывается представление, что строение земной коры, и особенно ее верхней части, оказывает определяющее влияние на зональное размещение продуктов юрского магматизма по латерали и вертикали. Выделяется два типа юрских интрузивов: а) интрузивы, залегающие в блоках сиалического профиля (I тип) и б) интрузивы, залегающие в блоках фемического профиля (II тип).

Интрузивы I типа (в общем случае) построены в вертикальном разрезе следующим образом. Верхняя маломощная (500—700 м) эндоконтактовая оболочка этих интрузивов сложена породами гранодиорит-диоритового состава, которые подстилаются породами гранитного ядра. Мощность гранитов в теле интрузивов I типа изменяется для разных массивов от 5—6 км до 1 км и менее, при этом нижней границей гранитных тел является кровля диорит-метаморфического слоя. Интрузивы II типа (в общем случае) в вертикальном разрезе построены таким образом, что апикальные их части слагаются маломощными (500—700 м) пластовыми телами гранитов и гранодиоритов, ниже которых залегают породы диоритового состава. Мощность диоритов в теле некоторых интрузивов II типа достигает 4—6 км. Показано, что существенно гранитные интрузивы (I тип) и существенно диоритовые интрузивы (II тип) разобщены в вертикальном разрезе верхней части земной коры: локализатором продуктов гранитного магматизма является гранитно-осадочный слой, диоритового — диорит-метаморфический слой.

Интрузивы II типа и юрские эффузивные образования андезит-дацит-липаритового состава (с резким преобладанием андезитов) по совокупности ряда признаков могут рассматриваться как комагматичные, что позволяет объединить их в вулканоплутоническую (андезитоидную) ассоциацию блоков фемического профиля. Этой ассоциации противопоставляется плутоническая (гранитоидная) ассоциация блоков сиалического профиля, объединяющая интрузивы I типа. Выделенные ассоциации формировались практически одновременно, в сравнительно растянутый промежуток времени (165—130 млн. лет), но в обособленных тектонических блоках. Количественные соотношения пород среднего и кислого состава, а также их взаимное положение по вертикали в этих ассоциациях являются обратными.

Настоящая работа — первый опыт построения объемной классификации юрских магматических образований Центрального и Восточного Забайкалья.

4. Выдвигается и обосновывается вывод, что строение земной коры, и особенно ее верхней части, в большей степени определяет металлогеническую характеристику отдельных блоков на уровне дневной поверхности. В блоках сиалического профиля преимущественно развито промышленное оруденение литофильной группы (при наличии непромышленного халькофильного оруденения), в блоках фемического профиля — промышленное оруденение халькофильной группы (при наличии непромышленного литофильного оруденения). Выделены типовые рудовмещающие блоки, отличающиеся глубиной залегания кровли диорит-метаморфического слоя и степенью развития гибридных гранодиорит-диоритовых оболочек в апикальных частях юрских интрузивов I типа. Показано, что латеральная

зональность оруденения является отражением региональной вертикальной рудной зональности в разрезе верхней части земной коры. Выделены региональные рудовмещающие горизонты (сверху вниз): а) оруденения халькофильной группы подгруппы А, б) оруденения литофильной группы, в) оруденения халькофильной группы подгруппы Б. С привлечением геологических данных и данных о распределении рудных месторождений в зависимости от высоты дневного рельефа, построены две математические модели регионального размещения рудных месторождений в вертикальном разрезе земной коры Центрального и Восточного Забайкалья (модели рудосферы). С помощью одной из этих моделей осуществлен первый опыт объемного металлогенического районирования региона. Рассмотрено также (количественно) распределение рудных месторождений в зависимости от глубинного строения коры (глубины залегания кровли базальтового слоя и границы М). Установлено, что наибольшая плотность месторождений литофильной группы отмечается в участках с наибольшей мощностью земной коры и относительно опущенной кровлей базальтового слоя, месторождений халькофильной группы — наоборот.

5. Рассмотрены закономерности размещения рудных узлов. Главным рудолокализирующим фактором локального характера является высокая градиентность геологической среды (ГГС). Отмечено, что размещение рудных узлов в пределах блоков сиалического и фемического профиля подчинено соответственно юрским интрузивам I и II типов (в том числе и не вскрытым эрозией). Составлена схема прогнозных участков отдельно на оруденение литофильной и халькофильной группы. В качестве прогнозных участков рекомендуются не вскрытые (частично вскрытые) эрозией юрские интрузивы I и II типов (всего 30 участков), залегающие в участках высокой ГГС. Общая площадь прогнозных участков составляет около 10% от всей площади.

Выделены два гетерогенных ряда рудных формаций: плутонический ряд, пространственно сопряженный с юрской плутонической (гранитоидной) магматической ассоциацией блоков сиалического профиля, и вулканоплутонический ряд, пространственно сопряженный с вулканоплутонической (андезитоидной) юрской магматической ассоциацией блоков фемического профиля. Каждый из этих рудно-формационных рядов включает в себя весьма широкий спектр металлов (редкие металлы, олово, вольфрам, молибден, золото, цинк, свинец), но количественные соотношения халькофильной минерализации, с одной стороны, и литофильной с другой — в этих рядах являются обратными. Выделенные юрские магматические ассоциации и сопряженные с ними рудно-формационные ряды объединены в плутонический и вулканоплутонический рудно-магматические ряды.

6. Выявлены ранее не учитываемые в рудно-магматических схемах и классификациях Забайкалья явления отчетливой рудно-магматической конвергенции и дивергенции: сходные петрографические различия и минеральные образования в выделенных геологических блоках и соответствующих им рудно-магматических рядах образованы из различных исходных источников и различными путем и в то же время существенно различные петрографические различия и минеральные образования в этих блоках и рядах объединены генетическим родством. Тем самым обнаруживается геохимический дуализм многих металлов, который проявляется в принципиальной их способности образовывать рудные концентрации в связи с контрастными типами исходных магм — гранитоидной и андезиитоидной. Однако продуктивность гранитоидной магмы наиболее высока для металлов литофильной группы, андезиитоидной — для металлов халькофильной группы; для металлов литофильной группы характерна ассоциированность с наиболее кислыми составляющими этих магм, для металлов халькофильной группы — с наиболее основными их составляющими. Этим определяется природная ассоциация руд элементов, близких гео-

химически, и возможность объединения месторождений в укрупненные геолого-геохимические группы. В частности, для Восточного Забайкалья: литофильную, литофильно-халькофильную и халькофильную (Иванов, Мейтув, 1970).

7. Введена количественная характеристика степени зрелости земной коры, формально аналогичная энтропии Шеннона, что позволило придать определенное эволюционное содержание блокам с разным петрохимическим профилем (типом разреза) земной коры: блоки сиалического профиля — участки высокой степени зрелости коры, фемического профиля — относительно низкой.

Выяснены основные черты позднемезозойской рудно-тектонно-магматической эволюции в различных блоках. Направленность этой эволюции в блоках сиалического профиля (высокой степени зрелости земной коры) осуществляется по схеме: поднятие → диорит → гранодиорит → гранит → → промышленная редкометалльно-оловянно-вольфрамовая и молибденовая (литофильная) минерализация → сводо- и куполообразование. В блоках фемического профиля (относительно низкой степени зрелости земной коры) идет по схеме: опускание → диорит (андезит) → гранодиорит (дацит) → гранит (липарит) → промышленная золотая и полиметаллическая (халькофильная) минерализация → впадинообразование → базальт (с щелочным уклоном). Направленность развития позднемезозойского магматизма в блоках сиалического профиля — гомодромная с завершением процесса в верхней юре; в блоках фемического профиля — в общем антидромная (от юрской андезитовидной ассоциации до нижнемеловой базальтоидной) с сохранением на юрском отрезке эволюции гомодромной направленности. Сформулирован следующий общий вывод: ход развития и формы проявления процессов тектоно-магматической активизации, а также связанная с ними металлогения, находятся в зависимости от петрохимического профиля (степень зрелости) земной коры. Построена математическая модель эволюции рудообразования в Забайкалье, на основе которой удалось установить, что процессы промышленного рудообразования в блоках фемического профиля начались раньше и завершились позже тех же процессов в блоках сиалического профиля.

8. Выделяемые в «гранитном» слое Забайкалья гранитно-осадочный и диорит-метаморфический слои отличаются: химическим, литологическим составом и геохимией слагающего их субстрата; строением, составом, генезисом и эволюционной направленностью проявлений позднемезозойского магматизма; типом вмещаемого промышленного оруденения; характером позднемезозойского структурообразования и могут быть определены в качестве двух контрастных хитико-литолого-магмо-рудовмещающих геогенераций — металлогенических комплексов (по В. И. Смирнову) или металлогенных ассоциаций (по М. И. Ициксону, Г. В. Ициксон, В. Т. Матвеевко).

9. Предложена методика математического моделирования размещения рудных месторождений, которая может оказаться эффективной в деле формализации и алгоритмизации процедуры металлогенического районирования и прогнозирования.

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КОМПЛЕКСНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Цель прогнозирования рудоносных площадей — научнообоснованный прогноз перспектив обнаружения эндогенных месторождений, направляющий их поиски.

Основные задачи прогнозирования рудоносных площадей:

1) определение перспектив крупных территорий на весь комплекс твердых полезных ископаемых (черных, цветных, благородных, радиоактивных, редких металлов и неметаллов) — рудоносности провинций и районов;

2) прогнозирование в пределах потенциально рудоносных районов участков благоприятных для локализации определенных месторождений — возможных рудных узлов и полей;

3) прогнозирование на площади рудных узлов и полей участков наиболее перспективных для детальных поисков месторождений.

При прогнозировании исследуются взаимосвязи месторождений, с одной стороны, и геологическими объектами разной категории крупности — с другой. При статистической устойчивости этих связей в конкретном геологическом пространстве они используются как прогнозные признаки.

Прогнозы основываются на весьма большом количестве геологических, геохимических и геофизических данных, обобщенных и проанализированных определенным образом и способом. Это специальное направление исследований, которое должно занять надлежащее самостоятельное место среди прочих геологических работ, а не рассматриваться, как само собой вытекающее из традиционных геологических исследований. Таково первое условие, необходимое для успешного прогнозирования рудоносности площадей.

Не менее важно продолжить дальнейшую разработку и усовершенствование научных основ, принципов и методов прогнозирования. Сейчас, в связи с необходимостью многократного увеличения добычи и запасов полезных ископаемых, быстрым истощением известных и интенсивным освоением новых горнорудных районов, а также вовлечением в сферу промышленного использования практически всех химических элементов, возникла необходимость переоценки перспектив рудоносности старых горнорудных районов на весь комплекс полезных ископаемых. Кроме того, современные прогнозные заключения должны быть предельно обоснованными и конкретными, определяющими постановку дорогостоящих поисково-разведочных работ. При этих новых высоких требованиях предпочтение должно отдаваться существенно новым направлениям. Это второе важное условие.

Применяющийся чаще других для прогнозной оценки территорий метод экспертных оценок нередко приводит к разноречивым или противоположным заключениям. Отчасти поэтому прогнозирование не занимает должного места в определении направлений геологоразведочных работ. Чтобы поднять значение прогнозных заключений, необходимо серьезное научное обоснование выводов и статистическая оценка их вероятности. Это третье, основное общее условие значительного увеличения эффективности прогнозирования.

Предлагаемый в этой книге путь комплексного прогнозирования рудоносности площадей удовлетворяет перечисленным общим требованиям. Остановимся на обосновании важности остальных наиболее принципиальных его отличительных особенностей. Основное внимание уделим методологическим вопросам прогнозной оценки перспектив территорий на весь комплекс твердых эндогенных полезных ископаемых. Делается это потому, что для большинства районов такие работы сейчас признаются не актуальными, так как общие перспективы их уже были когда-то определены. При этом не учитывается, что прогнозные оценки прошлых лет делались по еще часто недостаточным фактическим данным без учета фундаментальных закономерностей, выявленных в последние годы и, как правило, на ограниченный круг полезных ископаемых.

Комплексное прогнозирование рудоносности площадей в предлагаемом варианте основано на специальных научных разработках и обобщениях различных опытных вещественно-морфологических геологических, геохимических и геофизических данных.

Использование для целей прогнозирования максимально широкого комплекса информации возможно только при знании статистически значимых закономерных связей определенных месторождений или их естественных группировок, с одной стороны, и целым рядом геологических, геохимических и геофизических свойств, параметров и моделей разного существа и уровня — с другой. Чем больше таких связей выявлено и чем они множественнее, тем детальнее и надежнее прогнозные оценки.

В результате исследований, проведенных авторским коллективом книги, обосновано, что состав и тип эндогенного месторождения или группы месторождений более или менее тесно связан: 1) со строением и составом земной коры в предрудное время на всю ее мощность, 2) с направленностью, продолжительностью, интенсивностью, а также контрастностью изменений предрудных тектонических движений и строением тектонических блоков; с особенностями: 3) осадконакопления, 4) метаморфизма, 5) магматизма, 6) с интенсивностью и составом окolorудных изменений пород и геохимических ореолов, 7) с особенностями парагенезисов рудных и жильных минералов месторождений и ассоциированных пород, а также химизмом этих минералов.

Перечисленные связи, выявленные для конкретной площади и проверенные статистически, при их неоднократной повторяемости становятся прогнозными признаками разных уровней. Они имеют различную степень опосредованности с месторождениями. Прогнозные признаки пунктов — пять являются косвенными, а шесть — прямыми. Важно подчеркнуть, что все признаки по возможности должны учитываться, уже начиная с этапа мелко-среднемасштабного прогнозирования. Если же некоторые из них в районе не изучены, знание любых трех-четырех позволяет надежно восстановить остальные, а следовательно, предсказать состав, тип и в какой-то мере масштаб эндогенной минерализации.

Применяемая для прогнозных исследований графическая основа должна отвечать ряду совершенно необходимых условий. Результирующие составные элементы такой схемы должны быть однородными в металлогеническом отношении и довольно ограниченными по площади. Наоборот, геологическое время требует максимально возможной широты охвата. Это связано с тем, что характер рудообразующих процессов определяется всей предрудной историей формирования конкретного ограниченного геологического пространства. В этом отношении цели региональной геологии, как и тектоники, требуют совершенно противоположного подхода — объединению подлежат площади, геологические отложения или явления в которых принадлежат к одному довольно ограниченному возрасту. Именно поэтому прогнозно-металлогенические построения, выполненные на обычных мелко-среднемасштабных геологических или тектонических схемах, заведомо ограничены в своих возможностях. Сказанным определяется одно

из главных требований развиваемого способа прогнозирования — обязательная разработка специализированной графической основы-схемы, приспособленной для прогнозных целей (см. гл. I). Поскольку эндогенное рудообразование определяется направленностью, продолжительностью и характером предрудных вертикальных тектонических перемещений, их комбинацией в обозримое геологическое время, отдельные элементы такой схемы должны отличаться по совокупности вертикальных тектонических движений в определенный предшествующий рудообразованию период геологической истории. Основополагающее значение использования в качестве главного фактора геологической типизации структур реальных тектонических движений в том, что они коррелируются, с одной стороны, с составом различных пород, а с другой, — со строением земной коры. Благодаря этому применение такой основы допускает комплексирование геохимических и геофизических построений. Отметим также, что границы, разделяющие отдельные элементы такой схемы являются естественными, чаще дизъюнктивными и разграничивают структуры-блоки противоположные или существенно отличающиеся по типу движений (поднятия, прогибы и т. д.). Значительный процент совпадения разновозрастных разломов создает возможность выделить на схемах оптимально ограниченное число результирующих типовых структурных элементов, что необходимо для применения при прогнозировании метода аналогий (см. гл. I и VII).

В Восточном Забайкалье специализированная основа для всех последующих построений (см. фиг. 1) составлена путем генерализации (графического совмещения) имевшихся палеотектонических и палеогеографических схем разного геологического времени, а также сопоставления литолого-стратиграфических разрезов. Этот способ оказался наиболее эффективным. Он позволяет, сопоставляя совмещенные в конкретных участках площадные элементы принятых возрастных группировок с известными эндогенными проявлениями, установить, какие из комбинаций тектонических движений и какого времени оказывают решающее влияние на размещение тех или иных эндогенных образований и, таким образом, выявить участки наиболее благоприятные на определенное полезное ископаемое или их комплекс. Делается это опытным путем. Решающее значение при генерализации имеет нахождение оптимального шага объединения единичных палеосхем различного возраста. В общем, чем ближе геологическое время на схемах к возрасту оруденения, тем меньшее число схем целесообразно объединять и рассматривать совместно. Если перечисленные рекомендации учтены и генерализованная схема составлена удачно, а отдельные месторождения сгруппированы в однородные группы, то статистическая связь определенного характера движений с определенной эндогенной минерализацией будет проявляться неоднократно во многих сходных участках исследуемой территории. В этом случае она может быть использована для выработки прогнозных геологических критериев высшей категории (см. гл. I, II).

Требует специального решения вопрос об однородности индивидуальных металлогенических площадей разного ранга, выявляемых на схемах. Это может иметь наиболее существенное значение для провинций с полициклическим эндогенным оруденением.

В качестве однородной индивидуальной единицы высшего ранга для прогнозных целей необходимо принять площадь одной геологической истории, образованную в результате единой комбинации дорудных тектонических движений и характеризующуюся определенным единым набором и взаимоотношением близких по времени эндогенных проявлений. Металлогеническим критерием однородности той или иной территории является развитие в ее пределах естественного парагенезиса эндогенных проявлений, понимая под парагенезисом совместное происхождение и часто закономерное сонахождение объектов сходных геохимически. Чтобы ре-

шить этот вопрос, прежде всего необходимо оперировать естественными группировками месторождений, категория крупности которых близка к соответствующим тектоническим, стратиграфическим, петрографическим классификационным подразделениям.

ОДНОРОДНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для нахождения связей между мелко-среднемасштабными геологическими и петрографическими категориями (формациями, группами формаций) и месторождениями последние были объединены в предельно ограниченное число однородных групп. Первоначально в основу такой укрупненной систематики месторождений было положено геохимическое сходство руд в отношении всех компонентов и близкий характер минеральных ассоциаций (Иванов, 1963). Геологическая сущность подобной группировки была установлена в результате исследований, проведенных в Восточном Забайкалье, которые показали ведущую роль в определении состава месторождений всей истории вертикальных перемещений (Мейтув, и др., 1967). Обобщение материалов по многим другим регионам вскрыло более общее значение этих геологических закономерностей, причем список месторождений первоначально объединенных в группы по геохимическим свойствам почти полностью сохранился. Это позволяет высоко оценивать роль геолого-геохимических исследований при прогнозировании (Иванов, Мейтув, 1970, 1972).

Как известно, главные региональные закономерности размещения эндогенных месторождений в первом, самом общем, приближении определяются планетарными физико-химическими особенностями эволюции вещества коры и мантии Земли. Известно также, что химические элементы, строение атомов которых близко друг к другу, часто ассоциированы в эндогенных процессах. Данные последних лет свидетельствуют, что состав и строение земной коры и верхней мантии формируются в результате неоднократных и многообразных геолого-геохимических процессов, различных по интенсивности и нередко противоположных по результатам. Эти процессы время от времени захватывают значительные глубины Земли — порядка 150—200 км. Важнейшими эндогенными процессами являются выплавление и дегазация глубинного вещества мантии, а также магматизм и метаморфизм в пределах менее глубинных уровней Земли. Важно подчеркнуть, что при глубинном плавлении и процессах магматизма геохимическая миграция элементов в основном регулируется гравитационным разделением атомов по их весам и дифференциацией по теплофизическим свойствам. По этим фундаментальным свойствам среди элементов в общем близких геохимически выделяются тяжелые и легкие, легкоплавкие и тугоплавкие. Например, среди литофильных s^1 и p -элементов к наиболее легким относятся Li, Be, B, F, Na, Al, Si, а к тяжелым Cs, La, Zr, Nb, Mo, Hf, Ta, W. По температурам плавления среди этих же, а также d -элементов выделяются группы наиболее легкоплавких (t^0 до $500 = 700^\circ$) Li, Na, K, Rb, Cs, Sn, La, Ce, тугоплавких ($t^0 > 2000^\circ$) Nb, Ta, Mo, W и промежуточных — Be, Y, Yb, Hf, Zr, Sc и др.

Важно, что кремний, алюминий, щелочи, повышающие ликвидус системы при плавлении субстрата, накапливаются в легкоплавких выплавках, наоборот, железо, магний и многие сходные с ними сидерофильные элементы вызывают противоположный эффект и накапливаются в тугоплавком остатке. В первом случае возникают ультракислые, кислые и другие гранитоидные породы, во втором — породы базит-гипербазитового состава. Важно также, что образование гранитоидов сопровождается увеличением объема вещества и разуплотнением соответствующих геологи-

¹ *s. p. d* — внешние достраивающиеся электронные уровни.

ческих масс по сравнению с первоначальными, а пород базит-гипербазитового состава — уменьшением объема и уплотнением. Геофизические параметры тех и других различны и могут быть определены.

Наряду с процессами магматического выплавления (дифференционными и кристаллизационными), геохимические особенности многих территорий обязаны эманационной деятельности мантийного и корового вещества с участием газово-флюидных процессов с H_2 , H_2O , CO_2 , H_2S , SO_2 , HCl , HF и др. Различная доля того или другого аниона и неодинаковая устойчивость их комплексов с другими элементами создают условия для миграции и концентрации то одних, то других групп химических элементов. В левой части таблицы Менделеева, где находится большинство литофильных элементов, максимально устойчивы *F*-комплексы, а для *d*-элементов (большинство сидерофильных и халькофильных) — *Cl*-комплексы. Кроме того, необходимо отметить, что в процессах газово-флюидного переноса продуктов глубинной дегазации и метаморфизма геохимическая миграция элементов существенно зависит уже от других важнейших свойств элементов и в частности от их кислотноосновных характеристик и сродства к кислороду и сере. По этим свойствам среди, например, литофильных элементов также различаются более или менее щелочные или кислотные. Так, к наиболее щелочным принадлежат Cs, Rb, K, Y, La, Na, Li, к самым кислотным Mo, W, Sn, Be, B, F, а к промежуточным Th, U, Sc, Zr, Hf, Ta, Al.

Сложным взаимодействием всех перечисленных фундаментальных физико-химических свойств элементов, каждое из которых является ведущим в соответствующем эндогенном процессе, в конечном счете и определяется состав тех участков земной коры и мантии, в которых идут эндогенные конкретные рудообразующие процессы. Являясь более поздними рудные процессы унаследуют геохимические особенности тех или иных участков территорий, которые не однородны по составу как на глубину, так и по латерали.

В настоящее время принята двуслойная модель земной коры (верхний гранито-гнейсовый и нижний гранулит-базитовый слой) и модель мантии, состоящая сверху вниз из альпинотипных гипербазитов, шпинелевых перидотитов и гранатовых перидотитов (Лутц, 1975). Для наших целей особенно важно подчеркнуть наличие разницы в составе отдельных слоев земной коры и мантии. Наглядное представление о существенной разнице в содержании главных петрогенных и некоторых литофильных и сидерофильных элементов дает табл. 67, составленная по данным Б. Г. Лутца (1975). Видно, что верхний гранито-гнейсовый слой коры значительно обогащен большинством литофильных элементов по сравнению с нижним — гранулит-базитовым и особенно с мантией, а в отношении сидерофильных элементов — картина противоположная.

Предлагаемая систематика месторождений учитывает эти и другие главные геохимические закономерности. В пределах одной геолого-геохимической группы объединены месторождения элементов близких по самым главным геолого-геохимическим свойствам (табл. 68). В связи с этим каждая из выделенных групп характеризуется индивидуальными чертами. Одновременно с этим месторождения некоторых смежных групп I и II, а также III и IV обладают некоторым сходством. Это выражается в довольно близком наборе главных рудообразующих компонентов руд, а также в составе минеральных ассоциаций у каждой из этих пар. Главные и редкие элементы, слагающие руды месторождений I и II группы, в периодической системе Менделеева составляют левые части полей, занимаемых *s*- и *p*-элементами. С ними ассоциированы только те *d*-элементы, которые начинают ряды переходных металлов в каждом периоде. Наоборот, типоморфные элементы III и IV групп относятся к *s*- и *p*-элементам, занимающим крайнее правое положение в системе Менделеева, и подавляющее большинство *d*-элементов.

Таблица 67

Среднее содержание некоторых элементов в материковой коре и мантии

Элемент	Кора			Мантия
	в целом	гранито-гнейсовый слой	гранулит-базальтовый слой	
Главные петрогенные элементы (%)				
SiO ₂	62,4	66,7	58,2	44,1
Al ₂ O ₃	15,6	15,2	16,0	3,2
Fe ₂ O ₃	2,1	1,5	2,8	2,9
FeO	4,0	3,1	4,8	5,2
MgO	3,6	2,0	5,3	39,0
CaO	4,9	3,7	6,0	2,5
Na ₂ O	3,4	3,6	3,2	0,47
K ₂ O	2,5	3,0	2,0	0,08
Литофильные элементы (г/т)				
Li	16	20	12	1,6
Rb	85	120	50	2,3
Cs	2,5	4	1,5	—
Zr	160	144	177	50
Hf	3,2	3,0	3,5	—
Nb	—	12	—	5,1
Ta	—	1,2	—	2,2
Th	8,6	14,6	2,7	0,2
U	1,3	2	0,7	0,07
Сидерофильные элементы (г/т)				
Ti	4000	3000	5100	1240
V	117	54	180	90
Cr	62	55	70	2900
Co	21	12	30	115
Ni	30	20	40	2100

Для целей прогнозирования особенно важно, что в каждой из классификационных групп находятся месторождения, близкие по общегеологическим особенностям образования. По этим условиям, как и по геохимическим особенностям, определенным сходством обладают месторождения I — II и III — IV групп соответственно. Месторождения I и II группы связаны: с рудообразующими возможностями корового вещества Земли (в пределах ее материковых участков и переходных зон), с восходящими предрудными вертикальными тектоническими движениями, а месторождения III и IV групп — с мантийными или наиболее глубинными коровыми участками Земли и с нисходящими вертикальными тектоническими движениями. Месторождения V группы часто связаны с наиболее глубинными сквозноструктурными зонами Земли и в этом отношении более всего сходны с некоторыми представителями IV группы. Если же рассматривать сходство и различие месторождений, выделяемых геолого-геохимических групп с точки зрения идей глобальной тектоники, как это делают теперь некоторые исследователи (Зоненшайн и др., 1973), то можно сказать, что месторождения I—II группы образуются при эндогенных процессах, сопровождающих сдвигание плит и надвигание материковой коры на океаническую, а месторождения III и IV — раздвигание плит и поддвигание океанических под материковые.

Таблица 68

Геолого-геохимическая укрупненная группировка эндогенных месторождений

Номер группы	Группа месторождений		Типы месторождений, входящих в группу	Главные компоненты	Основные редкие и малые металлы	Глубинность эндогенных процессов, с которыми связаны месторождения (тип коры при рудообразовании)	Направленность близких к рудообразованию вертикальных тектонических перемещений
	геохимическая	петрографическая					
I	Литофильная	Редкометалльно-гранитная	Редкометалльные апограниты, гранитные метасоматиты (грейзены и др.), гранитные пегматиты, кварцевые жилы	Si, K, Na, F, Sn, W, Mo	Li, Rb, Cs, Ta, Be, Sc, Hf, Ga, Ge, Tl, Bi, U, TR	Корозые, приповерхностные (материковый)	Поднятия
II	Литофильно-халькофильная	Редкометалльно-сульфидно-гранитоидная	Сульфидно- и силикато-сульфидно-касситеритовые, вольфрамитовые, молибденитовые, фенакит-бертрандитовые, бастнезитовые, молибденит-халькопиритовые, свинцово-цинковые, золоторудные, арсенипиритовые	Si, S, Fe, Mo, Sn, W, Pb, Zn, Au, As, Cu	Bi, In, Re, Ag, Cd, Ge, Tl, Te, Se, Co, U	Корозые средних и больших глубин (материково-переходный)	
III	Халькофильная	Сульфидно-(сульфосольно)-базитовая	Сульфидные и сульфосольные медно-цинковые, медно-свинцово-цинковые, свинцово-цинковые, ртутные, сурьмяные, золото-серебряные	Ca, Mg, Fe, S, Cu, Pb, Zn, Sb, As, Hg, Ni, Sr	Ag, Re, Ge, Cd, Co, Ga, Tl, Bi, Te, Se, V	Корозые глубинные и подкорозые (переходный-океанический)	Опускание
IV	Сидерофильная	Сульфидно-базит-гипербазитозая	Медно-никелевые, медные, медно-железорудные, ванадий- и титано-железорудные, неогорые медно-цинковые	Fe, Mg, S, P, Ti, Cr, Cu, Ni, Co	V, Pd, Pt, Ru, Rh, Ir, Os, Se, Te	Подкорозые (различные)	
V	Щелочно-литофильная	Редкометалльно-щелочная	Редкометалльные карбонатиты, лопаритовые, перовскитовые, бадделитовые, гатчеттолитовые и другие руды	Al, Mg, Ca, Na, K, Ti, Fe, P	Zr, TR, Nb, Ta, Ga, Sr, Ru, Ir, Os, Pd, Pt, Be, U		

Сквозь-структурные зоны

Наличие у каждой группы специфических геолого-геохимических особенностей и некоторого сходства используется в прогнозных целях. Различием их определяется приуроченность месторождений каждой группы к разным районам, а сходством — редкое совместное нахождение в пространстве смежных геолого-геохимических групп. Наиболее часто совмещенными даже в пределах единой однородной структуры оказываются месторождения I и II групп. Те или другие из месторождений этих групп распространены в пределах различного типа предрудно-синрудных поднятий складчатых зон, срединных массивов и активизированных областей. Иногда соседствуют в пространстве и месторождения III и IV групп, которые, как отмечалось, образуются в дорудных депрессионных зонах различного типа и возраста.

ТИПЫ РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Знание общих закономерностей рудообразования и наличие геолого-геохимической систематики месторождений позволяет подойти к необходимой для прогнозирования наиболее укрупненной классификации эндогенных рудоносных площадей и к последующим группировкам более низких рангов (Иванов, Мейтув, 1973). При этом решающее значение, как отмечалось, приобретает вопрос индивидуальности и однородности выделяемых площадных элементов высшей категории — рудных районов. Только если они однородны, возможна повторяемость металлогенических особенностей того или иного типа района в сходных геологических условиях, что можно использовать в прогнозных целях. Каждый из выделенных в табл. 69 типов рудных районов является металлогенически однород-

Таблица 69

Основные геолого-геохимические типы эндогенных рудных районов

	Поднятия											Прогибы																								
	Ta	Sn	Mo	Li	Rb	Cs	Tl	Ga	Hf	Sn	Pb	Zn	Cu	Bi	Ag	Re	Ge	Cd	Al	Zr	Nb	Ta	Ga	Co	Ni	Pt										
Предрудные	Nb	Терригенные с ред-											W	Терригенно-карбонатные											P	Сквозь структурные										
	W	кометально-гранит-											Au	редкометалльно-суль-											Ti	наиболее глубинные зо-										
	F	ным (гранитоидным											F	фидно-гранитоидным											Sr	ны с редкометалльным										
	Be	оруденением лито-											As	оруденением литофиль-											TR	оруденением щелочно-										
	Sc	фильного (I) и лито-											Be	но-халькофильного ти-											Be	литофильного типа (V)										
	Y	фильного (II) типов											In	па (II)											Ru	Щелочной тип										
	Bi												Co	Сиалический тип											Os											
	As												Te												Ir											
	In	Сиалический											Se												Rh											
	Ge	тип											Hg												Cu											
	TR												Y												Zn											
	U												U												Se											
																									Te											
																									Pd											
																									Pb											
																									Tl											
																								И												

ным по главным геолого-геохимическим признакам, так как включает месторождения одной или двух близких однородных геолого-геохимических групп. Это — абстрактные типы, совмещающие в себе черты многих сходных по главным признакам отдельных рудных районов.

Возможны случаи совместного нахождения рудных концентраций всех элементов перечисленных для района в качестве характерных, но чаще в каждом конкретном районе преобладающим развитием пользуются ме-

сторождения какого-то или нескольких металлов соответствующей группы. Так, например, несмотря на совместное присутствие проявлений различных редких металлов, олова, вольфрама в сиалическом типе районов (I), наиболее крупные редкометальные месторождения приурочены к одним, оловорудные к другим, а вольфрамовые — к третьим районам. В этом проявляется вещественно-морфологическая неоднородность геологических разрезов разных районов и пространственно-временные особенности их исторического развития, связанные с различным характером вертикальных тектонических движений.

Этим же определяется сложность проблемы прогнозирования конкретных полезных ископаемых, для успешного решения которой необходимо глубокое знание региональной геохимии интересующего элемента, а также геохимических и геофизических особенностей осадочных, метаморфических и магматических пород соответствующих районов. Надо также учитывать некоторые благоприятные общие геолого-геохимические зависимости, намечающиеся для образования широко известных месторождений отдельных полезных ископаемых. Значительные месторождения редких металлов литофильной группы (Ta, Li, Rb, Cs, Be) тяготеют к наиболее крупным поднятиям, площадь которых составляет тысячи квадратных километров. В более мелких поднятиях, как это показано в Забайкалье, месторождения литофильной группы вообще отсутствуют (см. гл. I, II). Как в крупных, так и в мелких терригенных поднятиях часто присутствуют месторождения олова и вольфрама литофильно-халькофильной группы. Известные месторождения редких элементов (TR, Nb, Ta, Zr и др.) типичны для рудоносных поднятий, возникающих при активизации самых древних консолидированных блоков земной коры, а месторождения олова, вольфрама, молибдена литофильно-халькофильной группы более характерны для участков, оруденение которых отделено от времени предшествующей консолидации территории относительно незначительным промежутком (Яна-Адычанский, Полоусненский, Мяо-Чанский и др. районы). Во многих районах сиалического типа (II) вместо довольно типичной олово-вольфрамовой минерализации развиты свинцово-цинковые месторождения литофильно-халькофильной группы. Возможно и в этом случае важное значение имеет период времени, прошедший от общей консолидации структуры до оруденения, которое является более значительным (Кличкинский, Кутнагорский, Маданский и др. районы). Металлогенетическая специализация на те или иные полезные ископаемые также характерна и для районов фемического (III) и мафического (IV) типов. Так для районов весьма протяженных зон самого интенсивного и длительного прогибания (IV) более типично медное, никелевое, платиновое, палладиевое оруденение сидерофильной группы. Фемические районы (III) длительного, но менее интенсивного прогибания часто несут золоторудные месторождения, а районы этого же типа, но еще более спокойных погружений — свинцово-цинковые или медные месторождения халькофильной группы (Иванов, Мейтув, 1970, 1972).

Отмеченные закономерности, особенно типичны для фанерозойских структур. Чем древнее породы рудной провинции, тем сложнее обычно решается вопрос о ее металлогенетической однородности. Однако и для районов докембрийской консолидации намечаются сходные зависимости. Так, например, для Африканского, Канадского, Украинского и Фенноскандинавского щитов имеются данные о приуроченности оловоносных и редкометальных месторождений литофильной I группы к дорудным локальным поднятиям и краевым зонам положительных консолидированных блоков. В этих наиболее древних геологических структурах близки к более молодым и условия формирования месторождений остальных геолого-геохимических групп.

Наиболее сложными являются случаи совмещения в одном районе рудной минерализации, относящейся к совершенно различным периодам

геологического развития. Тогда особенно необходимо знание закономерностей размещения месторождений в пределах единых их парагенезисов, которые при наложении разновозрастных процессов, как правило, нарушаются. Для этого используются данные о региональной металлогенической зональности (Мейтув, Иванов, Иванова, 1967; Иванов, Мейтув, 1972). Для нормального естественного зонального ряда смена одних месторождений другими идет по мере удаления от границы соответствующей структуры первого порядка. Подробно этот вопрос рассмотрен в гл. I. Здесь только отметим, что в едином зональном ряду должны находиться только месторождения из одной или двух смежных геолого-геохимических групп. Например, в районах сиалического типа в краевых частях могут быть развиты наиболее крупные обогащенные халькофильными элементами и сульфидами месторождения литофильно-халькофильной группы, а по мере удаления от него — бедные сульфидами или лишенные их месторождения литофильной группы (табл. 70). В зонах соприкосновения различных типов рудных районов могут соседствовать месторождения геохимических групп, значительно отличающихся друг от друга, например II и III, иногда II и IV. Месторождения V группы практически могут быть совмещены с месторождениями любой из групп. Характерно также, что протяженность (но не мощность) зон распространения месторождений соответствующих геолого-геохимических групп в совмещенных зональных рядах обычно увеличивается от I к IV группе. В таких рядах зоны месторождений каждой группы более высокого номера занимают внешнее положение по отношению к предыдущей.

Если рассматривать внутреннее строение таких единых зональных рядов, то, в общем, можно сказать, что в пределах этих рядов смена эндогенной минерализации различного состава происходит в соответствии с физико-химическими особенностями главных химических элементов в пределах каждой из геолого-геохимических групп и, в частности, с кис-

Таблица 70

Зональное распределение месторождений (рудных полей) различных металлов и геолого-геохимических групп в Восточном Забайкалье в граничащих консолидированных мезозойских блоках земной коры

Ведущий металл месторождения (рудного поля)	Поднятые блоки		Опущенные блоки
	Центр	Край	
Sn	Литофильная (I) Касситерит-кварцевые и грейзеновые малосульфидные	Литофильно-халькофильная II Касситерито-сульфидные со свинцом и цинком	Халькофильная (III) —
Pb, Zn	—	Силикатно-сульфидные свинцово-цинковые	Карбонатно-сульфидно-сульфосольные
Mo	Молибденито-кварцевые	Молибденито-сульфидные со свинцом и цинком	—
W	Вольфрамито-кварцевые	Вольфрамито-сульфидные	—
Au	—	Золото-сульфидные со свинцом и цинком	Золото-серебро-сульфосольные; золото-серебро-свинцово-цинковые; золото-магнетитовые
F	Небольшие проявления раннего флюорита	Крупные залежи позднего флюорита	—

лотно-щелочными и сульфидно-окисными их способностями (Маракушев, 1972). От внешней, совпадающей с краем соответствующего тектонического элемента, к внутренней части зонального ряда увеличивается роль более кислотных и оксифильных элементов. Так, например, для районов салического типа от их краевых частей к центральным наиболее характерен следующий ряд увеличивающейся роли некоторых элементов в рудах: As, Au, Zn, Pb, Bi, Be, Sn, Ta, W, Nb, а для фемических: Au, Zn, Pb, Cu.

Не менее важное значение для определения однородности рудного района и его перспектив имеет изучение геохимических особенностей и региональной зональности магматических пород, что подробно рассмотрено в гл. III. При этом, для первоначального определения возможной рудности пород можно пользоваться оценками средних содержаний в них рудных элементов (Ляхович, 1972; Иванов и др. 1973; Бородин и др., 1974).

Выяснение вопроса однородности рудного района осложняется тем, что в разных их типах присутствуют различные месторождения одних и тех же элементов (см. табл. 69). Поэтому, на первый взгляд, различные типы рудных районов по таким металлам как золото, свинец, цинк и ряду других, кажутся сходными. Помогает правильная типизация известных рудных проявлений. Если нет достаточного количества надежных критериев типизации непосредственно по рудам месторождений, что нередко бывает при слабой разведанности месторождений, важное значение приобретает изучение окolorудных метасоматитов. Как было установлено одним из авторов этой книги, месторождения разных металлов каждой геолого-геохимической группы характеризуются сходным составом и зональностью гидротермально измененных окolorудных пород (см. гл. IV).

Надежным индикатором при типизации месторождений, как известно, является геохимическое распределение элементов-примесей в минералах, различное для месторождений разных геолого-геохимических групп. Для этой цели пользуются оценками средних содержаний элементов в пороодо- и рудообразующих минералах и индикаторными отношениями различных элементов (см. гл. V). По оценкам содержаний и величинам их отношений можно установить к какой геолого-геохимической группе и к какому типу следует отнести месторождение, содержащее минерал с определенным распределением элементов-примесей. Для этого в табл. 71 приведены генеральные оценки средних содержаний элементов-примесей в главных рудных минералах, а в табл. 72 такие же оценки для пороодообразующих минералов некоторых трудноразличимых месторождений литофильной группы. Сравнение частных оценок по конкретным месторождениям с этими генеральными оценками кларкового характера обычно позволяет установить групповую и типовую принадлежности месторождения. В спорных случаях следует пользоваться более полной системой оценок средних содержаний элементов — примесей в минералах — ферсмами элементов, учитывающими их региональные особенности распределения (Иванов и др., 1973).

При проведении прогнозных исследований необходимо учитывать, что в настоящее время по многим рудным провинциям накоплена обширная цифровая информация геохимических съемок, специальное обобщение и использование которой при прогнозировании дает возможность значительно детализировать прогнозные площади уже на ранней стадии исследований (см. гл. I, II, VI).

Многообещающие перспективы для прогнозно-металлогенических исследований открывают объемные трехмерные модели, как это, например, сделано Г. И. Менакером для Забайкалья и Л. Н. Овчинниковым и В. Д. Барановым для Рудного Алтая. Это возможно, так как в тектоническом плане рудные районы имеют глубинное заложение, а также потому, что состав и масштабы эндогенных месторождений многих районов в общем

Таблица 71

Средние содержания (в г/т) элементов-примесей в минералах различных геолого-геохимических групп и типов месторождений;
по В. В. Иванову и др., 1972, 1973 гг.

Группа и тип месторождения	Минерал	Ta	Nb	Ga	In	Sc	Cd	Se	Te	Bi	Ag	Ge	Re	Tl
Литофильная														
Граниты оловоносные	Касситерит	836	2672	50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Вольфрамит	300	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Граниты [редкометалльные	Касситерит	13261	15926	40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Вольфрамит	3300	6235	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пегматиты гранитные редкометалльные	Касситерит	16997	12702	50	3	160	—	—	—	—	—	—	—	—
Грейзены и кварцевые жилы	»	888	5730	75	4	390	—	—	—	—	—	—	—	—
	Вольфрамит	250	4000	5	6	350	—	—	—	—	—	—	—	—
	Молибденит	—	—	—	—	—	—	70	20	—	—	—	15	—
Литофильно-халькофильная														
Касситерит-силикатно-сульфидный	Касситерит	50	2000	30	18	10	—	—	—	—	—	—	—	—
	Сфалерит	—	—	6	1470	—	3450	—	—	—	—	—	—	—
	Халькопирит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Вольфрамит	Не обн.	Не обн.	8	8	4	—	—	—	—	—	—	—	—
Молибденит-вольфрамитовый (шеелитовый)	Молибденит	—	—	—	—	—	—	85	33	—	—	—	40	—
Молибденит-халькопиритовый	То же	—	—	—	—	—	—	170	47	—	—	—	660	—
	Халькопирит	—	—	—	—	—	—	153	44	76	—	—	1,6	—
Галенит-сфалеритовый в сильно метаморфизованных силикатных породах	Сфалерит	—	—	5	385	—	3600	—	—	—	138	4	—	—
	Галенит	—	—	—	—	—	—	32	26	787	735	—	—	10
	Сфалерит	—	—	26	51	—	4720	—	—	—	—	5	—	—
	Галенит	—	—	—	—	—	—	124	39	2320	1215	—	—	3

Таблица 71 (окончание)

Группа и тип месторождения	Минерал	Ta	Nb	Ga	In	Sc	Cd	Se	Te	Bi	Ag	Ge	Re	Tl
Халькофильная														
Галенит-сфалеритовый в измененных карбонатных породах	Галенит	—	—	—	—	—	—	3	1,8	—	2340	—	—	20
	Сфалерит	—	—	34	50	—	2000	—	—	—	224	35	—	—
Галенит-сфалеритовый [стратиформный	Галенит	—	—	—	—	—	—	28	6	—	318	—	—	8,5
	Сфалерит	—	—	90	9	—	2500	—	—	—	—	158	—	45
	Пирит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	23
Галенит-сфалерит-халькопиритовый в эффузивах	Галенит	—	—	—	—	—	—	550	85	17	676	—	—	14
	Сфалерит	—	—	18	6	—	2040	—	—	—	—	1,4	—	8
	Халькопирит	—	—	—	14	—	20	150	15	—	222	—	—	5
	Пирит	—	—	—	—	—	—	90	12	—	—	—	—	5
Киноварь-антимонит-кварц-карбонатный	Киноварь	—	—	—	—	—	—	57	—	—	—	—	—	6
Антимонит-сульфосоляно-кварцевый	Антимонит	—	—	—	—	—	—	1,5	—	—	—	—	—	3,5
	»	—	—	—	—	—	—	34	—	—	—	—	—	2,7
Сидерофильная														
Халькопирит-пентландит-пирротиновый	Халькопирит	—	—	—	5	—	—	60	—	11	—	—	<0,1	—
Титаномагнетитовый	Титаномагнетит	—	—	—	—	20	—	—	—	—	—	—	—	—
Халькопирит-сфалерит-пиритовый	Халькопирит	—	—	—	11	—	20	91	65	—	—	—	—	5
	Сфалерит	—	—	—	23	—	1600	—	—	—	—	—	—	8
	Пирит	—	—	—	—	—	—	70	29	—	—	—	0,1	5

Таблица 72

Средние содержания некоторых редких элементов в минералах гранитов и гранитных пегматитов в (г/т)

Порода, пегматит	Минерал	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta
Гранит, несопровождаемый оруденением	Мусковит	912	1480	95	18	115	19
	Калиевый полевой шпат	1,5	380	12	—	—	—
	Плагиоклаз	7	193	—	—	—	—
Гранит измененный с редкометальным оруденением	Мусковит	1937	4120	196	23	100	27
	Калиевый полевой шпат	20	1190	12	—	—	—
	Плагиоклаз	19	328	—	—	—	—
Пегматит керамический	Мусковит	160	537	108	5	81	29
	Калиевый полевой шпат	13	367	3	1,3	—	—
Пегматит редкометальный микроклиновый	Калиевый полевой шпат	7	2717	143	—	—	—
	Плагиоклаз	—	11	18	—	—	—
Пегматит редкометальный альбитовый	Мусковит	1515	4141	259	29	163	51
	Калиевый полевой шпат	217	9810	879	13	—	—
	Плагиоклаз	73	214	137	—	—	—
Грейзены	Мусковит	562	2077	45	13	65	2

связаны со средним химическим составом того или иного слоя земной коры соответствующей территории (см. гл. VII). Определяющими и при этом являются региональные геолого-геохимические закономерности рудоносности рудных районов.

Полный учет сделанных рекомендаций позволяет давать научно обоснованную и достаточно конкретную прогнозную оценку общих перспектив крупных территорий на весь комплекс полезных ископаемых, т. е. решать первую необходимую задачу прогнозирования — проводить расчленение территории на однородные рудные районы с определенными месторождениями.

Прогнозные исследования не завершаются этим этапом и, как отмечалось, должны решать остальные задачи: а) прогнозирование локальных участков возможной концентрации оруденения, б) прогнозирование мест наиболее вероятных поисков минерализации. Решение их также требует комплексного подхода.

Соответствующие примеры решения задачи локализации рудоносных площадей были подробно рассмотрены в предыдущих главах. Здесь отметим только следующее. Прежде всего необходима полная преемственность всех этапов прогнозирования. Это достигается, во-первых, использованием одной и той же графической основы, на которой для выявления мест локализации месторождений статистически решается задача размещения известных однородных рудных узлов относительно основных границ подразделений, выделенных на схеме (палеотектонических, магматических, геофизических и т. д.); во-вторых, систематика месторождений рудных узлов производится на те же геолого-геохимические группы (см. табл. 67). Часто выделяются промежуточные подгруппы по преобладанию каких-то интересующих компонентов или по какому-либо другому важному прогнозному признаку. Затем находят однородные металлогенические единицы (рудные узлы), более низкого ранга, чем рудные районы. Наконец, в качестве прогнозных критериев используются те же связи — прогнозные критерии. Систематический анализ связей известных однородных рудных узлов со всеми установленными признаками, позволяет выяснить силу связи рудных узлов с каждым из них (см. гл. II). Статистичес-

кими методами определяется оптимальная удаленность промышленных объектов от различных границ, имеющих наибольшее прогнозное значение для соответствующего полезного ископаемого и типа мичерализации. Учитывая комбинации наиболее значимых признаков для того или иного типа рудных узлов и месторождений, находят их возможные аналоги на всей исследуемой территории (см. гл. I).

Наиболее благоприятными для нахождения новых рудных узлов являются участки совмещенного влияния суммы прогнозных критериев на определенную минерализацию. Используя более крупномасштабные построения ($1 : 200\ 000 = 1 : 100\ 000$) теми же способами уточняются контуры намеченных рудных узлов и дополнительно устанавливаются их вещественно-морфологические особенности. Еще большую роль приобретают наблюдения, полученные в результате геохимических и геофизических работ соответствующего масштаба.

Особенно обширная геохимическая и геофизическая информация подлежит анализу с применением ЭВМ при решении конечной задачи прогнозирования — выявления наиболее благоприятных мест для нахождения определенного месторождения. Прогнозные построения этого последнего этапа в хорошо изученных районах производятся в масштабе $1 : 50\ 000$ и выше. Кроме перечисленных прогнозных признаков, широко привлекаются сведения о составе и строении конкретных магматических, метаморфических и осадочных образований, различных гипогенных изменений пород, а также о морфологии разрывных, складчатых структур, геоморфологии и многие другие. Как показано П. Ф. Иванкиным (1970) наибольшие перспективы и на этом этапе имеют построения выполненные в трехмерном пространстве. Подчеркнем, что при крупномасштабных и детальных прогнозно-оценочных исследованиях, наряду со значительным расширением комплекса используемых данных, характерно большее разнообразие методических решений задачи определения местонахождения оруденения, связанное с конкретными особенностями оцениваемых потенциально рудоносных участков и месторождений, а также применение более частных систематик различных эндогенных образований и учет их важнейших генетических особенностей. По этим качествам исследования заключительного этапа прогнозирования сходны с детальными поисковыми работами, при проведении которых прогнозные заключения проверяются и уточняются.

ВЫВОДЫ

Заканчивая рассматривать основные проблемы и перспективы дальнейшего применения комплексного прогнозирования рудоносных площадей, отметим, что в этой главе мы не задавались целью дать методику прогнозирования или законченную систему прогнозных признаков, а лишь кратко остановились на некоторых наиболее существенных общих особенностях подхода к проблеме прогнозирования, развиваемого в этой книге. С методологической точки зрения такой подход принято называть системным. Он предполагает использовать специально разработанные научные принципы и методы, соответствующие цели и масштабам исследования, в частности: обязательное раздельное рассмотрение многообразных геологических явлений и данных; учет первичности (опытные наблюдения) и вторичности (генетические и другие построения) данных; признание иерархического строения сложных систем и закономерной соподчиненности в однородных системах отдельных их элементов разного ранга; строгое соответствие принципов и масштаба исследований с их целями и задачами; полное совпадение употребляемых терминов с понятиями, которые они определяют и т. д. (Рундквист, 1971; Косыгин, 1974). Нами затронуты вопросы систематики месторождений и рудоносных площадей с выде-

лением однородных классификационных единиц высшей и более низких категорий, взаимосвязи закономерностей размещения эндогенных месторождений, с одной стороны и палеотектонических, геохимических, геофизических особенностей соответствующих территорий. Учет этих зависимостей обеспечивает возможность широко использовать данные различных ветвей геологии при прогнозировании рудоносных площадей на всех этапах работ от мелкомасштабного до детального прогнозирования. Открываются новые перспективы перед научным прогнозированием и возможность уточнения прогнозных заключений во всех районах независимо от степени их изученности.

Сказанным не исчерпывается перечень вопросов, связанных с методологическими и теоретическими основами прогнозирования рудоносных площадей. Сложность проблемы в ее чрезвычайной многоплановости и в том, что для целей прогнозирования первичные фактические данные заимствуются у различных геологических дисциплин и поэтому далеко не всегда однородны и сопоставимы. Нелегко также организовать тщательную практическую проверку прогнозных оценок и таким путем окончательно оценить научную обоснованность используемых принципов и надежность заключений. Только в результате широкого внедрения в практику, можно с успехом и быстро реализовать большие возможности комплексного прогнозирования рудоносности площадей в решении важнейшей проблемы расширения и улучшения минерально-сырьевой базы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В книге был представлен обширный фактический материал по различным вопросам геологии Забайкалья: статистические параметры распределения рудных проявлений различных металлов и типов их месторождений в тектонических структурах; данные по петрохимии изверженных пород; околорудным изменениям вмещающих пород; геохимическим особенностям рудных районов, месторождений и минералов. Большое место отведено геофизическим материалам по глубинному строению Забайкалья и его взаимосвязи с рудоносностью. Используются материалы личных наблюдений авторов и имеющиеся литературные данные. Все направлено на решение проблемы прогнозирования эндогенного оруденения. Исследуются закономерности пространственного размещения оруденения, вопросы типизации месторождений и их локализации в пределах рудоносных площадей. Раскрываются функциональные и статистические связи между историей дорудных вертикальных перемещений конкретных участков земной коры и их рудоносностью. Проведенные исследования подтвердили это главное положение и наметили дополнительные возможности методов прогнозирования рудоносности площадей.

Геолого-статистический анализ всех имеющихся материалов по пространственному размещению оруденения на принятой специально для прогнозных целей тектонической основе позволил установить количественные оценки связи различных категорий рудных проявлений с определенными структурами и их границами и выявить участки максимальной концентрации месторождений различных металлов. Кроме известных методов математической статистики были разработаны и применены для прогнозных целей ряд новых приемов. Метод определения пространственной сопряженности точечных геологических объектов с двумерными объектами (площадями). Многомерно-статистический метод выявления рудоносных участков на основе многомерных характеристик положения уже известных месторождений, реализованный на ЭВМ. Проведено статистическое разграничение (систематика) совокупности известных месторождений по многомерным характеристикам их пространственного положения. Применение всех этих методов дало возможность установить меру сопряженности месторождений различных металлов и типов с участками земной коры разной истории развития, выявить статистические связи месторождений с различными металлогеническими факторами и наметить пути прогнозирования эндогенного оруденения с помощью ЭВМ.

Петрохимические исследования показали, что участки с определенной комбинацией вертикальных тектонических движений в палеозойское и мезозойское время и определенного металлогенического облика имеют свой состав мезозойских изверженных пород. Закономерно меняется значение петрохимических коэффициентов, параметры распределения петрогенных и редких элементов. Изменяются количественные соотношения и состав элементов-примесей в породообразующих минералах. Эти особенности, доказанные статистически, проявляются при сопоставлении одноименных разновидностей пород в разных структурах, а также при сравнении отдельных массивов в целом. Выявленные петрохимические параметры

дают возможность использовать особенности магматизма в прогнозных целях.

Изучение гидротермально измененных вмещающих оруденение пород, проведенное для месторождений различного положения относительно выделенных тектонических структур, показало существенное различие в строении метасоматических колонок околорудных зон. Установлено, что для месторождений разных геолого-геохимических групп характерны свои специфические особенности проявления околорудного метасоматизма, свой тип изменения. Месторождения различных металлов в пределах одной такой группы, характеризуются сходным типом изменения вмещающих пород и различаются несущественно. Все это дает дополнительные возможности при определении формационной принадлежности месторождений, что важно при прогнозной оценке территорий. Кроме того, полученные данные могут быть использованы для целенаправленного проведения поисковых работ аэрогаммаспектрометрическим и другими методами.

Геохимическое изучение руд различных геолого-геохимических групп месторождений, занимающих определенное положение в участках земной коры тектонических перемещений разного знака, показало, что они существенно различаются перечнем, степенью концентрации, особенностями распределения и формами нахождения элементов-примесей. Установлены закономерности распределения элементов-примесей в региональном плане, выявлены парные комбинации элементов, величины отношений которых различны для месторождений разных металлов, типов и геолого-геохимических групп. Это дает дополнительные возможности уже на ранних стадиях изучения рудопроявлений определять возможный тип минерализации и давать прогнозную оценку территорий на весь комплекс, содержащихся в рудах элементов.

Геохимическое средне-крупномасштабное картирование рудных районов по первичным ореолам позволило выявить в их пределах зональность в распределении различных элементов, подчеркивающую границы тектонических блоков различного знака перемещения. Установлено также наличие крупных скрытых линейных рудолокализирующих структур, отсутствующих на геологических картах, важных для целей прогнозирования оруденения. Сделано это путем выделения в пределах районов элементарных однородных участков, с вычислением кларков концентраций элементов и проведения границ однородных зон с помощью ЭВМ. Для целей средне-масштабного прогнозирования применен известный по практике крупномасштабных геохимических поисков, метод мультипликативных ореолов. Для выяснения формационной принадлежности ореолов использован метод мажоритарных рядов.

Геолого-геофизический анализ земной коры и закономерностей распределения месторождений различных металлов и групп магматических пород позволил установить связь между глубинным строением соответствующих участков, их магматизмом и рудоносностью в объемном выражении. Обосновывается четырехслойная модель земной коры; доказывається, что строение земной коры и особенно ее верхней части находится в тесной связи с позднемезозойским структурным планом региона и определяет латеральное и вертикальное размещение продуктов юрского магматизма и рудообразования. Проведено математическое моделирование размещения рудных месторождений в связи с аномалиями физических полей. Найдены оптимальные значения глубин залегания главных геофизических границ раздела земной коры в местах максимальной концентрации месторождений различных металлов. С этих позиций предложены приемы прогнозирования рудоносных площадей.

Показаны взаимосвязи между прогнозными признаками разной категории и условия дальнейшего успешного применения предлагаемых методов прогнозирования.

Таков общий абрис выполненной работы.

В предпринятом исследовании используются два подхода к проблеме прогнозирования рудоносности: 1) геолого-геохимический, которому отвечает комплекс работ по составлению специализированной тектонической основы и геолого-статистическому моделированию закономерностей размещения минерализации; изучение петрохимии изверженных пород, изменений вмещающих пород, геохимии руд и рудоносных участков; 2) геолого-геофизический, в котором данные по геологии, рудоносности и магматизму анализируются с позиций физических полей и статистических моделей. Прогнозные оценки, полученные в процессе исследований по этим двум направлениям оказались весьма близкими. Это видно из сопоставления общих выводных схем по рудоносности и магматизму Забайкалья и конкретных прогнозных построений. Сходимость выделяемых площадей распространения различных металлов, типов месторождений и магматических пород, выявленная на основе геолого-геохимического и геолого-геофизического подхода достаточно высока. Это тем более интересно, учитывая что основные исходные данные этих двух подходов различны. Для первого устанавливалась связь магматизма и рудоносности с наблюдаемыми на поверхности геологическими структурами, для второго — с глубинными геофизическими моделями строения земной коры.

Необходимо еще раз подчеркнуть единство основных исходных принципов того и другого направления исследований. Это, во-первых, признание связи особенностей состава магматизма и рудоносности со структурами разного знака вертикальных перемещений. Участки земной коры единого знака перемещений характеризуются одновременно сходной металлоносностью, магматизмом и глубинным строением. Во-вторых, вещественный подход при обосновании основных тектонических подразделений. Рисовка структур разного знака при геолого-геохимических построениях осуществлена с помощью литолого-стратиграфических разрезов и палеосхем, учитывающих характер распространения осадков того или иного состава в различные периоды геологической истории. Выделение структур при геолого-геофизических построениях проводилось на основе конкретных физических констант, сопоставляемых с геологическими данными. В-третьих, вероятностный подход к различным построениям. Основными характеристиками, определяющими местоположение месторождений различных металлов и типов явились их расстояния от границ геологических или геофизических структур и мезозойских магматических проявлений. Эти границы условны, однако использование методов математической статистики позволяет получить достаточно надежные вероятностные оценки.

Выполненная работа включает результаты исследований различных масштабов, от региональных металлогенических масштаба 1 : 1000 000, до самых детальных минералого-геохимических. Первые преследовали цель переосмыслить имеющиеся материалы по общим прогнозно-металлогеническим закономерностям, вторые — подтвердить выводы региональных построений, выявить дополнительные прогнозные критерии и локализовать перспективные площади. Такой совокупный подход от общего к частному, представляется целесообразным при прогнозировании в любых случаях независимо от степени изученности регионов.

Опыт настоящих исследований показывает необходимость более широкого проведения работ по составлению палеотектонических и палеогеографических карт, желательно, возможно, более крупного масштаба. Важность палеотектонических построений для металлогенических целей неоднократно подчеркивалась многими ведущими исследователями. Для прогнозно-металлогенических исследований при тектонической характеристике того или иного участка земной коры необходимо, кроме знака вертикальных перемещений в различные эпохи, учитывать и характер этих движений, зафиксированный в составе и строении осадочных толщ. Это

позволит подойти более детально к прогнозированию различных полезных ископаемых.

При региональных геолого-геофизических работах желательно выяснить влияние на строение земной коры как молодых, так и древних тектонических движений. Необходимо учитывать влияние на строение земной коры и послерудных современных тектонических перемещений, осложняющих интерпретацию моделей земной коры в момент рудообразования. Возможно именно в этом кроется причина несоответствия геологических и геофизических построений в Восточном Забайкалье на территории Агинского поля. Эта территория характеризуется положительным значением регионального гравитационного поля, а не отрицательным, что свойственно в целом для других районов с подобной минерализацией.

При прогнозных построениях приходится иметь дело с большим объемом различной информации, что определяет необходимость широкого использования математических методов и ЭВМ. Это обязательное условие при подобных исследованиях. Вместе с тем, даже при хорошей изученности территорий некоторые прогнозные критерии могут быть не выявлены. Например, могут быть пропущены и не учтены при прогнозных построениях скрытые на небольшой глубине или замаскированные среди полей более древних изверженных пород рудоносные интрузии, или перекрытые современными отложениями мезозойские впадины, что может повлиять на рисовку прогнозных площадей, выполненную с помощью ЭВМ. Это необходимо иметь в виду при окончательной интерпретации материалов. Комплексирование различных методов исследования (геологических, геохимических, геофизических) является главным условием успеха, так как позволяет резко увеличить надежность прогнозов.

Наконец подчеркнем, что проблема прогнозирования эндогенных месторождений исключительно сложна и разнопланова. В этой книге сделана попытка осветить лишь некоторые стороны этой проблемы и наметить рациональные, на наш взгляд, пути и методы прогнозирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Основные структурные элементы Забайкалья и их роль в размещении редкометалльной минерализации. В сб. «Научные собрания ИМГРЭ». М., 1971, вып. 5.
- Аристов В. В. Вопросы теоретического обоснования поисков скрытых постмагматических месторождений. — Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1964, № 6.
- Аристов В. В. Вопросы теоретического обоснования поисков скрытых постмагматических месторождений. — Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1964, № 7.
- Архангельская В. В. Гидротермальное изменение пород Каменского месторождения (Забайкалье). — Труды ИГЕМ АН СССР. М., 1959, вып. 18.
- Архангельская В. В. Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района (Восточное Забайкалье). — Труды ИГЕМ АН СССР. М., 1963, вып. 83.
- Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. — Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 3.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Беус А. А. Принципы геохимической прогнозной оценки потенциальной рудоносности магматических комплексов. — В кн. «Вопросы прикладной геохимии». М., «Недра», 1965.
- Беус А. А., Беренгилова В. В., Грабовская Л. И. Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов (на примере тантала). М., «Недра», 1966.
- Беус А. А., Григорян С. В. и др. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., «Недра», 1965.
- Беус А. А., Ситнин А. А. Распределение петрогенных элементов в гранитоидах. В кн. «Проблемы геохимии». М., «Наука», 1965.
- Биндеман Н. Н. Околожилные изменения на золоторудных месторождениях Центрального Забайкалья и их поисковое значение. В кн. «Метасоматизм и рудообразование» (краткие тезисы к конференции 16—20 мая 1972 г.). Л., 1972.
- Богацкий В. В. Вертикальная амплитуда эндогенного оруденения и оценка региональных перспектив. Красноярск, 1970.
- Богацкий В. В., Суганов Б. И. Пространственно-статистический анализ сложности геологического строения и его применение в металлогенических целях. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 1.
- Большев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М., «Наука», 1965.
- Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М., «Недра», 1970.
- Боровко Н. Н. Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. М., «Наука», 1969.
- Васильев Б. М. Структура Нерчинско-Заводского рудного района на основе геофизических и геохимических данных. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1971.
- Вильсон Дж. Т. Земная кора. В сб. «Планета Земля». ИЛ., 1961.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Виноградов А. П. Полвека геохимии. — Геохимия, 1967, № 11.
- Власов К. А. Основные генетические типы редкометалльных месторождений и факторы их образования. — Изв. АН СССР, серия геол., 1967.
- Вольфсон Ф. И. Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. М., «Наука», 1969.
- Галецкий Л. С., Григорян С. В., Зубов М. А. и др. Опыт литогеохимических исследований при геологической съемке закрытых площадей. — В сб. «Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений». ИМГРЭ, 1971, вып. 4.
- Галецкий Л. С., Григорян С. В., Зубов М. А. и др. Использование метода мультипликативных ореолов при геологическом картировании. — В сб. «Математические методы в геологии». Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1971. Геохимия, минералогия и генетические

- типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1964—1966, т. 1—3.
- Гинзбург А. И. Особенности концентрации редких элементов в эндогенных процессах. В кн. «Геохимия земной коры». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Горлов Н. В. Геологическое строение Александрово-Заводского рудного района (Восточное Забайкалье) и закономерности пространственного распределения свинцово-цинковых месторождений на его территории. Автореф. канд. дисс. Л., 1955.
- Горлов Н. В. Геологическое строение Базаново-Акатуевского рудного района. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 83.
- Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Григорян С. В., Туманян В. З. К методике обнаружения и интерпретации геохимических аномалий. В сб. «Научные основы геохимических методов поисков глубоко залегающих рудных месторождений». Иркутск, 1971.
- Долганев В. П., Редькин С. Ф. Некоторые данные по литологии рудовмещающих горизонтов карбонатных пород Акатуевского рудного поля (Восточное Забайкалье). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, № 3.
- Дудин М. Р., Морозова Н. Н., Грибанов Б. В. Широкинское рудное поле. В кн. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». Изд-во АН СССР, 1963.
- Елеева И. В., Русинова О. В. Гидротермально измененные породы верхних горизонтов Балейского месторождения и их поисковое значение. В сб. «Геология и полезн. ископ. Забайкалья». Чита, 1967.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Два типа латеральной магматической и металлогенической зональности, связанной с зонами Бениофа. Институт геох. СО АН СССР, «Наука», Новосибирск, 1973, Ежегодник, 109—114.
- Зорин Ю. А. К вопросу о геологической интерпретации геофизических данных по некоторым гранитным плутонам Восточного Забайкалья. — Зап. Забайкальского фил-ла географ. об-ва СССР. Чита, 1963, вып. 21.
- Зорин Ю. А. О распределении поздне-мезозойских интрузивов и оловяново-вольфрамового оруденения в связи с глубинным строением земной коры южной части Забайкалья. — Геол. и геофизика, 1967, № 5.
- Иванкин П. Ф. Некоторые аспекты изучения магматогенного рудного поля. Труды Сиб. научн.-иссл. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья, вып. 86, 1970, 64—70.
- Иванов В. В. О парагенезисах гидротермальных месторождений и их геохимических особенностях и возможных источниках оруденения. Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 10, 1963.
- Иванов В. В. Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. М., «Недра», 1966.
- Иванов В. В. О геохимической группировке эпигенетических месторождений. Докл. АН СССР, сер. геол., т. 176, вып. 3, 1968.
- Иванов В. В. Некоторые вопросы регионально-геохимических исследований и перспективной оценки рудных районов и месторождений. — Геохимия, 1969, № 8.
- Иванов В. В., Мейтув Г. М. О принципах региональных металлогенических исследований. В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». «Илим», Фрунзе, 1970.
- Иванов В. В., Мейтув Г. М. Тектоника и эндогенное рудообразование. — Геотектоника, 1970, № 6.
- Иванов В. В., Мейтув Г. М. Геолого-геохимические исследования рудных провинций. М., «Недра», 1972.
- Иванов В. В., Мейтув Г. М. Геохимические особенности главных типов эндогенных рудных районов. «Международный геохим. Конгресс». — Докл., т. 2, СССР, Москва, 1973.
- Иванов В. В., Белевитин В. В., Борисенко Л. Ф. и др. Средние содержания элементов-примесей в минералах. «Недра», 1973.
- Иванова Т. А., Мейтув Г. М., Иванов В. В. Особенности рудных метасоматитов в связи с их региональной тектонической позицией. В кн. «Метасоматизм и рудообразование» (краткие тезисы к конф. 16—20 мая 1972 г.), 1972.
- Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., «Недра», 1965.
- Ициксон М. И., Ициксон Г. В., Матвеев В. Т. Металлогенные ассоциации в вулканических поясах Тихоокеанского кольца. В кн. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1966.
- Казичин Ю. В. Околорудные измененные породы Восточного Забайкалья и общие вопросы теории и практики изучения метасоматитов. Автореф. докт. дисс. Л., 1966.
- Казичин Ю. В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. М., «Недра», 1972.
- Казичин Ю. В. Околорудные метасоматиты Забайкалья. М., «Недра», 1972.
- Канищев А. Д., Менакер Г. И. Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1971, № 1.
- Канищев А. Д., Менакер Г. И. Опыт количественной оценки информативности схем металлогенического районирования Центрального и Восточного Забайкалья. В кн. «Рудоносность мезозойских геологических формаций За-

- байкальях». Изд-во Забайкальск. фил-ла геогр. об-ва СССР, Чита, 1972.
- К а н и щ е в А. Д., М е н а к е р Г. И. Средние содержания 15 рудообразующих химических элементов в земной коре Центрального и Восточного Забайкалья. — Зап. Забайкальск. фил-ла геогр. об-ва СССР, Чита, 1972, вып. 67.
- К а р п о в а Е. Д. Металлогения областей тектоно-магматической активизации. В кн. «Проблема региональной металлогении». — Труды ВСЕГЕИ, 1973, т. 191.
- К в я т к о в с к и й Е. М. Глубинность литохимических поисков по элювио-делювиальным ореолам рассеяния. — Зап. ЛГУ, 1969, т. 56, вып. 2.
- К н я з е в Г. И. Приаргунский полиметаллический пояс. — Труды ЧГУ, 1957, вып. 1.
- К н я з е в Г. И. Замкнутые рудные пояса. — Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 6.
- К н я з е в Г. И. Возраст гипогенного оруденения Восточного Забайкалья. — В кн. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». М., «Наука», 1966.
- К р а в ч е н к о Э. С. О некоторых особенностях околорудного изменения на Акатуевском рудном поле. В кн. «Геохимия рудных месторождений». М., «Наука», 1964.
- К р а в ч е н к о Э. С. Гидротермальные изменения в связи с полиметаллическими рудами в карбонатной среде. — Материалы к II конф. по околорудн. метасоматизму. Л., 1966.
- К р а м б е й н У., Г р е й б и л л Ф. Статистические модели в геологии. М., «Мир», 1966.
- К р ы л о в С. В., М и ш е н ь к и н Б. П., К р у п с к а я Г. В. и др. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону. — Геология и геофизика, 1970, № 1.
- К о з е р е н к о В. Н. Геологическое строение Юго-Восточной части Восточного Забайкалья. — Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1956.
- К о з е р е н к о В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1960, т. 3.
- К о з е р е н к о В. Н., С т а р ч е н к о В. В. Металлогения Центрального и Восточного Забайкалья. В сб. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, 1963.
- К о м а р о в Ю. В. Магматизм активизированных областей. В кн. «Металлогения активизированных областей». Изд-во АН СССР, Иркутск, 1973.
- К о м а р о в Ю. В., Х р е н о в П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. Тезисы докл. совещ. по пробл. тектоники. М., «Недра», 1962.
- К о м а р о в Ю. В., Х р е н о в П. М. О типе развития континентальных мезозойских структур Восточной Азии. — Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4.
- К о н с т а н т и н о в Р. М. Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях (на примере Восточного Забайкалья). В кн. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., «Наука», 1966.
- К о н с т а н т и н о в Р. М. Статистическое обоснование связей металлогенических факторов. — Сов. геология, 1969, № 2.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969.
- К о р м и л и ц ы н В. С., Т и х о м и р о в Н. И., Ш т а л ь Н. В., Ш и л и н Д. М., Щ е г л о в А. Д. Основные особенности металлогении Забайкалья. В сб. «Материалы к 4-ой Всесоюз. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, 1960.
- К о р м и л и ц ы н В. С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья. — Сов. геология, 1959, № 11.
- К о р м и л и ц ы н В. С., И в а н о в а А. А. Широкинское рудное поле и металлогения Восточного Забайкалья. М., «Недра», 1968.
- К о р м и л и ц ы н В. С., Т и х о м и р о в Н. И., Ш т а л ь Н. В. и др. Основные особенности металлогении Забайкалья. В кн. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, 1963.
- К о с ы г и н Ю. А. Основы тектоники М., «Недра», 1974.
- К о ч и н Г. Г. Свинцово-цинковые месторождения Акатуевского рудного поля Восточного Забайкалья (геология, минералогия, генезис). Автореф. канд. дисс. Л., 1955.
- К о ч и н Г. Г. Гидротермально измененные породы свинцово-цинковых месторождений Акатуевского рудного поля (Восточное Забайкалье) и их поисковое значение. Труды ВСЕГЕИ, Л., 1961 т. 60.
- К у д р я в ц е в а Н. Г. О зональности метасоматитов на полиметаллических месторождениях Кадаинского рудного поля. В кн. «Метасоматизм и рудообразование» (краткие тезисы к конф. 16—20 мая 1972 г.). Л., 1972.
- К у д р я в ц е в а Н. Г., Ф и л а т о в Е. И. Гидротермально измененные породы полиметаллического месторождения «Аномалия № 1» (Восточное Забайкалье). — Труды ЦНИГРИ, 1971, вып. 96, ч. II.
- К у з н е ц о в К. Ф., М е й т у в Г. М.

- Геохимия редких элементов в свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья. М., «Наука», 1967.
- Л е с н я к Р. В. К вопросу о связи юрских интрузивных и вулканогенных образований Восточного Забайкалья. В сб. «Тезисы докл. II научн. конф. геол. секции им. В. А. Обручева». Чита, 1965.
- Л е с н я к Р. В. Закономерности юрского интрузивного магматизма на территории Шилка-Аргунского междуречья. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1966.
- Л и т в и н о в В. Л. Основные черты геологии и петрологии юрских интрузивных районов среднего течения р. Газимур (Восточное Забайкалье). Автореф. канд. дисс., Львов, 1966.
- Л и ш н е в с к и й Э. Н. Особенности размещения рудной минерализации в Забайкалье по геофизическим данным. — Сов. геология, 1972, № 6.
- Л у т ц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии земли. М., «Наука», 1975.
- Л я х о в и ч В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., «Недра», 1972.
- М а г а к ъ я н И. Г. Опыт классификации рудных формаций СССР. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5.
- М а к с и м о в С. С., Ю р г е н с о н Г. А. Пронилиты и вторичные кварциты Байлейского рудного поля (Восточное Забайкалье). В сб. «Критерии рудоносности метасоматитов». Алма-Ата, 1969.
- М а р а к у ш е в А. А. Термодинамические аспекты концентраций и рассеяния металлов в эндогенных процессах. — В сб. Научные основы геохим. методов поисков и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972.
- М е й т у в Г. М., И в а н о в В. В., И в а н о в а Т. А. Гипотеза зональности и направления металлогенических исследований Восточного Забайкалья. Изд-во Забайкальск. фил-ла геогр. об-ва СССР, Чита, 1967, вып. 3.
- М е й т у в Г. М., И в а н о в В. В., Б а л и ц к а я Л. В., Х и т а р о в Д. Н. Температурный режим и условия формирования некоторых типов эндогенных месторождений Восточного Забайкалья по экспериментальным данным. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья». Изд-во Забайкальск. фил-ла геогр. об-ва СССР, Чита, 1968, вып. 4.
- М е й т у в Г. М., И в а н о в В. В. Региональные геолого-геохимические закономерности распределения месторождений некоторых металлов в Восточном Забайкалье. В кн. «Геохимия и геология некоторых рудных месторождений». М., «Наука», 1970.
- М е й т у в Г. М., И в а н о в В. В., А л е н т ъ е в Ю. А. О зональном размещении рудных месторождений в Восточном Забайкалье. — Труды 6-го Всесоюз. металлоген. совещания. Владивосток, 1971.
- М е й т у в Г. М., И в а н о в В. В., И в а н о в а Т. А., Р о м а н о в а Р. А., С п о м и о р Ю. Н. Новый подход к металлогеническому анализу территории Восточного Забайкалья. В сб. «Металлогенические и геологические исследования». — Труды ИМГРЭ, М., 1971, № 2.
- М е й т у в Г. М., И в а н о в В. В., М о т у з а Г. Б. Опыт геолого-геохимического прогнозирования рудных районов с применением статистического анализа. — Труды Совещ. по основам научн. прогноза местор. рудных и нерудных полезных ископаемых». Л., 1971.
- М е н а к е р Г. И. Строение земной коры и проблемы тектоники, магматизма и металлогении Восточного Забайкалья. В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья». Изд-во Забайкальск. фил-ла геогр. об-ва СССР, Чита, 1968, вып. 3 (5).
- М е н а к е р Г. И. Региональная металлогеническая зональность юга Забайкалья как отражение вертикальной зональности в «гранитном» слое. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья». Изд-во Забайкальск. фил-ла геогр. об-ва СССР, Чита, 1968, вып. 4.
- М е н а к е р Г. И. Определяющее влияние глубины залегания и рельефа кровли осадочно-метаморфических пород на региональную металлогеническую зональность юга Забайкалья. Изд-во Забайкальск. фил-ла геогр. об-ва СССР, Чита, 1969, вып. 6, ч. 1.
- М е н а к е р Г. И. Координаты рудных месторождений в физических полях как основа для модели регионального металлогенического районирования юга Забайкалья. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 4.
- М е н а к е р Г. И. Размещение рудных месторождений в связи с глубинным строением земной коры юга Забайкалья. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья». Изд-во Забайкальск. фил-ла геогр. об-ва СССР, Чита, 1970, вып. 5.
- М е н а к е р Г. И. О гетерогенности юрских гранитоидов Восточного Забайкалья. — Изв. Забайкальск. фил-ла геогр. об-ва СССР, Чита, 1971, т. 7, вып. 4.
- М е н а к е р Г. И. Два типа юрских интрузивов в Восточном Забайкалье (по геолого-геофизическим данным). — Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 2.
- М е н а к е р Г. И. Формализация и алгоритмизация процедуры металлогенического районирования в Забайкалье. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья». Изд-во Забайкальск. фил-ла геогр. об-ва СССР, Чита, 1972, вып. 8.
- Методические указания по применению

- радиоактивных руд. Госгеолтехиздат, 1963, вып. 1.
- Моисеенко Ф. С. Стрoение земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Моисеенко Ф. С. Стрoение и развитие земной коры Южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, «Наука», 1969.
- Морозова Т. А., Бельчанская Л. Н. Некоторые особенности первичных ореолов месторождений касситерит-сульфидной формации. В сб. «Научные основы геохимических методов поисков глубоко залегающих рудных месторождений». Иркутск, 1971.
- Мотуза-Матузевичус Г. Б. К методике изучения закономерностей размещения геологических объектов на площади. В сб. «Методы и результаты математико-статистических исследований в геологоразведочном деле». М., «Недра», 1972.
- Мотуза-Матузевичус Г. Б. Изучение закономерностей пространственного размещения рудных месторождений в Восточном Забайкалье с помощью статистических методов. Автореф. канд. дисс. М., 1973.
- Мушников А. Ф. О тектонике Восточного Забайкалья. В сб. «Геология и полезные ископаемые Забайкалья». — Труды ун-та им. П. Лумумбы, 1968, т. 39, вып. 2.
- Напартов Э. А. Зональность первичных ореолов Дарасунского золоторудного района и ее применение для прогнозных оценок. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1970.
- Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1971.
- Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972.
- Овчинников Л. Н. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. В кн. «Химия земной коры». М., «Наука», 1964, т. 2.
- Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. В сб. «Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений». Иркутск, 1970.
- Огородников В. Д. Элементы мезозойской структуры и закономерности пространственного размещения месторождений полезных ископаемых (по геофизическим данным). Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970.
- Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (материалы к совещанию 14—17 декабря 1971 г.). ВСЕГЕИ, Л., 1971.
- Опыт применения радиоактивных методов при поисках и разведке нерадиоактивных руд. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Основы научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. СЭВ, М., 1971, вып. 1—7.
- Остафийчук И. М., Толстой М. И. Статистические закономерности распределения химических элементов в гранитоидах (на примере Северного Казахстана). М., «Недра», 1972.
- Павлов А. Л. Влияние режима кислотно-щелочности растворов на миграцию элементов и образование минеральных соединений в природных условиях. Сб. «Физика и физико-химия рудообразующих процессов». Новосибирск, «Наука», 1971.
- Падалка Г. Л. Основные черты металлогении Юго-Восточного Забайкалья. — Геол. рудн. месторождений, 1964, № 6.
- Пампура В. Д. Геохимические особенности процессов околорудных изменений и их термодинамический анализ на примере Шахтаминского молибденового месторождения. — Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1965.
- Пампура В. Д., Гормашева Г. С. Зональность при околотрещинном метасоматизме близ кварц-молибденовых жил Шахтаминского месторождения. В кн. «Геохимия рудных месторождений». М., «Наука», 1964.
- Пампура В. Д., Петровская С. Г. Геохимические критерии различия околорудных метасоматитов, сопровождающих жильное молибденовое оруденение в гранитоидах. В сб. «Критерии рудоносности метасоматитов». Алма-Ата, 1969.
- Пампура В. Д., Труфанова Л. Г. Распределение лития и цезия в аргиллизированных породах Балейского рудного поля. — «Геохимия», 1968, № 8.
- Пампура В. Д., Труфанов Л. Г., Мордвинова В. И. Метасоматическая зональность и распределение редких элементов в зонах аргиллизации Балейского рудного поля. Ежегодник — 1969. Иркутск, 1970.
- Пампура В. Д., Юргенсон А. Г., Максимов С. С. и др. Геохимические критерии различия дорудной и спирудной аргиллизации рудовмещающих пород Балейского грабена. Ежегодник — 1969. Иркутск, 1970.
- Петровская С. Г. Эндеогенные ореолы Шахтаминского рудного поля (Восточное Забайкалье). Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1971.
- Петровская С. Г., Костюкова Е. С., Глазунова А. Д. О формах нахождения элементов в различных типах эндеогенных ореолов (на примере Шахтаминского рудного поля). Ежегодник по работам 1970 г. {Иркутск, 1971.

- Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчик С. Г., Андреева М. Г. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля.— Труды ЦНИГРИ, 1961, вып. 45, ч. 11.
- Плигина Д. Б. Геологическое строение Акатувского рудного поля.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 83.
- Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., «Недра», 1972.
- Поликарпочкин В. В., Таусон Л. В. и др. Зональность гидротермальных месторождений как основа поисков глубокозалегающих рудных тел. В сб. «Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений». Иркутск, 1970.
- Полякова О. П. О возрастных соотношениях лампрофиров и рудной минерализации на Кадаинском месторождении в Восточном Забайкалье.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 1.
- Полякова О. П. Свинцово-цинковые месторождения Кадаинского рудного поля.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 83.
- Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений (тезисы докладов и сообщений к совещанию). М., ИГЕМ АН СССР, 1972.
- Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях (тезисы к семинару «Пути повышения эффективности прогноза минерального сырья при геолого-съемочных работах»). Л., ВСЕГЕИ, 1973.
- Пятьдесят лет Советской геологии. Сб. под ред. А. В. Сидоренко и др. М., «Недра», 1968.
- Рабинович А. В. Геохимические исследования магматических и осадочных пород. М., «Недра», 1970.
- Рао С. Р. Линейные статистические методы и их применение. М., «Наука», 1968.
- Редкометалльные щелочные метасоматиты Восточной Сибири. Под ред. А. И. Сизикова. Изд-во Забайкальского фил-ла геогр. об-ва СССР. Чита, 1971.
- Родионов Д. А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., «Недра», 1968.
- Родионов Д. А., Иванов В. В. Статистические оценки средних содержаний элементов по совокупности наблюдений разной представительности.— Геохимия, 1967, № 1.
- Рундквист Д. В. О принципах выделения и прогнозирования рудных формаций.— В сб.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. ВСЕГЕИ, 1971, 27—35.
- Рупасова З. В. Изменение боковых пород Дарасунского золоторудного месторождения Труды греста «Золоторазведка» и НИГРИЗолото», 1938, вып. 9.
- Рутштейн И. Г. Юрские гранитоиды Кукульбейского хребта. В сб. «Материалы по расчленению гранитоидов Забайкалья». Улан-Удэ, 1960.
- Рутштейн И. Г. О принципах регионального металлогенического анализа территории Восточного Забайкалья.— Бюлл. научн.-техн. информ. ЧГУ, 1961, № 6.
- Савадский О. А. Поиски полиметаллических месторождений в Приаргунье на основе геохимических и геофизических методов. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1957.
- Санин Б. П., Кравченко Э. С. Поисковое значение гидротермально измененных пород в условиях Акатувского рудного поля. В кн. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья». Изд-во Забайкальск. отд. геогр. об-ва СССР. Чита, 1966, вып. 1(3).
- Сидоренко А. В. Геология — наука будущего. Развитие минерально-сырьевой базы и задачи геологической науки. М., «Знание», 1964.
- Синицын В. М. Сналь. Историко-генетические аспекты. М., «Недра», 1972.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1962, т. 5.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969.
- Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья.— Пробл. Сов. геологии, 1936, № 10.
- Смирнов С. С. К оценке оловорудных районов.— Сов. геология, 1944, № 3.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.
- Старченко В. А. Геология среднеюрских вулканоплутонических формаций Юго-Восточной части Центрального Забайкалья и основные черты их металлогении. Автореф. канд. дисс. Львов, 1968.
- Тананьева Г. А. Минералого-геохимические и возрастные соотношения гидротермально измененных пород и рудных жил на примере золоторудных и молибденовых месторождений Восточного Забайкалья. Автореф. работ ИГЕМ АН СССР за 1967—1968 гг.
- Таусон Л. В., Анфилов В. Н., Коваленко В. И. и др. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. В сб. «Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов», СГПИМ. Иркутск, 1970, II сессия.
- Таусон Л. В., Козлов В. Д. и др. Геолого-геохимические особенности интрузий рудоносного Кукульбейско-Харалгинского комплекса Центрального

- Забайкалья. В сб. «Ежегодник ин-та геохимии СО АН СССР». Иркутск, 1969.
- Гаусон Л. В., Санин Б. П. Генетические типы свинцово-цинкового оруденения Приаргунья. «Ежегодник — 1969». Иркутск, 1970.
- Тимофеевский Д. А. Свинцово-цинковая минерализация на золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 83.
- Тимофеевский Д. А. Об околорудном метаморфизме в киммерийских золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья. В сб. «Критерии рудоносности метасоматитов» (материалы к симпозиуму). Алма-Ата, 1969.
- Тимофеевский Д. А. Метасоматические околорудные изменения пород на месторождениях золото-кварц-сульфидной формации Восточного Забайкалья. В кн. «Метасоматизм и рудообразование (краткие тезисы к конф. 16—20 мая 1972 г.)» Л., 1972.
- Толстой М. И. Некоторые вопросы оценки металллоносности эндогенных геохимических ореолов. Киев. Киевск. гос. ун-та, 1964.
- Толстой М. И., Остафийчук И. М. Некоторые закономерности статистического распределения геохимических элементов в горных породах и их использование для геохимических целей. — Геохимия, 1963.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П. О генетических рядах рудных формаций Забайкалья. — Геол. рудн. местор., 1964, № 2.
- Томсон И. Н., Кочнева Н. Т. Верхнемезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья и их металлогеническое значение. — Сов. геология, 1969, № 12.
- Томсон И. Н., Лобанова Г. М. Структурные условия возникновения специализированных рудных районов Восточного Забайкалья. В кн. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., «Недра», 1964.
- Торосян Р. А. О зональности гидротермально измененных пород Покровско-Кадаинско-Михайловского рудного района (Восточное Забайкалье). В кн. «Метасоматизм и рудообразование» (краткие тезисы к конф. 16—20 мая 1972 г.). Л., 1972.
- Тупяков В. Е. Краткая характеристика геологического строения и оценка голготайского золота. В кн. «Вопросы геологии и методики разведки золота». Чита, 1967, вып. 1.
- Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. — Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.
- Флоренсов Н. А. Геоморфология. В кн. «Геология СССР». Госгеолтехиздат, 1961, т. 26.
- Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. — Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 84.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. — Труды ВНИИ Геофизика. Гостоптехиздат, 1958, вып. 4.
- Хальд Д. Математическая статистика с техническими приложениями. ИЛ, 1956.
- Хетчиков Л. Н., Гарбузов П. С., Гуськова А. Н. О pH суспензий сфалерита и галенита скарново-полиметаллических и оловянно-сульфидных месторождений Приморья. 1963. Владивосток, вып. 21.
- Хитаров Н. И., Москалюк А. А. Экспериментальные данные к вопросам генезиса свинцового оруденения. — Сов. геология, 1955, № 43.
- Хомич В. Г., Чеглоков С. В., Русинова О. В. Зональность и некоторые отличительные признаки метасоматитов Балейского рудного поля. В сб. «Критерии рудоносности метасоматитов» (материалы к симпозиуму). Алма-Ата, 1969.
- Худсон Д. Статистика для физиков. М., «Мир», 1967.
- Хайн В. Е., Шейнман Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. — Сов. геол., 1960, № 11.
- Шарапов И. П. Применение математической статистики в геологии. М., «Недра», 1965.
- Шахов Ф. Н. Магмы и руды. — Геол. и геофизика, 1966, № 10.
- Шар С. Д. К вопросу о классификации золоторудных месторождений по метасоматическим изменениям вмещающих пород. — Труды ЦНИГРИ, 1971, вып. 96, ч. II.
- Шер С. Д., Юдин И. М. Полиметаморфические преобразования рудовмещающих осадочных пород на золоторудном месторождении Мурунтау (Центральные Кызылкумы). — Труды ЦНИГРИ, 1971, вып. 96, ч. II.
- Шураев А. В., Адельсон И. М. Геологическое строение Голготайского золоторудного месторождения и направление поисково-разведочных работ. В сб. «Вопросы геологии и методики разведки золота». Чита, 1967, вып. 1.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968.
- Щербань И. П. Березитизация — типичный процесс околорудных изменений на свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья». Изд-во Забайкальск. фил-ла. геогр. об-ва СССР. Чита, 1968, вып. IV.
- Cadigan R. A. A method for determining the randomness of regionally distributed quantitative geologic data. — «Journal of Sedimentary Petrology». 1962, vol. 32, No. 4.

Derec G., Sarcia J. A., Trolly G. Considerations theoriques sur le traitement de l'information an metallogenic.— «Chronique des mines et de la recherche miniere, 1964. 32-e., Ann., No 334.

Fišas M. Tikimybiy teorija vi matematike statistika. «Mintis, Vilnius, 1968.

Peach P. A., Renault J. R. Statistical analysis of some characteris-

tics of British Columbia molibdenite occurrences.— «Economic geology». 1956, vol. 60, N 7.

Slichter L. B. and others. Statistics as a guide to prospecting. «Computer short course and symposium». 1962, vol. 1. Univ. of Arizona.

Wilks S. S. Multivariate statistical outliers.— «Sankhya: The Indian journal of statistics». 1963, ser. A, N 25.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Принципы геолого-геохимического прогнозирования рудных районов	5
(Г. М. Мейтув)	
Тектоническая основа, принятая для прогнозно-металлогенетических построений	7
Региональные закономерности размещения металлов, типов их месторождений и изверженных пород	13
Особенности размещения рудной минерализации в пределах отдельных рудных районов	20
Некоторые данные по условиям образования оруденения и выводы по глубинному строению Забайкалья	21
Критерий локализации оруденения и пути повышения эффективности прогнозных металлогенетических оценок	24
Выводы	29
Глава II. Статистические методы и применение ЭВМ при прогнозно-металлогенетических исследованиях	34
(Г. Б. Мотуза)	
Характеристика исходных данных	34
Изучение закономерностей пространственного размещения точек минерализации между областями с определенной историей вертикальных движений	36
Изучение распределения минерализации относительно границ областей с различной историей вертикальных движений	43
Исследование условий локализации месторождений	58
Статистический метод выбора перспективных участков для обнаружения месторождений с помощью ЭВМ	64
Статистическое разграничение совокупности месторождений на однородные группы по многомерным характеристикам их пространственного положения	72
Выводы	74
Глава III. Петрохимические особенности мезозойских изверженных пород при характеристике рудоносности районов	76
(Ю. Н. Сломпюр, Р. А. Романова, Н. П. Смирнова)	
Интрузивные породы	80
Эффузивные породы	103
Выводы	114
Глава IV. Использование особенностей минерального состава гидротермально измененных околорудных пород при типизации месторождений	116
(Т. А. Иванова)	
Околорудные метасоматиты месторождений кварц-редкометалльной группы (I)	116
Околорудные метасоматиты месторождений редкометалльно-сульфидной группы (II)	118
Околорудные метасоматиты месторождений переходной группы (II—III)	133
Околорудные метасоматиты месторождений сульфидно-сульфосольной группы (III)	136
Околорудные метасоматиты месторождений сульфосольной группы (IV)	149
Обсуждение полученных результатов	150
Выводы	153

Глава V. Применение геохимических параметров распределения элементов-примесей в рудах для перспективной оценки месторождений	154
Р. В. Панфилов	
Особенности поведения серебра, висмута, сурьмы, индия и таллия в различных группах месторождений	155
Региональные закономерности поведения элементов и их индикаторное значение	166
Индикаторные свойства элементов и использование их для решения некоторых вопросов генезиса и оценки эндогенных месторождений	176
Выводы	178
Глава VI. Исследование первичных геохимических ореолов при прогнозировании рудоносных площадей	181
(Ю. А. Алентьев, М. А. Зубов)	
Дополнительные сведения о геологическом строении отдельных рудных районов по данным геохимической информации	182
Определение локальных участков, наиболее перспективных в отношении оруденения	190
Выводы	194
Глава VII. Разработка методов объемного прогнозирования и оценки рудоносности территорий на основе геолого-геофизических моделей	195
(Г. И. Менакер)	
Объемная модель земной коры Центрального и Восточного Забайкалья	197
Физико-геологическая объемная модель земной коры	201
Петрогеохимическая объемная модель земной коры	203
Строение земной коры на всю ее мощность	207
Связь строения земной коры с позднемезозойскими тектоническими структурами, юрским магматизмом и рудной минерализацией	209
Основные черты позднемезозойской рудно-тектонно-магматической эволюции	228
Прогнозная оценка региона	234
Выводы	242
Глава VIII. Основные проблемы комплексного прогнозирования рудоносных площадей	246
(В. В. Иванов)	
Общие вопросы повышения эффективности прогнозирования	246
Однородные геолого-геохимические группы месторождений	249
Типы рудоносных площадей	253
Выводы	260
Заключение	262
Литература	266

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Утверждено к печати
Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии
редких элементов

Редактор издательства Т. Б. Гришина
Художник А. Н. Панченко
Художественный редактор С. А. Литвак
Технический редактор Л. И. Куприянова
Корректоры Н. М. Вселобская, В. Г. Петрова

Сдано в набор 11/XI 1975 г. Подписано к печати 15/IV 1976 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Усл. печ. л. 24,5. Уч.-изд. л. 24,9
Тираж 1000 экз. Т-03482. Тип. зак. 3086
Цена 2 р. 49 коп.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва К-62, Подосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука».
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2 р. 49 к.

1674