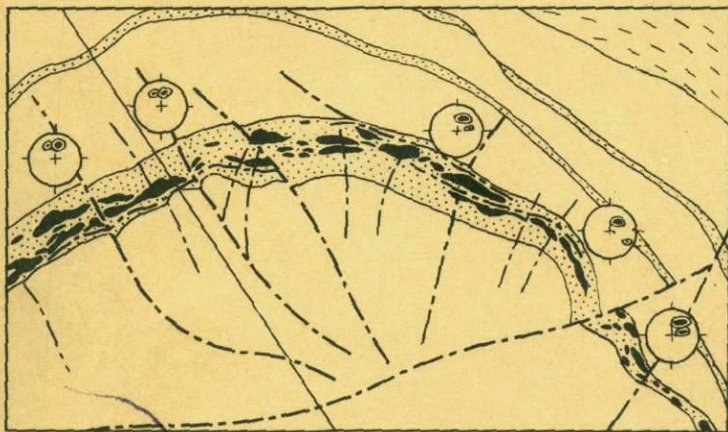


Академия наук
СССР



ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



Издательство · Наука ·

Академия наук СССР

Институт геологии
рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

Научный совет по рудообразованию



ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Издательство
"Наука"
Москва
1978



4254

Геологические структуры определяют условия локализации, морфологию, строение рудных тел, являются важными элементами для познания их генезиса и практической оценки. В книге по новым оригинальным данным охарактеризованы структуры магматических, постмагматических и метаморфических эндогенных рудных месторождений. При этом использованы новейшие методы анализа взаимосвязей структурных условий и физико-химических параметров рудообразования.

Редакционная коллегия:

Академик В.И. СМИРНОВ (главный редактор), В.И. КАЗАНСКИЙ,
Н.П. ЛАВЕРОВ, Л.И. ЛУКИН, Е.П. МАЛИНОВСКИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии и Научным советом по рудообразованию.

Редактор *Г.Г. Кравченко*. Редактор издательства *Т.А. Николаева*
Художественный редактор *И.К. Капралова*. Технический редактор *Л.А. Куликова*
ИБ № 7099

Подписано к печати 19.04.78. Т – 00290. Усл.печ.л. 15,0. Уч.-изд.л. 16,3
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1. Тираж 1500 экз. Тип. зак. 40
Цена 2р.50к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

20805-180

Г 055(02)-78 216-78

© Издательство "Наука", 1978 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследование геологических структур представляет важнейший элемент изучения природы эндогенных рудных полей и месторождений, одинаково важный как для понимания их генезиса, так и для оценки их промышленного значения.

В результате анализа структур многочисленных рудных полей, месторождений и тел, выполненного приемами геологического картирования, а также при помощи разнообразных лабораторных и камеральных методов, накоплен огромный материал. Это позволило обобщить современную классификацию структур рудных полей и месторождений и усовершенствовать методы их исследования.

Принимая во внимание необходимость систематического развития и углубления исследования рудоносных структур, Научный совет по рудообразованию ОГГ Академии наук СССР организовал специальную секцию по изучению структурных условий рудообразования. Этой секцией подготовлена настоящая книга, содержащая избранные материалы Всесоюзного совещания по проблемам геологических структур эндогенных рудных месторождений (Москва, март 1977 г.). Книга отражает заметный прогресс наших знаний в изучении структурных условий рудообразования.

Для магматических месторождений определены структурные элементы сепарации рудных расплавов, путей их перемещения и локализации. Важные данные получены по тектоническим структурам, контролирующим размещение полей пегматитов. Крайне оригинальны оказались структуры карбонатитовых месторождений, ассоциированных с массивами щелочных ультраосновных пород центрального типа. Существенна роль специфических геологических структур альбититовых и грейзеновых образований. Слабее развивается структурный анализ рудных месторождений в скарнах, но в этой области получена новая информация. В сложном мире гидротермальных рудных полей открываются новые формы структурного контроля рудообразования, особенно заметные в классе вулканогенных гидротермальных месторождений. При изучении стратиформных месторождений особое значение приобрел совместный анализ согласных пластовых и секущих структур. Среди геологических структур метаморфогенных рудных месторождений удается намечать условия, приводящие к возникновению открытых и полуоткрытых полостей, крайне важных для мета-

морфогенной перегруппировки рудообразующих веществ, формирующихся в обстановке высоких давлений и температур.

Наши знания в области рудоконтролирующих геологических структур развиваются не только для ведущих генетических групп и классов эндогенных рудных месторождений. Совершенствуются представления и о генезисе самих структур. Прежде всего стало привычным исследование рудоконтролирующих структур в их развитии. Появилась возможность достаточно правдоподобно намечать эволюцию плана тектонических напряжений и соответствующего ему плана тектонических деформаций в процессе рудообразования с выделением дорудного, интаррудного или интаррудных и пострудного этапов тектонических преобразований. Это обусловлено использованием приемов ретроспективной оценки физико-механических характеристик рудовмещающих пород, раскрывающих поэтапный ход геотектонических преобразований рудных полей и месторождений.

Закономерным стал не плоский, в тех или иных срезах, а объемный анализ тектонических формаций, определяющих структуры эндогенных месторождений. В связи с этим стало более определенным исследование структурной зональности как рудных полей, так и отдельных месторождений.

Появились новые генетические типы рудоконтролирующих структур. Это прежде всего относится к эффузивным комплексам, для которых выделен целый ряд вулканогенных и вулканогенно-деформационных геологических структур. Обрисовалась группа купольных структур, обусловленная осевой силовой нагрузкой, резко отличающейся от привычных фронтальных усилий, анализируемых с учетом плоского или объемного стресса.

Возникло оригинальное представление о волновой природе деформирующих напряжений, достаточно широко используемое в механике твердого тела, но не нашедшее пока должного развития в структурно-геологических исследованиях.

Вырос и развился гидродинамический анализ постмагматических месторождений. Наметились пути воздействия структурной обстановки на физико-химическую характеристику гидротермальных систем и условия рудоотложения.

Все эти, а также некоторые другие достижения, свидетельствующие о развитии структурных исследований эндогенных рудных полей и месторождений, в той или иной мере отражены в настоящей книге. Эта книга написана в расчете на привлечение внимания к анализу структурных условий рудообразования как одной из важнейших сторон изучения и оценки рудных месторождений.

Академик В.И. Смирнов

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ - СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение структурных условий рудообразования — одно из основных направлений в учении о рудных месторождениях. Эти условия определяются взаимодействием комплекса элементов геологического строения данного участка земной коры при конкретных глубине и температуре. Соответственно исследования в этом направлении основываются на расшифровке структур конкретных рудных полей и месторождений. Такие работы имеют большое геологическое значение и играют существенную роль в познании процессов рудообразования. Можно утверждать, что они являются одним из главных элементов в познании генезиса эндогенных рудных месторождений. В то же время они служат основой для решения многих практических задач, связанных с поисками, разведкой и эксплуатацией рудных месторождений.

Из ранних публикаций, содержащих данные по структурам рудных месторождений, следует упомянуть работы геологов Б. Котта и Г. Мюллера. Эти ученые, изучавшие в конце XIX — начале XX в. ряд месторождений Рудных гор, подметили некоторые общие закономерности локализации оруденения.

Первые попытки анализа структур рудных полей и месторождений в нашей стране сделаны в работах Е.С. Федорова, В.А. Обручева, В.К. Когульского, Л.К. Конюшевского, К.И. Богдановича и некоторых других геологов, изучавших еще в конце XIX — начале XX в. рудные месторождения Урала, Сибири и Кавказа. Однако четко это направление исследований определилось у нас лишь в 30-е годы в связи с широким развертыванием в стране поисковых, разведочных работ и дальнейшим развитием горнорудной промышленности черных, цветных и отчасти редких металлов.

Основы этого направления заложены в работах А.В. Королева [11] и В.М. Крейгера [18, 19]. Следует отметить, что курс лекций А.В. Королева "Структуры рудных полей и месторождений", опубликованный в 1936 г., был первым учебным пособием по этому разделу знаний.

Значительную роль в изучении структур рудных полей и месторождений сыграли переводные и отечественные работы по структурной геологии [21, 38, 39]. Особое значение в развитии этого направления исследований имела изданная в 1939 г. книга А.В.Пэ-

ка "Трещинная тектоника и структурный анализ" [32]. Определенное влияние оказала также статья К.Д. Хьюлина [40], посвященная анализу причин изменения мощности рудных тел в местах искривления рудоносных трещин.

Для начального периода исследований характерно всеобщее стремление геологов выяснить механизм возникновения рудоносных структур, основываясь на представлениях, принятых в учении о сопротивлении материалов. Понятие "структура рудного месторождения" сводилось по существу к сочетанию складчатых и разрывных нарушений. В дальнейшем это понятие существенно расширилось; под структурой рудного месторождения стали понимать совокупность элементов геологического строения, определяющих его форму и влияющих на локализацию оруденения. К таким элементам относятся не только разрывные и складчатые нарушения рудовмещающих пород, но и тела последних с присущими им литологическими, химическими, физико-механическими свойствами, их поверхности напластования, контакты и др.

Главной задачей изучения структуры месторождения можно считать выяснение генезиса его формы (стереогенез) со всеми осложнениями, связанными с деформациями и движениями в процессе и после рудообразования. Соответственно структура месторождения рассматривается в процессе его формирования, во взаимосвязи с развитием включающей его рудоносной территории (рудного поля, рудного района).

Обобщение накапливаемого фактического материала приводило к появлению все более полных и усложняющихся классификаций структур рудных полей и месторождений. В классификациях раннего этапа, предложенных А.В. Королевым [11, 13], В.М. Крейгером [18, 20], Ф.И. Вольфсоном [3], по существу рассматривались лишь структуры рудных полей и месторождений, связанные с тектоническими деформациями. А.В. Королев и В.М. Крейгер руководствовались типами тектонических деформаций и выделяли структуры, обусловленные проявлением складчатых и разрывных нарушений. Ф.И. Вольфсон дал описание деформационных структур месторождений по генетическим типам. Несколько позже В.И. Смирнов [35] охарактеризовал дорудные, внутрирудные и послерудные структуры и разделил дорудные структуры в зависимости от путей движения растворов на рудо-подводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие. Среди последних наряду с деформационными он впервые выделил структуры зон контактов изверженных пород, структуры магматической и ранней постмагматической стадий формирования изверженных пород. В более поздней классификации А.В. Королева и П.А. Шехтмана [14, 15] учитывался также литологический состав вмещающих пород. Первое обобщение данных по структурам рудных месторождений, связанных с формированием вулканических сооружений, дано В.Н. Котляром [16, 17].

Г.Ф. Яковлев [43, 44] впервые выделил большие группы структур, различающиеся по генетической природе вмещающих пород и

их деформации, включая деформации тектонические и обусловленные интрузивными и вулканическими процессами. Его систематика включает тектоногенные, тектоно-плутонические и тектоно-вулканические структуры. Плутоногенные и вулканогенные структуры выделены наряду с тектоногенными и в последней классификации В.И. Смирнова [36, 37].

Наиболее подробная классификация структур рудных полей и месторождений предложена в последнее время Ф.И. Вольфсоном и П.Д. Яковлевым [5]. Они выделили структуры, определяемые складчатыми и разрывными нарушениями, структуры контактов интрузивов, структуры, обусловленные становлением интрузивов, структуры вулканических сооружений и трубки взрыва.

Параллельно с накоплением фактического материала по структурам эндогенных рудных месторождений углубленно изучались отдельные элементы их структур — складки, разломы разных порядков, трещинная тектоника, физико-механические свойства вмещающих горных пород, их минеральный состав и химические свойства. Анализировалось сочетание этих элементов и их влияние на локализацию и морфологию рудных тел.

В настоящее время выделены многообразные морфологические и особенно генетические типы складок (продольного изгиба со скольжением, глыбовые, поперечного изгиба, сложного генезиса и др.). Показано, что в сочетании с разрывными нарушениями разных порядков они определяют условия локализации рудных тел и особенности их морфологии.

Большое внимание уделяется изучению разломов и их систематике по масштабам, истории развития и строению. Детальные исследования В.Ф. Чернышева [41], В.А. Невского [27] и др. показали, что внутренняя структура разломов существенно различна на относительно приоткрытых и притертых интервалах. В.И. Казанским [9, 10] выявлены специфические особенности строения крупных разломов в кристаллическом фундаменте, которые формируются в условиях резкого преобладания роли пластических деформаций.

Еще в ранний период изучения эндогенных рудных месторождений было подмечено, что они приурочены к сравнительно мелким разломам и крупным трещинам, часто сопряженным либо опережающим крупные разломы, и отсутствуют в последних. Это положение сохраняет значение и в настоящее время для месторождений верхних структурных этажей. В породах же кристаллического фундамента, где крупные разломы имеют принципиально иное строение, месторождения нередко приурочены непосредственно к ним. Выявлена исключительно важная роль глубинных разломов в определении геологической позиции рудных полей и месторождений. Для эндогенных рудных месторождений, связанных с магматическими телами центрального типа, определена существенная роль кольцевых и дуговидных разломов, установлена их генетическая природа, специфика внутреннего строения и история развития [29].

Детальное изучение трещинной тектоники показало, что для подавляющего большинства месторождений ведущую роль в локализации оруденения играют тектонические трещины. На месторождениях, приуроченных к кольцевым комплексам, важное значение имеют также трещины, раскрытие которых обусловлено механической активностью внедрявшихся магматических расплавов и газовых взрывов, во многих случаях оказывающих решающее влияние на морфологию рудных тел и особенности их локализации [25, 28]. Для формирования многих штокерковых месторождений грейзенового типа, некоторых пегматитовых и собственно магматических месторождений важное значение имеют трещины термической контракции, для отдельных месторождений – литогенетические трещины и трещины сложного генезиса [30].

Исследованиями последних 10–15 лет выявлено большое влияние физико–механических свойств рудовмещающих горных пород на особенности их деформации, а соответственно – на морфологию рудных тел и закономерности их размещения.

Установлено также, что, кроме этих свойств, на особенности деформаций решающим образом влияют сочетание пород в разрезе и степень контрастности их прочностных свойств. Так, прослой известняка среди эффузивов при складчатости деформируются как пластичные породы, а в аналогичном сочетании с глинистыми сланцами – как весьма хрупкие, с образованием блоковой структуры. Максимальная контрастность физико–механических свойств пород свойственна сложным вулканогенно–осадочным толщам верхних структурных этажей земной коры, а минимальная – глубоко метаморфизованным породам кристаллического фундамента. В вулканических и карбонатно–терригенных толщах выделяются горизонты – коллекторы оруденения и горизонты, играющие роль экранов. В вулканических толщах к горизонтам–коллекторам относятся чаще всего лавы и лавобрекчии с повышенной проницаемостью и относительно невысокими прочностными характеристиками. В таких породах широко развиты мощные зоны резкого сгущения мелких трещин с удельной трещиноватостью до 30–40 на пог.м. Горизонты–экраны представлены обычно достаточно вязкими, плотными лавами с низкой пористостью и повышенными прочностными характеристиками, а также высокопластичными вулканогенно–осадочными отложениями с прослоями алевролитов и аргиллитов и туфами. В терригенно–карбонатных толщах для локализации оруденения, как правило, благоприятны горизонты известняков, а роль экранов играют сланцы. Многие вопросы, касающиеся роли физико–механических свойств горных пород в формировании структур рудных месторождений, рассматривались на специальном симпозиуме в Москве в 1972 г. [34].

Параллельно с развитием структурных исследований разрабатывались теоретические основы учения о деформациях горных пород. В начальный период широко применялось представление об эллипсоиде деформаций. Позже, по мере развития экспериментальных работ и использования новейших разработок по физике твердого тела, воз–

никли представления о полях напряжений, выявилась зависимость деформационных свойств горных пород от температуры и давления, от скорости деформации и насыщенности их растворами. Установлено, что возрастание глубин и температур приводит к резкому ослаблению роли хрупких и усилению — пластических деформаций. Повышение температуры деформируемых пород эквивалентно увеличению длительности деформации.

При деформации горных пород в условиях достаточно высоких температур возможно проявление пластической деформации без разрыва сплошности. В то же время горные породы, умеренно нагретые (до 150–200°C) в условиях всестороннего давления, отвечающего глубинам 1–1,5 км, при приложении незначительного направленного давления претерпевают разрывное разрушение [1].

Значительный вклад в разработку теоретических представлений о деформации горных пород внес М.В. Гзовский [7], широко использовавший теорию подобия и метод моделирования геологических структур с применением оптически активных материалов. Он убедительно показал изменение полей напряжений в процессе единого этапа деформации, проследил процесс зарождения разрывов и дальнейшее их развитие с превращением в крупные разрывные нарушения более сложной морфологии.

При рассмотрении структурных условий локализации оруденения некоторые авторы придают большое значение давлению рудоносных растворов. Согласно С.Н. Иванову [8], рудоносные растворы, проходя через относительно проницаемую среду под большим давлением, могут задерживаться слабо проницаемыми экранами. При прорывах растворов через последние и переходе вновь в более проницаемую среду давление резко падает и происходит интенсивное выпадение рудного вещества. Так указанный автор объясняет развитие рудных тел над экранами.

По Г.Л. Поспелову [31], флюидно-динамическая система (т.е. рудные флюиды, находящиеся под давлением) может играть самостоятельную структурообразующую роль. Это выражается в формировании жиллоподобных брекчиевидных и других скоплений продуктов реакции рудных флюидов с породами вне грешин (бестрещинное жиллообразование) и связанном с ним вторичном дроблении монолитных пород.

По мере развития структурных исследований совершенствовались известные и вводились новые методические приемы их проведения. Основным методом изучения структур рудных полей и месторождений остается детальное геологическое и структурное картирование в различных масштабах. Важнейшим методическим приемом советской школы геолого-структурных исследований является исторический подход — стремление вскрыть последовательность геологических событий, в том числе деформаций горных пород и их влияние на особенности локализации оруденения.

Широко используются разнообразные методы геометризации морфологии рудоконтролирующих геологических поверхностей и тел мел-

ких складок, геометроизации качественных характеристик руд. К специфическим приемам геометроизации относится построение различных блок-диаграмм, моделей. Особенно широко распространены методы геометроизации сложной, волнистой поверхности разломов, предложенные П.А. Шехтманом [15]. Параллельно с этим применялись и другие методы изучения разломов, например специализированного картирования, поперечных профилей. Продолжается разработка и широкое использование различных методов изучения трещинной тектоники (статистический, картирования, зарисовок и др.).

Особое значение в тонких геолого-структурных исследованиях приобрело использование микроструктурного анализа. Этот метод впервые в нашей стране был применен А.В. Пяком [32], а затем использовался и многими другими исследователями (В.Ф. Чернышев, Л.И. Лукин, В.И. Казанский, И.П. Кушнарев, Е.П. Сонюшкин и др.). С помощью этого метода решались такие задачи, как выявление направлений подвижек по разломам, определение типа и последовательности развития деформаций, установление генетической природы ориентировки минералов в магматических породах и др. Сочетание метода микроструктурного анализа, изучения прочностных и физических свойств пород и экспериментального моделирования на оптически активных материалах при изучении рудных полей Средней Азии (В.А. Королев, Ш.Д. Фагхуллаев и др.) позволило понять и исследовать некоторые причины изменения планов тектонических деформаций. Сформировались более четкие представления о частных планах деформаций и их связях с региональными планами, высказывавшиеся ранее Ф.И. Вольфсоном [2] и В.М. Крейтером [19]. На основе этих представлений разрабатываются более совершенные методы морфолого-кинематического анализа структур рудных полей и конкретного количественного прогнозирования.

Представляется весьма перспективным применение при изучении структур рудных полей и месторождений петрофизических методов исследования (В.И. Старостин, С.А. Сандомирский и др.). Пользуясь статистическим определением анизотропии упругих свойств пород в комбинации с другими методами, прежде всего с микроструктурным анализом, можно установить положение полей тектонических напряжений и выяснить тектоническую обстановку в различные этапы формирования месторождения.

Широко используются при геолого-структурных исследованиях статистические методы (изучения трещин, оценки влияния на рудоотложение различных структурных элементов и др.). Есть примеры успешного применения статистики при изучении сложных складчатых структур. В настоящее время открываются возможности более широкого применения современных математических методов и вычислительной техники для решения задач, связанных с изучением структур рудных полей и месторождений. В частности, весьма перспективно внедрение при геологоструктурных исследованиях перфокарт с определенным комплексом информации, позволяющих значительно увеличить производительность на полевых этапах сбора геологической

информации и особенно при ее обработке за счет использования ЭВМ.

В основании любой гипотезы генезиса руд в гидротермальном процессе лежит представление о движении через область рудоотложения рудообразующих гидротермальных растворов. Глубинное движение гидротермальных растворов через трещинно-пористые породы подчиняется законам подземной гидродинамики. В комплексе методов исследования структурного контроля размещения гидротермальных руд выделяется подход, который можно обозначить как "гидродинамический анализ" структурных условий гидротермального рудообразования.

Метод электрогидродинамической аналогии (ЭГДА), использованный А.А. Пэком [33], основан на математической аналогии между движением электрического тока в проводнике и фильтрацией жидкости в пористой среде. Благодаря этой аналогии, для определения характеристик фильтрационного потока достаточно найти их электрические аналоги, что можно сделать прямым экспериментальным путем. Для геологов, изучающих гидротермальные рудные месторождения, метод ЭГДА представляет интерес, поскольку позволяет получать решения фильтрационных задач (т.е. осуществлять "гидродинамический анализ" структурных условий рудообразования) в весьма сложных геологических обстановках.

Анализ большого материала, проведенный Ф.И. Вольфсоном, Л.И. Лукиным и другими геологами [4, 5, 20, 22 и др.] показывает, что структуры постмагматических месторождений в значительной степени определяются приуроченностью их к тем или иным структурным этапам как образованиям, отражающим отдельные крупные этапы геотектонического развития территорий.

Вследствие различных условий формирования структурные этажи различаются литологическим составом, химическими и физико-механическими свойствами слагающих их слоистых толщ, степенью их метаморфизма, особенностями магматизма, тектоники. Все это отражается на структурных условиях формирования месторождений. Для нижнего структурного этажа, или кристаллического основания, представленного обычно сильно метаморфизованными толщами, характерно существенное выравнивание физико-механических и ряда других свойств пород. Как правило, породы смяты в сложные, иногда сильно сжатые складки; разломы развиваются при существенной роли пластических деформаций. Обычно с образованиями нижнего структурного этажа связаны месторождения повышенных глубин. Оруденение, как правило, крупномасштабное и прослеживается без изменения на значительные расстояния по вертикали.

Для геосинклинального структурного этажа, представленного складчатыми толщами, разбитыми соскладчатыми и наложенными разрывами, характерны комбинированные складчато-трещинные структуры. Проявляются большая контрастность физико-механических свойств пород и соответствующие различия в локализации оруденения; наиболее распространены месторождения средних глубин.

В образованиях платформенного этажа, как правило, слабо дислоцированных и метаморфизованных, развиты месторождения трещинных структур. Существенную роль здесь играют различия пород по физико-механическим свойствам и химическому составу. Оруденение формируется при существенной роли хрупких деформаций, образуются жилы, а также залежи, связанные с межпластовыми перемещениями.

Орогенный структурный этаж характеризуется преимущественным развитием наложенных мульд и вулканических сооружений, большой контрастностью физико-механических и других свойств пород. Месторождения отличаются исключительным значением трещинных структур. Оруденение локализуется в более хрупких породах и часто по восстанию ограничено экранами более пластичных пород или межпластовых срывов, выполненных глиной трения.

Платформенному и орогенному этажам свойственны, как правило, средне- и низкотемпературные месторождения малых глубин. Оруденение характеризуется богатыми содержаниями полезных компонентов, но не прослеживается на значительные расстояния по вертикали.

Отмеченная общая закономерность нередко нарушается. В смежных блоках, сложенных образованиями одного и того же структурного этажа, но с несколько разной историей развития, проявлены месторождения, различающиеся структурными и даже генетическими особенностями.

Структурные особенности собственно магматических месторождений также обусловлены их формированием в разных структурных обстановках. В эвгеосинклинальных областях формируются сложные по форме, вытянутые вдоль складчатых сооружений массивы рудоносных ультрабазитов. Их становление протекает в условиях тектонической напряженности, в связи с чем приуроченные к ним рудные тела также имеют сложную, иногда складкообразную форму. Становление массивов базитов и ультрабазитов в условиях активизации платформ происходит в относительно спокойной тектонической обстановке; возникают пласто- либо дайкообразные их тела.

Роль глубинности в формировании рудовмещающих структур хорошо известна. При прочих равных условиях близповерхностным месторождениям, как правило, свойственны структуры штокервового типа. Месторождения, возникшие на больших глубинах, обычно представлены рудными телами жильной формы. Эта закономерность проявляется в чистом виде лишь на месторождениях, расположенных в однородных породах.

В близповерхностных месторождениях оруденение развивается путем выполнения трещин, руды имеют брекчиевидное сложение: им свойственны кокардовые, крустификационные текстуры. На больших глубинах проявляются сосредоточенные разломы, для руд характерно полосчатое сложение. На еще больших глубинах оруденение формируется вдоль разобщенных трещин скалывания при существенной роли замещения. Наконец, еще глубже возникают зоны рассланцева-

ния, обусловленные уже максимальным проявлением пластических деформаций. Неоднородность пород рудовмещающей толщи по физико-механическим свойствам вносит в приведенную схему существенные осложнения.

Большое внимание советские геологи уделяют выяснению глубин и их роли в формировании эндогенных рудных месторождений различных генетических групп (И.П. Кушнарев, Ф.И. Вольфсон, Д.И. Горжевский, В.Н. Котляр, В.П. Федорчук и др.). Это прежде всего необходимо для оценки перспектив того или иного района. Особое значение такие исследования имеют для выявления взаимосвязи глубин формирования месторождений и особенностей их структуры.

Установлено, что более высокотемпературные эндогенные месторождения, как правило, формируются на значительных глубинах, обычно приурочены к нижним структурным этажам и характеризуются соответствующими особенностями структуры, прежде всего более значительным вертикальным размахом.

Однако имеются и отклонения от этого общего правила. Иногда высокотемпературные месторождения образуются в близповерхностных условиях. И, наоборот, в областях тектоно-магматической активизации связанные с этим процессом рудные месторождения, залегающие среди пород кристаллического основания, но сформированные на небольших глубинах, часто не являются высокотемпературными, а по структурным особенностям сходны с месторождениями верхних структурных этажей.

Однако связь между глубиной образования месторождений и особенностями их структуры, безусловно, существует. Во всяком случае можно сказать, что для месторождений разных глубин и приуроченных к различным структурным этажам уже теперь можно создать модель, характеризующую особенности структуры и вообще структурные условия локализации оруденения.

Взаимосвязь структурных условий рудообразования с температурой, а вместе с тем и с проявлением тех или иных минеральных ассоциаций подтверждается многими примерами. Так, В.Ф. Чернышев [42] установил, что биметасоматические высокотемпературные скарны, образующиеся на контактах гранитоидов с карбонатными породами, формируются в условиях проявления пластических деформаций, без разрыва сплошности. В этом случае циркуляция рудоносных растворов затруднена; основную роль играют взаимодействие их с породами и перегруппировка компонентов в пределах небольшого интервала мощности. В результате возникают хрупкие пироксен-гранатовые породы с большей пористостью, чем породы, по которым они образовались.

Более поздние, менее высокотемпературные стадии рудного процесса проявляются в условиях хрупких деформаций. Вначале более поздние скарновые минеральные ассоциации развиваются по одиночным разрывам на контактах пород, несколько позже возникают расщепленные разрывы и формируются водосодержащие алюмосиликаты. С этими стадиями связано преимущественное образование руд,

представленных соединениями металлов с кислородом (магнетит, шеллит и др.). В дальнейшем, в связи с проявлением сосредоточенных разрывов, все большее значение приобретают гидроксилсодержащие жильные минералы, а в рудах преобладают сульфиды. В эти стадии трещины играют уже весьма существенную роль. Конечная стадия процесса рудообразования связана с возникновением протяженных разрывов и характеризуется развитием карбонатов, сульфатов (барит), низкотемпературных сульфидов и сульфосолей.

Взаимосвязь структурных особенностей локализации оруденения с температурой и особенностями минерального состава показана Е.П. Малиновским [24, 23] для вольфрамитовых месторождений. Собственно грейзеновые, наиболее высокотемпературные месторождения возникают на ранних стадиях остывания интрузивов, в спокойной тектонической обстановке, при слабой нарушенности их кровли. Рудные тела развиваются как результат мощного процесса метасоматоза, путем обменных реакций между растворами и слабо проницаемой внешней средой. Высокотемпературные кварц-вольфрамитовые жилы образуются уже путем выполнения трещин, возникающих при сокращении объема остывающего гранитного массива. Среднетемпературные месторождения развиваются на фоне проявления тектонических движений, путем выполнения трещин и замещения пород, а низкотемпературные месторождения формируются в зонах дробления, сопряженных с крупными сосредоточенными разломами.

Можно привести подобные примеры и для месторождений других формаций. Все они показывают, что существует определенная взаимосвязь между степенью сложности структуры, температурой рудообразования и изменениями в минеральном составе эндогенных рудных месторождений.

Общепризнанно, что структуры в процессе рудообразования играют роль рудоподводящих и рудораспределяющих каналов, а также рудовмещающих элементов. Это представление, безусловно, правильно, но неполно и не отражает всех аспектов влияния структур на рудообразование. Нахождение рудных компонентов в растворах определяется соответствующими условиями концентрации, температуры, давления, Eh и pH. Однако эти условия могут существенно меняться в связи с изменением тектоно-физической и структурной обстановки. Так, если растворы из сосредоточенного трещинного канала попадают в мощную зону дробления, то при этом резко уменьшаются давление и температура, снижается скорость движения раствора, увеличивается поверхность его соприкосновения с прилегающими породами и усиливается химическое взаимодействие между ними. При этом возможно вскипание растворов, изменение их концентрации и кислотности-щелочности, в конечном счете приводящие к осаждению рудных и сопутствующих компонентов. Особенно большое влияние на рудоотложение оказывают различного типа экраны.

В последние годы возникло стремление выяснить общую зависимость между генетическими особенностями эндогенных рудных месторождений и структурной обстановкой их формирования [26, 23].

Делаются попытки вскрыть эту зависимость, исходя из представления об относительной структурной открытости-закрытости системы рудоотложения, т.е. совокупности структурных условий, которая влияет на изменение основных параметров рудообразования и соответственно в какой-то мере определяет ход этого процесса.

Для месторождений разных генетических типов имеется определенный набор признаков, отражающих степень структурной открытости-закрытости системы. В общем для наиболее закрытой системы рудообразования характерны отсутствие приоткрытых сосредоточенных разломов, большие глубины формирования, условия относительно небольшой подвижности растворов при наличии малопроницаемой кровли. Такая обстановка типична для формирования собственно магматических сегрегационных месторождений. Существенная структурная закрытость определяет также образование постмагматических месторождений больших глубин в метаморфических толщах кристаллического фундамента, где структурная обстановка выражена в проявлении слабо приоткрытых зон расщепления и трещин скалывания.

Степень структурной открытости-закрытости определяется глубиной формирования, физико-механическими свойствами вмещающих пород, геотектоническим режимом, типом и интенсивностью деформации и рядом других факторов, действовавших в период рудообразования. Наиболее открытая структурная система рудообразования проявляется в районах, где развиты многочисленные секущие разломы разных порядков, глубины формирования оруденения относительно невелики, а рудоносные растворы весьма подвижны. Такие условия характерны для низкотемпературных близповерхностных гидротермальных месторождений. Большинство эндогенных рудных месторождений формируется в промежуточных условиях структурной открытости-закрытости рудообразования.

На современном методическом уровне невозможно количественно оценить степень структурной открытости-закрытости, но она отчетливо проявляется при сопоставлении структурных условий формирования генетических рядов разных рудных формаций, поскольку при изменении структурной открытости-закрытости системы рудоотложения во времени меняется генетическая характеристика развивающегося оруденения.

Для грубой оценки степени структурной открытости-закрытости отдельных участков земной коры разрабатывается (В.А. Королев, А.Д. Швецов и др.) методика площадного картирования прожилковой минерализации с систематической оценкой удельной трещиноватости и удельного растяжения. При сопоставлении с морфолого-кинематическими особенностями крупных структурных элементов (разломы, контакты и другие геологические поверхности) и с учетом глубины формирования структуры устанавливаются некоторые зависимости, позволяющие оценивать степень открытости-закрытости системы в отдельных структурно-тектонических позициях. Большую помощь при этом оказывают упоминавшиеся методы экспериментального моделирования.

Намечается определенная связь между относительной сложностью структуры, а соответственно и различной степенью структурной от-

крытости-закрытости системы рудообразования и минеральным составом руд. Так, при менее сложной структуре образуются в основном окисные соединения, при усложненной структуре и большей открытости их сменяют сульфиды. В условиях наибольшей структурной открытости, выраженной в проявлении крупных сосредоточенных разломов и разрывных нарушений разных порядков, наряду с сульфидами отлагаются сульфаты, карбонаты и сульфосоли. Таким образом, возникновение тех или иных минеральных ассоциаций находится в определенной связи с особенностями структурных условий рудообразования.

Новое, весьма перспективное направление - изучение структурной зональности в рудных полях и месторождениях. В. М. Крейгер в 1947 г. опубликовал первую работу, посвященную этой проблеме. Ее разработка представляет не только теоретический интерес, но важна также для решения многих практических задач. Более систематично этот вопрос был рассмотрен А.В. Королевым [12]. В настоящее время накоплен значительный фактический материал по структурной зональности рудных полей и месторождений. Проявления ее выражены в закономерном размещении в пространстве и во времени различных структурных элементов - разломов, трещин, складок, рудных тел, в том числе в изменении их морфологии с глубиной, внутреннего строения разломов и кольцевых магматических комплексов в тех или иных направлениях, физико-механических свойств горных пород с глубиной или вдоль разломов и др.

Наметились различные типы структурной зональности: региональная - вертикальная и горизонтальная, а также различные типы локальной зональности. Региональная вертикальная структурная зональность выражается в изменении с глубиной типа складчатости, внутреннего строения разломов, особенностей трещиноватости горных пород и их физико-механических свойств. Это обусловлено увеличением в этом направлении температуры и давления, возраста горных пород, степени их деформированности и метаморфизма. Исследованиями В.И. Казанского [9, 10] выявлены различные уровни дислокационного метаморфизма зон разломов. Наиболее ярко вертикальная региональная структурная зональность проявляется в резких различиях внутреннего строения разлома в верхнем структурном этаже и верхних ярусах геосинклинального этажа и в породах фундамента. Этим обусловлены весьма существенные отличия закономерностей размещения на этих уровнях эндогенных месторождений.

В верхних горизонтах земной коры разломы представлены высокопроницаемыми зонами с серией тектонических швов, окаймленных мощными полосами тектонической глины, милонитов, брекчий и зон сгущения мелких трещин. Эндогенные месторождения, как правило, относительно небольшого масштаба, обычно приурочены к крупным трещинам и сравнительно мелким разломам, оперяющим глубинные или сопряженным с ними. Наоборот, в нижнем структурном этаже разломы, как показано В.И. Казанским [10], представлены несопоставимо менее проницаемыми линейными зонами бластомилонитов и бластокатаклизитов. Рудные месторождения здесь чаще более

крупного масштаба и приурочены к достаточно крупным разломам или же непосредственно к глубинным разломам высшего порядка и узлам их пересечения и сопряжения. Как правило, они сосредоточены в относительно узких линейных зонах вдоль глубинных разломов.

Типы локальной структурной зональности рудных полей и месторождений многообразны. Среди них выделяются продольная и поперечная структурная зональность разломов; вертикальная и горизонтальная зональность в строении кольцевых магматических комплексов и связанных с ними месторождений; локальная вертикальная зональность в кровле габиссальных интрузивов и субвулканических тел; различные типы структурной зональности, обусловленные локальными изменениями в пространстве и во времени полей напряжений.

Поперечная структурная зональность разломов выражается в закономерном размещении в пространстве различно деформированных горных пород относительно главного шва разрыва, а продольная — в закономерном усложнении их внутреннего строения от флангов к центру. Вертикальная и горизонтальная зональность кольцевых магматических комплексов и связанных с ними месторождений обусловлена закономерным размещением в пространстве и во времени различных структурных элементов (разломов, трещин, рудных тел).

Локальная вертикальная структурная зональность в кровле габиссальных интрузивов и субвулканических тел проявляется в изменении с глубиной внутреннего строения разломов, особенностей трещиноватости горных пород и морфологии рудных тел. Эти изменения обычно проявлены на относительно коротких вертикальных интервалах (первые сотни метров) и обусловлены в основном резким перепадом температур от кровли магматических тел к поверхности.

Структурная зональность во многих случаях является первопричиной зонального размещения оруденения и сопутствующей ему минерализации в рудных полях и месторождениях. Наиболее убедительным примером могут служить многие гидротермальные месторождения жильного типа (молибденовые, медно-молибденовые, сульфидно-касситеритовые, вольфрамовые и др.).

Изложенные данные показывают, что в изучении структурных условий эндогенного рудообразования, несомненно, имеются существенные достижения; они способствуют решению многих теоретических вопросов рудной геологии и практических задач. На основе детальных структурных исследований развилось [15] новое направление в оценке эндогенных месторождений — детальное количественное прогнозирование, способствующее существенному повышению эффективности поисков и разведки скрытого оруденения.

Перспективы развития минерально-сырьевой базы нашей страны требуют от советских геологов решения новых больших и сложных задач. Для этого необходимо повышение уровня структурно-геологических исследований, способных обеспечить дальнейший рост эффективности геологопоисковых и разведочных работ. В связи с этим можно наметить ряд направлений научно-исследовательских работ по изучению структур эндогенных рудных месторождений.

1. Углубление и расширение работ по выяснению структурных условий рудообразования. Разработка и совершенствование методов количественной оценки структурной открытости-закрытости рудокализующих систем. В связи с этим необходима организация комплексных структурно-геологических исследований с использованием данных смежных и точных наук — геохимии, физической химии, термодинамики, тектонофизики.

2. Разработка систематики структурных условий рудообразования в связи с развитием геологических структур рудоносных регионов.

3. Совершенствование систематики структур рудных полей, месторождений и их позиций с выявлением комплекса структурно-геологических элементов, характерных для позиций крупных и уникальных месторождений.

4. Дальнейшая разработка вопросов структурной зональности — ее природы и форм проявления. Выявление соотношений между структурной зональностью и закономерностями распределения минеральных ассоциаций.

5. Совершенствование полевых и экспериментальных исследований по выявлению влияния структурных экранов разных типов на динамику растворов, на физико-химические, геохимические и термодинамические условия рудоотложения с более широким привлечением математических методов и ЭВМ для обработки геологической информации.

6. Дальнейшее развитие работ по изучению физико-механических свойств горных пород, характера их деформаций в различных условиях: разных температур, глубин и их сочетаний, а также всестороннего и ориентированного давления.

7. Совершенствование и разработка новых специальных методов исследования: а) совершенствование структурно-геологического картирования с использованием новейших методик, в том числе геофизических, а также фото-аэрофото- и космических снимков в различных спектрах длин волн; б) дальнейшая разработка методов изучения и картирования складчатых структур, разломов и трещин; в) разработка методов объемного изучения структур рудных полей и месторождений; г) дальнейшее развитие исследований по изучению полей напряжения при формировании различных геологических структур и отдельных структурных элементов; д) применение современных математических методов для решения структурно-геологических задач; е) привлечение данных по палеомагнетизму пород при решении структурно-геологических задач; ж) углубление теоретических основ и дальнейшая разработка методов микроструктурного анализа для решения структурно-геологических вопросов с применением новейшей аппаратуры оптических исследований. Расширение возможностей применения микроструктурного анализа при решении практических задач, связанных с разведкой рудных месторождений.

8. Дальнейшее совершенствование методов детального количественного прогнозирования для оценки перспектив рудных полей и месторождений и направления поисково-разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Байдюк Б.В. Механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Гостоптехиздат, 1963.
2. Вольфсон Ф.И. Изменение плана деформации в процессе развития структуры Западного Карамазара. - Геол. и горное дело, 1947, № 13.
3. Вольфсон Ф.И. Структуры эндогенных месторождений. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
4. Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Особенности локализации гидротермального оруденения цветных и редких металлов. - В кн.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений. "Наука", 1968.
5. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. "Недра", 1975.
6. Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И., Чернышев В.Ф. и др. Структурные условия локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах. - В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. "Наука", 1969.
7. Гэзовский М.В. Основы тектонофизики. "Наука", 1975.
8. Иванов С.Н. О причинах образования гидротермальных рудных месторождений. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. "Наука", 1970.
9. Казанский В.И. Структурные условия локализации постмагматического оруденения на активизированных платформах. - В кн.: Эндогенные рудные месторождения. "Наука", 1968.
10. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. "Недра", 1972.
11. Королев А.В. Структуры рудных полей и месторождений. Ташкент, Ср.-Аз. индустр. ин-т, 1936.
12. Королев А.В. Зависимость зонального оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. - Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.
13. Королев А.В. Структуры рудных полей и месторождений. Ташкент, Изд-во "Средняя и высшая школа Узб.ССР", 1962.
14. Королев А.В., Шехтман П.А. Классификация послемагматических рудных полей. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
15. Королев А.В., Шехтман П.А. Структурные условия размещения послемагматических руд. "Недра", 1965.
16. Котляр В.Н. Экструзивы, эффузивы, оруденение. - Изв. вузов, геол. и разведка, 1960, № 10.
17. Котляр В.Н., Фаворская М.А. О взаимоотношениях некоторых типов оруденения с эффузивными формациями. - В кн.: Вопросы вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.
18. Крейтер В.М. О классификации структур рудных полей и месторождений. - Сов. геология, 1941, № 6.
19. Крейтер В.М. Некоторые основные вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. - Геол. и горное дело, 1947, № 13.
20. Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
21. Лизс Ч.К. Структурная геология, М.-Л., ОНТИ НКТП, 1935.
22. Лукин Л.И. Структурные особенности формирования эндогенных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах. - В кн.

Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1973.

23. Лукин Л.И., Корин И.З., Кравченко Г.Г. и др. Структурные условия рудообразования как один из факторов, определяющих генетические особенности эндогенных рудных месторождений. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. "Наука", 1974.
24. Малиновский Е.П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. "Наука", 1965.
25. Малиновский Е.П., Игнатович В.И. Структура Инкурского вольфрамового штокверья. — Геол. рудн. месторожд., 1962, № 2.
26. Минералогия и генезис пегматитов. "Недра", 1965.
27. Невский В.А. О внутреннем строении разломов. — Геотектоника, 1967, № 1.
28. Невский В.А. Трещины различных генетических типов в горных породах. — Сов. геология, 1973, № 8.
29. Невский В.А., Котляр В.Н. Структуры эндогенных рудных месторождений, связанных с кольцевыми разрывами. — Геол. рудн. месторожд., 1970, № 5.
30. Невский В.А., Филоненко Ю.Д. Дуговидные трещины по граням столбчатой отдельности вулканических покровов. — Докл. АН СССР, 1976, 227, № 5
31. Поспелов Г.Л. Внутреннее образование рудных жил и штокверков при сорбционном замещении. — В кн.: Проблемы генезиса руд. "Наука", 1964.
32. Пэк А.В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд-во АН СССР, 1939.
33. Пэк А.А., Требухин В.С., Гераков А.Н., Рыфтин В.М. Роль фильтрационных свойств пород Гайского рудного поля в локализации медно-колчеданного месторождения. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. "Наука", 1973.
34. Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. "Наука", 1973.
35. Смирнов В.И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд-во МГУ, 1954.
36. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. "Недра", 1969.
37. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. "Недра", 1976.
38. Уиллис Б., Уиллис Р. Структурная геология. Баку, Азерб. гос. изд-во, 1932.
39. Усов М.А. Структурная геология. Госгеолиздат, 1940.
40. Хьюлин К.Д. Структурные условия отложения руд. — Труды МГРИ, 1938, 11.
41. Чернышев В.Ф. О закономерностях в положении оперяющих трещин скальвания и отрыва. — Труды ИГН АН СССР, 1955, № 17.
42. Чернышев В.Ф. Некоторые структурные особенности локализации известковых скарнов. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 3.
43. Яковлев Г.Ф. Тектонические и тектоно-магматогенные структуры рудных полей и месторождений. — Сов. геология, 1968, № 3.
44. Яковлев Г.Ф. Тектоно-вулканические структуры рудных полей и месторождений. — Вестн. МГУ, серия геол., 1968, № 1.

ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРНЫХ ФАКТОРОВ НА ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ РУДООТЛОЖЕНИЕ

Исследователи рудных месторождений обычно признают большую роль структурных факторов в процессах формирования и локализации гидротермального оруденения. Эти факторы, во-первых, определяют пути движения гидротермальных растворов, пространственное положение и морфологию рудных тел, во-вторых, изменяют физико-химические параметры растворов и тем самым непосредственно влияют на рудоотложение.

Первому аспекту структурного контроля посвящена обширная литература [11, 12, 27, 28]. Второй привлекает гораздо меньшее внимание и затрагивается лишь в отдельных публикациях [15, 19]. Это объясняется несколькими причинами: традиционным подразделением исследований гидротермальных месторождений на структурно-геологические и минералого-геохимические, сложностью реконструкции физико-химических параметров растворов в конкретных геологических ситуациях, недостатком экспериментальных данных, трудностями математического характера.

Чтобы в полной мере ответить на вопрос о влиянии структурных факторов на физико-химические условия гидротермального рудоотложения, необходима постановка специальных исследований. Однако общие тенденции могут быть намечены уже при сравнении простейших теоретических моделей с геологическими наблюдениями на представительных группах гидротермальных месторождений — рудоносных щелочных метасоматитах, гидротермальных вольфрамитовых и жильных золоторудных. В основу рассмотрения авторами положена одномерная термобарическая модель гидротермальной системы, для которой рассчитаны изменения кислотности-щелочности хлоридного и карбонатного растворов.

ОДНОМЕРНАЯ ТЕРМОБАРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Пусть на некоторой глубине $z = L$ функционирует источник гидротермальных растворов с температурой T_L и дебитом Q . Отделяющиеся от источника растворы устремляются по вертикальной проводящей зоне с площадью горизонтального сечения S вверх по направлению к земной поверхности $z = 0$. Тепло по стволу гидротермаль-

ной системы переносится совместным действием механизмов кондуктивного и конвективного теплопереноса. Сток тепла в боковые породы происходит кондуктивно. Температура боковых пород линейно нарастает с глубиной с геотермическим градиентом, равным Γ .

При сделанных выше допущениях стационарное распределение температуры по стволу гидротермальной системы описывается для значений глубины $z > 0,5$ км выражением¹ [22]:

$$T_z \approx \Gamma z + \frac{v}{a} \Gamma + e^{-r(L-z)} (T_L - \Gamma L - \frac{v}{a} \Gamma), \quad (1)$$

$$r = 0,5 \left[-\frac{v}{a} + \sqrt{\left(\frac{v}{a}\right)^2 + 4 \frac{a}{a}} \right], \quad (1a)$$

z — глубина, T_z — текущая средняя массовая температура по стволу гидротермальной системы², Γ — фоновый геотермический градиент в боковых породах, v — средняя скорость конвективного переноса тепла по стволу гидротермальной системы³, a — приведенный коэффициент теплоотдачи гидротермальной системы в боковые породы.

Давление по стволу гидротермальной системы можно представить в виде суммы гидростатического давления $P_{ст}$, равного весу столба растворов от земной поверхности $z=0$ до z , и гидродинамического давления $P_{дин}$, затрачиваемого гидротермами на преодоление фильтрационного сопротивления течению на интервале $0 - z$ [23]:

$$P_z = P_{ст} + P_{дин} \approx \gamma_{\phi} z + \frac{v_{\phi} \mu}{k} z, \quad (2)$$

¹ Решение (1) дается ниже в несколько иной трактовке, чем в [22] и [23]. Ввиду трудностей, связанных с количественной оценкой коэффициента теплоотдачи гидротермальной системы в боковые породы, параметры решения интерпретируются по аналогии с ламинарными теплопереносом в трубах при постоянной плотности теплового потока на стенке [29].

² Средняя массовая температура по сечению системы определяется по средней массовой энтальпии. Если плотность и удельная теплоемкость по сечению постоянны, то средняя массовая температура равна средней объемной температуре.

³ Средняя скорость конвективного переноса тепла по стволу гидротермальной системы связана со средней скоростью фильтрации $v_{\phi} = Q/S$ выражением: $v = \frac{Q}{S} \cdot \frac{\rho_{\phi} c_{\phi}}{m \rho_{\phi} c_{\phi} + \rho_{п} c_{п}}$,

где ρ_{ϕ} и c_{ϕ} — соответственно плотность и удельная теплоемкость гидротермального флюида, m , $\rho_{п}$ и $c_{п}$ — пористость, плотность и удельная теплоемкость слагающих гидротермальную систему пород. При термобарических условиях гидротермального процесса отношение $v/v_{\phi} \approx 0,5 - 1,0$.

где γ_{ϕ} и μ — осредненные по интервалу $0 - z$ удельный вес и вязкость гидротермального раствора, k — осредненная по интервалу $0 - z$ проницаемость гидротермальной системы.

Из отношения (1) и (2) получим:

$$\frac{T_z}{P_z} \approx \frac{\Gamma z + \frac{v}{a} \Gamma + e^{-\tau(L-z)} (T_L - \Gamma L - \frac{v}{a} \Gamma)}{\gamma_{\phi} z + \frac{v_{\phi} \mu}{k} z} \quad (3)$$

Аналогичным образом возьмем отношения производных dT_z/dz и dP_z/dz и найдем:

$$\frac{dT_z/dz}{dP_z/dz} = \frac{dT_z}{dP_z} \approx \frac{\Gamma + re^{-\tau(L-z)} (T_L - \Gamma L - \frac{v}{a} \Gamma)}{\gamma_{\phi} + \frac{v_{\phi} \mu}{k}} \quad (4)$$

В полученные решения входит ряд параметров, различным образом связанных с интересующими нас структурными условиями развития гидротермального процесса.

Глубина L источника гидротермальных растворов и z уровня рудообразования. Характер влияния глубины L источника гидротермальных растворов и z уровня рудообразования на термобарические условия развития гидротермального процесса можно представить из фиг. 1. Приведенные на ней графические иллюстрации решений (1) и (2) представляют четыре варианта модели:

Вариант I с линейным распределением температуры по глубине

$$T_z = \Gamma z + \frac{v}{a} \Gamma \quad (5)$$

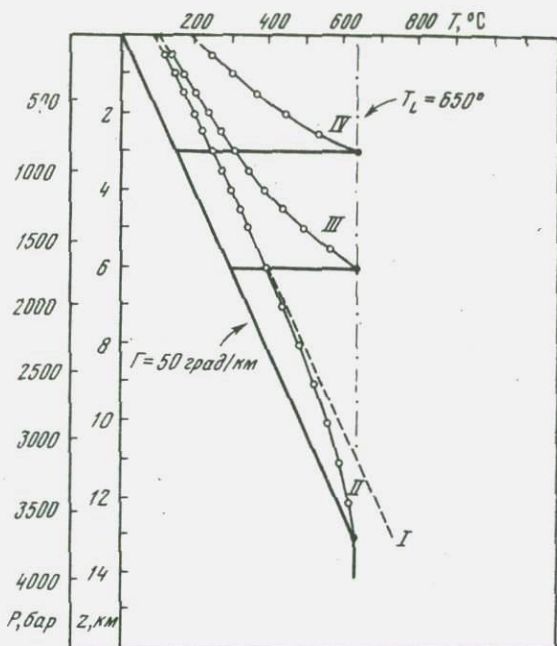
[сравн. с (1)] представляет случай гидротермального процесса с "бесконечно" удаленным источником гидротермальной активности (практически этому условию отвечают мантийные, подкоровые источники). Градиент температуры по давлению в этом варианте постоянен и равен:

$$\frac{dT_z}{dP_z} = \frac{\Gamma}{\gamma_{\phi} + \frac{v_{\phi} \mu}{k}} \quad (6)$$

Текущие по глубине температура и давление связаны соотношением:

$$T_z \approx P_z \frac{\Gamma}{\gamma_{\phi} + \frac{v_{\phi} \mu}{k}} + \frac{v}{a} \Gamma \quad (7)$$

Вариант II гидротермальной системы ($L = 13$ км) может быть интерпретирован как "метаморфогенный" (температура источника равна геотермической температуре боковых пород). Градиент температуры по давлению в этом случае с глубиной по мере приближения к источнику уменьшается.



Фиг. 1. Изменение температуры T_z по стволу гидротермальной системы в зависимости от глубины z и давления P_z при различной глубине L источника гидротермальных растворов (варианты I-IV)

$v = 1 \cdot 10^{-6}$ см/сек; $T_L = 650^\circ\text{C}$; $a = 5 \cdot 10^{-12}$ сек $^{-1}$; $\alpha = 5 \cdot 10^{-3}$ см 2 /сек. Прямая I представляет функцию $T_z = \Gamma z + \frac{v}{a} \Gamma$ возмущения потоком гидротерм регионального геотермического поля. Кривые II-IV представляют функцию $T_z = f(z)$ соответственно при $L = T_L/\Gamma = 13$ км (II), $L = 6$ км (III) и $L = 3$ км (IV). Давление с глубиной принято изменяющимся по геобарическому градиенту, равному среднему удельному весу пород "гранитного" слоя земной коры ($\approx 2,8$ г/см 3)

Варианты III и IV гидротермальной системы ($L = 6$ км и $L = 3$ км) сопряжены с локальными тепловыми аномалиями, т.е. соответствуют гидротермальным системам магматогенного типа. Градиент температуры по давлению в этих вариантах с глубиной по мере приближения к источнику увеличивается.

Проницаемость гидротермальной системы k . Из приведенного выше решения задачи гидротермального теплопереноса следует, что текущий градиент по давлению по стволу гидротермальной системы определенным образом связан с ее проницаемостью. В структурно "закрытой" [15] геологической обстановке, характеризующейся относительно пониженной проницаемостью, градиент dT_z/dP_z , согласно уравнению (4), относительно уменьшается и, напротив, относительно увеличивается на структурно "открытых" участках. В слу-

чае гидротермальных систем с "бесконечно" удаленным источником (или систем с источником, лежащим на линии $T_L = \Gamma z + \frac{v}{a} \Gamma$) градиент dT_z/dP_z на структурно "открытых" участках стремится как к пределу к

$$\frac{dT_z}{dP_z} \approx \frac{\Gamma}{\gamma \phi} \quad (8)$$

То же самое, очевидно, справедливо при сопоставлении различных гидротермальных систем с разными значениями средней проницаемости: чем больше k , тем, при прочих равных условиях, больше градиент dT_z/dP_z и соответственно больше текущее отношение T_z/P_z [см. (3)] и наоборот.

Приведенный коэффициент a теплоотдачи гидротермальной системы в боковые породы. Коэффициент a связан со структурными условиями развития гидротермального процесса через параметры, задающие размер (площадь горизонтального сечения) и форму (пространственную фигуру) гидротермальной системы. Если профили скорости и температуры в сечении гидротермальной системы могут быть аппроксимированы параболическими профилями полностью стабилизированного ламинарного потока¹, то a может быть представлен в виде [22]:

$$a \approx Nu_\infty \frac{\lambda}{\rho c} \cdot \frac{1}{d} \frac{\Pi}{S} \quad (9)$$

где Nu_∞ - предельное значение числа Нуссельта (безразмерного коэффициента теплоотдачи), λ , ρ , c - коэффициент теплопроводности, плотность и удельная теплоемкость гидротермальной системы, d , Π , S - характеристический размер (эквивалентный диаметр), периметр и площадь горизонтального сечения гидротермальной системы.

Поскольку $\frac{\lambda}{\rho c} \equiv a$ и $d = 4S/\Pi$ [29], соотношение (9) может быть представлено в виде:

$$a \approx \frac{1}{4} Nu_\infty a \left(\frac{\Pi}{S} \right)^2 \quad (10)$$

Значение предельного числа Нуссельта при переходе от цилиндрических каналов (труб) к плоским (щелям) увеличивается примерно от 4 до 8 [29], (стр. 165). Поскольку при этом одновременно увеличивается и отношение Π/S , то очевидно, что гидротермальные системы характеризуются в общем случае тем меньшими значениями a , чем ближе их пространственная фигура к цилиндрической. При подобии пространственных фигур коэффициент a тем больше, чем

¹ Применительно к фильтрационному потоку это предположение означает, что соответствующим образом изменяется по сечению проницаемость k гидротермальной системы (см. примечание на стр.22).

меньше абсолютное значение площади горизонтального сечения системы S , и наоборот.

Кроме рассмотренных выше параметров, на термобарический режим в системе гидротермального теплопереноса влияют, как можно видеть из (3) и (4), величина геотермического градиента Γ в боковых породах, скорости v_{ϕ} фильтрации и v конвективного переноса тепла по стволу гидротермальной системы, температура T_L источника гидротермальных растворов, удельный вес γ_{ϕ} и вязкость μ гидротермального раствора. Эти параметры не относятся непосредственно к категории структурных условий, но их вклад в итоговую картину термобарического режима гидротермального процесса также следует иметь в виду.

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И ДАВЛЕНИЯ НА КИСЛОТНОСТЬ РУДОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Процессы гидротермального рудообразования тесно связаны с эволюцией кислотно-основного и окислительно-восстановительного потенциалов в системе рудоотложения. Обычно изменение этих физико-химических параметров связывают либо с переходом гидротермальных растворов в породы иного состава, либо с последовательным поступлением разных порций растворов. Перегруппировка веществ в эндогенном флюиде при изменении температуры и внешнего давления, на что указывалось еще в работах А.Г. Бетехтина [3], хотя и не отрицается, но, как правило, при конкретных генетических построениях не учитывается. Лишь в последнее время появились обобщающие работы по термодинамике растворов электролитов, позволяющие на базе статистических моделей наметить основные тенденции эволюции природных рудообразующих систем.

В основе изменений внутренних свойств растворов при сохранении их валового химического состава лежит изменение констант диссоциации растворенных в воде веществ, которое носит нелинейный экстремальный характер и неодинаково у различных соединений. Максимум диссоциации у большинства соединений находится в относительно низкотемпературной области или по крайней мере не выходит за пределы температур гидротермального процесса. Повышение температуры за пределами максимума диссоциации способствует быстрому увеличению доли ассоциатов, которая при температурах выше 300°C столь велика, что даже сильные электролиты типа HCl и KOH оказываются практически полностью ассоциированными в нейтральные молекулы. Возрастание давления вызывает обратное действие, которое может в значительной мере компенсировать эффект, вызванный изменением температуры.

Совместное действие этих двух факторов и каждого из них в отдельности может быть оценено с помощью уравнения Б.Н. Рыженко [26], связывающего константу диссоциации (K_T, p) с аналогичной константой в стандартных условиях (K°), зарядами частиц (Z_i, j),

их межатомными расстояниями в ассоциации (a) и диэлектрической проницаемостью воды при температуре T и давлении P ($\epsilon_{T,P}$).

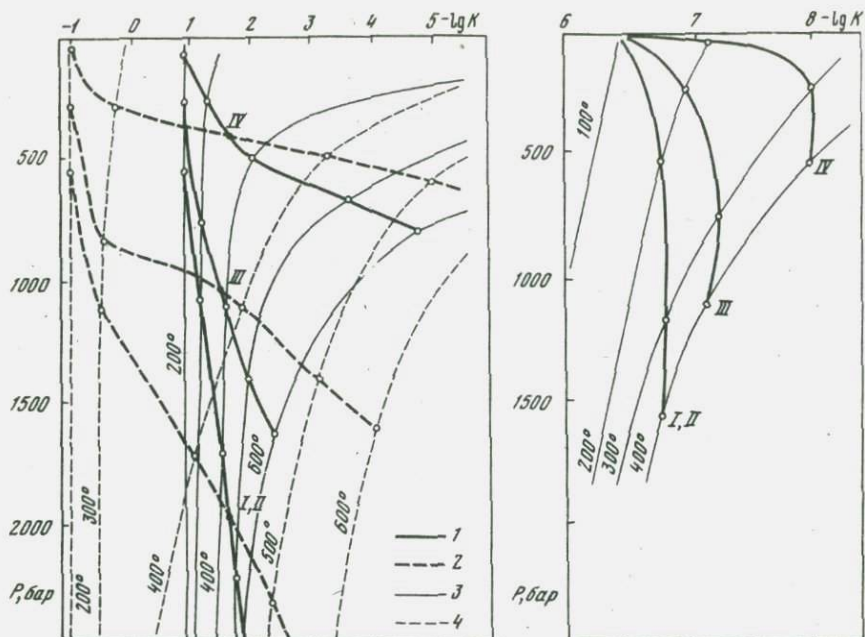
$$-\lg K_{T,P} = \frac{298}{T} pK_{298,1 \text{ атм}}^{\circ} + \frac{72\,600 |Z_i, Z_j|}{aT} \left(\frac{1}{\epsilon_{T,P}} - 0,0128 \right).$$

Анализ экспериментальных данных с помощью этого уравнения показывает, что в сверхкритических условиях по мере роста температур и давлений происходит нивелирование химической индивидуальности растворенных в воде веществ. Понижение температуры и давления, напротив, способствует разделению геохимических пар элементов. Такого рода общая тенденция должна приводить к закономерным изменениям кислотности растворов, величина которой зависит главным образом от степени диссоциации веществ, создающих основной гидрохимический фон.

Судя по данным анализа состава газовой-жидких включений, основными компонентами гидротермальных растворов в большинстве случаев являются хлориды и карбонаты щелочей [19]. Это позволяет выделить в качестве первого приближения две основные модели: хлоридную и карбонатную.

На фиг. 2 нанесены изотермы констант диссоциации KOH и HCl в интервале давлений от 1 до 2500 атм. Сопоставление этих величин позволяет оценить относительное приращение активности свободных ионов K^+ и Cl^- при падении температуры и давления. опережение роста активности щелочных компонентов в растворе, в данном случае калия, вызовет возрастание щелочных свойств раствора и соответствующие щелочные изменения во вмещающих породах. Преимущественная диссоциация HCl приведет к проявлению кислотной стадии. При общности основных тенденций изменение констант диссоциации HCl происходит быстрее, чем в случае KOH , а это должно сказаться на изменении относительной активности калия и хлора в градиентном поле температур и давлений.

Приняв за основу варианты одномерной термобарической модели с различной глубиной источника, рассмотренные в предыдущем разделе, и допустив равномерное изменение давлений по столбу гидротермальной системы с градиентом, примерно равным литостатическому, можно получить кривые изменения констант диссоциации щелочи и кислоты. Такие кривые показаны на фиг. 2 жирными линиями. Точки их пересечения разграничивают в пространстве области преимущественного развития щелочных и кислотных изменений. Для всех четырех вариантов щелочная стадия отвечает более высоким температурам и давлениям, по мере снижения которых она сменяется кислотной стадией. Для случая глубинного или метаморфогенного источника (варианты I-II) это пересечение лежит при температурах выше 400°C . В варианте с близповерхностным магматогенным источником (IV) оно смещается к температуре 350°C . Если в варианте I изменение происходит довольно плавно, то в случае близповерхностного источника оно значительно более контрастно, а это должно приводить к более контрастной зональности минералоотложения.



Фиг. 2. Изменение активности калия (1) и хлора (2) в зависимости от температуры и давления по стволу гидротермальной системы соответственно 1-IV вариантам одномерной термобарической модели. Изогермы констант диссоциации: 3 - KOH, 4 - HCl; точки пересечения жирных линий соответствуют моменту инверсии щелочно-кислотных свойств для вариантов 1-IV

Фиг. 3. Изменение активности HCO_3^- ионов в углекислом растворе соответственно вариантам 1-IV (см. фиг. 1); тонкие линии - изогермы констант диссоциации H_2CO_3

Карбонатный раствор во всем интервале температур и давлений является типичным представителем модели слабой кислоты и ее соли. Активность калия здесь в первом приближении соизмерима с активностью ионов HCO_3^- , резервом которых является недиссоциированная угольная кислота. Следовательно, изменение кислотности раствора в градиентном поле температур и давлений будет определяться главным образом изменением первой константы диссоциации H_2CO_3 . Из графика (фиг. 3) видно, что в случае глубинного источника (варианты 1-11) на большей части интервала движения растворов значения $-\lg K$ остаются практически постоянными, что свидетельствует о стабильности химической активности угольной кислоты. На всем этом интервале будет проявляться с постепенным убыванием щелочная стадия, связанная с диссоциацией нейтральных молекул щелочей. Лишь

при температурах ниже 200°C, когда несколько возрастает диссоциация угольной кислоты, возможно появление кислотной стадии.

Иная картина будет наблюдаться при близповерхностном положении очага (вариант IV). В соответствии с изменением $-\lg K$ кислотно-основные свойства растворов проявятся более резко и интенсивно, но щелочная стадия сместится к температурам выше 300°C, а затем контрастно сменится мощной кислотной стадией.

В реальной геологической обстановке картина, естественно, будет более сложной, в первую очередь за счет химической и физической анизотропии вмещающей среды. Остановимся лишь на двух крайних вариантах, показывающих возможные направления анализа геологических ситуаций.

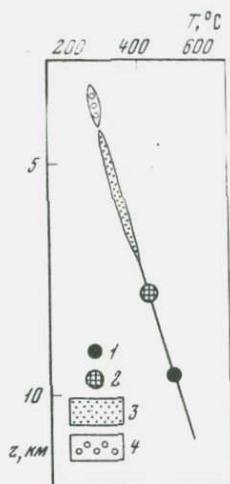
В случае мощной и хорошо проницаемой структуры, достаточного запаса тепла и вещества в очаге канал может оказаться хорошо прогретым на всем протяжении. В результате свойства новой порции раствора по мере продвижения к поверхности будут смешаться более по изотерме, чем по изобаре. Это приведет к возрастанию интенсивности щелочных стадий по сравнению к кислотным. Если при этом в верхних частях системы будет происходить потеря некоторой доли CO_2 за счет дегазации раствора, то кислотная стадия может не проявиться вообще.

Противоположный вариант подразумевает наличие на пути движения восходящего потока гидротерм некоторого экрана. Смещение свойств раствора под экраном в области относительной стабилизации давления будет при этом происходить более по изобаре, чем по изотерме. Соответственно под экраном можно ожидать более интенсивное проявление кислотных свойств раствора; выше экрана за счет падения давления возможна инверсия кислотно-основных отношений, смена кислотной стадии на щелочную. Аналогичные изменения могут происходить не только в пространстве, но и во времени в соответствии с изменением T и P при тектонических подвижках.

РУДОНОСНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ В КРУПНЫХ РАЗЛОМАХ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Анализ геологических данных в свете рассмотренных выше тенденций термобарической и кислотно-щелочной эволюции гидротермального процесса начнем с рудоносных щелочных метасоматитов, залегающих в крупных разломах кристаллического фундамента. Эти метасоматиты содержат руды тантала, ниобия, бериллия, урана и представляют новый тип постметаморфических гидротермальных месторождений, охарактеризованный в работах В.В.Архангельской, А.И.Гинзбурга [1], Я.Н.Белевцева и др. [2], Л.С.Галещкого [6], В.И.Казанского и др. [9, 10], В.Г.Кушева [13] и др.

Для рудоносных щелочных метасоматитов как особой группы формаций характерны: образование в процессе протоактивизации раннедокембрийских структурных элементов земной коры, отсутствие свя-



Фиг. 4. Соотношения между рудно-метасоматическими формациями в крупных разломах кристаллического фундамента

1 — кали-натриевые метасоматиты с тантало-ниобиевым оруденением; 2 — бериллиеносные калиевые метасоматиты; 3 — ураноносные натриевые метасоматиты; 4 — переотложенный кварц. Соединяющая линия отвечает расчетной кривой для метаморфогенного источника (II вариант одномерной термобарической модели)

зей с конкретными магматическими телами, контроль крупными региональными разломами, возникшими на уровне амфиболитовой фации метаморфизма, высокая активность щелочей в растворах, производящих изменения вмещающих пород, тесная сопряженность метасоматических изменений и собственно рудостложения. Главное значение в этой группе имеют три рудно-метасоматические формации: кали-натриевые метасоматиты с тантало-ниобиевым оруденением, бериллиеносные калиевые и ураноносные натриевые метасоматиты.

Тантало-ниобиевые руды залегают в существенно альбит-микроклиновых метасоматитах с подчиненным количеством кварца и щелочных амфиболов рибекит-арфведсонитового ряда. Основной рудный минерал — редкоземельный танталсодержащий пирохлор. Бериллиевое оруденение в виде гентгельвина и фенакита локализуется в существенно микроклиновых породах, на которые местами наложены альбитизация и окварцевание. Ураноносные альбититы представлены двумя типами — эгирин-рибекитовым и эпидот-хлоритовым и содержат тонкую вкрапленность уранинита, настурана, браннерита и др.

Опираясь на геолого-структурные и минералого-петрологические данные, можно полагать, что перечисленные рудно-метасоматические формации образованы на разных глубинах и при разных температурах (фиг. 4).

Для сравнительной оценки глубин образования разных формаций может быть использован принцип фациального соответствия тектонитов и метасоматитов [9], поскольку они контролируются структурными элементами, отвечающими разным глубинным уровням дислокационного метаморфизма. Кали-натриевые метасоматиты с танталом и бериллием наложены на зоны инъекционных мигматитов, бериллиеносные калиевые — на бластомилониты и бластокатаклазиты амфиболитовой фации, ураноносные натриевые метасоматиты сопряжены с

зонами катаклаза и зеленокаменного изменения ультраметаморфических пород.

Первые две формации относятся к числу высокотемпературных, третья – среднетемпературных гидротермальных образований. Температурные границы гидротермального процесса для всех трех формаций оцениваются примерно в 600–300°C [7]. При современной изученности рудоносных щелочных метасоматитов вряд ли можно дать однозначный ответ на вопрос, образованы ли все формации из единого эволюционировавшего потока гидротермальных растворов или каждой формации отвечает особый тип раствора, производившего изменения боковых пород и рудоотложение в определенных термобарических условиях.

Тем не менее сравнение трех рудометасоматических формаций позволяет сделать следующие выводы. Формирование рудоносных щелочных метасоматитов связано с весьма удаленными источниками гидротермальных растворов, отвечающими I или II варианту одномерной термобарической модели (см. фиг. 1). Прямые геологические наблюдения не позволяют сделать между ними однозначного выбора. Однако отсутствие в рудоносных разломах интрузий ультраосновного, основного, щелочного состава, которые можно было бы рассматривать как производные верхней мантии или низов базальтового слоя, позволяет полагать, что рудоносные гидротермальные растворы поступали из гранитно-метаморфической оболочки.

В отличие от постмагматических месторождений, для которых характерно проявление ранней щелочной, кислотной и поздней щелочной стадий, при образовании постметасоматических рудоносных щелочных метасоматитов кислотная волна отсутствовала. Две крайние ветви метасоматитов – калиевая и натриевая, несомненно, возникли в условиях высокой щелочности растворов. Вариации pH при переходе от ранних стадий к поздним также целиком лежат в щелочной области.

Ранее было показано, что отличительной особенностью метаморфогенных гидротермальных растворов можно считать выдержанность по вертикали температурного градиента. Реальным подтверждением этого заключения служит тот факт, что в однородной геологической среде ураноносные натриевые метасоматиты распространены на глубину в несколько километров с проявлением вертикальной зональности, обусловленной постепенным снижением температуры и активности натрия в просачивающейся колонне гидротермальных растворов. Показательно, что наиболее протяженные на глубину рудные залежи имеют столбообразную форму.

Специфическая особенность ураноносных натриевых метасоматитов – их тесная связь с мощными зонами эпидот-хлоритовых катаклазитов, возникших в результате массового хрупкого разрушения пород практически без смещений. Не исключено, что важную роль в образовании таких катаклазитов играли гидротермальные растворы, находившиеся под избыточным давлением.

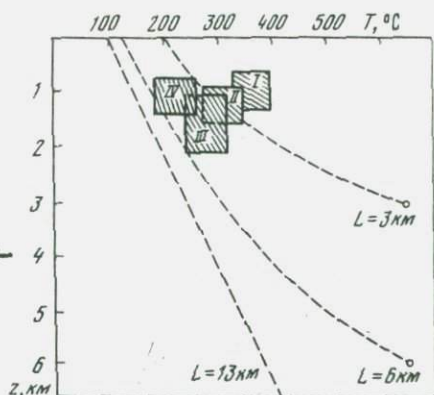
ВОЛЬФРАМИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Возникновение большинства вольфрамитовых месторождений является следствием внедрения гранитной магмы, обогащенной летучими, в область малых всесторонних давлений. Такие условия обычно создавались в районах, сложенных на глубине относительно древними консолидированными толщами и перекрытых слабо нарушенной покровной более молодых пород умеренной мощности. Влияние гранитного интрузива сказывается в течение всего периода рудообразования. Во-первых, это фактор мощного кондуктивного прогрева окружающих пород; во-вторых, наличие остывающего, а потому сокращающего объем массива; в-третьих, существование крупного изотропного тела, блокирующего более ранние структурные элементы окружающих пород и характеризующегося специфической деформационной историей.

В зависимости от конкретной структурной обстановки и тектонического режима данной территории возникает генетический ряд вольфрамитовых месторождений, отражающий характерные соотношения структурных и физико-химических условий рудоотложения [16]. На ранних стадиях остывания рудоносных гранитных массивов, при слабой нарушенности пород кровли, в условиях мощного высокотемпературного кислотного выщелачивания образуются собственно грейзеновые вольфрамитовые месторождения (I тип). В эндо- и экзоконтактах значительно остывших интрузивов, обычно в результате выполнения трещин отрыва, возникают кварцевые жильные тела или штокверки, сопровождаемые грейзенизацией вмещающих пород (II тип). На удалении от потенциально рудоносных гранитных массивов, в условиях непрекращающихся тектонических движений вдоль сколов обычно формируются протяженные жильные тела, сопровождаемые березитизацией вмещающих пород (III тип). На значительном удалении от интрузивов, в зонах дробления, сопряженных с разломами регионального значения, создаются самые низкотемпературные в этом ряду ферберит-антимонитовые месторождения, сопровождающиеся серицитизацией и аргиллизацией боковых пород (IV тип). Таким образом, эмпирически установлено определенное соответствие в ходе развития рудообразующей системы: проявления ранних этапов кислотно-шелочной эволюции постмагматического раствора характерны для относительно закрытой структурной обстановки; среднетемпературные месторождения поздних этапов эволюции растворов сформированы в гораздо более проницаемой структурно открытой обстановке [16].

Поскольку в настоящее время методами минералогической термометрии изучены условия образования многих кварц-вольфрамитовых месторождений [8, 17, 18 и др.], можно сопоставить этот эмпирический вывод с предложенной аналитической моделью гидротермальной системы. На фиг. 5 температурные поля, соответствующие условиям образования крупных вольфрамитовых месторождений, построены в основном по данным томогенеза включений в жильном рудоносном кварце продуктивных стадий минерализации. Для место-

фиг. 5. Глубина и температура формирования основных продуктивных ассоциаций вольфрамитовых месторождений четырех генетических типов, по [16], в сопоставлении с геотермическими кривыми, взятыми из фиг. 1 и рассчитанными для разных по глубине источников. Наклон штриховки отражает относительное приближение к изобарическим или изотермическим условиям рудообразования



рождений I типа температуры гомогенизации в общем составляют 400–320°C, для II типа 330–270°C, для III типа 300–230°C, а на месторождениях IV типа они понижаются до 260–180°C.

По оси ординат поля месторождений ограничены на основании имеющихся в нашем распоряжении данных [16] о глубинах формирования и вертикальной протяженности рудных тел. Что касается фиксации давления рудоносных растворов по включениям, то значительно менее многочисленны и не всегда надежны определения свидетельствуют о высоких (до 1500–2200 атм) давлениях во время формирования минералов ранних стадий на месторождениях I и II типов, порядка 500–700 атм — во время отложения продуктивной вольфрамовой минерализации месторождений II–III типов и о снижении давления до 70–200 атм при завершении процесса рудоотложения. Принимая за ось ординат глубину, а не давление растворов, мы исходим из того, что фиксированные давления в данном случае лишь в пределе соответствуют гидро- или литостатическим.

Из числа структурных факторов, обуславливающих формирование совокупности признаков каждого из четырех выделенных типов вольфрамитовых месторождений, к важнейшим следует отнести проницаемость системы рудообразования, пространственную форму и размеры области рудоотложения, а также удаленность последней от источника гидротермальной активности. В уравнении (4) эти факторы соответственно отражены параметрами K , a и $(L-z)$.

Проницаемость гидротермальной системы K задается структурной обстановкой в области рудоотложения, на подводящих и дренирующих путях движения гидротермальных растворов. Если для вольфрамитовых месторождений I типа, где отсутствуют значительные разрывные нарушения, проницаемость системы определяется преимущественно эффективной пористостью вмещающих пород, то для месторождений III и тем более IV типов почти вся масса растворов движется по открытым полостям разрывных нарушений. Таким образом, величина K будет очень низкой для I типа вольфрамитовых месторождений и очень высокой для IV типа.

Для любого отдельно взятого месторождения параметр K во времени может меняться в обе стороны. Его уменьшение происходит вследствие кольматации (залечивания) трещин при гидротермальном минералообразовании, что более характерно для I-II типов месторождений, формирующихся в относительно спокойной тектонической обстановке. Резкое повышение проницаемости в результате образования новых крупных разрывов может сказаться на процессе формирования месторождений I типа — обычно в этом случае рудообразование просто заканчивается. Для месторождений III-IV типов непрекращающиеся тектонические движения по рудовмещающим и прочим разрывам предотвращают полное залечивание минерализованных трещин и поддерживают проницаемость на достаточно высоком уровне.

Пространственная форма и размеры гидротермальной системы на уровне минералоотложения изменяются в рассматриваемом ряду месторождений следующим образом. Форма горизонтального сечения гидротермальной системы (в вещественном выражении — форма затронутого гидротермальной минерализацией участка в плане) заметно усложняется от месторождений I типа к месторождениям III типа. Площадь горизонтального сечения системы месторождений IV типа значительно уступает таковой для месторождений I-III типов. Отсюда следует, что приведенный коэффициент теплоотдачи гидротермальной системы (см. стр. 25-26) меньше у месторождений I типа и больше у месторождений III-IV типов.

Зависимость между температурой формирования продуктивной вольфрамовой минерализации и удаленностью от источника ($L-z$) хорошо иллюстрируется данными, приведенными на фиг. 5. Здесь устанавливаются и вполне удовлетворительные количественные соотношения температур гомогенизации минералов с теоретически рассчитанными по уравнению (4). В частности, привлекает внимание сближение температур минералообразования для серии месторождений с относительно малой глубиной формирования. На крупных вольфраморудных полях часто наблюдается совмещение разновременной минерализации, что обычно объясняется прогрессивным "заглублением" источника.

Таким образом, в рамках предложенной систематики вольфрамитовых месторождений все три рассмотренных структурных фактора влияют на величину отношения dT/dP однонаправленно, уменьшая величину термобарического градиента по мере перехода от месторождений I типа к месторождениям IV типа. Соответственно изменения давления вследствие образования в области рудоотложения крупных разрывов должно сопровождаться относительно резкими изменениями температуры на месторождениях I типа и медленными, плавными — на месторождениях III-IV типов. На $P-T$ диаграмме наклон линий $T = f(P)$ относительно оси температур более пологий для месторождений I типа и более крутой для месторождений IV типа, т.е. он изменяется подобно $P-T$ кривым в рассмотренной выше аналитической модели гидротермальной системы с разноглубинными источниками (см. фиг. 1). Очевидно, здесь также кроется одна из при-

чин различного вертикального размаха промышленного оруденения на крупных вольфрамитовых месторождениях разных типов: для I типа — около 100 м, для II — 200–250 м, для III — может превышать 700 м [16]. Лишь на ферберит-антимонитовых месторождениях (IV тип) вертикальный размах оруденения снова сокращается, вероятно, из-за относительного уменьшения "мощности" источника.

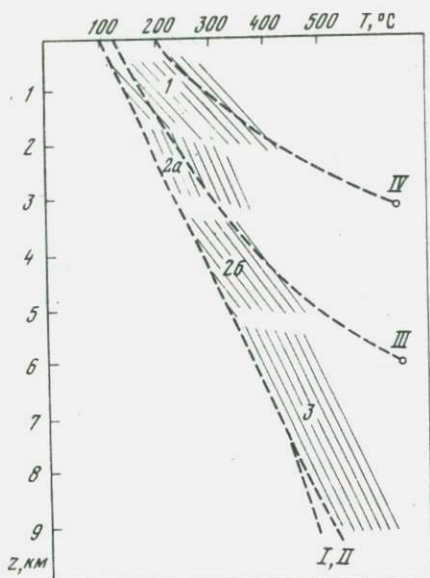
Изменение кислотно-основных свойств рудоносных растворов представлено ярко выраженным переходом от кислотного характера взаимодействий раствора с вмещающими породами на собственно грейзеновых месторождениях I типа к слабокислому и щелочному на среднетемпературных месторождениях III–IV типов. Взаимосвязь кислотно-основных свойств раствора и структурной обстановки объясняется предложенной выше теоретической моделью изменения pH раствора в зависимости от давления и температуры. В более закрытой структурной обстановке формирования месторождений I типа (относительно изобарические условия) в большей мере проявляются кислотные свойства раствора. В проницаемых структурах месторождений III–IV типов (относительно изотермические условия) в большей мере проявляются щелочные свойства.

ЖИЛЬНЫЕ ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Образование жильных золоторудных месторождений связывается с различными по природе и глубине залегания источниками [4, 21]. Весьма разнообразны и физико-химические условия их формирования [20, 24, 25]. Используя охарактеризованную выше одномерную термобарическую модель и построенные на ее основании схемы изменения режима кислотности-щелочности растворов, можно объяснить некоторые особенности локализации золотого оруденения на определенных глубинных уровнях (фиг. 6).

Типичные месторождения больших глубин представлены малосульфидными кварцевыми и карбонат-кварцевыми жильными телами, характеризующимися выдержанным составом на больших площадях и значительных интервалах глубинности (до 2–3 км). Золоторудная минерализация распределена в рудных телах относительно равномерно. Отдельные рудные столбы месторождения Колар (Индия), например, прослежены на 1,5–2 км по падению. Площадь их горизонтальных сечений измеряется сотнями-тысячами квадратных метров [14].

Данные о физико-химических условиях формирования этих месторождений ограничены. Околорудные изменения пород здесь выражаются в биогитизации, амфиболизации, калишпагизации, что свидетельствует о повышенной активности щелочных компонентов. Зональность в размещении минеральных ассоциаций по вертикали не отмечается. Температуры минералообразования оцениваются как высокие — более 300°C (по данным декрепитации кварца, развитию высокотемпературных минеральных парагенезисов жильных и рудных минера-



Фиг. 6. Параметры формирования кварц-золоторудных месторождений (заштрихованные поля) в соотношении с расчетными кривыми dT/dP для одномерной термобарической модели гидротермальной системы с различными по глубине источниками

Поля развития золоторудной минерализации: 1 – в условиях малых глубин; 2 – в условиях средних глубин (а – в зонах активизации, б – в складчатых областях); 3 – в условиях больших глубин. Наклон штриховки отражает относительное приближение к изобарическим или изотермическим условиям рудообразования

лов). Эти факты хорошо увязываются изложенными выше теоретическими данными об условиях проявления ранней щелочной стадии минералообразования. Специфичны и структурные условия формирования кварц-золоторудных тел в глубинных условиях. Они образовывались в зонах интенсивных пластических деформаций вмещающих пород при малой открытости структурной системы. Растворы просачивались по поровым пространствам и закрытым трещинам в больших объемах относительно равномерно прогретых пород. Характерно, что помимо жильобразных тел глубинным месторождениям свойственны сложные по строению ореолы гнездовой и прожилковой минерализации. Вероятный источник рудоносных растворов для этих месторождений, очевидно, находился на небольшом удалении от сферы рудообразования (или даже в ее пределах).

Жильные золоторудные месторождения средних глубин отчетливо подразделяются на две группы. Первую составляют в основном месторождения складчатых областей, характеризующиеся тесными парагенетическими связями с интрузивными массивами, вторую – месторождения областей активизации, связанные с малыми интрузиями, дайками и приуроченные к зонам глубинных разломов. Для месторождений первой группы обычно предполагается магматический источник, для месторождений второй группы более вероятен глубинный источник.

Месторождения первой группы представлены главным образом простыми жилами, группирующимися в жильных полях в пределах тектонических блоков и интрузивно-тектонических построек. По составу жилы мало- и умеренно-сульфидные. Заметно проявлена в них зональность минерализации, в частности вертикальная зональность

околорудных метасоматитов. На нижних горизонтах этих месторождений отмечается калишпатизация вмещающих интрузивных пород и сланцев, на верхних — хлоритизация, березитизация, окварцевание. Таким образом, здесь имеются признаки смены по мере удаления от источника щелочной стадии кислотной, при основной роли последней. Характерно отставание во времени образования продуктивных рудных минеральных ассоциаций от ассоциаций жильных минералов (кварца, карбоната). На общем фоне относительно выдержанной рудоносности жил отмечается определенное обогащение золотом верхних горизонтов месторождений.

Месторождения второй группы более разнообразны по строению и вещественному составу. Они чаще представлены изменчивыми по составу сложными жильными зонами, комбинациями жил и залежей. На этих месторождениях отчетливо выражены признаки связи околорудного изменения пород и формирования жил с процессом кислотного выщелачивания (березитизация, турмалинизация алюмосиликатных пород, окварцевание карбонатных пород и др.). Более четко в их пределах проявлены стадийность развития процесса минерализации и зональное размещение разностадийных ассоциаций. Геолого-геохимические особенности выделенных групп среднеглубинных месторождений определенно увязываются с отличиями их по глубине формирования. Месторождения второй группы представляют собой относительно менее глубинные образования, что, наряду с вероятными отличиями их по источнику рудного вещества, объясняет их различие по физико-химическим условиям формирования.

Температуры формирования рассмотренных месторождений оцениваются единым интервалом — $150-350^{\circ}\text{C}$ (по продуктивным ассоциациям). В связи с этим отмеченные их различия, очевидно, связаны с фактором давления. Помимо неодинаково литостатического давления (с разницей 200–300 атм) в период рудообразования различными были и наложенные силовые поля, неодинаково изменяющиеся поля во времени. При формировании менее глубинных месторождений, связанных с глубинными источниками, разрядка напряжений создает те же изменения физико-химических условий минералообразования, что и градиентные изменения давлений по вертикали.

Месторождения малых глубин также достаточно отчетливо подразделяются на две группы. Выделяются так называемые вулканогенные месторождения, отвечающие по условиям образования модели с источником, залегающим на глубинах 5–6 км, и месторождения, прямо не связанные с вулканизмом, имеющие, очевидно, глубинный источник. Однако существенные различия в формировании этих месторождений не отмечаются, что, по-видимому, объясняется близостью земной поверхности и аномально повышенными температурами в сфере рудообразования [17, 30]. Повышенные температуры могут быть связаны как с выделением тепла при вулканической деятельности [30], так и с привнесом тепла растворами, характеризующимися высокими скоростями подъема из глубинных источников. Температуры формирования кварцсодержащих минеральных ассоциаций на этих мес-

торожениях оцениваются в 50–300°C, а продуктивных ассоциаций – в основном в 150–220°C.

Структурная открытость системы здесь может быть определена как высокая, что выражается в наличии значительного объема сообщающихся пустот. Малоглубинным месторождениям свойственна концентрация жил в линейных зонах, кольцевых структурах, ограниченных по площади тектонических блоках. Широко развиты сложные по строению жилы и жильные зоны. Их минеральное выполнение осуществлялось стадийно, приводя, как правило, к резко выраженной зональности в распределении минерализации: к обогащению золотом верхних горизонтов месторождений, к смене с глубиной золоторудных ассоциаций полиметаллическими и т.д. Характерно, что продуктивны различные по времени выделения ассоциации, однако основными золотоносными являлись поздние ассоциации, формировавшиеся в условиях перекристаллизации и переотложения ранее выделившихся минералов. Для малоглубинных месторождений факторы изменения $P - T$ условий во времени, отмечавшиеся выше, особенно значимы.

Проявление в зонах гидротермального изменения пород окварцевания, серицитизации, аргиллизации, адуляризации свидетельствует о смене при формировании этих месторождений кислотных растворов щелочными, что на различных месторождениях проявилось в разной степени. Значительный прогрев вмещающих пород при формировании малоглубинных месторождений приводит к стиранию границ между площадным и околотрещинным метасоматозом. Текстуры малоглубинных золоторудных жил свидетельствуют о быстроте раскристаллизации, переходе истинных растворов в коллоидное состояние, что обоснованно связывается с массовой потерей газов в близповерхностных условиях [20]. По мнению Д.С. Коржинского, такие условия создавались на глубинах порядка 1 км, определявших "термодинамический порог" в состоянии системы.

Таким образом, на примере золоторудных месторождений жильного типа можно видеть безусловные связи геолого–структурных и физико–химических условий рудообразования, четко проявляющиеся в различных месторождениях, локализованных на разных глубинных уровнях. Раскрытие этих связей в настоящее время возможно лишь в самом приближенном виде. Однако совершенствование термобарических моделей на базе геолого–структурных моделей месторождений для каждого глубинного уровня позволит получить качественно новую информацию для понимания зависимостей рудообразования от глубины.

ВЫВОДЫ

1. Имеются безусловные свидетельства тесной взаимосвязи термогидродинамических, физико–химических и геолого–структурных условий в процессе гидротермального рудоотложения, подтверждающие правомочность количественного описания таких взаимосвязей.
2. Важнейшими структурными факторами, влияющими на соотношение термогидродинамических и физико–химических параметров в

области рудоотложения, являются глубина формирования месторождения, удаленность источника растворов, размеры и форма гидротермальной системы, фильтрационные и теплофизические свойства вмещающей среды.

3. Естественные группы (серий) месторождений с постоянно меняющимися признаками отражают функциональную связь между структурными и физико-химическими параметрами гидротермального рудообразования, в принципе поддающуюся теоретическому описанию. Дальнейшая разработка этой проблемы, несомненно, приведет не только к важным теоретическим выводам, но и будет способствовать развитию научных основ прогнозирования эндогенных рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельская В.В., Гинзбург А.И. Редкометалльные месторождения зон тектоно-магматической активизации. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. "Наука", 1975.
2. Белевцев Я.Н., Гречишников Н.П., Крамар О.А. Структурные условия образования и размещения некоторых типов урановых месторождений. - Геол. рудн. месторожд., 1968, № 5.
3. Бетехтин А.Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
4. Бородаевская М.Б. Месторождения золота. - В кн.: Рудные месторождения СССР. Т.3. "Недра", 1974.
5. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. "Недра", 1975.
6. Галецкий Л.С. Гентгельвиновое оруденение - новый высококачественный тип минерального сырья. - Геол. рудн. месторожд., 1971, № 3.
7. Гинзбург А.И., Архангельская В.В., Шацкая В.Г. Полевошпатовые метасоматиты - новый генетический тип месторождений полезных ископаемых. - Разв. и охрана недр, 1973, № 1.
8. Иванова Г.Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. "Наука", 1976.
9. Казанский В.И. Дислокационный метаморфизм и эндогенное рудообразование в разломах кристаллического фундамента. - В кн.: Минеральные месторождения. "Наука", 1972.
10. Казанский В.И., Омельяненко Б.И., Прохоров К.В. О вертикальной зональности ураноносных натриевых метасоматитов. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. "Наука", 1974.
11. Королев А.В., Шехтман П.А. Структурные условия размещения послемагматических руд. "Недра", 1965.
12. Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
13. Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л., "Недра", 1972.
14. Линдgren В. Месторождения золота и платины. М.-Л., Цветметиздат, 1932.
15. Лукин Л.И., Корин И.З., Кравченко Г.Г. и др. Структурные условия рудообразования как один из факторов, определяющих генетические особенности эндогенных рудных месторождений. - В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. "Наука", 1974.

16. Малиновский Е.П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. "Наука", 1965.
17. Минералогическая термометрия и барометрия. "Наука", 1968.
18. Наумов В.Б., Иванова Г.Ф. Баротермометрическая характеристика условий образования вольфрамитовых месторождений. - Геохимия, 1971, № 6.
19. Наумов Г.Б., Наумов В.Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования. - Геол. рудн. месторожд., 1977, № 1.
20. Петровская Н.В. Самородное золото. "Наука", 1973.
21. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г. Источники рудного вещества эндогенных месторождений золота. - В кн.: Источники рудного вещества. "Наука", 1976.
22. Пилоян Г.О., Пэк А.А. Оценка глубины источника гидротермальных растворов по тепловому балансу гидротермального потока. - В кн.: Источники рудного вещества. "Наука", 1976.
23. Пэк А.А., Пилоян Г.О. Оценка глубины источника гидротермальных растворов по данным минералогической термобарометрии. - Геол. рудн. месторожд., 1975, № 4.
24. Рожков И.С. Среднеглубинные золоторудные месторождения. - Геол. рудн. месторожд., 1971, № 5.
25. Рожков И.С. Близповерхностные месторождения золота. - Геол. рудн. месторожд., 1973, № 3.
26. Рыженко Б.Н. О возможности определения валовых коэффициентов активности кислот и оснований. - Геохимия, 1965, № 5.
27. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. "Недра", 1969.
28. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1960.
29. Теплотехнический справочник. Т.2. "Энергия", 1976.
30. Borcos M. Le controle thermodynamique dans la Metallogenese associés an volcanisme neogene des Monts Metalliferes de la Transylvanie. - Ann. Soc. Geol. Belgique, 1968, 92.

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы стало ясно, что в локализации многих гидротермальных месторождений ведущую роль играют структурные элементы вулканического происхождения. С ними связаны колчеданные — медные и полиметалльные месторождения, медно—молибденовые так называемых порфировых руд, золото—серебряные, редкометалльные бериллиевые и флюорит—бериллиевые, флюоритовые, урановые, железных руд и исландского шпата в трапях, апатит—редкометалльные в карбонатитах, алмазов в кимберлитах и многие другие. Описанию их структур посвящена обширная литература: за 1960—1975 гг. в СССР по этому вопросу опубликовано более 1000 работ.

Авторы не ставят перед собой задачу дать всестороннюю характеристику установленных в настоящее время благоприятных рудовмещающих структур вулканического происхождения. На основе обобщения опубликованных данных и многолетнего личного опыта работы в рудоносных палеовулканических провинциях в этой статье сделана попытка обобщения характерных особенностей вулканических структур, свойственных разным рудным провинциям, существенно отличающимся по тектоническому положению.

Все рудовмещающие вулканогенные структуры гидротермальных месторождений рассматриваются нами как совокупность тектонических элементов, определяющих положение зон разгрузки рудоносных растворов. Соответствующие структурные факторы в совокупности с другими (в первую очередь геологическими и физико—химическими) мы рассматриваем в качестве важнейших, играющих существенную роль в размещении рудных концентраций и определении морфологии рудных тел палеовулканических областей.

Вулканогенные рудовмещающие структуры, по—видимому, следует выделять в самостоятельный класс структур гидротермальных месторождений. Им присущи весьма характерные особенности, определяемые условиями формирования. В первую очередь необходимо отметить следующие:

а) частую локализацию месторождений палеовулканических областей в кальдерах и бескальдерных вулканических депрессиях, отлича-

ющихся от других структур особыми условиями формирования палеогидротермальных рудоносных систем;

б) большую роль вулcano-купольных структур, с ярко проявленной спецификой формирования месторождений в жерлах древних вулканов, necks, субвулканических интрузивах и других "секущих" тектонических элементах вулканического происхождения;

в) особый тектонический облик рудовмещающих трещинных структур, в которых часто сочетаются кольцевые дуговидные в плане, конические и цилиндрические в разрезе разрывы с многочисленными радиальными трещинами;

г) проявление согласных структур, названных В.И. Смирновым [19] структурами вулканического наложения, закономерно сочетающимися с пологопадающими и наклонными зонами послонных разрывов, горизонтами так называемых благоприятных пород, своеобразными "стратиграфическими структурными ловушками" и другими особенностями, свойственными рудоносным палеовулканическим областям.

Разумеется, отмеченными специфическими чертами рудовмещающих структур вулканического происхождения не исчерпываются все их отличительные особенности. Представляется, что целенаправленное изучение рудовмещающих структур палеовулканических областей, несомненно, приведет к выявлению новых признаков их вулканического происхождения.

ОСНОВНЫЕ ГРУППЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ РУДОВМЕЩАЮЩИХ СТРУКТУР

Обобщающая характеристика вулcanoгенных рудовмещающих структур дана в работах В.И. Смирнова [19], В.Н. Котляра [7], Г.Ф. Яковлева [27], П.Д. Яковлева [28] и некоторых других исследователей.

В.И. Смирнов [19] выделяет несколько основных типов таких структур: тела в трубках взрыва, в вулканических жерлах и в вулканических кальдерах; тела в кольцевых разрывах; тела в контактах согласных и секущих субвулканических и гипабиссальных интрузивов; тела в структурах вулканического наложения. При этом подчеркивается большая роль в локализации руд межпластовых и внутрипластовых зон дробления, горизонтов благоприятных пород и непроницаемых экранов.

Систематики вулcanoгенных рудовмещающих структур, предложенные другими исследователями [3-5, 8, 13, 25 и др.], учитывают также особенности формы рудовмещающих вулканических тел, глубинность их становления и характерный облик трещинных структур. Авторам представляется оправданным такой подход. Однако при этом не в полной мере учитывается геотектоническое положение рудоносных вулканических образований, условия их формирования, своеобразие положения и структурного облика рудных тел, обусловленные различиями в проявлении вулканизма.

Исходя из этого, в предлагаемой систематике рудовмещающие структуры объединены в четыре основные группы (табл. 1), различающиеся отмеченными выше особенностями.

К первой группе относятся рудовмещающие структуры геосинклинальных вулканических областей, формировавшиеся на коре океанического и переходного типов. В этих областях проявлены фемические, преимущественно субмаринные, контрастно или последовательно дифференцированные базальт-липаритовые формации, характеризующиеся специфическим металлогеническим обликом и своеобразными рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами [2, 9, 10, 11, 17, 18, 19, 21, 28]. Ведущая роль среди гидротермальных месторождений здесь принадлежит колчеданной серии (Cu; Cu-Pb-Zn-Ag; Cu-Au). Колчеданные месторождения широко распространены в пределах Тихоокеанского, Средиземноморского, Урало-Монгольского и Северных ветвей Атлантического эвгеосинклинальных поясов [14]. Эти месторождения приурочены к обширным депрессионным структурам, сериям сближенных и одиночных крупных палеовулканов и мощным зонам смятия и расслабления.

Важным отличием этой группы рудоконтролирующих структур является слабое развитие вулканических кальдер и незначительное влияние на локализацию оруденения кольцевых и радиальных элементов строения вулканических сооружений. Закономерности размещения колчеданных руд нередко обусловлены особенностями складчатых образований. Рассматриваемые рудовмещающие структуры характеризуются относительно простым строением и в общем простой формой рудных тел – согласными пластообразными залежами, локализованными в структурах вулканического наслоения, контактах субвулканических интрузивов, послонных разрывах, горизонтах благоприятных пород и на отдельных участках складчатых структур. Комбинированные структуры также играют важную роль, а секущие имеют второстепенное значение.

Вторую группу составляют рудовмещающие структуры, послегеосинклинальных орогенных областей, возникшие в процессе формирования коры континентального типа. В этих условиях формировались континентальные вулканические пояса и поля вулканогенных пород, принадлежащих к андезит-диоритовому и липарит-гранитному рядам формаций. Они сопровождаются характерным комплексом гидротермальных рудных месторождений [9, 10].

В отличие от рудоконтролирующих структур эвгеосинклинальных областей структуры этой группы представлены относительно небольшими вулканотектоническими, часто кальдерными депрессиями, вулканокупольными поднятиями и зонами весьма характерных кольцевых, дуговидных и радиальных разломов.

Как показывает анализ большого фактического материала, геологическое строение рудоконтролирующих структур рассматриваемой группы в значительной мере зависит от истории формирования автономных тектонических блоков, к которым они приурочены. Выделяются устойчивые антиклинорные поднятия и тектонические блоки с тенденцией к опусканию. В последних формировались преимущественно бескальдерные остаточные депрессии. В таких депрессиях менее отчетливо фиксируются несогласие и различия в строении между

комплексом пород фундамента и вулканогенно-осадочными образованиями, выполняющими депрессии. Вулканогенно-осадочные отложения депрессий и породы фундамента образуют почти непрерывный разрез. Мощность вулканитов и осадочных пород депрессий нередко достигает несколько тысяч метров. В их разрезе большая роль принадлежит осадочным породам и вулканитам основного состава. Депрессии имеют неправильную форму и асимметричное строение. Максимальные мощности пород наблюдаются вблизи крупных разломов, ограничивающих депрессии.

Приуроченные к таким депрессиям эндогенные месторождения расположены главным образом в зонах крупных сквозных разломов, разделяющих депрессии на обособленные тектонические блоки.

В тектонических блоках с устойчивой тенденцией к воздыманию вулканогенные рудоконтролирующие структуры находятся на жестком складчатом фундаменте, являются наложенными и имеют многие черты сходства со структурами областей тектоно-магматической активизации. В таких блоках часто формируются кальдеры проседания и кольцевые вулкано-купольные структуры.

В отличие от бескальдерных депрессий кальдеры обрушения и вулкано-купольные структуры имеют в плане овальную или изометричную полигональную форму и почти со всех сторон ограничиваются кольцевыми, дуговидными или линейными разломами, в зонах которых широко развиты субвулканические и жерловые фации преимущественно поздних липаритов.

Основание вулканических кальдер и некоторых вулкано-купольных структур опущено. Вертикальная амплитуда смещения по дуговидным и линейным разломам чаще всего составляет несколько сот метров. Кальдерный блок слагают стратифицированные вулканогенно-осадочные породы, разрез которых в значительной мере зависит от особенностей строения фундамента. На поднятиях фундамента, по сравнению с участками его погружения, наблюдаются сокращенные мощности и другие фации вулканогенных пород почти всех разновозрастных свит и многих толщ. Суммарная максимальная мощность вулканогенных пород впадин обычно не превышает 1000-1500 м. В центральных частях кальдер вулканогенно-осадочные породы залегают почти горизонтально, а в периферических зонах они обычно падают круто.

В слоистых покровах вулканогенно-осадочных пород картируются многочисленные, разные по форме и размерам субвулканические интрузивы и вулканические жерла. Они приурочены к зонам самых крупных, нередко скрытых разломов фундамента.

Наиболее сложное строение имеют краевые зоны кальдер. Они представлены узкими своеобразными кольцевыми прогибами, которые заполнены специфическими вулканогенно-осадочными породами и разнообразными субвулканическими и жерловыми фациями. Как правило, вулканогенно-осадочные отложения здесь падают круто внутрь прогибов и пересекаются дуговидными и кольцевыми разломами [12, 15, 28].

В строении бескальдерных депрессий и кальдер обрушения важную роль играют долгоживущие сквозные и скрытые линейные разломы. Первые в виде зон дробления отчетливо проявлены во всех частях

Таблица 1

Основные группы рудовмещающих структур месторождений палеовулканических областей

Геотектоническое положение рудовмещающих вулканических образований	Характерные ряды формаций вулканических и вулканогенных пород	Основные рудные формации	Характерные рудовмещающие структуры	Примеры
1	2	3	4	5
Первая группа				
I. Вулканические пояса и поля эвгеосинклинальных областей, формировавшихся на коре океанического и переходного типов	Фемический ряд контрастно или последовательно дифференцированных базальт-липаритовых формаций	Медноколчеданная, колчеданная полиметаллическая, бацит-полиметаллическая, железорудная	I.1. Депрессионные структуры I.2. Серии палеовулканов и одиночные крупные палеовулканы вулканогенных поднятий I.3. Крупные разломы, зоны смятия и расланцевания	Рудные провинции и районы Тихоокеанского, Средиземноморского, Урало-Монгольского и Северных ветвей Атлантического эвгеосинклинальных поясов
Вторая группа				
II. Вулканические пояса и поля послеэвгеосинклинальных орогенных областей, возникшие в процессе формирования континентальной коры (частично при переработке консолидированных, ранее жестких блоков)	Ряд андезит-диоритовых (с монотонитами) формаций Ряд липарит-гранитных (с граносиенитами) формаций	Медно-молибденовая, молибденовая, жильная золото-серебряная, полиметаллическая, флюорит-полиметаллическая, ртутная Редкометаллическая, бериллиевая, бериллий-флюоритовая, полиметаллическая, молибден-урановая, флюорит-полиметаллическая	II.4. Вулканические кальдеры и бескальдерные вулканогенные тектонические депрессии II.5. Вулканокупольные поднятия II.6. Зоны краевых кольцевых, дуговидных и радиальных разломов	Рудные провинции и районы в обрамлении в срединных массивах Тихоокеанского, Средиземноморского орогенных поясов

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5
Третья группа				
<p>III. Вулканические пояса, поля и одиночные палеовулканы областей тектонико-магматической активизации, сформировавшиеся в условиях "распада" континентальной коры</p>	<p>Ряд трахитовых, базальт-липаритовых формаций</p> <p>Ряд щелочных формаций</p>	<p>Уран-флюоритовая, флюорит-бериллиевая, оловянная, медно-молибденовая, золото-серебряная, ртутно-сурьмяная и др. Торий-урановая, титан-урановая</p>	<p>III. 7. Приразломные депрессии и кальдеры проседания</p> <p>III.8. Вулканические купола</p> <p>III. 9. Зоны крупных долгоживущих разломов с жерловыми и субвулканическими фациями и гипабиссальными интрузивами</p>	<p>Рудные провинции и районы зон эпиплатформенного орогенеза: Тихоокеанского складчатого пояса, Юго-Востока Азии, срединных массивов Средиземноморского складчатого пояса</p>
Четвертая группа				
<p>IV. Вулканические области и поля древних платформ</p>	<p>Ряд трапповых формаций</p> <p>Ряд ультраосновных щелочных формаций</p>	<p>Железорудная, исландский шпат</p> <p>Редкометаллическая в карбонатах с апатитом, флогопитом</p> <p>Алмазы</p>	<p>IV. 10. Одиночные палеовулканы</p> <p>IV. 11. Трубки взрыва и жерла вулканов</p>	<p>Рудные провинции и районы Сибирской платформы</p> <p>Рудные провинции и районы Восточно-Европейской, Сибирской, Африканской, Индостанской и Бразильской платформ</p> <p>Рудные провинции и районы Сибирской, Африканской, Индостанской и Бразильской платформ</p>

разреза и характеризуются значительными амплитудами смещения пород. В отличие от них скрытые разломы хорошо прослеживаются лишь в основании кальдер, а в вулканитах более молодых толщ представлены зонами мелких трещин и отдельными субвулканическими интрузивами. Большое значение имеют также и пологие тектонические нарушения, развивающиеся по контактам пород с разными физико-механическими свойствами.

Эндогенные рудные месторождения, приуроченные к кальдерам, в зависимости от особенностей их строения расположены либо внутри кальдерного блока, либо в ограничивающих его кольцевых разломах, либо за его пределами. Рудовмещающие структуры их существенно различаются.

Характерными рудоконтролирующими структурами орогенных областей являются также вулcano-купольные поднятия. Обычно они имеют сложное внутреннее строение и формировались в процессе многократного внедрения и извержения магматических расплавов.

Одни из них сложены в основном интрузивными породами. Как показывают палеовулканические реконструкции, в самом начале формирования таких вулcano-купольных структур под давлением поднимающихся магматических расплавов образуются кольцевые краевые разломы, вдоль которых размещаются лакколитоподобные интрузивы липаритов. Ранние интрузивы, как правило, наиболее крупные и слагают основную часть вулcano-куполов. Поздние, относительно небольшие грибовидные интрузивы расположены в местах пересечения кольцевых разломов с крупными линейными разломами. Они нередко отделены от ранних интрузивов прерывистыми маломощными пластинами слоистых вулcanoгенно-осадочных пород. В завершающий период формирования структур происходит проседание кольцевого блока и образуются наиболее молодые кольцевые интрузивы.

Основные разрывные нарушения таких вулcano-интрузивных куполов развиты в их периферической и внешней зонах, где расположены и главные эндогенные месторождения [4].

Другие вулcano-купольные образования слагают главным образом покровы лав и горизонты туфогенно-осадочных пород, а интрузивы играют небольшую роль, хотя купольная структура возникла в процессе их внедрения [17]. Внутри таких вулcano-купольных образований широко развиты радиальные и концентрические разрывы, к которым и приурочены основные месторождения.

Главные особенности рудовмещающих структур в значительной мере обусловлены геологическим положением месторождений.

В третью группу включены рудовмещающие структуры областей тектоно-магматической активизации, формировавшиеся в условиях "распада" континентальной коры. В пределах таких областей широко развиты вулcano-интрузивные породы трахитовых, базальт-липаритовых и щелочных рядов формаций и сопутствующий им комплекс своеобразных гидротермальных месторождений [1, 5, 6, 9, 10, 22, 25, 26].

Рудовмещающие структуры активизированных складчатых областей имеют большое сходство со структурами орогенных областей. Вместе с тем на размещение эндогенного оруденения активизированных областей слабое влияние оказывают кольцевые элементы строения вулканогенных структур. В размещении рудных концентраций исключительно большая роль принадлежит очень крупным разломам фундамента и согласным структурам молодых слоистых толщ (межпластовым и внутривластовым зонам дробления, горизонтам благоприятных пород и зонам фациального замещения пирокластических и осадочных пород плотными вулканитами). Кроме этого, в некоторых активизированных складчатых областях широко развиты скрыто-вулканические рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры [29].

Месторождения и рудные поля приурочены к приразломным депрессиям и кальдерам проседания, вулканическим куполам, скрыто-вулканическим структурам и зонам крупных долгоживущих разломов, прослеживающимся далеко за пределы этих локальных рудоконтролирующих структур. Такие разломы обычно образуют две основные системы. Наиболее протяженны продольные разломы, согласные с направлением простирания преобладающей складчатости и других элементов строения фундамента. Широко развиты также поперечные разломы. Рудоконтролирующие депрессии, вулканические купола и скрытовулканические структуры расположены чаще всего на участках пересечения и сопряжения этих основных разломов.

Вулкано-тектонические депрессии и вулкано-купольные поднятия имеют обычно неправильную форму и вытянуты вдоль разломов одного или двух направлений. Их площадь колеблется от первых до нескольких сот квадратных километров.

В основании депрессий наблюдаются горизонты терригенных осадочных пород, чередующиеся с покровами базальтов и дацитов, выше которых находятся игнимбриты и спекшиесе туфы липаритов, а также согласные и секущие интрузивы липаритовых порфиров. В верхних частях разреза многих депрессий отмечаются горизонты осадочных пород и мощные покровы поздних базальтов. Мощность и фациальный состав вулканогенно-осадочных пород в значительной степени зависят от особенностей строения фундамента депрессий. Над выступами фундамента, представленными жесткими интрузивными породами, наблюдаются обычно сокращенные мощности вулканитов и терригенных пород. Такие выступы фундамента обрамляются разрывными нарушениями, к которым часто приурочены субвулканические и жерловые фации. Максимальные мощности (1500 м) и преобладание осадочных пород характерны для грабенообразных депрессий. На большей части депрессий вулканогенно-осадочные отложения залегают почти горизонтально.

Вулкано-тектонические депрессии активизированных складчатых областей редко ограничены кольцевыми и дуговидными разломами. Основные рудоконтролирующие разломы таких депрессий - сквозные и скрытые крутопадающие разломы, а также весьма характерные для них пологие разрывные нарушения. Многие рудные тела располо-

жены в зонах скрытых разломов под согласными межпластовыми срыва́ми и имеют лентообразную форму.

Рудоконтролирующие вулкано-купольные структуры активизированных складчатых областей также характеризуются специфическими особенностями [25]. Выделяются два основных типа вулкано-купольных структур. Одни находятся на поднятиях фундамента, и их слагают главным образом стратифицированные вулканогенно-осадочные породы вулканов центрального типа. Другие формируются в неглубоких вулкано-тектонических впадинах путем внедрения поздних крупных лакколитообразных интрузивов. Основную часть таких вулкано-купольных структур слагают массивные породы субвулканических интрузивов, выше и ниже которых расположены горизонты стратифицированных вулканогенно-осадочных пород.

В отличие от вулкано-купольных поднятий орогенных областей рассматриваемые вулканические купола не испытывали значительного проседания основания и не имеют концентрического строения. Эндогенные месторождения приурочены к зонам сквозных и скрытых разломов, пересекающих горизонты благоприятных пород, жерловые фации или субвулканические интрузивы [25].

Для некоторых областей тектоно-магматической активизации характерны скрытовулканические рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры, представленные купольными поднятиями и в меньшей мере депрессиями [29]. Основную часть этих структур слагают осадочные породы, которые и вмещают рудные тела.

В расположении месторождений активизированных областей исключительно большая роль принадлежит крупным крутопадающим разломам фундамента и согласным разрывным нарушениям молодых слоистых толщ [5, 26].

К четвертой группе относятся рудовмещающие структуры вулканических областей и полей древних платформ. В их пределах нередко распространены вулкано-интрузивные породы трапповых, ультраосновных-щелочных и кимберлитовых формаций со специфическим металлогеническим обликом и своеобразными рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами [9, 10, 17, 19, 20, 26].

С трапповыми формациями Сибирской платформы связаны важные гидротермальные месторождения железа. Железорудные месторождения, так же как и другие месторождения рассматриваемой группы, приурочены к поясам крупных разломов, чаще всего к участкам их пересечения, где развиты палеовулканы и трубки взрыва. Рудовмещающие палеовулканы и трубки взрыва имеют нередко значительные размеры в диаметре (первые тысячи метров) и сложное внутреннее строение. Они сложены разнообразными туфами, туфобрекчиями и агломератами. Жерловые фации палеовулканов и трубки взрыва пересекают древние слоистые толщи терригенно-карбонатных пород и прослеживаются на большую глубину. Магномагнетитовое оруденение интенсивно развито в жерлах палеовулканов и трубках взрыва, но также проникает и во вмещающие их породы. Рудовмещающие структуры характеризуются сложным строением и формой рудных тел. Глав-

ные рудовмещающие структуры – секущие, а комбинированные и согласные структуры играют второстепенную роль.

В пределах многих активизированных платформ и окружающих их складчатых областей широко развиты вулкано-интрузивные структуры ультраосновных-щелочных формаций, вмещающие карбонатиты с редкими и радиоактивными металлами, апатитом, флогопитом и другими полезными ископаемыми. Эти структуры относятся к так называемым массивам открытого типа, сформировавшимся в близповерхностных условиях, когда ультраосновная-щелочная магма прорывалась на поверхность [16]. Подобные структуры наиболее широко распространены на Африканской платформе. Они имеют в плане обычно округлую форму и в общем небольшие размеры – от нескольких сот квадратных метров (Кнумбе, Замбия; Чилва, Малави) до нескольких десятков квадратных километров (Букусу, Уганда).

Рассматриваемые структуры чаще всего представляют собой вулканы центрального типа и сложены косослоистыми туфами и агломератами, падающими от центра к периферии. В их пределах выделяются вулканические жерла и трубки взрыва, выполненные лимбургитами, нефелиновыми и мелилитовыми базальтами, их туфами, агломератами и карбонатитами. Иногда жерла окружены слабо выраженными кальдерами проседания. В отдельных случаях вокруг карбонатитовых ядер наблюдаются флогопит-магнетит-apatитовые породы. К подобным структурам можно отнести Гулинский вулкано-интрузив Сибирской платформы [19]. Основные рудные тела этих месторождений локализованы в секущих структурах – конических, цилиндрических и радиальных трещинных зонах и имеют неправильную жиллообразную форму. Комбинированные структуры играют второстепенную роль, а согласные практически не встречаются.

Как известно, в пределах многих платформ распространены кимберлитовые трубки, содержащие алмазы. Алмазоносные трубки расположены группами и поясами в зонах крупных разломов фундамента, которые плохо проявлены в осадочном чехле платформ [20]. Несмотря на общее сходство кимберлитовых трубок разных районов, каждая из них характеризуется индивидуальными особенностями. Чаще всего они имеют воронкообразную форму и прослеживаются на значительную глубину. В верхних частях месторождений размеры их колеблются от нескольких десятков метров до 1,5 км. С глубиной трубки заметно сужаются и нередко превращаются в дайкообразные тела. Они сложены разными по внешнему облику кимберлитами, содержащими многочисленные ксенолиты разнообразных пород. Обычно преобладают мелкообломочные кимберлиты, сходные по внешнему облику с кристаллокластическими туфами. Широко распространены также и грубообломочные разности, напоминающие гуфобрекчии. Обломки таких кимберлитов имеют разную форму, размеры их от долей сантиметра до нескольких метров ("плавающие рифы").

Как кимберлиты, так и вмещающие их породы интенсивно раздроблены и изменены. Отмечаются крупные тектонические разрывы, разделяющие трубки на блоки, и относительно небольшие трещины,

прослеживающиеся в соответствии с формой залегания и внутренним строением трубок взрыва. Распределение алмазов достаточно равномерное и зависит от положения отдельных фаций кимберлитов внутри трубок взрыва. В большинстве месторождений наблюдается отчетливая тенденция снижения содержания алмазов с глубиной [19].

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОВМЕЩАЮЩИХ СТРУКТУР

Как отмечалось выше, гидротермальные месторождения эвгеосинклинальных поясов приурочены к обширным депрессионным структурам, сериям сближенных и одиночным палеовулканам, к крупным разломам, зонам смятия и рассланцевания.

Отдельные месторождения и рудные поля, связанные с депрессионными структурами, расположены обычно во внутренних частях этих структур, в зонах достаточно крупных крутопадающих и согласных разломов. Главными рудовмещающими здесь являются согласные структуры (табл. 2). Рудные тела таких месторождений и рудных полей имеют чаще всего пластовую (фиг. 1, а), лентообразную либо неправильную седловидную форму и локализованы в горизонтах благоприятных пород, в послонных и внутрипластовых разрывах, погребенных неровностях палеорельефа и на отдельных участках складчатых структур.

Важное значение имеют комбинированные рудовмещающие структуры, а секущие – второстепенное.

Месторождения и рудные поля, связанные с палеовулканами, расположены либо в их прижерловых зонах, либо на склонах вулканических конусов. В зависимости от этого рудовмещающие структуры несколько различаются. Основные рудные тела локализованы в комбинированных структурах в околожерловых зонах, на участках сопряжения и пересечения пологих и крутопадающих разрывов и пересечения разрывами горизонтов благоприятных пород. Они имеют сложную Т- и Г-образную и неправильную форму (см. фиг. 1, б).

Согласные рудовмещающие структуры играют также важную роль, особенно в месторождениях, расположенных на склонах вулканических построек, и вмещают рудные тела пластовой и линзовидной формы. Отдельные линзо- и трубообразные рудные тела локализованы в секущих рудовмещающих структурах.

Большая группа колчеданных месторождений и рудных полей эвгеосинклинальных поясов связана с крупными разломами, зонами смятия и рассланцевания. Рудные концентрации расположены обычно на участках их наиболее сложного строения – сопряжения, пересечения, развития будин и блоков благоприятных пород, субвулканических и жерловых фаций. Главными рудовмещающими здесь являются секущие структуры. Сложные жилы, линзообразные тела и рудные тела неправильной формы локализованы в тектонических и вулканических брекчиях, в зонах милонитов и интенсивно рассланцованных пород (см. фиг. 1, в). Комбинированные структуры имеют важное значение, а согласные – второстепенное.

Таблица 2

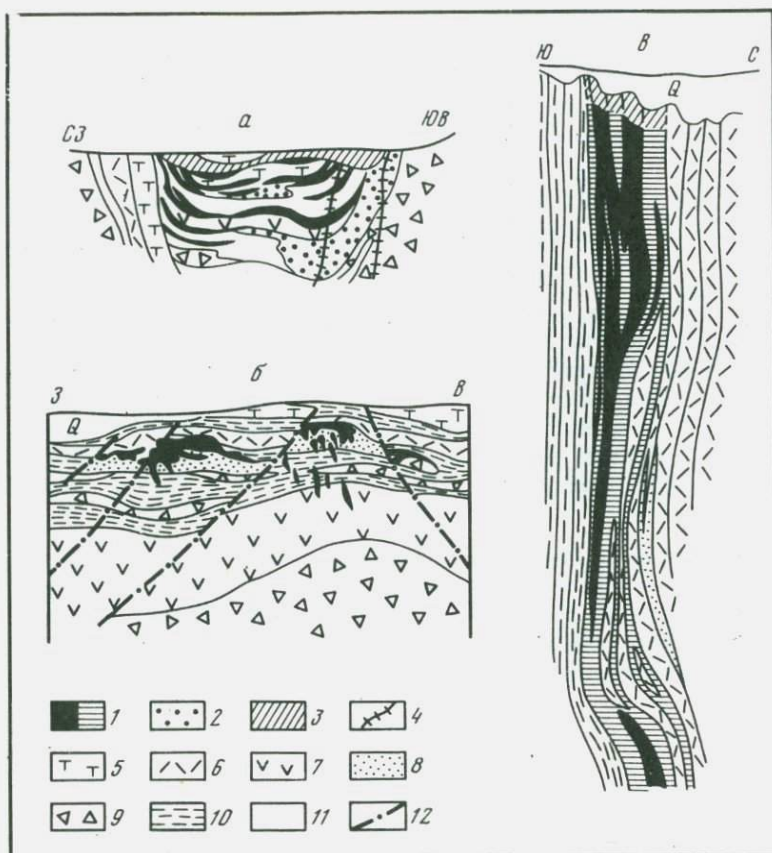
Рудовмещающие структуры месторождений эвгеосинклинальных поясов

Основные рудовмещающие структуры и формы рудных тел	Примеры месторождений и рудных полей
1. Депрессионные структуры	
<u>I. Согласные*</u>	
1. Линзы, ленты и тела сложной формы в послойных и внутрислоистовых разрывах 2. Пластовые тела, линзы в горизонтах благоприятных пород 3. Линзы и тела неправильной формы в погребенных неровностях палеорельефа и элементах складчатых структур	Урупское (Северный Кавказ), Озерное (Бурятская АССР), Хандизинское (Гиссарский хребет), Холдженское (Северное Прибалхашье), Им. XIX партсъезда (Урал)
<u>II. Комбинированные</u>	
4. Сочетание пластовых залежей и секущих тел в крутопадающих разрывах 5. Сочетание согласных залежей и секущих тел неправильной формы в контактах субвулканических и жерловых фаций	Золотушинское (Приртышье), Блявинское и др. (Урал)
<u>III. Секущие</u>	
6. Жилы, столбы и линзообразные тела в зонах трещиноватости крутопадающих разрывов	Николаевское (Рудный Алтай), Трещча (Югославия)
2. Серии сближенных палеовулканов и одиночные крупные палеовулканы внутренних поднятий	
<u>I. Комбинированные</u>	
7. Сочетание секущих околотрузивных и нековых рудных тел неправильной формы с послойными пластовыми залежами 8. Сложные тела Т- и Г-образной формы в местах пересечения послойных и секущих разрывов 9. Залежи неправильной формы, линзообразные тела в зонах пересечения разрывами горизонтов благоприятных пород	Гайское, Сибайское, Учалинское и др. (Урал), Риддер-Сокольное, Зыряновское и др. (Рудный Алтай), Кварцевая Сопка, Спорное и Троицкое (Салаир), Кафанское (Армения)

* Здесь и далее I—III рудовмещающие структуры даны в следующем порядке: I — главные; II — имеют важное значение; III — второстепенные.

Таблица 2 (окончание)

Основные рудовмещающие структуры и формы рудных тел	Примеры месторождений и рудных полей
2. Серии сближенных палеовулканов и одиночные крупные палеовулканы внутренних поднятий	
<u>II. Согласные</u>	
10. Пластовые тела, ленты и линзы в послойных и внутрипластовых разрывах	Жайремское (Центральный Казахстан), Орловское и др. (Рудный Алтай), Маднеульское (Грузия), Антонио (Куба), Вест-Шафта (США)
11. Пластовые залежи, линзы в горизонтах благоприятных пород	
12. Тела неправильной формы в погребенных неровностях рельефа и элементах складчатых структур	
<u>III. Секущие</u>	
13. Жилы, линзообразные тела в трещинных структурах субвулканических интрузивов, некков и даек	Им. 50 лет Октября (Урал); Сан-Фернандо и Лос-сэррос (Куба)
14. Жилы и тела неправильной формы в зонах крутопадающих разломов	
3. Крупные разломы, зоны смятия и расланцевания	
<u>I. Секущие</u>	
15. Линзы, жиллообразные тела в вулканических и тектонических брекчиях	Тишинское, Березовское и др. (Рудный Алтай), Белоключевское, Самойловское, Ново-Урское и др. (Салаир), Дегтярское (Урал)
16. Жилы, линзы и тела неправильной формы в зонах милонитизации и расланцевания	
17. Сложные тела и жилы в структурах пересечения разрывов	
<u>II. Комбинированные</u>	
18. Сложные тела Т- и Г-образной формы в местах сопряжения крутопадающих и послойных разрывов	Белоусовское и др. (Рудный Алтай)
19. Линзы, трубообразные залежи в местах пересечения разрывами горизонтов благоприятных пород	
<u>III. Согласные</u>	
20. Пластовые тела и линзы в послойных разрывах	Глубочанское (Рудный Алтай)



Фиг. 1. Характерные структуры месторождений эвгеосинклинальных поясов

a – согласные (поперечный разрез Озерного полиметалльного месторождения, по Э.Г. Дистанову, К.Р. Ковалеву и Р.С. Тарасовой [17]);
b – комбинированные (схематический продольный разрез Риддер-Сокольского полиметалльного месторождения, по Б. Чепрасову [17]);
в – секущие (поперечный разрез Тишинского полиметалльного месторождения, по Б.В. Манькову [17]). Показана лишь центральная часть секущей зоны смятия

1 – колчеданные полиметалльные руды; 2 – сидеритовые руды;
 3 – зона окисления руд и кора выветривания; 4 – долериты; 5 – альбигофиры, базальты; 6 – рассланцованные вулканы среднего и основного состава; 7 – вулканы кислого состава; 8 – микрокварциты; 9 – вулканические брекчи; 10 – рассланцованные аргиллиты, песчаники и сланцы; 11 – известняки, карбонатные брекчи; 12 – тектонические разрывы

Рудовмещающие структуры месторождений орогенных областей характеризуются многими специфическими особенностями. Известные в таких областях разнообразные гидротермальные месторождения приурочены к бескальдерным вулкано-тектоническим депрессиям, вулканическим кальдерам и вулкано-купольным поднятиям; последние нередко обрамлены кольцевыми разломами и рассечены радиальными нарушениями, также вмещающими рудные тела (табл. 3).

Месторождения бескальдерных депрессий и вулканических кальдер находятся главным образом в зонах крупных сквозных и скрытых разломов, на участках их пересечения, сопряжения и искривления, в местах развития субвулканических и жерловых фаций поздних вулканитов. На размещение эндогенных руд большое влияние оказывают согласные разрывные нарушения и горизонты благоприятных пород.

Главными рудовмещающими являются комбинированные структуры. Рудные тела имеют очень сложную, неправильную форму и локализованы на участках сопряжения и пересечения крутопадающих и согласных разрывов. Нередко развиты залежи типа "манто" и секущие живообразные тела в горизонтах благоприятных пород. Важное значение имеют также секущие рудоконтролирующие структуры, представленные трещинными зонами крутопадающих скрытых и сквозных разломов, субвулканических и жерловых фаций, а также послевулканических даек, которые вмещают жилы и сложные линзообразные рудные тела.

Анализ имеющихся материалов показывает, что наиболее благоприятны для локализации оруденения тела разнообразных эруптивных брекчий. Они могут быть объединены в три основные группы. Первую группу составляют вертикальные или крутопадающие тела, образованные в процессе приповерхностных вулканических взрывов в околожерловой зоне. Такие тела имеют обычно форму воронок, в верхней части сложены "рыхлым" кластическим материалом, который с глубиной сменяется более массивными туфобрекчиями; обломки последних представлены различными вмещающими породами. Эти брекчии характеризуются высокой пористостью и проницаемостью, часто рассекаются сложной системой трещин и вмещают оруденение [23, 24].

Вторую группу образуют сложные тела кластических пород в периферических зонах вулканических и экструзивных куполов. Они также имеют высокую пористость, и в них часто локализуется оруденение.

К третьей группе нами отнесены эруптивные брекчии краевых зон субвулканических и гипабиссальных интрузивов. Цемент таких брекчий не отличается от пород, слагающих интрузивы, а обломки представлены вмещающими породами. Наиболее благоприятные условия для локализации рудных концентраций возникают на контакте этих брекчий с вмещающими породами [11].

Согласные рудовмещающие структуры и относительно простые по форме пластообразные рудные тела и линзы играют второстепенную роль, но являются характерными (фиг. 2). Оруденение приурочено чаще всего к сложным межпластовым нарушениям, расположенным вблизи контактов пород с неодинаковыми физико-механическими свой-

Таблица 3

Рудовмещающие структуры месторождений орогенных областей

Основные рудовмещающие структуры и формы рудных тел	Примеры месторождений и рудных полей
1. Вулканические кальдеры и бескальдерные вулcano-тектонические депрессии	
<u>I. Комбинированные</u>	
1. Сложные тела на участках сопряжения секущих трещинных структур околоинтрузивных и жерловых зон с послонными нарушениями 2. Сочетание рудных залежей типа "манто" и секущих тел в горизонтах благоприятных пород 3. Тела неправильной формы в зонах пересечения и сопряжения крутопадающих и пологих разрывов	Медно-молибденовое Коунрад (Казахстан), медно-висмутовое Адрасман, золоторудное Кочбулак (Средняя Азия), медное Гуаякан и др. (Чили)
<u>II. Секущие</u>	
4. Жилы и линзообразные тела в трещинных структурах субвулканических, жерловых фаций и послевулканических даек 5. Жилы и линзообразные тела в сквозных разломах и сопутствующих им зонах трещиноватости 6. Жилы, линзы и тела сложной формы в зонах скрытых разломов фундамента	Свинцово-цинковое Лашкерек, флюорит-полиметалльные Канимансур, Чашлы (Средняя Азия), полиметалльные Чилете, Серро-де-Паско и др. (Перу)
<u>III. Согласно</u>	
7. Пластовые залежи и ленты в послонных разрывах 8. Линзы и тела неправильной формы в зонах фациального замещения пород 9. Пластообразные тела в погребенных неровностях палеорельефа 10. Пластовые залежи в горизонтах благоприятных пород	Флюоритовые Таскайнар (Казахстан), Талбулак (Средняя Азия), медное Гуаякан и др. (Чили)
2. Вулcano-купольные поднятия	
<u>I. Секущие</u>	
11. Жилы и линзообразные тела в трещинных структурах субвулканических и жерловых фаций, гипабиссальных интрузивов	Оловорудное Хинганское (Приморье), полиметалльное Маракоча и медно-порфиоровое Куахане (Перу),

Таблица 3 (продолжение)

Основные рудовмещающие структуры и формы рудных тел	Примеры месторождений и рудных полей
2. Вулкано-купольные поднятия	
12. Жилообразные тела в крутопадающих разломах и сопутствующих им зонах трещиноватости	ртутное Монте-Амиата (Италия), золото-
13. Линзы, штоки, тела неправильной формы в структурах пересечения и сопряжения разрывных нарушений	рудное Бая-Сприя, Капник, Бэица и др. (Румыния), золото-серебряное Нагпаг (Венгрия)
<u>II. Комбинированные</u>	
14. Сочетание секущих околотрузивных и некковых рудных тел неправильной формы с послонными линзообразными залежами	Золото-серебряные Рико, Ла-Плата и др. (США), урановые [4]
15. Сложные тела Т- и Г-образной формы в структурах пересечения крутопадающих разрывов с послонными нарушениями	
16. Тела неправильной формы в зонах пересечения разрывами горизонтов и силлов благоприятных пород	
<u>III. Согласные</u>	
17. Пластообразные тела, линзы в послонных и внутрипластовых согласных разрывах	Урановые [4]
18. Линзообразные залежи, ленты в горизонтах благоприятных пород	
3. Зоны краевых кольцевых, дуговидных и радиальных разломов	
<u>I. Секущие</u>	
19. Линзы, жилы и тела сложной формы в трещинных структурах субвулканических интрузивов, некков и кольцевых даек	Флюорит-полиметалльные Агата, Чибаргата, Наугарзан и др. (Средняя Азия), медно-молибденное
20. Линзы, трубы и штоки в структурах пересечения линейными разрывами кольцевых и дуговидных разломов	Браден (Чили), медное Пиларес (Мексика)
21. Жилы, линзообразные тела в радиальных, дуговидных и кольцевых разломах	

Таблица 3 (окончание)

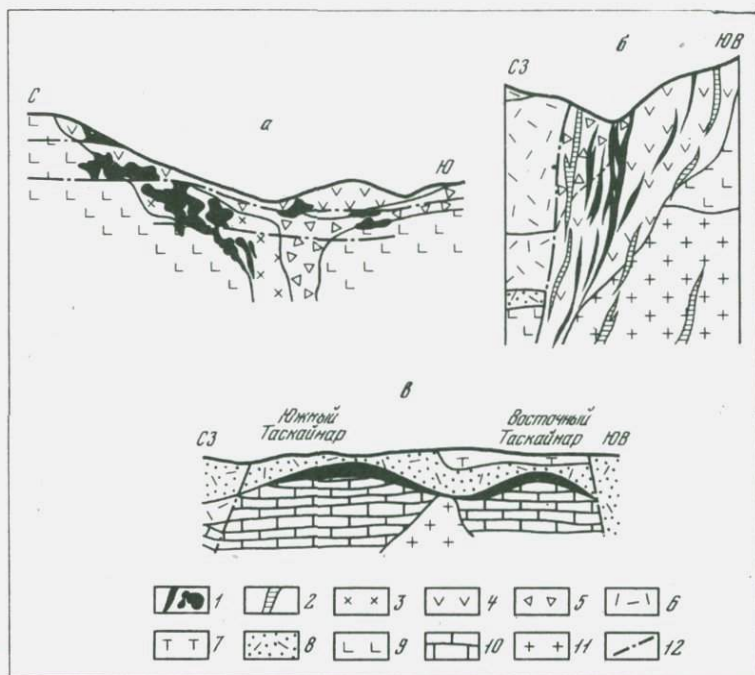
Основные рудовмещающие структуры и формы рудных тел	Примеры месторождений и рудных полей
3. Зоны краевых кольцевых, дуговидных и радиальных разломов	
<u>II. Комбинированные</u>	
22. Линзы, тела неправильной формы околотрузивных и жерловых зон в сочетании с послыонными линзообразными залежами	Урановые [17]
23. Сложные тела Т- и Г-образной формы: в структурах пересечения и сопряжения крутопадающих и пологих разрывов	
<u>III. Согласные</u>	
24. Линзообразные тела в послыонных и внутрипластовых нарушениях	То же

ствами. Они распространены часто на значительной площади и вмещают крупные рудные тела. Послойные разрывы, нарушенные и пористые породы вместе с горизонтами массивных малопроницаемых лав создают специфические особенности разреза рудовмещающих пород, в котором чередуются коллекторы водных растворов и водоупоры (экраны). В породах-коллекторах формируются пластообразные залежи прожилково-вкрапленных руд. Границы их распространения обычно совпадают с контактами благоприятных горизонтов пород.

Взаимное замещение по простирацию различных по свойствам пород создает своеобразные "стратиграфические ловушки оруденения", сходные с теми, которые хорошо изучены нефтяниками. Наиболее благоприятны для локализации рудных тел участки фациального замещения туфогенных пород лавами в периферических частях внутридепрессионных купольных структур.

Как отмечалось выше, в зависимости от условий формирования и особенностей строения вулcano-купольных поднятий основные рудные месторождения расположены либо во внутренних их частях, либо в периферических зонах.

Главными рудовмещающими являются секущие структуры. Однако в месторождениях, приуроченных к внутренним частям куполов, они представлены разрывами субвулканических и гипабиссальных интрузивов, в месторождениях, расположенных в периферических зонах, — в основном кольцевыми и дуговидными разрывами. Они вмещают сложные жилы- и трубообразные рудные тела и залежи неправильной формы. Комбинированные рудовмещающие структуры имеют важное



Фиг. 2. Характерные структуры месторождений послегеосинклинальных орогенных областей

a — комбинированные рудовмещающие (продольный разрез одного из урановых месторождений [17]); *б* — секущие (поперечный разрез Чибаргатинского флюорит-полиметалльного месторождения); *в* — согласные (продольный разрез Таскайнарского флюоритового месторождения, по Б.И. Юнусову, Л.У. Кадырбекову, Ф.Т. Шаймухамбетову)

1 — рудные тела; 2 — поздние дайки диабазов; 3 — гранит-порфиры и граносиенит-порфиры; 4 — кварцевые порфиры и фельзитовидные кварцевые порфиры; 5 — кластические кварцевые порфиры; 6 — вулканиты липаритов; 7 — диоритовые порфириты; 8 — вулканогенно-осадочные породы; 9 — андезит-дациты и их туфы; 10 — известняки; 11 — крупные интрузивы гранитоидов; 12 — разрывные нарушения

значение. Среди них отмечается сочетание секущих околоинтрузивных и некковых тел с послойными линзообразными залежами, сложные тела Т- и Г-образной формы на участках сопряжения и пересечения послойных и секущих разрывов (см. фиг. 2, *a*), пересечения разрывами горизонтов и силлов благоприятных пород. Согласные рудовмещающие структуры на рассматриваемых месторождениях встречаются относительно редко.

Многие важные месторождения орогенных областей расположены в кольцевых и дуговидных разломах, развитых в периферических зонах кальдер обрушения и вулcano-купольных поднятий. Месторождения и рудные тела приурочены чаще всего к участкам пересечения кольцевых и дуговидных разломов радиальными и другими крутопадающими и пологими разрывными нарушениями. На таких участках, характеризующихся исключительно сложным строением, развиты преимущественно жилы (см. фиг. 2, б) и секущие рудные тела неправильной формы со сложным внутренним строением. Комбинированные рудовмещающие структуры имеют важное значение, а согласные — второстепенные.

Рудовмещающие структуры месторождений областей тектоно-магматической активизации имеют большое сходство со структурами орогенных областей. Вместе с тем они характеризуются и определенными отличиями.

Разнообразные рудные месторождения активизированных областей приурочены к приразломным депрессиям, кальдерам проседания, вулканическим куполам и зонам крупных долгоживущих разломов (табл. 4).

Месторождения, связанные с приразломными депрессиями и кальдерами проседания, расположены главным образом на участках пересечения и сопряжения крупных скрытых и сквозных разломов, развитых нередко по краям поднятий фундамента. На размещение оруденения большое влияние оказывают пологие межпластовые тектонические разрывы и горизонты благоприятных пород. Поэтому главными рудовмещающими структурами рассматриваемых месторождений являются комбинированные. Приуроченные к ним рудные тела имеют сложную Т- и Г-образную форму.

Согласные рудовмещающие структуры, играющие важную роль, представлены послынными и внутрипластовыми разрывными нарушениями, горизонтами благоприятных пород и зонами фациального замещения вулканитов. Они вмещают рудные тела пластовой и линзообразной формы (фиг. 3). Секущие рудовмещающие структуры, вмещающие жилообразные рудные тела и тела неправильной формы, являются второстепенными.

Месторождения, приуроченные к вулканическим куполам и скрытовулканическим структурам, также расположены в зонах крупных крутопадающих и согласных разломов. Главными рудовмещающими являются комбинированные структуры. Они представлены секущими околотрузивными и нековыми трещинными зонами в сочетании с послынными нарушениями, зонами пересечения крутопадающими разрывами горизонтов и силлов благоприятных пород, послынных и секущих разрывных нарушений (см. фиг. 3, а). В них находятся рудные тела неправильной формы со сложным внутренним строением. Секущие структуры имеют важное значение, а согласные являются второстепенными (см. табл. 4).

Как уже отмечалось, в размещении месторождений активизированных областей исключительно большая роль принадлежит крупным долгоживущим разломам. Они прослеживаются на многие десятки и

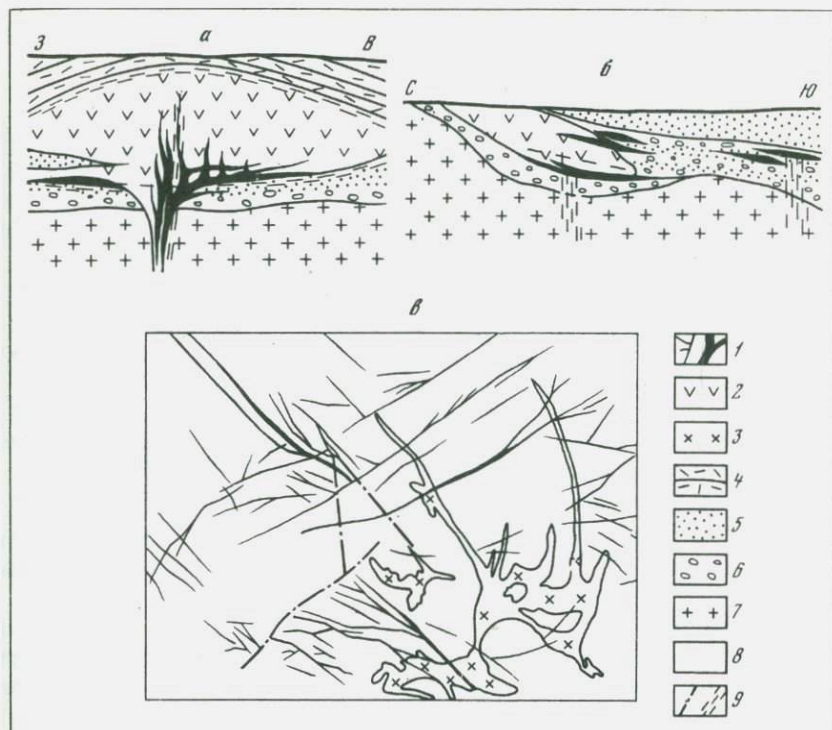
Таблица 4

Рудовмещающие структуры месторождений областей тектоно-магматической активизации

Основные рудовмещающие структуры и формы рудных тел	Примеры месторождений и рудных полей
1. Приразломные депрессии и кальдеры проседания	
<u>I. Комбинированные</u>	
1. Тела неправильной формы в зонах пересечения крутопадающих и послонных нарушений	Флюорит-бериллиевые [17], оловянные Этыкинское и др. (Восточное Забайкалье), золото-серебряные), Сильвертон, Крипл-Крик и др. (США), флюорит-бериллиевые Агуа Чили и др. (Мексика), уран-флюоритовые (США)
2. Тела сложной формы околоинтрузивных и жерловых зон в сочетании с послонными линзообразными залежами	
<u>II. Согласно</u>	
3. Пласты и линзообразные тела в послонных разрывных нарушениях и горизонтах благоприятных пород	Мышьяково-урановые [17], флюорит-свинцово-цинковые Джепта, Кноб и др. (США), флюорит-бериллиевые Спер-Маунтин (США), ртутные Пламенное и др. (Охотско-Чукотский пояс)
4. Тела неправильной формы в зонах фашиального замещения пород	
<u>III. Секущие</u>	
5. Жилы и линзообразные тела в трещинных зонах скрытых разломов	Золоторудные Балейское, Тасеевское (Забайкалье), молибденовые Бугданское, Жирекенское и др. (Восточное Забайкалье), ртутные Кордеро (США), Каменный Карьер и др. (Закарпатье)
6. Жилообразные залежи, линзы в сквозных разломах и сопутствующих им зонах трещиноватости	
7. Тела неправильной формы в трещинных структурах субвулканических и жерловых фаши	
2. Вулканические купола	
<u>I. Комбинированные</u>	
8. Тела неправильной формы в секущих околоинтрузивных, нековых зонах и послонных разрывах	Золото-серебряные Санлайт, Кервин, Ла-Плата и др., молибденовые Урад-Гендерсон, Клаймакс и др. (США), флюоритовые и свинцово-цин-
9. Сложные тела Т- и Г-образной формы в зонах сопряжения и пересечения крутопадающих и пологих разрывных нарушений	

Таблица 4 (окончание)

Основные рудовмещающие структуры и формы рудных тел	Примеры месторождений и рудных полей
2. Вулканические купола	
10. Тела неправильной формы в зонах пересечения разрывами горизонтов благоприятных пород	Ковые Иллинойс - Кентукки (США)
<u>II. Секущие</u>	
11. Жилы, линзообразные тела в трещинных структурах субвулканических интрузивов и некков	Оловорудные Шерловское и др. (Забайкалье), олово-серебряные Потоси, Лялягуа,
12. Жилы, линзы и штоки в крутопадающих разломах и сопутствующих им зонах трещиноватости	Колькечака и др. (Боливия)
<u>III. Согласные</u>	
13. Пластовые тела и линзы в послонных разрывных нарушениях	Флюорит-бериллиевые хребта Томас (США)
3. Зоны крупных долгоживущих разломов с жерловыми, субвулканическими фациями и гипабиссальными интрузивами	
<u>I. Секущие</u>	
14. Жилы, штоки в структурах пересечения и сопряжения разломов	Золоторудные Дарасунское, Ключевское, Шахтоминское и др. (Забайкалье), оловорудные
15. Жилы в системах крутопадающих оперяющих разрывов	Джалиндинское, Олонойское и др., сурьмяное
16. Жилы, линзы в трещинных структурах гипабиссальных и субвулканических интрузивов, жерловых фаций	Солокачинское (Малый Хинган), золоторудное
17. Линзы, жилы в линейных телах бластомилонитов и тектонических брекчий	Многовершинное (Приморье), торий-урановые и титан-урановые [17]
<u>II. Комбинированные</u>	
18. Тела неправильной формы околоинтрузивных некковых зон в сочетании с пластовыми залежами послонных разрывов	Оловорудные Хинганское, Карадубское и др. (Малый Хинган), Рудное
19. Тела Т- и Г-образной формы в зонах пересечения и сопряжения крутопадающих и пологих разрывов	(Приморье) и др.
<u>III. Согласные</u>	
20. Линзообразные залежи в послонных и внутрпластовых нарушениях	Оловорудное Галиловское, ртутное Пламенное и др. (Чукотка)



Фиг. 3. Характерные структуры месторождений областей тектономагматической активизации

a — комбинированные рудовмещающие (схематический поперечный разрез редкометального месторождения); *б* — согласные (разрез мышьяково-уранового месторождения [17]); *в* — секущие (схематический план Дарасунского рудного поля, по Д.А. Тимофеевскому и П.Ф. Иванкину)

1 — рудные тела; 2 — липаритовые порфиры; 3 — плагиогранит-порфиры; 4 — вулканиды; 5 — песчаники, алевролиты; 6 — конгломераты и гравелиты; 7 — граниты фундамента; 8 — преимущественно диориты и кварцевые диориты с ксенолитами амфиболитов; 9 — разрывные нарушения

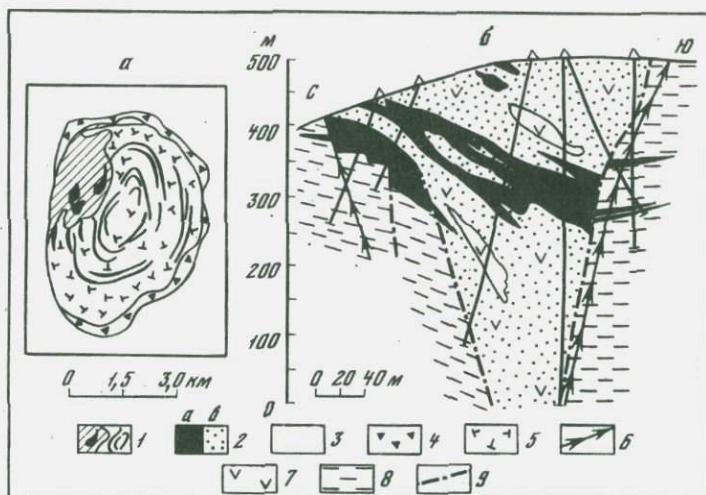
сотни километров и определяют положение рудовмещающих депрессий, вулканических куполов, субвулканических и жерловых фаций, гипабиссальных интрузивов и месторождений.

Рудные тела, чаще всего жиллообразной формы, приурочены к структурам пересечения и сопряжения разломов (см. фиг. 3, *в*), системам крутопадающих оперяющих разрывов [1], трещинным структурам гипабиссальных и субвулканических интрузивов и жерловых фаций [4], линейным телам бластомилонитов, тектонических разрывов и милонитов [5].

Таблица 5

Рудовмещающие структуры месторождений вулканических областей древних платформ

Основные рудовмещающие структуры и формы рудных тел	Примеры месторождений и рудных полей
1. Одиночные палеовулканы	
<u>I. Секущие</u>	
1. Линзообразные залежи и тела неправильной формы в трещинных структурах вулканических жерл и трубок взрыва 2. Жилообразные тела в дуговидных разрывах кальдер проседания 3. Трубообразные тела и тела неправильной формы в структурах пересечения и сопряжения различных нарушений вулканических построек	Карбонатитовые Гудини (ЮАР), Луеш и др. (Заир), Мбея (Танзания), Чилва (Малави), Букусу и др. (Уганда), карбонатитовый Гулинский массив (Сибирская платформа)
<u>II. Комбинированные</u>	
4. Сочетание сложных секущих тел околожерловых зон с послыжными линзообразными залежами 5. Рудные тела неправильной формы в зонах сопряжения крутопадающих и пологих разрывов	Карбонатитовые Морото, Напак и др. (Кения)
<u>III. Согласные</u>	
6. Линзообразные залежи в послыжных нарушениях	Железорудные Чернореченское, Кежемское и др. (Сибирская платформа)
2. Трубки взрыва	
<u>I. Секущие</u>	
7. Жилообразные тела и залежи неправильной формы в конических, цилиндрических и радиальных разрывах 8. Тела неправильной формы в зонах пересечения дуговидных и линейных разрывов	Железорудные Красноярское, Рудногорское, Ташарское и др. (Сибирская платформа)
<u>II. Комбинированные</u>	
9. Сложные тела в зонах сопряжения и пересечения крутопадающих и пологих разрывов	Железорудные Коршуновское и др. (Сибирская платформа)



Фиг. 4. Характерные структуры месторождений палеовулканических областей древних платформ

a – секущие рудовмещающие (схема строения карбонатитового месторождения Гудини, по Д. Гитинсу и др.); *б* – комбинированные (разрез Коршуновского железорудного месторождения, по М.А. Иващенко и В.В. Карабельниковой [17])

1 – карбонатиты; 2 – массивные и полосчатые (*a*), вкрапленные и брекчиевидные (*б*) магнетитовые руды; 3 – пироксениты и нориты; 4 – брекчии; 5 – эффузивные породы; 6 – дайки графтов; 7 – графты трубки взрыва; 8 – вмещающие осадочные породы; 9 – тектонические разрывы

Комбинированные рудовмещающие структуры, представленные сочетанием секущих околонинтрузивных и некковых трещинных зон с согласными нарушениями и секущих разломов с послыжными нарушениями, также важны. Они вмещают рудные тела сложной Т- и Г-образной формы. Согласные рудовмещающие структуры играют второстепенную роль.

Рудовмещающие структуры месторождений вулканических областей древних платформ характеризуются специфическими особенностями.

Известные в таких областях своеобразные месторождения приурочены к одиночным палеовулканам и трубкам взрыва, расположенным в зонах крупных скрытых разломов фундамента (табл. 5). Многие специфические особенности рудовмещающих структур этих месторождений определяются формой и внутренним строением палеовулканов и трубок взрыва (фиг. 4).

Секущие рудоносные структуры являются главными. Они представлены коническими, цилиндрическими (см. фиг. 4, *a*) и радиальными трещинными зонами вулканических жерл и трубок взрыва, дуговыми трещинными зонами кальдер проседания и структурами

пересечения и сопряжения линейных разломов на склонах вулканических построек. Они вмещают рудные тела жило- и трубообразной формы.

Комбинированные рудовмещающие структуры имеют важное значение. Рудные тела сложной Т- и Г-образной формы локализованы на участках сопряжения и пересечения секущих и послойных разрывных нарушений, сочетания околожерловых трещинных зон с послойными разрывами (см. фиг. 4, б). Согласные рудовмещающие структуры являются второстепенными.

ВЫВОДЫ

1. Среди рудовмещающих структур месторождений палеовулканических областей авторам представляется целесообразным выделять четыре основные группы: эвгеосинклинальных поясов, орогенных областей, областей тектоно-магматической активизации и вулканических областей древних платформ, отличающиеся геотектоническим положением, составом рудовмещающих вулканитов, рядами рудовмещающих структур и их специфическими особенностями.

2. Для каждой из выделенных групп рудовмещающих структур намечаются особые ряды структур. Собственно вулканические рудовмещающие структуры, как правило, не встречаются. Положение месторождений и формы рудных тел определяются сочетанием вулканических структур с горизонтами благоприятных пород, крупными разрывами, системами трещин и в отдельных случаях - наложенными складчатыми элементами.

3. В эвгеосинклинальных вулканических поясах ведущая роль принадлежит согласным и комбинированным рудовмещающим структурам, а секущие структуры являются второстепенными. В послеэвгеосинклинальных орогенных поясах и областях активизации важное значение имеют комбинированные и секущие структуры, а согласные - второстепенные. В вулканических поясах и полях чехла древних платформ главными рудовмещающими структурами являются секущие, резко подчиненное значение имеют комбинированные и крайне редко встречаются согласные рудовмещающие структуры.

Отчетливо проявлена тенденция в усилении роли секущих и комбинированных рудовмещающих структур в зависимости от увеличения "жесткости" фундамента, на котором развивались вулканические процессы.

4. Авторам представляется, что при планировании поисков в палеовулканических областях разных типов и при оценке их перспектив следует учитывать отмеченные особенности рудовмещающих структур месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибина Т.В., Данаков В.И., Титов В.К. О гидротермальном урановом оруденении, связанном со щелочными интрузивными породами. — Геол. рудн. месторожд., 1963, № 5.
2. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Шишаков В.Б. Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры колчеданных месторождений. — Сов. геология, 1975, № 4.
3. Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Рудные поля, приуроченные к массивным эффузивным толщам и жерлам древних вулканов. — В кн.: Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1960.
4. Геология гидротермальных урановых месторождений. "Наука", 1966.
5. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. "Недра", 1972.
6. Керр П.Ф. Урановые месторождения района Мэрисвейл, штат Юта. — В кн.: Рудные месторождения США. "Мир", 1973.
7. Котляр В.Н. О типах месторождений, связанных с палеовулканизмом. — Изв. вузов, геология и разведка, 1962, № 11.
8. Котляр В.Н., Соловьев Н.Н., Тихонов Н.Д. Геологические особенности месторождений, связанных с древними вулканическими аппаратами. — Геол. рудн. месторожд., 1963, № 5.
9. Кузнецов В.А. Магматизм и рудные формации. — Труды Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, 1973, вып. 213.
10. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
11. Лаверов Н.П., Кабрера-Ортега Р. Краткий очерк металлогении гидротермальных медных месторождений Кубы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. "Наука", 1967.
12. Лаверов Н.П., Максимова И.Г., Толкунов А.Е. Карабашская вулканическая депрессия и ее рудоносность (Средняя Азия). — В кн.: Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана. "Наука", 1972.
13. Лаверов Н.П., Рыбалов Б.Л., Хорошилов Л.В. Геологическая структура урановых гидротермальных месторождений, приуроченных к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 82.
14. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. "Наука", 1975.
15. Невский В.А. Кольцевые разрывы и их роль в процессе формирования эндогенных месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1973, № 5.
16. Невский В.А., Гинзбург А.И. и др. Геология постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. Атомиздат, 1972.
17. Рудные месторождения СССР. Т. 1-3. "Недра", 1974.
18. Смирнов В.И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.
19. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. "Недра", 1976.
20. Соболев В.С., Еобриевич А.П., Бондаренко М.Н. и др. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.
21. Сопко П.Ф. Связь тектоники, магматизма и металлогении колчеданных рудных районов. — Изв. вузов, геология и разведка, 1975, № 4.
22. Стаац М.Г., Остерусльд Ф.М. Уран в месторождениях плавикового шпата в Томас Рэйндж, штат Юта (США). — В кн.: Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Т. 6. Госгеолтехиздат, 1958.

23. Толкунов А.Е., Калинин В.И., Максимова И.Г. Особенности геологии флюорит-полиметаллических месторождений, связанных с жерловыми и субвулканическими фациями, на примере Средней Азии. – В кн.: Флюорит. "Наука", 1976.
24. Толкунов А.Е., Малиновский Е.И., Кабрера Р., Карасу Г. Сравнительная характеристика медных месторождений Кубы. – В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. "Наука", 1973.
25. Уиссер Эд. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. – В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. "Мир", 1964.
26. Шеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. "Недра", 1968.
27. Яковлев Г.Ф. Тектоно-вулканические структуры рудных полей и месторождений. – Вестн. МГУ, геол., 1968, № 1.
28. Яковлев П.Д. Структурные типы рудных полей и месторождений, связанных с вулканогенными формациями. – Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 9.
29. Bucher W. H. Cryptovolcanic Structures in the United States. – Internat. Geol. Congr. Report of the XVI Session, United States of America, 1933, Vol.2, Washington, 1936.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Большинство никеленосных ультраосновных и основных интрузий Кольского п-ова и связанных с ними сульфидных медно-никелевых месторождений приурочено к Печенгско-Варзугской структурно-фациальной и металлогенической зоне – складчатому поясу карелид, а также к прилегающим участкам саамид. Эта зона протягивается через весь Кольский полуостров от восточного побережья до границы с Финляндией. Строение ее определяется древними глубинными разломами, проявившимися на стыке двух архейских блоков – Мурманского на севере и Беломорского на юге.

Нижний структурный ярус зоны характеризуется преобладанием пород кератофир-спилитовой формации при незначительном развитии осадков. Верхний структурный ярус, отделенный от нижнего ранней карельской складчатостью и внедрением основных пород типа габбро, габбро-норитов, габбро-анортозитов, а затем микроклиновых гранитов, сложен мощными покровами эффузивных диабазов, туфов, туффитов с пластами конгломератов, песчаников, кварцитов, филлитовидных сланцев и доломитизированных известняков.

Формирование Печенгско-Варзугской зоны начавшееся в нижнем протерозое, завершилось на последних этапах карельской складчатости. Тектонические движения, захватившие также и примыкающие к зоне участки саамид, обусловили здесь широкое развитие благоприятных складчатых структур и разрывных дислокаций типа межформационных и межпластовых сдвигов и секущих сбросов, служивших в ряде случаев путями движения никеленосной основной-ультраосновной магмы.

В никеленосной металлогенической провинции Кольского п-ова выделены пять районов медно-никелевого оруденения, различающихся по геологическим условиям залегания и составу рудоносных магматических формаций – Печенгский, Аллареченский, Мончегорский, Центрально-Кольский и Ловноозерский. Никеленосные массивы Печенгского, Мончегорского и Центрально-Кольского районов преимущественно приурочены непосредственно к Печенгско-Варзугскому складчатому поясу карелид. В Аллареченском районе никеленосные интрузивы локализуются в подстилающих архейских гнейсах и амфиболитах на участках, примыкающих к этому поясу. Особое положение занимают рудоносные тела Ловноозерского района, залегающие среди гранулитовой формации архея на удалении от синклинорной зоны.

ПЕЧЕНГСКИЙ РАЙОН

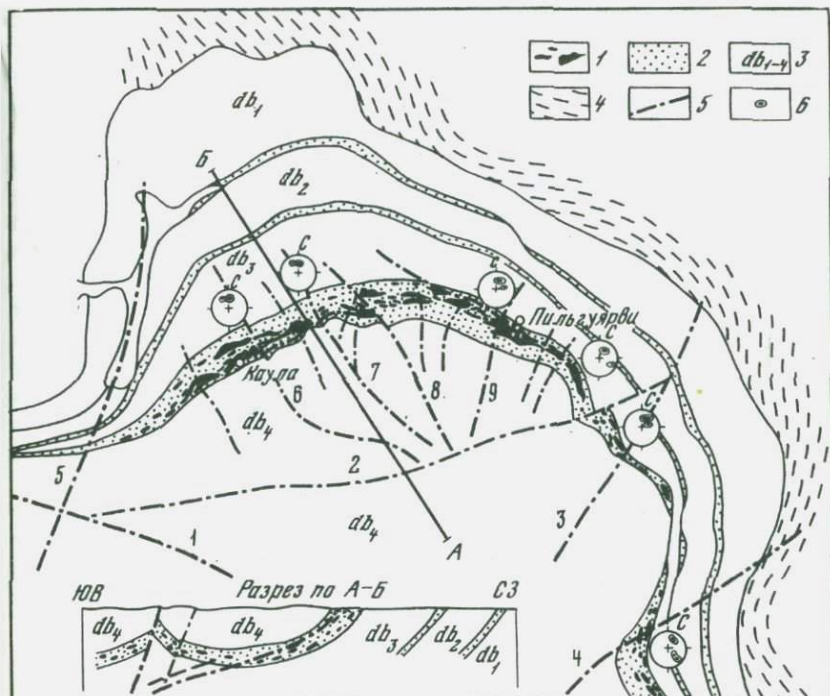
Печенгский никеленосный район расположен на северо-западном фланге складчатого пояса, сложенного осадочно-вулканогенными породами печенгской серии, которые налегают непосредственно на архейское (частично нижнепротерозойское) гранито-гнейсовое основание и смяты в сложную синклинальную складку. Строение печенгской серии свидетельствует о формировании ее в течение четырех вулканических циклов, разделенных отложением туфогенно-осадочных пород. На фоне главной синклинальной структуры породы печенгской серии дополнительно смяты в поперечные складки, оси которых погружаются в направлении общего падения пород. Тектоника района характеризуется также развитием разрывных нарушений разного порядка на всех стадиях формирования печенгской структуры. Среди них выделяются глубинные разломы трех направлений: северо-западного, северо-восточного и субширотного.

Печенгское рудное поле находится в пределах туфогенно-осадочной толщи, расположенной между третьим и четвертым покровами эффузивных диабазов (фиг. 1). Эта толща, называемая продуктивной, повсеместно дислоцирована и прорвана никеленосными межпластовыми интрузиями основных и ультраосновных пород габбро-перидотитовой формации. В настоящее время известно свыше 160 таких интрузивов. Размещение их контролируется литолого-стратиграфическими и структурно-тектоническими факторами.

Литолого-стратиграфический контроль выражается в том, что никеленосные интрузивные тела размещены в основном в пределах указанной толщи туфогенно-осадочных пород, причем количество их возрастает пропорционально увеличению мощности толщ. Наиболее насыщены интрузивами участки резко анизотропного строения толщ. Структурно-тектонический контроль размещения никеленосных массивов выразился: 1) в магмоподводящей роли глубинного Порьиташского и оперяющего его Луотнинского разломов; 2) в приуроченности никеленосных интрузивов к серии межпластовых нарушений и трещин срыва в продуктивной толще; 3) в локализации крупных интрузивов в ядрах поперечных синклинальных складок вдоль поверхностей межпластовых отслоений.

Большая часть никеленосных интрузивов сосредоточена в центральной части рудного поля, в области так называемого структурного желоба, характеризующегося максимальной мощностью вмещающих туфогенно-осадочных пород и интенсивным проявлением складчатых и разрывных структур. На флангах рудного поля резко сокращается количество и размеры интрузивных тел, что обусловлено, вероятно, постепенным уменьшением мощности пород продуктивной толщи и изменением пространственной ориентировки основных структур, контролирующих размещение интрузивов.

Значительные отличия в размещении никеленосных пород в рудном поле установлены на участке Пахта-ярви, где мелкие интрузивные тела расположены за пределами продуктивной толщи туфогенно-



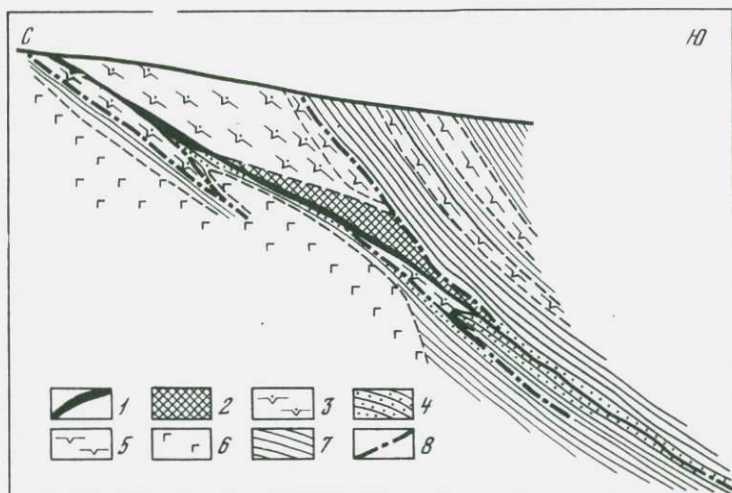
Фиг. 1. Геолого-структурная схема северной части Печенгского синклиория

1 - интрузивы основных-ультраосновных пород; 2 - туфогенно-осадочные породы; 3 - вулканогенные породы первого - четвертого покровов; 4 - породы архейского комплекса; 5 - разрывные тектонические нарушения (в том числе разломы: 1 - Порьиташский, 2 - Луотнинский, 3 - Печенгский, 4 - Ламмасский, 5 - Куэтсарвинский, 6 - Котсельюкский, 7 - Ортоайвинский, 8 - Соукерский, 9 - Пильгуйярвинский); 6 - максимумы выходов осей поперечных складок на круговых диаграммах

осадочных пород в диабазах третьего покрова и приурочены к зоне крутопадающих тектонических нарушений, отходящих на северо-запад от восточного рудного узла.

Широкое распространение в рудном поле пликативных и дизъюнктивных дислокаций свидетельствует о многократных тектонических движениях, предопределивших размещение никеленосных интрузивов и локализацию сульфидного медно-никелевого оруденения.

В пределах продуктивной толщи выделены несколько групп поперечных и продольных складок. Поперечные складки с ориентировкой шарниров в субмеридиональном направлении широко распространены в рудном поле. Однако наибольший интерес представляют поперечные синклиналильные складки, ориентированные в северо-западном



Фиг. 2. Геологический разрез месторождения Каула

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

направлении и развитие главным образом в центральной части рудного поля. К ним приурочены никеленосные интрузивы с промышленной концентрацией никеля и меди.

Среди разрывных нарушений выделяются две группы, различающиеся по интенсивности проявления, пространственной ориентировке и степени влияния на локализацию оруденения: 1) продольные межпластовые нарушения, к которым относится так называемая Главная оруденелая тектоническая зона, контролирующая размещение богатых сплошных и брекчиевидных медно-никелевых руд; 2) поперечные взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги, не несущие заметного оруденения.

Сульфидные медно-никелевые руды, претерпевшие значительные изменения при автотематоморфизме и региональном метаморфизме, подразделяются на четыре главных типа: вкрапленные в серпентинитах; брекчиевидные; сплошные сульфидные; прожилково-вкрапленные в сланцах [5]. Руды всех типов пространственно приурочены к приподошвенным частям никеленосных интрузивов. Вместе с тем нередко отмечается продолжение рудных тел во вмещающих туфогенно-осадочных сланцах и за пределами материнских пород по падению и по простиранию, что, в частности, можно видеть на месторождении Каула (фиг. 2).

Вкрапленное медно-никелевое оруденение приурочено только к нижним, перидотитовым частям интрузивов. Вкрапленность сульфидов никеля и меди неравномерная, что обусловлено влиянием разрывных,

складчатых структур и вторичных изменений в интрузиве. В общем густота сульфидной вкрапленности уменьшается снизу вверх, причем переход от густовкрапленных руд к бедным, как правило, резкий.

Сплошные и брекчиевидные руды выполняют межпластовые продольные тектонические нарушения, проходящие на границе рудоносных интрузивов с подстилающими туфогенно-осадочными породами, и иногда — поперечные нарушения на участках сочленения их с продольными. За пределы интрузивных тел по простиранию жилы сплошных и брекчиевидных руд удаляются на 400–500 м и редко более, по падению — на 200–250 м. Во всех случаях образование подобных ответвлений от основных рудных тел в подстилающие сланцы обусловлено продолжением рудоконтролирующей субширотной тектонической зоны в направлении падения и простирания на участках резкого изменения элементов залегания подошвы рудоносного массива [1].

Прожилково-вкрапленное оруденение в туфогенно-осадочных породах ограничивается узкой зоной экзоконтакта рудоносных интрузивов и распространяется на некоторое расстояние вдоль оруденелых межпластовых тектонических нарушений за пределы этих интрузивов.

АЛЛАРЕЧЕНСКИЙ РАЙОН

Аллареченский никеленосный район, примыкающий с юга к Печенгскому и находящийся уже в пределах Терско-Нотозерского антиклинория, характеризуется отчетливо выраженным блоковым строением [3, 7]. Отличительной чертой блоков является развитие так называемых куполовидных структур, вытянутых длинными осями в направлении общей антиклинорной структуры. В более детально изученном Аллареченском блоке, по данным магнитной и гравиметрической съемок и дешифрирования аэрофотоснимков, установлены, например, три такие крупные овальные куполовидные структуры, в каждой из которых можно выделить несколько более мелких куполов. Центральные части куполов сложены плагиоклазовыми гранито- и гранодиорито-гнейсами, имеющими спокойное залегание и пологое падение. В краевых частях куполов и в промежутках между ними преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и полевошпатовые амфиболиты, собранные в складки и отличающиеся крутым падением.

Частая и неравномерная перемежаемость пород гнейсового комплекса, невыдержанность по простиранию и падению, постепенные переходы, интенсивная мигматизация существенно затрудняют расчленение толщи. Высказано мнение, что плагиогранито-гнейсы куполов могут представлять собой глыбы древнего (архейского) фундамента, заключенные в более молодые (протерозойские) породы амфиболит-гнейсового состава.

Разрывные нарушения протягиваются в основном в двух направлениях: северо-западном и северо-восточном. Крупные разломы про-



фиг. 3. Схематическая геологическая карта Аллареченского никеленосного района (по В.Г. Загородному и др.)

1 – интрузивы ультраосновных пород; 2 – карельский комплекс, печенгская серия (филлиты, песчаники, гуфосланцы, метадиабазы); 3–5 – кольцо-беломорский комплекс: 3 – вирнимская серия (гранат-биотитовые гнейсы), 4 – каскамская серия (а – биотит-гранат-амфиболовые гнейсы, б – сланцеватые амфиболиты), 5 – аннамская серия (а – биотитовые гнейсы, б – полевошпатовые амфиболиты); 6 – диориты, гранодиориты (а), плагиоминоклиновые граниты (б); 7 – гранито-гнейсы фундамента; 8 – тектонические нарушения

ходят по границам региональных структур, более мелкие – обрамляют блоки и купола.

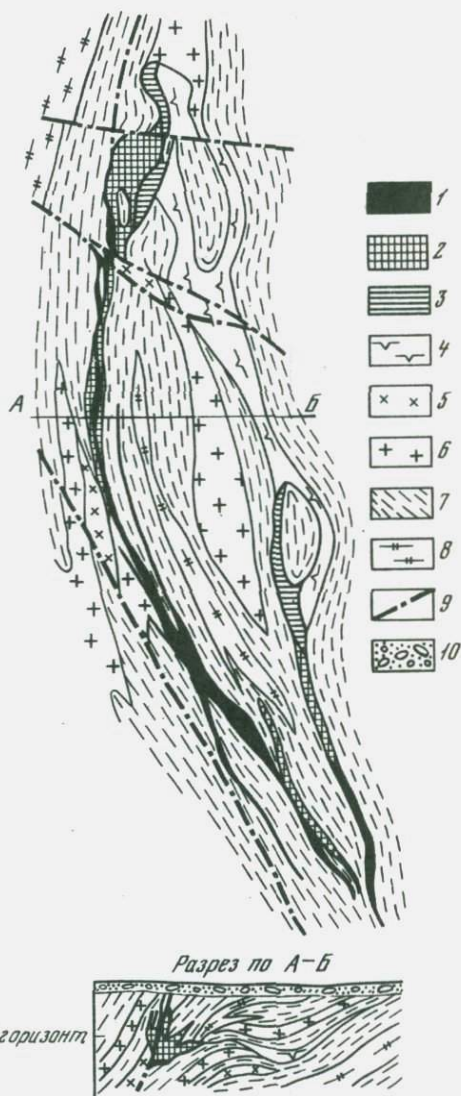
В размещении никеленосных интрузивов, относящихся к гипербазитовой формации, определенное значение имеет литологический фактор, проявляющийся в приуроченности их к горизонтам полевошпатовых амфиболитов и к границам пород, наиболее контрастных по составу и физико-механическим свойствам (амфиболитов и гнейсов, амфиболитов и гранито-гнейсов). Однако ведущими контролирующими элементами являются тектонические.

Никеленосные ультраосновные тела размещены в краевых частях куполовидных структур, где породы интенсивно смяты в складки нескольких направлений. Практически они обнаружены около каждой такой структуры (фиг. 3). Интрузивы в основном мелкие, расположены в виде отдельных скоплений и залегают, как правило, в несколько ярусов. В настоящее время известно более 200 небольших ультраосновных тел; некоторые из них оруденелые, но большинство безрудные.

Важный структурный элемент, контролирующий размещение ультраосновных интрузивов, – региональные разломы северо-восточного

Фиг. 4. Схематический геолого-структурный план горизонта 4 и разрез Аллареченского месторождения

1 - сплошные сульфидные руды; 2-4 - метаперидотиты (2 - интенсивно оруденелые, 3 - оруденелые); 5 - плагио-микроклиновые гранито-гнейсы; 6 - плагиоклазовые гранито-гнейсы; 7 - биотитовые гнейсы; 8 - полевошпатовые амфиболиты; 9 - тектонические нарушения; 10 - морена



простираются. Площади, характеризующиеся сочетанием обоих структурных факторов, наиболее благоприятны для локализации никеленосных массивов. Одной из таких площадей является Аллареченское рудное поле, приуроченное к юго-западной краевой части одноименного купола и объединяющее медно-никелевые месторождения Аллареченское, Восток и ряд рудопроявлений.

Находясь в краевой зоне куполовидной структуры, никеленосные массивы рудного поля в общем тяготеют к региональному Алла-Аккаярвинскому разлому северо-восточного простирания. Размещение отдельных массивов в гнейсовой толще контролируется разрывными нарушениями северо-западного и близмеридионального простирания, которые примыкают к региональному разлому и относятся к системе оперяющих его нарушений [4]. Наиболее отчетливо эти нарушения проявляются на участках, где их простирание совпадает с простиранием гнейсовой толще. Для их заложения благоприятны крутые флексуобразные перегибы пород (Аллареченское месторождение) и зоны контактов пород, заметно различающихся по физико-механическим свойствам (месторождение Восток).

Эти нарушения оказали существенное влияние также и на форму никеленосных массивов. Аллареченский интрузив (фиг. 4) состоит из двух соединяющихся на глубине ветвей: западной и восточной. Западная ветвь крутая и залегает винтообразно в области флексури-подобного перегиба вмещающей толщи. Ее сложные очертания обусловлены в основном морфологией субмеридиональной тектонической зоны, проходящей в этом месте. Восточная ветвь на всем протяжении имеет пологое падение к западу и приурочена к отслоениям, возникшим в результате межпластового скольжения. Общая форма интрузива определяется сочетанием секущей субмеридиональной тектонической зоны и примыкающих к ней межпластовых отслоений в гнейсовой толще. На месторождении Восток межпластовые тектонические зоны северо-западного простирания обусловили пласто- и лентообразную форму никеленосных ультраосновных тел. Общая конфигурация рудоносных интрузивов на обрех месторождениях усложнена многочисленными изгибами, раздувами, пережимами и разрывами сплошности, что связано с широким развитием в породах гнейсового комплекса мелких складок. Зоны мелкой складчатости ориентированы относительно простирания пород преимущественно в трех направлениях: продольном, диагональном и поперечном.

Медно-никелевые руды месторождений Аллареченского района разделяются на четыре типа: вкрапленные в ультраосновных породах, сплошные и брекчиевидные в тектонических нарушениях, вкрапленные во вмещающих породах. Бедные вкрапленные руды в метаперидотитах в основном сингенетические. К этой группе относится в некоторых случаях и часть богатых вкрапленных руд (интенсивно оруденелых метаперидотитов). Все остальные руды — эпигенетические.

Важнейшая контролирующая роль в локализации руд на месторождениях и рудопроявлениях также принадлежит структурным элементам, особенно разрывной тектонике. Богатые вкрапленные руды в метаперидотитах тяготеют к разрывным нарушениям, проходящим вдоль контакта ультраосновных тел с вмещающими породами и выполненным сплошными или брекчиевидными рудами.

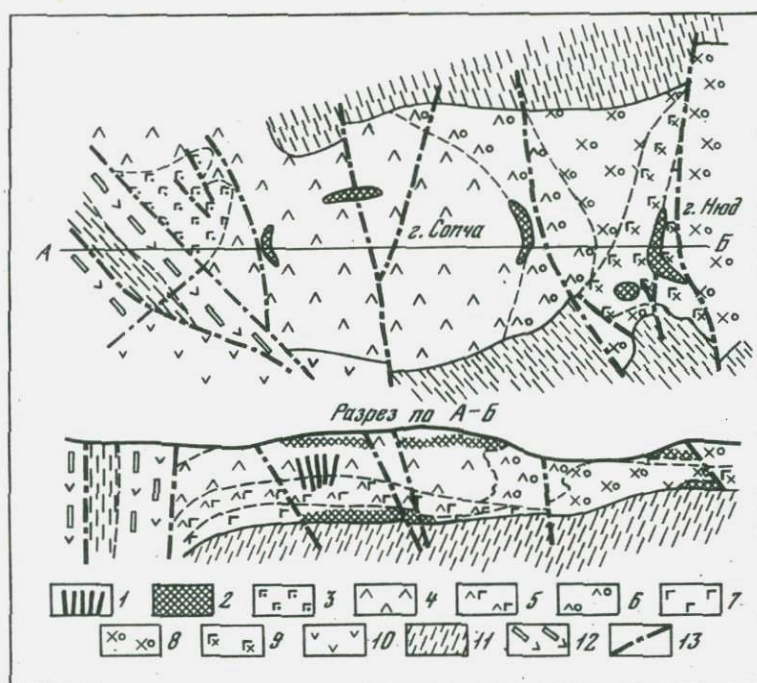
В размещении сплошных и брекчиевидных руд ведущая роль принадлежит разрывным нарушениям. Рудовмещающие разрывные структуры, проходя вдоль контакта ультраосновных тел, как правило, выходят дальше за их пределы, удаляясь на 100–150 м. Они представляют собой тектонические зоны с многочисленными ответвлениями — апофизами, в связи с чем некоторые сульфидные жилы и оруденелые брекчии залегают во вмещающей гнейсовой толще. Однако все они имеют прямую и тесную связь с никеленосными массивами.

Оруденелым тектоническим зонам подчинено и вкрапленное оруденение во вмещающих породах, незначительное по масштабам. Оно сопровождается зонами на всем их протяжении.

МОНЧЕГОРСКИЙ И ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКИЙ РАЙОНЫ

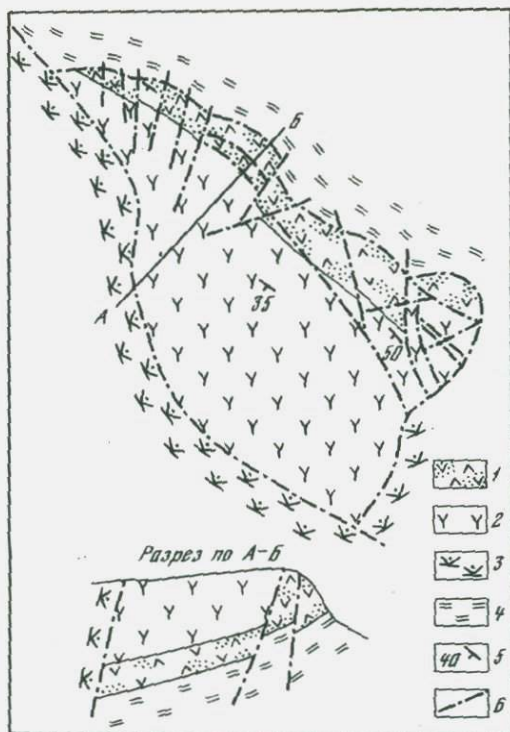
Никеленосные интрузивы Мончегорского и Центрально-Кольского районов – Мончегорский плутон, массивы Федоровой Тундры и Панских Тундр – расположены в северном крыле Печенгско-Варзугской синклинорной зоны, на границе протерозойских вулканогенно-осадочных пород и подстилающих их архейских гнейсов. Интрузивы, как правило, большого размера, в различной степени дифференцированы [6, 9] и относятся к габбро-норит-перидотитовой формации древних платформ, по Ю.А. Кузнецову [10]. Наиболее детально изучен самый крупный из них – Мончегорский плутон.

Медно-никелевые месторождения и рудопроявления обоих районов расположены главным образом в пределах массивов основных-ультраосновных пород (фиг. 5, 6), а также в непосредственной близости от них. Месторождения и рудопроявления вкрапленных сингенетических



Фиг. 5. Схематическая геологическая карта и разрез юго-восточной части Мончегорского плутона

1 – сульфидные жилы; 2 – участки с повышенной сульфидной медно-никелевой минерализацией; 3 – оливиниты; 4–6 – пироксениты (5 – оливиновые, 6 – полевошпатовые); 7 – перидотиты; 8–9 – нориты (8 – меланократовые, пойкилитовые, 9 – оливиновые); 10 – метагаббро и метагаббро-нориты; 11 – породы гнейсового комплекса; 12 – милониты по основным-ультраосновным породам; 13 – тектонические нарушения



Фиг. 6. Схематическая геологическая карта и разрез массива Федорова Тундра

1 - средне-, мелкозернистые меланократовые габбро, габбро-нориты, нориты с сульфидной медно-никелевой минерализацией; 2 - крупнозернистое лейкократовое габбро, участками трахитоидное; 3 - порфиритоиды и диабазовые метапорфириты; 4 - амфибол-биотитовые гнейсы; 5 - элементы залегания пород; 6 - тектонические нарушения

руд имеют линзовидно-пластовую форму, отражающую главные первичные элементы материнских интрузий (форму дна, степень дифференцированности, наличие слоев течения). Они приурочены к верхним горизонтам массивов (рудные пласты гор Солчи и Нюд, участка Пентландитовое устье, массивов Федоровой Тундры и Панских Тундр) или к их придонным частям (донная залежь массива Ниттис-Кумужье-Травяная).

Месторождения и рудопроявления сингенетических гнездово-вкрапленных руд приурочены к участкам интрузивов, имевших наиболее продолжительную геологическую историю, что доказывается повсеместным присутствием в них пегматоидных образований и руд с сидерофитовой текстурой (месторождения Нюд-II, Терраса, Федоровой Тундры). Распределение сульфидной вкрапленности в них также

контролируется первичными структурными элементами (слоями течения сложного геологического строения и петрографического состава). Нередко здесь же отмечается прожилково-вкрапленное, шлировое, прожилковое оруденение, приуроченное к разрывным нарушениям [2].

Жильные месторождения эпигенетических сплошных сульфидных руд (Ниттис-Кумужья-Травяная, горы Сопчи), представляющие наибольший практический интерес, приурочены к системе крутопадающих трещин отрыва север-северо-восточного простирания, развитых в центральных частях массивов. При этом ни одна из сульфидных жил не доходит даже до донных залежей вкрапленных руд. Помимо крутопадающих жил отмечены также горизонтальные и очень короткие поперечные рудные перемычки, соединяющие основные жилы. Рудомещающие трещины при развитии использовали благоприятное направление первичной трещиноватости пород массивов.

Для месторождений и рудопроявлений эпигенетических прожилково-вкрапленных руд обоих районов главными рудоконтролирующими структурами являются зоны тектонических нарушений, проходящие по контактам пород, резко различающихся по физико-механическим свойствам. Чаше подобные зоны фиксируются вблизи нижних контактов рудоносных интрузивов (месторождение Морошковое озеро, некоторые рудопроявления горы Нюд в Мончегорском районе, массива Федоровой Тундры и др.).

В последние годы в обоих никеленосных районах обнаружено медно-никелевое оруденение, связанное с мелкими телами сильно измененных (амфиболитизированных) ультраосновных пород, залегающих среди гнейсов и амфиболитов (рудопроявления Приозерное, Ластявр). Эпигенетические прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды размещены в тектонических зонах в непосредственной близости от предполагаемых материнских никеленосных интрузивов, на их продолжение по простиранию и падению.

ЛОВНООЗЕРСКИЙ РАЙОН

Ловноозерский никеленосный район расположен южнее Аллареченского, в пределах развития пород гранулитовой формации архея. По данным Д.В. Полферова, Е.К. Козлова, В.Н. Спирина, Ю.Н. Яковлева и др., он сложен глубоко метаморфизованными породами: в северной части преобладают гиперстеновые плагигнейсы (называемые разными исследователями диоритами, гнейсо-диоритами, кристаллосланцами), в южной — гранулиты. Породы имеют в основном субширотное простирание и падение к северу. Характерная особенность их — отчетливо выраженная линейность, не совпадающая с гнейсовидностью и полосчатостью пород и погружающаяся к северо-востоку.

В структурном отношении район в целом и его месторождения изучены слабо. По немногочисленным данным, породы смяты в крупные пологие изоклинальные складки, осложненные более мелкими

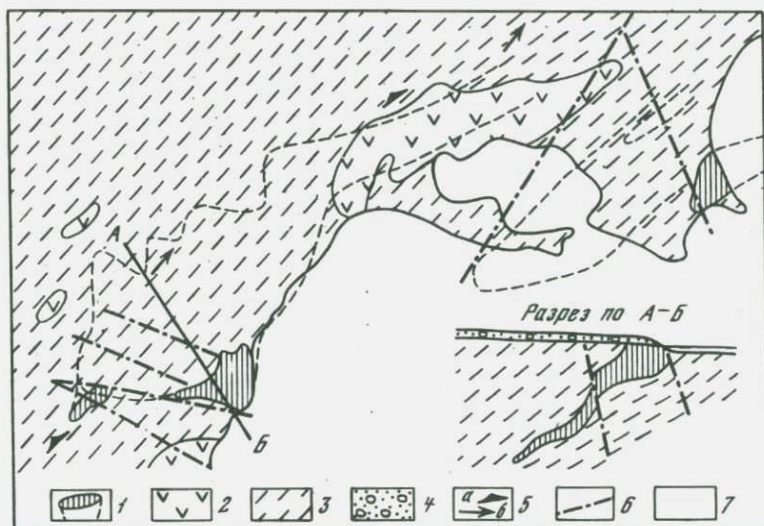
пликативными структурами вплоть до плейчатости. Оси пликтивных структур ориентированы под острым углом к основному простиранию пород и погружаются в том же направлении, что и линейность породообразующих минералов. Разрывные нарушения ориентированы главным образом в север-северо-восточном, северо-западном и близширотном направлении.

Известное в пределах района медно-никелевое оруденение связано преимущественно с массивами основных пород (норитов и габбро-норитов) и в меньшей степени — с массивами ультраосновных пород (пироксенитов и перидотитов). Интрузивы основного состава относятся к пироксенит-норитовой формации, расположены, как правило, цепочками согласно с вмещающей толщей, имеют сравнительно небольшие размеры, линзо-, пластно- и сигарообразную форму, нередко пересечены жилами гранитных пегматитов. Некоторые из них приурочены к замковым частям и крыльям складок. В плоскости падения залегание интрузивов отчетливо подчинено структурному контролю: они имеют северо-восточное склонение, согласное с линейностью породообразующих минералов вмещающих пород и осями складок.

Общие закономерности их размещения изучены еще недостаточно, что во многом определяется расхождением исследователей во взглядах на историю геологического развития района. По одним материалам, рудоносные нориты относятся к более молодым трещинным интрузиям, чем окружающие гнейсо-диориты, а их размещение контролируется древними зонами дробления [11]; по другим — рудоносные нориты являются более древними интрузиями по сравнению с окружающими гнейсо-диоритами [8]. В последнее время выдвинуто представление о приуроченности всех известных основных и ультраосновных массивов к близширотным так называемым продуктивным зонам, согласным с общим простиранием пород и характеризующимся пестротой состава, проявлениями ультраметаморфизма и диафтореза [12]. Однако эти зоны нечетко отграничены от окружающих пород как геологически, так и геофизически.

Более детально изучена площадь Ловноозерского месторождения, приуроченного к разветвлению одной из продуктивных зон и пересечению ее субмеридиональными разрывными нарушениями. На участке протяженностью 3 км известно около 50 массивов норитов и габбро-норитов, вытянутых цепочкой в северо-восточном направлении согласно простиранию пород. Многие интрузивы не имеют выхода на поверхность и вскрыты только скважинами. Для них характерно северо-западное падение и склонение к северо-востоку, согласное с направлением линейности породообразующих минералов вмещающих пород (фиг. 7). В 15 интрузивах обнаружено сульфидное оруденение.

Вкрапленные медно-никелевые руды сосредоточены главным образом внутри массивов основных пород, иногда они наблюдаются в их экзоконтактах; в ряде случаев отмечено небольшое продолжение сульфидных жил за пределы норитовых массивов. Преобладают



Фиг. 7. Схематическая геологическая карта и разрез Ловноозерского месторождения (по Е. К. Козлову)

1 – рудоносные нориты и габбро–нориты (пунктиром показана проекция рудных тел на горизонтальную плоскость); 2 – нориты и габбро–нориты безрудного комплекса; 3 – гиперстеновые диориты; 4 – четвертичные отложения; 5 – элементы залегания; а – простирание и падение гнейсовидности и полосчатости, б – склонение линейности породообразующих минералов; 6 – тектонические нарушения; 7 – водная поверхность

бедные вкрапленные (сингенетические) руды. Жилы сплошных и брекчиевидных (эпигенетических) руд распространены незначительно и приурочены к разрывным нарушениям. По данным последних исследований [13], в размещении медно–никелевых руд строгая закономерность не установлена; они встречаются в любых частях массивов. Вместе с тем в главном рудном теле месторождения намечается тяготение богатых руд к широтной тектонической зоне, фиксируемой телами гранитных пегматитов.

ВЫВОДЫ

1. В никеленосной металлогенической провинции Кольского п-ова выделяются пять районов медно–никелевого оруденения, различающихся по геологическим условиям залегания и составу рудоносных магматических формаций: Печенгский, Аллареченский, Мончегорский, Центральнo–Кольский и Ловноозерский. Первые четыре района приурочены к Печенгско–Варзугской структурно–фациальной зоне карелид и прилегающим к ней участкам саамид. Особое положение

занимают месторождения и рудопроявления Ловноозерского района, расположенные среди гранулитовой формации архея.

2. В размещении никеленосных интрузивов в указанных районах определяющее значение имеют складчатые и разрывные структуры.

Контролирующая роль складчатых структур проявляется в приуроченности отдельных никеленосных тел и их групп: а) к северному крылу региональной синклирной зоны, сложенной эффузивно-осадочными породами (Мончегорский, Центральнo-Кольский районы); б) к крупным поперечным синклинальным прогибам и складкам в пластичной туфогенно-осадочной толще (Печенгский район); в) к краевым зонам куполовидных структур в образованиях гнейсового комплекса, где наиболее интенсивно развиты складки (Аллареченский район); г) к участкам проявления пологой изоклинальной складчатости в породах гранулитового состава (Ловноозерский район).

Контроль разрывными структурами проявляется в приуроченности никеленосных массивов во всех районах к участкам развития крупных региональных разломов и оперяющих их разрывных нарушений (межпластовых зон отслоения и расщепления, кругосекущих разрывов).

Большинство известных месторождений и рудопроявлений сосредоточено в местах сочленения благоприятных дизъюнктивных и пликативных нарушений.

3. В месторождениях всех выделенных районов сульфидное медно-никелевое оруденение локализовано главным образом в пределах никеленосных массивов; только небольшая часть руд при определенных условиях проникает во вмещающие породы. Локализация сингенетического оруденения контролируется элементами внутренней структуры основных-ультраосновных тел (прототектоникой, в частности, слоями течения) и формой дна массивов. Эпигенетическое оруденение контролируется в основном разрывными тектоническими нарушениями, проходящими вдоль контакта материнских интрузивов с вмещающими породами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астафьев Ю.А. Особенности структуры одного из медно-никелевых месторождений Печенги. — В кн.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., "Наука", 1970.
2. Бартенев И.С., Докучаева В.С. Геолого-структурные особенности и условия образования месторождения Нюд-II. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, изд. Кольск. фил. АН СССР, 1975.
3. Богачев А.И., Горелов В.А., Кочнев-Первухов В.И. Основные черты строения и сульфидного оруденения междуречья Печенги — Лотты. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 19.
4. Гончаров Ю.В. Структура Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения. — В кн.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., "Наука", 1970.

5. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. "Недра", 1968.
6. Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Козлов Е.К. и др. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Л., Изд-во АН СССР, 1956.
7. Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И., Проскураков В.В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, "Карелия", 1972.
8. Козлов Е.К. Типы сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 3. Апатиты, изд. Кольск. фил. АН СССР, 1972.
9. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения (на примере Кольского полуострова). Л., "Наука", 1973.
10. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
11. Мурашов Д.Ф., Полферов Д.В. Основные и ультраосновные интрузии Застейд-II и Ловноозеро. - В кн.: Геология СССР. Т. 27, ч. 1. Мурманская область. Госгеолтехиздат, 1958.
12. Спиров В.Н. Базит-гипербазиты района гранулитовой серии и их металлоносность. - В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, изд. Кольск. фил. АН СССР, 1975.
13. Яковлев Ю.Н., Балабонин Н.Л., Орсов Д.А., Яковлева А.К. Вещественный состав медно-никелевых руд в норитах Ловноозерского месторождения. - В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, изд. Кольск. фил. АН СССР, 1975.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОРТОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящее время изучение тектонических и метаморфических факторов контроля в размещении месторождений метаморфогенного типа стало возможным на основе комплексных структурно-петрологических исследований, в процессе которых определяется место и время рудообразования в сложной, часто полициклической истории формирования метаморфических комплексов. Это связано прежде всего с тем, что в последние 20 лет в результате целенаправленных структурных исследований разработана специальная методика выделения разновозрастных складчатых структур с расшифровкой их сложного строения [10, 17, 32, 33, 35]. Применение этой методики позволяет определять возраст деформаций и рудных тел не по возрасту толщ и (или) участвующих в деформациях магматических образований, а путем установления последовательности формирования самих структурных форм.

При изучении многих метаморфических комплексов установлена закономерная направленность образования структурных форм при циклическом формировании комплексов [10, 17]. Ранней стадии цикла соответствуют изоклиналильные складки, параллельная их осевым поверхностям сланцеватость и сопутствующие разрывы; промежуточной – все менее сжатые складки; поздней – разрывы: зоны вторичного рассланцевания, зоны пластического излома (Kink bands). Таким образом, общая направленность формирования структур в цикле устанавливается по их морфологии и особенностям проявления деформаций (нисходящий ряд структурных форм [12]).

Развитие парагенетического метода анализа и детальные исследования метаморфизма в различных регионах позволили установить закономерную и периодически повторяющуюся смену низкоградиентных условий метаморфизма высокоградиентными и привело к понятию о метаморфическом цикле и метаморфической шкале последовательности событий [5]. В метаморфическом цикле, так же как и в тектоническом, выделяются прогрессивные и регрессивные стадии. Понятие "регрессивный метаморфизм" нами принимается в узком значении – как совокупность минеральных преобразований, возникающая на заключительном этапе цикла, после консолидации мигматит-плутонов, при снижении P - T параметров регионального метаморфизма и определенной направленности изменения pH растворов. Рег-

рессивные минеральные преобразования метаморфических комплексов, связанные с новым циклом или новыми циклами, рассматриваются как подразделения этих циклов и могут соответствовать как прогрессивной, так и регрессивной их стадиям.

Комплексные структурно-петрологические исследования показывают, что структурные и метаморфические шкалы последовательности событий могут быть скоррелированы на всех уровнях. При выделении крупных подразделений (циклов) в основу должны быть положены метаморфические критерии, так как они отражают более крупные геологические события. При выяснении же последовательности событий внутри каждого цикла ведущими оказываются структурные методы, которые позволяют создать более детальную возрастную шкалу. При сопоставлении этих шкал важно соответствие во времени регрессивных стадий тектонического и метаморфического циклов. При этом за начало регрессивной стадии тектоно-метаморфического цикла следует принять начало образования структурных форм, которые не сопровождаются региональным проявлением сланцеватости, ориентированной параллельно их осевым поверхностям. В зависимости от длительности и интенсивности деформирующих усилий это соответствует образованию сравнительно открытых складчатых форм, либо сжатых и даже изоклинальных складок. Общим для обоих случаев является, по-видимому, количество гидротермальной фазы, недостаточное для протекания регрессивных метаморфических реакций гидратации во всем объеме толщи, в связи с чем эти процессы и новообразованные плоскостные текстуры проявляются лишь в пределах разрывных зон (зоны вторичного расланцевания).

Регрессивная стадия тектоно-метаморфического цикла имеет исключительно важное значение в формировании метаморфогенных месторождений, возникновение которых целиком связано с региональным метаморфизмом [22], — класс ортометаморфических месторождений [26]. Поэтому прежде чем перейти к анализу тектонических и петрологических факторов контроля месторождений этого класса, необходимо кратко остановиться на методических приемах, позволяющих определить место и время процессов рудообразования в структурно-метаморфической шкале последовательности событий и отнести их к прогрессивной или регрессивной стадии цикла.

1. Структурный анализ рудных поясов, полей и месторождений, включающий два этапа.

1. Геометрический структурный анализ рудных поясов выявляет последовательность формирования всех элементов структуры, позволяет создать структурно-возрастную шкалу и определить положение в ней рудогенерирующих процессов и проявлений магматизма. На данном этапе выясняется вопрос, имеет ли комплекс моно- или полициклический характер развития и образовались ли рудные тела в прогрессивную или регрессивную стадию конкретного цикла тектонического развития.

2. Неоднократные деформации метаморфических толщ, наложение одних складок на другие вызывают необходимость изучения в пре-

делах рудного поля всей совокупности структурных форм для установления их до-, син- и пострудной природы. Приводимый ниже структурно-петрологический анализ конкретных месторождений показывает, что на распределение рудных тел влияют не только синрудные структурные формы, но и дорудные складчатые и разрывные структуры, в том числе структуры, сформированные в более ранний цикл.

Изложенные принципы структурного анализа должны использоваться при изучении закономерностей локализации не только месторождений оргометаморфического, но и параметаморфического классов.

II. Петрологический анализ при таком подходе к изучению рудных поясов, полей и месторождений должен включать следующие компоненты.

1. Дается всесторонняя характеристика главнейших парагенезисов метаморфического комплекса для установления максимальных P - T параметров регионального метаморфизма; определяется место данных процессов метаморфизма в структурно-возрастной шкале. При необходимости исследования должны быть детализированы до уровня микроструктурного анализа и определения структурно-равновесных парагенезисов. На данном этапе выявляется, сколько раз низкоградиентные условия метаморфизма сменялись высокоградиентными, и, следовательно, с позиций петрологического анализа, делается вывод о моно- или полиметаморфической природе комплекса. Проводится корреляция выявленных тектонических и метаморфических циклов.

2. Установленные предшествующими структурными и петрологическими исследованиями рудоконтролирующие зоны вторичного расщепления (зоны регрессивного метаморфизма) исследуются более детально, прежде всего в пределах известных рудных полей. Определяются морфология и размеры этих зон, их ориентировка в общей структуре месторождения, этапность их формирования, уточняется положение парагенезисов каждого этапа в структурно-возрастной шкале. Особое внимание должно быть обращено на выяснение специфических метасоматических колонок, возникающих при образовании зон регрессивного метаморфизма вследствие направленного изменения P - T и pH условий.

III. Минералого-геохимический анализ в плане предложенных методов исследований необходим для установления генетических связей процессов регрессивного метаморфизма, магматизма и рудообразования. С нашей точки зрения, для доказательства пространственного контроля месторождений зонами регрессивного метаморфизма достаточны следующие методы.

1. Минералогические и геохимические исследования проявлений прогрессивного и регрессивного метаморфизма должны выявить: закономерности изменения состава минералов и схем изоморфизма в них, типичные для рудогенерирующего процесса (общность условий образования); установить концентрации редких элементов и групп редких элементов, характерные только для рудоконтролирующих зон и месторождений (общность источника вещества).

2. Выяснение стадийности формирования месторождений путем наблюдения над взаимоотношениями текстурно-парагенетических комплексов рудных тел (внутреннее строение) и изучения их минералогических и геохимических особенностей. Закономерности, установленные при таких исследованиях, выявляют направленность формирования пород, слагающих месторождения, а также место и время образования в них полезного компонента.

Только при таком комплексе исследований, проведенных по указанной выше методике, можно получить убедительные данные о пространственной и временной корреляции процессов регрессивного этапа метаморфизма и рудообразования. В противном случае всегда остается неясным: а) связано рудообразование с процессами регионально-го метаморфизма и ультраметаморфизма или с процессами магматизма; б) в каком возрастном тектоно-метаморфическом цикле происходит те или иные рудогенерирующие процессы; в) какая стадия цикла – регрессивная или прогрессивная является рудоконтролирующей. Последнее особенно важно для металлогенического анализа областей полициклического развития, где вследствие регрессивной направленности наложенного метаморфизма это иначе невозможно установить.

Конкретные примеры подобных исследований, выполненных для месторождений слюды и горного хрусталя [9, 18, 21, 22–25], в определенной мере подтверждают перспективность такого подхода к металлогеническому анализу месторождений метаморфогенного типа. В настоящей работе обобщаются материалы авторов в плане предложенного последовательного анализа результатов структурно-петрологических и минералого-геохимических исследований.

Структурно-петрологическими исследованиями, проведенными В.Л. Дуком и др. [10], установлено, что изученный комплекс гранулитов центральной части Алданского щита (начиная с отложений федоровской свиты) сформировался в течение двух тектоно-метаморфических циклов. Во время первого цикла образовались главные складчатые структуры Алданского кристаллического массива, в том числе региональная рудоконтролирующая Нижне-Тимпгонская куполовидная структура высшего порядка. На заключительной стадии развития этой рудоконтролирующей структуры (конец первого цикла) возникли крутопадающие зоны вторичного рассланцевания. Кульминации прогрессивного метаморфизма первого цикла соответствует гранулитовая фация умеренных давлений; минералообразование в зонах рассланцевания осуществлялось в условиях более низкотемпературной субфации гранулитовой фации пониженных давлений.

Анализ карты прогрессивного регионального метаморфизма Алданского щита [13] обнаруживает постоянную приуроченность месторождений флогопита (исключая Учурскую группу) к областям гранулитового метаморфизма умеренных T и P (Нимнырский блок). На этой карте в основном отражены максимальные P - T условия первого цикла метаморфизма.

Флогопитоносные магнезиальные скарны возникают в связи с активизацией зон вторичного рассланцевания во время второго тектоно-метаморфического цикла, что соответствует ранней стадии его развития. Возрастное положение, аналогичное скарнам, занимают ранние, сиенитоподобные гранитоиды второго тектоно-метаморфического цикла. Становление этих гранитоидов, перекристаллизация и минералообразование в разновозрастных с ними зонах (гиперстен, роговая обманка, диопсид), а также образование диопсид-роговообманковых и диопсид-полевошпатовых пород, аналогичных околоскарновым породам месторождений, происходят в условиях, граничных между роговообманково-гранулитовой субфацией гранулитовой фации и амфиболитовой фацией. Началу второго тектоно-метаморфического цикла отвечали условия гранулитовой фации низких давлений, чем и объясняется широко известная закономерная приуроченность месторождений флогопита к гранулитовым комплексам. Отсутствие за пределами Нимырского блока промышленных месторождений флогопита в областях широкого развития карбонатных пород (желтулинская серия) обусловлено прежде всего тем, что там метаморфизм толщ как в первом, так и во втором циклах осуществлялся в условиях гранулитовой фации повышенных и умеренных давлений [13], в связи с чем и регрессивная стадия второго цикла имела иные $P - T$ и pH параметры.

Флогопитоносные магнезиальные скарны и рудопроявления расположены в местах пересечения продуктивных горизонтов зонами вторичного рассланцевания. Выявлена многоэтапность формирования этих зон. Главную роль в размещении тел скарнов играют зоны, заложенные в конце первого цикла (этап промежуточной консолидации) и активизированные во втором цикле. Если зоны вторичного рассланцевания пересекают продуктивные горизонты под тупым углом, рудопроявления или месторождения образуют секущие зоны по отношению к осевым поверхностям главных складок и сопровождающих их дополнительных складок первого тектоно-метаморфического цикла. Примерами являются Куранахская и Нижне-Тимптонская группы месторождений [10, 24]. При субпараллельном расположении складок первого цикла и зон вторичного рассланцевания группы месторождений образуют осевые, параллельные осевым поверхностям этих складок, и также приурочены к местам пересечения зонами продуктивных горизонтов. Примером является Эмельджакско-Эльконская группа месторождений, ориентированная параллельно осевой поверхности Эмельджакской антиформы [19]. Секущее положение групп месторождений относительно осевых поверхностей складок первого цикла и их приуроченность к участкам пересечения продуктивных горизонтов и зон рассланцевания свидетельствуют о том, что роль складчатых структур первого цикла фактически сводится к структурной подготовке рудного поля, т.е. к созданию в нем определенной анизотропии строения.

Наблюдениями над соотношениями различных пород в телах магнезиальных скарнов установлено наличие трех этапов их образова-

ния. На первом этапе формируются в основном диопсид-шпинелевые породы, в меньшей мере — мономинеральные диопсидовые породы и краевые зоны диопсидовых и форстерит-диопсидовых кальцифиров. Позднее возникают диопсид-паргаситовые, диопсид-паргасит-флогопитовые, диопсид-флогопитовые ассоциации. К этому же этапу относится и образование диопсид-полевошпатовых пород. Завершается процесс развитием сравнительно маломощных жил, с которыми связана основная масса промышленного флогопита.

На всех изученных нами месторождениях жилы с промышленным флогопитом занимают, как правило, секущее положение по отношению к диопсидовым телам, вмещающим их породам и осевым поверхностям складок первого цикла. На месторождениях Предвиденное, Угольное, Колтыкон-I (Куранах) ориентировка жил флогопита близка к простиранию зон вторичного расланцевания. На Леглиерском месторождении, где серии жил флогопита приурочены к этим зонам, простирание отдельных жил совпадает с ориентировкой таких зон. На Эмельджакском месторождении основная масса жил имеет выдержанное северо-восточное простирание, секущее по отношению к положению главных тел диопсидовых пород. Ориентировка жил промышленного флогопита строго совпадает с простиранием осевых поверхностей северо-восточных складок, образующихся на заключительной стадии второго цикла. После формирования промышленного флогопита деформации проявились уже в условиях амфиболитовой фации [10].

Таким образом, формирование магнезиальных скарнов растянуто во времени. Возникновению диопсид-полевошпатовых, диопсид-паргаситовых, диопсид-флогопитовых ассоциаций соответствует подновление зон вторичного расланцевания на средней стадии второго цикла, а жилы флогопита сопоставляются по времени образования с поздними складками того же цикла. Не имеет точного геологического реперта этап образования диопсид-шпинелевых пород. Полицикличность развития всего комплекса пород определяет появление разновозрастных групп гранитоидов; со становлением каждой из них могло быть связано формирование магнезиальных скарнов. Более ранними относительно сиенитоподобных гранитоидов второго цикла являются две группы гранитоидов первого цикла. Вероятно, с одной из них (аляскитовые граниты) связано образование скарнов первого этапа.

Итак, регрессивная направленность процессов метаморфизма во время формирования магнезиальных скарнов и возникновение в них промышленного флогопита установлена специальными исследованиями. Она соответствует снижению $P-T$ параметров от условий гранулитовой фации низких давлений через промежуточные между роговообманково-гранулитовой субфацией гранулитовой фации и амфиболитовой фацией (ранние этапы возникновения скарнов) до еще более низких $P-T$ параметров, приближенных уже непосредственно к условиям амфиболитовой фации (промышленное флогопитообразование). Примером, иллюстрирующим связь промышленного флогопитообразования с регрессивным этапом метаморфизма фации альмандиновых амфибо-

литов, являются мусковитовые пегматиты Беломорской и Северо-Байкальской провинций.

Беломорская мусковитовая провинция. Структурные, метаморфические и геохронологические исследования последних лет выявили длительную и сложную историю формирования пород беломорского комплекса [3, 5, 8–10, 15, 23, 27, 33]. По данным проведенных исследований, в геологической истории становления беломорского комплекса могут быть выделены три цикла тектонических движений, первому из которых соответствует прогрессивный ареальный гранулитовый метаморфизм, а двум последним – наложенный метаморфизм амфиболитовой фации дистен–силлиманитовой фациальной серии.

Второй цикл деформаций беломорской серии связан, по-видимому, с древнейшей карельской эпохой тектогенеза и сопоставим с ранне-ребольской фазой складчатости [9]. Это подтверждается изотопными изохронными датировками метаморфических и магматических образований второго цикла (2800–2700 млн. лет) [1, 4, 34]. К деформациям раннего периода этого цикла относится вертикальное раздавливание пород беломорской серии с образованием изоклиналиных лежачих складок; с поздним периодом связано формирование главных субмеридиональных складчатых структур – Енско-Лоухского синклинория и др. [9]. Наложенный зональный метаморфизм цикла в Чупинско-Лоухском районе проявлялся в условиях, соответствовавших *Dist-Gr-Bt-Ort* субфации¹ фации альмандиновых амфиболитов при максимальном для Карело-Кольского региона режиме давления – до 10 кбар [23]. Концу цикла отвечало снижение *P-T* параметров наложенного метаморфизма (регрессивный этап) до субфации *Dist-Mi* гнейсов, Чупино-Лоухский район [3] и, по-видимому, *Dist-Gr-Bt-Mu* субфации, Енский район [9], а также образование древнейшей группы непромышленных мусковитовых пегматитов. Именно в это время возникла геотектоническая и термодинамическая обособленность Беломорского блока, сохранившаяся и во время третьего цикла тектонических движений.

Структуры третьего тектонического цикла в основном соответствуют селецкой – свекофенской эпохе тектогенеза. Для нас особенно важен поздний период деформаций селецкой эпохи (свекофенская фаза), так как в это время образовались структуры, контролирующее размещение промышленных мусковитовых пегматитов. К ним относятся: 1) северо-восточные субмеридиональные – южная часть беломорского комплекса [3], северо-западные, Енский район [9], системы открытых, прерывисто проявленных складок с субвертикальным положением осевых поверхностей, наложенных на более ранние соответственно субширотные и северо-восточные складки; 2) крутопадающие субмеридиональные зоны вторичного рассланцевания – южная часть беломорид [3]; в районе месторождения Тадино зоны вторичного рассланцевания, представленные средне- и крупнозерни-

¹ По классификации О.И. Володичева [3], это субфация *Dist-Ort* гнейсов.

тыми кианит-гранат-биогитовыми гнейсами [11], смяты в северо-восточные - субмеридиональные складки третьего цикла; время их заложения, очевидно, связано с заключительной стадией второго цикла (этап промежуточной консолидации) или с ранней стадией третьего цикла (период активизации); 3) открытые складки, формирующиеся на крутопадающих крыльях более ранних складчатых структур, имеющие субгоризонтальные осевые поверхности и различное простирание шарниров. Образование последней группы структурных форм происходило при вертикальной ориентировке внешних активных сил, что характерно для заключительного этапа тектонического цикла [9].

Деформации позднего периода (свекофенская фаза) в пределах Беломорской серии осуществлялись в условиях ставролитовых и *Dist-Gr-Bt-Mu* субфаций фации альмандиновых амфиболитов с увеличением степени наложенного зонального метаморфизма в направлении к центральной части Беломорского блока [5, 23]. Возраст гранитов этого периода примерно 2000 млн. лет [34], мусковитовых пегматитов, завершающих цикл, - 1800 млн. лет [28].

Рудоконтролирующая роль зон вторичного рассланцевания в размещении мусковитовых пегматитов впервые была выявлена на месторождении Тэдино [11]. Полости, вмещающие пегматит, здесь сформировались в условиях общего горизонтального растяжения. В зонах рассланцевания среди крупнозернистых гнейсов пегматиты расположены: в полостях отслоения замков складок с субгоризонтальной ориентировкой осевых поверхностей и в замках северо-восточных складок. Во вмещающих зоны рассланцевания мелкозернистых гнейсах пегматиты приурочены к северо-восточным грешникам отрыва, возникшим при совместной деформации мелкозернистых гнейсов и отмеченных зон рассланцевания. Жилы связаны с образованием складок последних этапов деформации третьего цикла. Зоны рассланцевания являлись не только рудоконтролирующими, но и рудоподводящими структурами.

При исследовании околожилных ореолов пегматитов [6] выделены внешние и внутренние зоны ореолов и показано, что парагенезисы внутренних зон развиты только в пределах групп пегматитовых жил, а парагенезисы внешних зон (крупнозернистые кианит-гранат-биогитовые гнейсы) распространены шире; их образование в контактовых ореолах рассматривается как частный случай более общего процесса регрессивного метаморфизма. Следовательно, развитие внутренних зон ореола пегматита и процесс мусковитообразования в пегматитах [23] представляют собой по существу дальнейшее развитие регрессивной стадии метаморфизма.

Северо-Байкальская мусковитовая провинция. Работами последних лет выявлена сложная эволюция складчатых структур мамской кристаллической полосы [20, 30]. В метаморфических комплексах полосы установлена метаморфическая зональность с изменением степени метаморфизма от зеленосланцевой фации до фации альмандиновых амфиболитов. Пока еще нет единого мнения о принадлежности всей совокупности структурных форм и минеральных ассоциаций

мамской и бодайбинской серий к одному или двум тектоно-метаморфическим циклам. Согласно мнению всех авторов, отстаивающих метаморфогенное происхождение пегматитов, размещение мусковита контролируется локальными зонами развития парагенезисов регрессивной стадии метаморфизма (*Dist-Stav-Bt-Mu* субфация фации альмандиновых амфиболитов). Однако одни исследователи расценивают эти зоны как проявление регрессивной стадии единого тектоно-метаморфического цикла и соответственно относят мамский комплекс к монометаморфическим образованиям [2, 25, 31], тогда как другие считают ее продуктом регрессивной стадии второго цикла [20], соответственно мамский комплекс полицикличным.

В Северо-Байкальской провинции, как и в Беломорье, установлено нарастание степеней рудоконтролирующего дистенового метаморфизма по направлению к центру мамской продуктивной полосы, т.е. по мере удаления от бодайбинской серии. Непосредственным изучением газово-жидких включений [16] для пород мамской серии доказаны высокие содержания летучих (особенно CO_2) во время дистенового метаморфизма, контролирующего образование мусковитовых пегматитов.

По данным Е.В. Тарасова и др. [29], положение месторождений мусковитовых пегматитов и отдельных жил контролируется северо-западной системой разрывных зон, повторяющихся через определенные интервалы. В участках пересечения этих зон с продуктивными горизонтами появляются промышленные месторождения. Северо-западные зоны являются оперяющими более крупной северо-восточной (Олонгринской) зоны, которая выражена в интенсивном расщеплении и наложении процессов регрессивных стадий минерализации. А.П. Кочнев [14] подчеркивает, что устанавливается тесная связь мусковитовых пегматитов с наложенными складчатыми структурами и разрывными нарушениями поздних этапов деформации. Рудоподводящие структуры фиксируются проявлением процессов регрессивного метаморфизма (мусковитизация). А.Н. Неелов [20] относит формирование зон вторичного расщепления и становление поздних складчатых систем к периоду вертикальных блоковых движений, характеризующих позднюю стадию тектонического цикла. Следует отметить, что изофациальность процессов мусковитообразования в пегматитах и регрессивных изменений во вмещающих породах доказана исследованиями Г.М. Другова и Л.Ф. Ковшовой [7].

Сравнение Северо-Байкальской и Беломорской мусковитовых провинций показывает, что формирование месторождений определялось геотектонической обособленностью вмещающих эти провинции тектонических блоков. В этих блоках наиболее полно реализовались рудообразующие возможности летучих компонентов метаморфогенного происхождения, что привело к завершенности реакций минералообразования в регрессивную стадию метаморфизма. Локальные рудоконтролирующие факторы для обеих провинций аналогичны.

Однако между ними имеется и существенное различие. В Северо-Байкальской провинции широко проявлен своеобразный тип месторож-

дений — гигантомигматиты, гранит-пегматиты (пегматиты первой группы) [25], что определяет значительно большие масштабы мусковитоносности Мамы по сравнению с Беломорской провинцией. Это различие вызвано, по-видимому, более высоким потенциалом воды в процессе пегматито- и мусковитообразования в Северо-Байкальской провинции.

Примером низкотемпературной оргометаморфической формации являются месторождения горного хрусталя [18]. Выявлена приуроченность этих месторождений к областям широкого распространения повторных метаморфических преобразований пород в условиях зеленосланцевой фации (региональный наложенный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии). Термодинамические параметры этого метаморфизма, согласно последним экспериментальным и расчетным данным: $T = 350\text{--}550^\circ\text{C}$; $P = 2\text{--}3$ кбар. Подчеркнем, что наложение зеленосланцевого метаморфизма при повышенном давлении (5–6 кбар) обычно не приводит к возникновению промышленных месторождений. Также бесперспективна зеленосланцевая фация монометаморфических комплексов. Не имеет рудоконтролирующего значения и метаморфизм предшествующего тектоно-метаморфического цикла. Интервал его $P\text{--}T$ параметров колеблется в широких пределах от гранулитовой до зеленосланцевой фаций различных фациальных серий. Для образования месторождений горного хрусталя важны лишь термодинамические условия наложенного метаморфизма и широкое распространение в продуктивных горизонтах резко обогащенных кремнеземом пород (кварциты, метапесчаники, кварц-серицитовые сланцы, кварцито-гнейсы и др.). Перспективность рудных районов возрастает при увеличении градиента $P\text{--}T$ параметров раннего и наложенного метаморфизма (Полярный, Средний, Южный Урал, Памир, Алдан, Казахстач). Это, очевидно, связано с освобождением дополнительных количеств кремнезема при реакциях гидратации высокотемпературных железо-магнезиальных минералов.

Диапазон температуры образования жильного кварца и горного хрусталя, определенный методами декрепитации, гомогенизации, термолюминесценции, составляет (соответственно) 550–300, 300–250°C. Таким образом, температурные пределы метаморфизма зеленосланцевой фации и формирования хрусталеносных месторождений совпадают, что указывает на их изофациальность. Совокупность приведенных данных свидетельствует о связи хрусталеобразования с повторным региональным метаморфизмом зеленосланцевой фации андалузитовой фациальной серии.

Широко распространенные в хрусталеносных провинциях гранитоиды в основном относятся к раннему тектоно-метаморфическому циклу, а в процессе рудоконтролирующего повторного метаморфизма переходят в бластомилониты, филлониты и кварц-серицитовые сланцы. При рудогенезе они благоприятны лишь как дополнительный источник SiO_2 , освобождающегося при их метаморфизме.

Региональный структурный фактор контроля проявляется в приуроченности месторождений горного хрусталя к участкам сочленения

областей ранней стабилизации с мобильными зонами. Это обусловлено скорее всего тем, что при прогрессивном метаморфизме пород верхнего структурного яруса высвобождается вода, необходимая для реакций гидратации в породах нижнего яруса. Отмечается приуроченность месторождений к ядрам положительных структур, сформированных в предшествующем рудогенезу тектоно-метаморфическом цикле.

Формирование кварцевых жил связано с образованием в породах нижнего структурного яруса зон рассланцевания, бластомилонитизации, а верхнего яруса — зон пластического излома, возникающих в условиях, переходных от пластических деформаций к разрывным (локальные факторы контроля).

Для Приполярного Урала (Ляпинский актиклинорий) установлено, что в породах зонально-метаморфизованного докембрийского комплекса месторождения горного хрусталя возникают в период постверхнепротерозойского (палеозойского) тектонического цикла. Палеозойскому циклу соответствует прогрессивный метаморфизм тельпосской свиты ордовика. В нижнем структурном ярусе ранней стадии этого цикла соответствует образование широко развитой сланцеватости S_{II}^1 и линейности L_{II}^1 , определяемой направлением удлиненных агрегатов хлорита и серицита; поздней (регрессивной) стадии отвечает развитие локальных зон смятия. В этих зонах формируются складки, вызывающие резкую переориентировку линейности L_{II}^1 , возникают сланцеватость S_{II}^2 и линейность L_{II}^2 . По мере приближения к к зонам широкого развития линейности L_{II}^2 увеличивается степень проявления деформации этапа D_{II}^2 и возрастает число кварцевых жил. Наибольшая концентрация жил приурочена к участкам встречного падения линейности L_{II}^2 (месторождение Хасаварка).

Кварцевые жилы и хрусталеносные зоны имеют устойчивое северо-восточное простирание во всех зонах прогрессивного метаморфизма первого цикла и ориентированы перпендикулярно линейности L_{II}^2 . В породах амфиболитовой фации они имеют юго-восточное падение ($50-80^\circ$), а в зоне раннего зеленосланцевого метаморфизма — северо-западное и юго-восточное падение.

Нейтральные и слабощелочные растворы регрессивной стадии метаморфизма выщелачивают SiO_2 ; он оглагается в грещинах отрыва, образующихся при деформации сдвигового смещения блоков на заключительной стадии второго цикла. Горный хрусталь возникает при резком снижении параметров метаморфизма. Градиент давления достигает 1,0–1,2 кбар, а температур — 200–250°C. Экспериментальные данные показывают, что градиент $P-T$ определяет условия хрусталеобразования. О резком изменении температурных условий на регрессивной стадии метаморфизма можно судить по железистости новообразованных хлоритов в кислых породах (60–70%). В кислых породах, повторно метаморфизованных только на прогрессивной стадии, железистость хлорита обычно не превышает 45%.

ВЫВОДЫ

1. Образование рассмотренных трех формаций ортометаморфического класса строго связано с регрессивными стадиями последнего или единственного для данного региона тектоно-метаморфического цикла.

2. Для формирования промышленных месторождений слюд оптимальным условием является выдержанность $P-T$ параметров метаморфизма в последовательно сменяющихся друг друга циклах или в едином цикле. Длительное сохранение определенного термодинамического режима способствует, по-видимому, максимальному проявлению свойственного ему геохимического режима. Изменение геотермического градиента в эволюции метаморфизма от одного цикла к другому или в течение одного цикла приводит к возникновению непромышленной мусковитовой минерализации и сопровождается образованием формации мусковит-редкометалльных пегматитов.

3. Оптимальным условием образования формаций горного хрусталя является повышенный градиент $P-T$ параметров раннего и наложенного метаморфизма и прогрессивной, и регрессивной стадий рудогенерирующего цикла метаморфизма.

4. Эффективность металлогенического анализа месторождений ортометаморфического класса достигается только при изучении комплексов пород структурно-петрологическими методами и наличии геохимических и минералогических доказательств связи рудогенеза с определенными этапами процессов метаморфизма. Региональное значение метаморфического и структурного факторов контроля оруденения достаточно известно, но роль локальных факторов изучена недостаточно. Для практики поисково-разведочных работ первостепенное значение имеют именно локальные структурные, метаморфические и геохимические критерии и не столько их роль, сколько конкретное выражение. Поэтому важно расширение и всемерное развитие такого методического подхода к исследованию месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибикова Е.В., Тугаринов А.И. Геохронология Беломорского блока. - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. "Наука", 1972.
2. Великославинский Д.А., Соколов Ю.М. О связи генезиса и минерализации пегматитов Мамского района с региональным метаморфизмом. Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 2.
3. Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов. Л., "Наука", 1975.
4. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука", 1972.
5. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., "Наука", 1973.
6. Гродницкий Л.Л., Полин А.К. Пегматиты Северной Карелии и их ореолы. Петрозаводск, 1975.

7. Другов Г.М., Ковшова Л.Ф. Роль прогрессивных и регрессивных метаморфических процессов в размещении, локализации и слюдоносности мамских пегматитов. Иркутск, 1974.
8. Дук В.Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., "Наука", 1967.
9. Дук В.Л. Краткий очерк тектонической эволюции восточной части Балтийского щита. — В кн.: Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1976.
10. Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л., "Наука", 1975.
11. Зарубин В.В. Структура и условия образования Тэдинского месторождения мусковитовых пегматитов (Северная Карелия). Л., 1975.
12. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., "Наука", 1976.
13. Кицул В.И., Шкодзинский В.С. Инертность — подвижность компонентов в условиях метаморфизма и мигматитообразования гранулитовой фации и критерии ее расчленения (на примере Алданского щита). — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 2. Новосибирск, 1972.
14. Кочнев А.П. Структурные условия размещения слюдоносных пегматитов Мамской мусковитовой провинции. Иркутск, 1975.
15. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., "Наука", 1974.
16. Макагон В.М., Макрыгина В.А., Петров В.В. Режим летучих при метаморфизме — главная причина образования мусковитовых пегматитов. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. "Наука", 1975.
17. Миллер Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. — Геотектоника, 1973, № 5.
18. Минерагения метаморфогенных месторождений горного хрусталя и гранулированного кварца. Л., "Наука", 1977.
19. Михайлов Д.А., Дук В.Л. Некоторые особенности геологии и геохимии метасоматических образований в архее Алданского щита. — В кн.: Геология и геохронология докембрия. Л., "Наука", 1964.
20. Неелов А.Н. Структурно-метаморфическая эволюция пород мамской кристаллической полосы в связи с их мусковитоносностью. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. "Наука", 1975.
21. Салье М.Е. Металлогенические формации пегматитов восточной части Балтийского щита. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. "Наука", 1975.
22. Салье М.Е. Роль регрессивного метаморфизма в образовании месторождений слюд докембрия. — В кн.: Региональная металлогения докембрия. "Наука", 1977.
23. Салье М.Е., Глебовицкий В.А. Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1976.
24. Салье М.Е., Дук В.Л., Бугрова В.Д. Некоторые вопросы геологии, внутреннего строения и петрологии флогопитовых месторождений Алдана. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.—Л., "Наука", 1966.
25. Соколов Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., "Наука", 1970.
26. Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А., Турченко С.И. Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых метаморфогенного типа. — Сов. геология, 1975, № 2.

27. Стенарь М.М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья). – Геотектоника, 1972, № 5.
28. Ступникова Н.И., Зыков С.И., Жиров К.К. Радиологический возраст пегматитовых жил Северной Карелии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 4.
29. Тарасов Е.В., Галкин Г.А., Дорохин В.К. Условия формирования пегматитов в Мамском мусковитовом районе. – В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. "Наука", 1975.
30. Флаас А.С. Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии. – Геотектоника, 1971, № 6.
31. Чесноков В.Н., Другов Г.М., Завалишин М.А. и др. Принципы геолого-структурного районирования Мамского пегматитового поля для установления перспектив промышленной слюдоносности. – Сов. геология, 1967, № 7.
32. Эз В.В. О роли изоклиальной складчатости в структуре беломорид. – Геотектоника, 1967, № 3.
33. Эз В.В. Особенности тектоники метаморфических комплексов и их значение для решения некоторых вопросов строения и развития земной коры. – В кн.: Вопросы геологии. Изд-во МГУ, 1972.
34. Gorokhov J.M. et al. Rb-Sr systems in polymetamorphic rocks of west coast of White Sea. – ECOG III (Abstracts). Oxford, 1973.
35. Turner F.J., Weiss L.E. Structural analysis of metamorphic tectonites. N.Y., 1963

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ АЛЬБИТИТОВ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Месторождения редкометальных альбититов размещены в зонах глубинных разломов и приразломных разрывно-складчатых структурах, рассекающих докембрийские метаморфические и ультраметаморфические породы. Альбититы развиты в гранитах, мигматитах, биотитовых гнейсах, кварц-биотитовых и других сланцах. По характеру темноцветных минералов среди альбититов выделяются два основных типа: эгирин-рибекитовые и хлорит-эпидотовые [5].

Анализ фактического материала по месторождениям редкометальных альбититов [1-3, 6] позволил разработать классификацию структур, обуславливающих локализацию как месторождений, так и отдельных тел и рудной минерализации в залежах (см. таблицу).

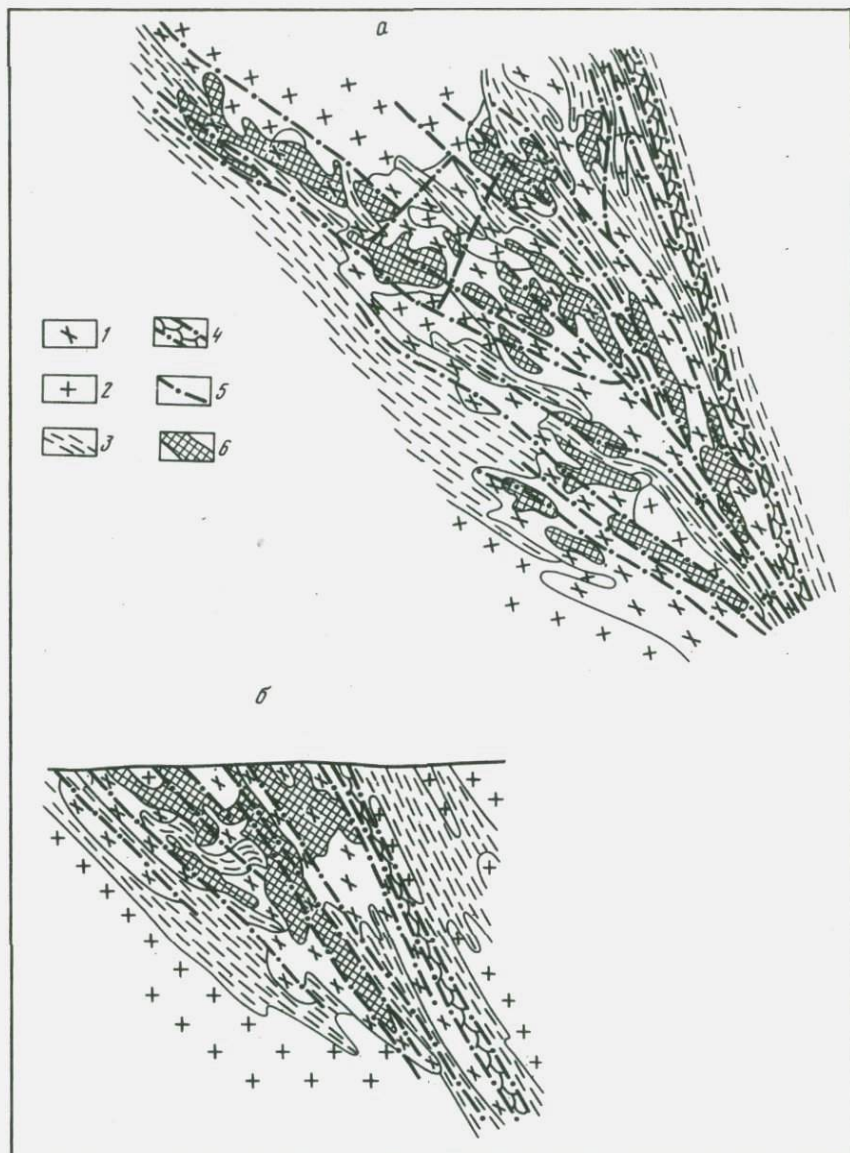
Структуры, определяющие локализацию месторождений, подразделяются на структуры с преобладающим влиянием разрывных нарушений и влиянием складчатых форм. В первой группе в настоящее время можно выделить три типа: 1) сопряжения основных ограничивающих швов зон сложных разломов с оперяющими разрывными нарушениями; 2) разветвления разрывных нарушений во внутренних частях зон сложных разломов; 3) сочленения субмеридиональных и субширотных нарушений во внутренних частях зон сложных разломов.

Примерами наиболее хорошо изученных структур первого типа служат структуры месторождений 1 и 2 (фиг. 1, 2). Основной рудоконтролирующей структурой месторождения 1 является участок сопряжения субмеридионального крутопадающего на восток Главного разлома с оперяющими его с запада зонами разрывных нарушений северо-западного простирания, возникшими на участке искривления основной зоны разлома и осложненными в свою очередь более мелкими оперяющими трещинами и секущими нарушениями северо-восточного простирания. Рудные залежи месторождения вытянуты вдоль крупных зон оперяющих нарушений, а также размещены в блоке трещиноватых катаклазированных альбититов, заключенном между ними. Некоторую роль в локализации оруденения могли играть складчатые структуры, в частности флексурные складки.

Основной структурой, предопределившей локализацию месторождения 2, является сопряжение зоны сложно построенного, круто-

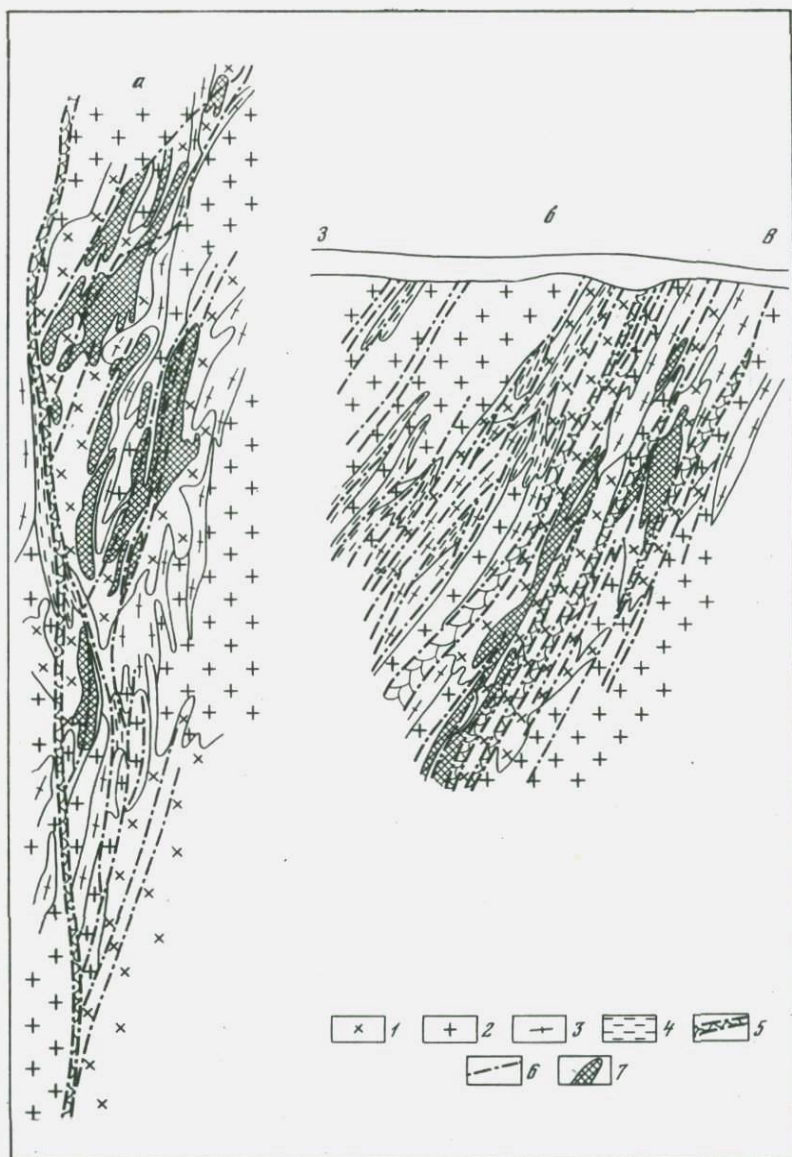
Классификация рудоконтролирующих структур месторождений
редкометалльных альбититов

Структуры, определяющие локализацию месторождений	Структуры, контролирующие локализацию отдельных рудных тел	Структуры, обуславливающие локализацию и распределение рудной минерализации в залежах
<p><u>I группа.</u> Структуры с преобладающим влиянием на локализацию оруденения тектонических разрывов</p> <p>Тип 1. Сопряжения основных ограничивающих зон сложных разломов с оперяющими разрывными нарушениями</p> <p>Тип 2. Разветвления разрывных нарушений во внутренних частях зон сложных разломов</p> <p>Тип 3. Сочленения субмеридиональных и субширотных разрывных нарушений во внутренних частях зон сложных разломов</p>	<p><u>I группа.</u> Разрывные структуры</p> <p>Тип 1. Участки пересечения разрывных нарушений</p> <p>Тип 2. Участки сопряжения основных и оперяющих разрывных нарушений</p> <p>Тип 3. Участки приоткрывания отдельных разрывных нарушений в местах их изгибов</p> <p>Тип 4. Серии сближенных и ветвящихся трещин</p> <p>Тип 5. Послойные разрывные нарушения, возникающие на крыльях и участках замыкания складчатых структур</p>	<p><u>I группа.</u> Разрывные структуры</p> <p>Тип 1. Мелкая трещиноватость</p> <p>Тип 2. Зоны катаклаза и милонитизации</p> <p>Тип 3. Зоны расщепления</p> <p>Тип 4. Зоны дробления и брекчирования</p>
<p><u>II группа.</u> Структуры с преобладающим влиянием на локализацию оруденения складчатых форм</p> <p>Тип 1. Замковые части и крылья сжатых крутопадающих синклинальных складок, осложненные продольными послойными и поперечными разрывными нарушениями</p> <p>Тип 2. Крылья открытых крутопогружающихся складок, осложненных продольными и поперечными разрывными нарушениями</p>	<p><u>II группа.</u> Складчатые структуры</p> <p>Тип 1. Дополнительные изгибы, осложняющие крылья открытых синклинальных складок</p> <p>Тип 2. Флексурные складки</p>	<p><u>II группа.</u> Складчатые структуры</p> <p>Тип 1. Микроскладчатость, сопровождающаяся расщеплением пород</p>



Фиг. 1. Схема геологического строения месторождения 1 (а - план, б - разрез)

1 - альбититы; 2 - граниты; 3 - гнейсы; 4 - Главный разлом; 5 - другие разрывные нарушения; 6 - рудные тела



Фиг. 2. Схема геологического строения месторождения 2 (а - план, б - разрез)

1 - альбигиты; 2 - граниты; 3 - мигматиты; 4 - гнейсы; 5 - Главный разлом; 6 - другие разрывные нарушения; 7 - рудные тела

падающего на запад Главного разлома северо-западного простирания с оперяющими его с востока зонами субмеридиональных разрывных нарушений, развитых на участке искривления основной зоны разломов. Рудные тела, как правило, тяготеют к зонам разрывных нарушений и размещаются лишь на участке, ограниченном с запада Главным разломом, а с востока — крайним оперяющим нарушением.

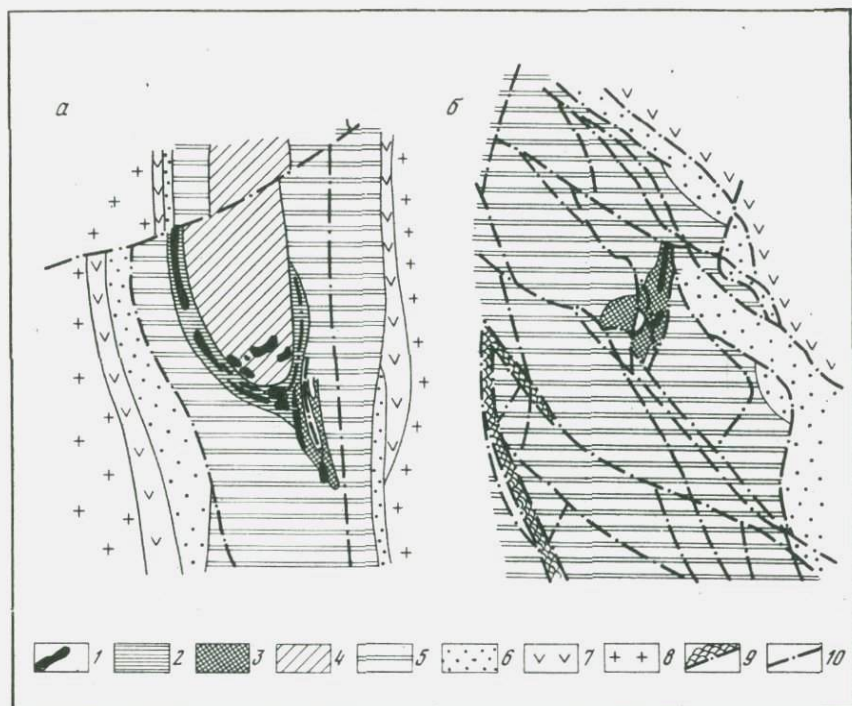
Из приведенных данных видно, что рудоконтролирующие структуры месторождений 1 и 2, изученные при картировании горных выработок, однотипны и различаются лишь направлением падения основных зон разломов (на месторождении 1 — на восток, а на месторождении 2 — на запад). Оперяющие разрывные нарушения, определяющие положение рудных залежей, в пределах обоих месторождений находятся в лежащих боках основных зон разломов.

Среди рудоконтролирующих структур с преобладающим влиянием на локализацию оруденения складчатых форм можно выделить следующие типы: 1) замковые части и крылья сжатых крутопогружающихся синклинальных складок, осложненные продольными посплошными и поперечными разрывными нарушениями; 2) крылья открытых крутопогружающихся синклинальных складок, осложненных продольными и поперечными нарушениями.

К этой группе относятся структуры месторождений 3 и 4 (фиг.3). В пределах месторождения 3 все рудоносные зоны приурочены к центральному замыканию синклинальной складки и ее крыльям. Значительную роль в локализации оруденения здесь играют также крупные разрывные нарушения, осложняющие складчатую структуру. Месторождение 4 приурочено к открытой крутопогружающейся складке, осложненной разрывными нарушениями.

Среди структур, контролирующих размещение отдельных рудных тел ленто- и столбообразной формы, также можно выделить две группы: разрывные и складчатые. Из разрывных структур, контролирующих размещение рудных тел, можно отметить участки пересечения разрывных нарушений различных направлений; участки сопряжения разрывных нарушений с оперяющими трещинами; участки приоткрывания отдельных разрывных нарушений в местах их изгибов; серии сближенных и ветвящихся трещин; посплошные разрывные нарушения, возникающие на крыльях и участках замыкания складчатых структур.

В большинстве случаев рудные тела месторождений редкометалльных альбититов приурочены к блокам пород, заключенным между отдельными разрывными нарушениями. В пределах этих блоков наиболее интенсивно проявлялись трещинообразование, катаклиз, дробление и брекчирование пород, предопределившие совместно с разрывными нарушениями размещение, форму и размеры рудных тел. Большую роль при этом играли также состав и физико-механические свойства пород. К этой же группе структур, контролирующих размещение рудных тел, относятся и посплошные разрывы, возникаю-



Фиг. 3. Схематические планы месторождений 3 (а) и 4 (б)

1 — рудные тела; 2 — альбититы; 3 — железорудные тела; 4 — кварц-биотитовые сланцы, доломиты, кварциты; 5 — железистые кварциты, биотит-амфиболовые сланцы; 6 — слюдистые кварциты; 7 — амфиболиты; 8 — граниты и мигматиты; 9 — зоны тектонических брекчий; 10 — разрывные нарушения

щие на крыльях и в замковых частях синклинальных складок (месторождение 3).

Среди складчатых структур, определяющих размещение рудных тел, наиболее распространены дополнительные изгибы, осложняющие крылья синклинальных складок (месторождение 3). Некоторую роль в локализации рудных тел играют мелкие флексурные складки (месторождения 1, 2, 3). При их образовании развивались катаклаз и мелкая трещиноватость, способствовавшие движению растворов и отложению рудного вещества.

К структурам, обуславливающим локализацию и распределение рудной минерализации в залежах, относятся участки распространения катаклазитов, милонитов, рассланцованных пород и брекчий, а также мелкой трещиноватости и складчатости.

Наиболее характерной отличительной особенностью месторождений редкометалльных альбититов является интенсивное развитие в их пределах зон катаклаза, охватывающих крупные блоки метасомати-

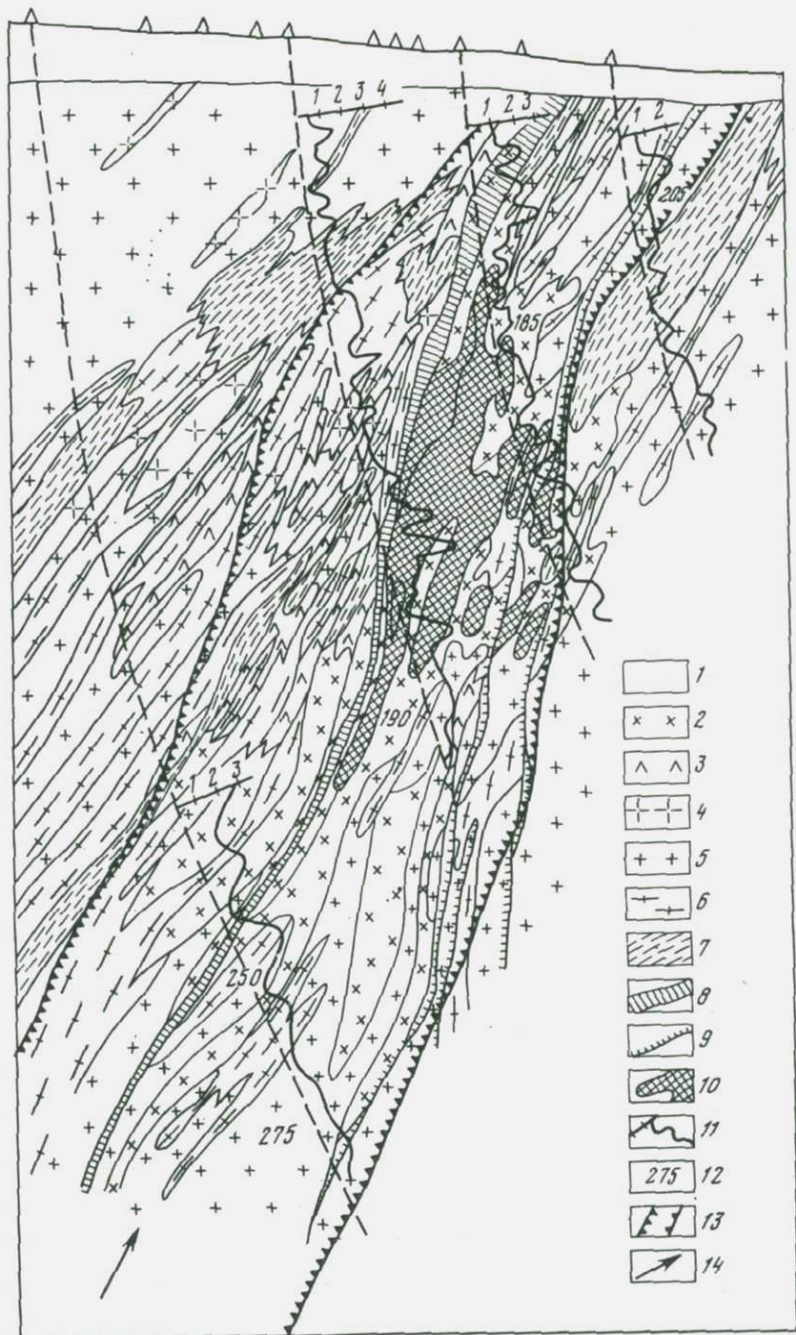
чески измененных пород. Как правило, зоны катаклаза вытянуты вдоль крупных разрывных нарушений, при сближении и пересечении которых образуются крупные межтрещинные блоки катаклазированных пород. На изученных месторождениях 1,2 четко установлена тесная связь рудной минерализации с катаклазитами. В последних рудные минералы в виде мелкой вкрапленности и прожилков локализируются в мелкозернистой массе, окружающей крупные обломки зерен альбита. Во многих случаях рудная минерализация развита непосредственно в милонитовых швах, зонах рассланцевания и брекчиях, образуя в них кучные скопления и прожилковидные выделения. На месторождении 3 наблюдается приуроченность прожилково-вкрапленного оруденения к участкам с отчетливо выраженными рассланцеванием, брекчированием и развитием микроскладчатости.

Структуры, контролирующее размещение характеризуемых месторождений, имели длительную историю формирования. Они служили путями для проникновения растворов, приводящих к предрудным метасоматическим изменениям пород. Затем после образования метасоматитов возобновлялись тектонические движения, сопровождавшиеся подъемом рудоносных растворов и отложением рудной минерализации. Разрывные структуры, формировавшиеся после образования метасоматитов, развивались унаследованно по дометасоматическим структурам с сохранением общего плана деформаций. В период рудоотложения также возобновлялись тектонические движения с образованием внутрирудных структур (зоны развития брекчий). Послерудные структуры на изученных месторождениях развиты незначительно.

Среди дорудных геологических структур В.И. Смирнов [8] выделяет рудоподводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие. Рудоподводящими структурами характеризуемых месторождений служили крупные тектонические швы, ограничивающие с лежачего бока зоны сложно построенных разломов. Следует отметить, что метасоматиты с рудной минерализацией, как правило, находятся под крутонаклоненными ограничивающими разломами. Такое положение метасоматитов и рудных тел объясняется тем, что ограничивающие разломы одновременно играли роль как рудоподводящих, так и рудораспределяющих. Рудораспределяющая роль этих разломов заключалась в том, что при их образовании на участках месторожде-

Фиг. 4. Геологический разрез месторождения 2

1 — отложения осадочного чехла; 2 — альбититы; 3 — сиенитоподобные породы; 4-5 — граниты; 4 — крупнозернистые; 5 — мелкозернистые; 6 — мигматиты; 7 — гнейсы; 8 — Главный разлом; 9 — оперяющие разрывные нарушения; 10 — рудные тела; 11 — степень катаклаза в баллах (1-4); 12 — температура (°C) по газово-жидким включениям; 13 — контуры зоны повышенных значений пористости и проницаемости пород; 14 — направление движения гидротермальных растворов



ний системы оперяющих нарушений более интенсивно развивались в лежащих крыльях разломов, предопределяя движение рудоносных растворов в более интенсивно тектонически переработанные породы лежащего бока.

Основными рудораспределяющими структурами месторождений редкометальных альбититов являются разрывные нарушения, отвечающие от основных швов разломов. Расстояния от основных рудоподводящих структур до участков рудоотложения для различных месторождений колеблются от десятков метров до нескольких километров.

Рудомещающими структурами характеризуемых месторождений служили сочетания отдельных разрывных и складчатых нарушений, при формировании которых образовывались блоки пород с массовым развитием катаклаза, зон дробления, брекчирования, микротрещиноватости. Именно эти интенсивно тектонически переработанные блоки пород являлись наиболее проницаемыми участками, благоприятными для просачивания растворов и отложения основной массы руд.

Изменением интенсивности тектонической переработки пород по вертикали в значительной степени определялись вертикальный размах и характер оруденения на различных уровнях месторождений редкометальных альбититов. Глубина распространения руд от современной эрозионной поверхности докембрийских пород на изученных месторождениях колеблется от нескольких сот до 1200 м и более.

Сравнительное изучение месторождений 1 и 2 (см. фиг. 1,2) показывает, что на месторождении 1 эрозионным срезом вскрывается средняя часть рудоносного интервала (по схеме выделения зон урановых месторождений по вертикали [4]), в то время как на месторождении 2 — его верхняя часть. Большинство рудных тел на месторождении 2 не выходит на поверхность докембрийских пород и выклинивается в нижней части на глубине нескольких сот метров, что позволяет на примере этого месторождения рассмотреть влияние структурной зональности на поведение оруденения в верхней, средней и нижней частях.

По шлифам, отобранным через 5 м по керну скважин в двух разрезах, изучена интенсивность проявления катаклаза и милонитизации, определенная в баллах. Ультрамилонитовые структуры оценивались в 6 баллов, тонкомилонитовые — в 5, грубомилонитовые — в 4, порфирокластические — в 3, цементные — в 2, доцементные — в 1 балл. Изучение шлифов показало, что наиболее сильно катаклаз развит в средней части месторождения, где сконцентрирована основная масса тел альбититов и наиболее крупных рудных залежей (фиг. 4). Здесь в альбититах преобладают бластокатаклазиты с бластоцементными структурами (2 балла), а некатаклазированные породы практически отсутствуют. В верхней части месторождения, характеризующейся развитием мелких рудных тел, преимущественно развиты бластокатаклазиты с "доцементными" структурами (1 балл). Бластокатаклазиты с бластоцементными структурами встречаются лишь в виде полос, обрамляющих основные тектонические швы. В нижней части месторождения, где рудные тела выклиниваются, блас-

токатаклизиты с бластоцементными структурами отмечаются лишь в телах альбититов, примыкающих к основным швам разломов. В дифторированных гранитах и мигматитах верхней и нижней частей вертикального разреза месторождения развиты катаклизиты с доцементными структурами.

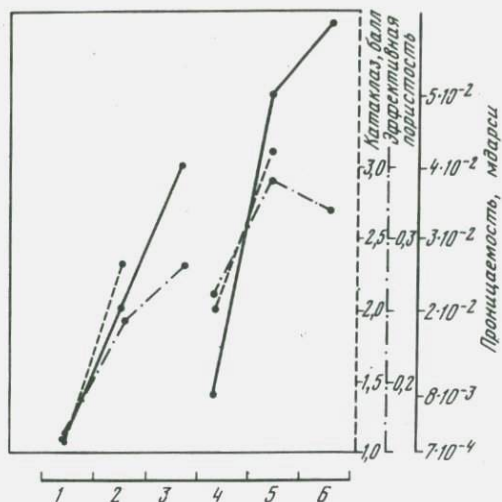
Меняется по вертикали также и характер тектонитов, развитых непосредственно в зоне Главного разлома. В верхней части месторождения разлом представлен бластомилонитами с грубомилонитовыми структурами (4 балла) и очково-слоистыми текстурами. В средней части месторождения интенсивность тектонических деформаций в зоне Главного разлома увеличивается. Здесь преобладают бластомилониты с тонкомилонитовыми структурами (5 баллов) и линзовидно-слоистыми структурами. В нижней части месторождения интенсивность тектонических деформаций в зоне Главного разлома уменьшается, и здесь преимущественно развиты бластомилониты, аналогичные бластомилонитам верхней части.

В результате проведенного по керну скважин тех же двух разрезов изучения общей пористости (920 определений) и проницаемости (705 определений) установлена зона повышенных значений этих параметров, которая соответствует зоне наиболее интенсивного развития катаклаза, милонитизации пород и формирования альбититов (см. фиг. 4). По этой зоне двигались восходящие рудные растворы, из которых в наиболее благоприятном по геолого-структурным и физико-химическим условиям интервале глубин выпали рудные минералы.

Изучение месторождений редкометалльных альбититов показывает, что выклинивание рудных тел в нижних частях этих месторождений обусловлено в основном затуханием благоприятных для рудоотложения разрывных и складчатых структур. Вместе с выклиниванием рудных залежей наблюдается сокращение площадей метасоматически измененных пород, хотя полное исчезновение метасоматитов с глубиной не установлено.

Как показано выше, вмещающими породами для рудных тел характеризующихся месторождений были альбититы. Преимущественная приуроченность рудной минерализации к альбититам может быть в значительной степени объяснена их физико-механическими и химическими свойствами. Есть все основания считать, что при метасоматическом преобразовании пород и последующем воздействии на уже измененные породы предрудных тектонических усилий повышалась проницаемость метасоматитов по сравнению с исходными дометасоматическими породами (фиг. 5). Увеличение проницаемости обусловлено как еще большим развитием трещиноватости, катаклаза и милонитизации, так и повышением пористости, не связанной с образованием трещиноватости. Пористость в последнем случае, по-видимому, повышалась в процессе метасоматоза, при котором дефект объема компенсировался неполностью.

Преимущественная приуроченность урановой минерализации к новообразованным при метасоматозе эгирину, щелочным амфибо-



Фиг. 5. Графики изменения физико-механических свойств пород в процессе альбитизации и оруденения

Цифрами на горизонтальной оси показаны породы:

1 — гнейсы; 2-3 — альбититы апогнейсовые: 2 — безрудные, 3 — рудные; 4 — граниты; 5-6 — альбититы апогранитовые: 5 — безрудные, 6 — рудные

лам, хлориту и другим темноцветным минералам, а также гематиту и магнетиту дает основание утверждать, что в процессе отложения рудной минерализации значительную роль играли химические свойства этих минералов, явившихся осадителями урана. Тесная связь урановой минерализации с карбонатами позволяет предполагать, что перенос урана в растворах осуществлялся в виде уранилкарбонатных комплексов. Последние в приповерхностных частях земной коры при уменьшении температуры и давления и дегазации растворов при трещинообразовании (выделение CO_2) разрушались. Шестивалентный уран уранилкарбонатных комплексов при взаимодействии с темноцветными и железорудными минералами, содержащими двухвалентное железо, восстанавливался до четырехвалентного, а двухвалентное железо переходило в трехвалентное. Об этом свидетельствует увеличение в рудных альбититах по сравнению с безрудными содержания Fe_2O_3 и уменьшение содержания FeO , а также отношения $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ в рибекитах из рудных альбититов по сравнению с рибекитами из нерудных альбититов. Освободившийся четырехвалентный уран вступал в реакцию с находившимися в растворе компонентами, образуя труднорастворимые окислы, титанаты и силикаты урана.

Таким образом, сочетание повышенной проницаемости альбититов и наличие в них минералов, способных участвовать в обменных реакциях между растворами и породами, создавало оптимальные условия для движения рудоносных растворов и отложения в образующихся полостях урановой минерализации.

Весьма важное значение для локализации альбититов и рудной минерализации имели температура и давление. Экспериментальные исследования, проведенные методом термобарометрии, показывают, что альбититы в одном из районов формировались при температурах от 250 до 580°C, а в другом районе — от 130 до 320°C. На

месторождений 2 наблюдается увеличение температур образования альбититов от 185–205°C в верхней части до 250°C в нижней (см. фиг. 4). Рудообразование в обоих районах связано с карбонатным метасоматозом и происходило при температурах 200–220 и 150°C.

Для определения физико-химических условий рудообразования в ИГЕМ АН УССР проведены экспериментальные работы по изучению растворимости U_2O_3 в 0,5 N растворах Na_2CO_3 , $NaHCO_3$ и K_2CO_3 при температурах 200, 300, 400 и 500°C, давлениях 100, 200, 300, 400 и 500 кг/см² [7]. Устойчивое содержание уранил-карбонатных комплексов в слабощелочных растворах (рН 7–9) наблюдается при температурах 200–300°C и давлениях от 200 до 500 кг/см². Ниже этого интервала температур и давлений создаются условия для разложения уранил-карбонатных комплексов и образования урановых минералов.

Соотношение геолого-структурных и физико-химических факторов рудоотложения на примере месторождений редкометалльных альбититов можно представить в следующем виде. При достижении рудоносным флюидом верхних зон земной коры, характеризующихся резким изменением степени проницаемости пород, в растворе устанавливаются давление и температура, наиболее оптимальные для развития процесса локализации руд. Однако в большинстве случаев осаждение рудного вещества при этом не происходит. Для формирования месторождений необходимо еще проявление геолого-структурных факторов – наличие благоприятных для рудоотложения пород и структурных ловушек.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я.Н., Гречишников Н.П., Крамар О.А. Структурные условия образования и размещения некоторых типов урановых месторождений. – Геол. рудн. месторожд., 1968, № 5.
2. Гречишников Н.П., Зинченко В.А., Крамар О.А. Структурные условия оруденения в докембрийских породах. – Геол. ж., 1968, № 1.
3. Гречишников Н.П., Зинченко В.А., Крамар О.А. и др. Структурные особенности и история формирования одного из месторождений натриево-урановой формации. – Геол. ж., 1973, № 4.
4. Зонтов И.С. О некоторых закономерностях распределения урана в гидротермальных месторождениях. – Сов. геология, 1976, № 6.
5. Казанский В.И., Омеляненко Б.И., Прохоров К.В. О вертикальной зональности ураноносных натриевых метасоматитов. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. "Наука", 1974.
6. Казанский В.И., Крупеников В.Д., Омеляненко Б.И., Прусс А.К. О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов. – Геол. рудн. месторожд., 1968, № 1.
7. Коваль В.Б. Экспериментальное изучение условий мобилизации, переноса и отложения металлов при метаморфизме (на примере урана). – В кн.: Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев, "Наукова думка", 1972.
8. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых, "Недра", 1969.

СТРУКТУРЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ШТОКВЕРКОВ

В штокверковых месторождениях сосредоточены основные мировые запасы многих редких металлов и меди. Из них добывается около 95% получаемого молибдена, 60% меди, 10–15% вольфрама. Значение штокверков будет постоянно возрастать по мере отработки ограниченных запасов богатых руд других структурно-морфологических типов (скарновых линз, жил). Размеры рудных блоков, компактная изометричная или слабо удлиненная форма рудных тел, большие запасы руд, однородное строение, состав и текстура, комплексность и хорошая обогатимость руд штокверков благоприятны для разработки открытым способом и обеспечивают рентабельность предприятий даже при сравнительно низких, но устойчивых содержаниях полезных компонентов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Редкометальные штокверки обычно размещены в орогенных ярусах земной коры континентального типа в областях проявления глубинных подвижных зон. Тектоническое положение редкометального оруденения определяется его генетической принадлежностью – пространственно-временной связью с гранитоидным интрузивным или липаритовым субвулканическим магматизмом поздних стадий развития.

Более ранний тип брекчиево-прожилково-вкрапленных руд (Mo, Cu, Mo) ассоциирует с субвулканическими порфиоровыми фациями кислого орогенного вулканизма; тип жильно-штокверковый (Mo, W, Sn, Bi) – с поздне-посторогенными, лейкократовыми и аляскитовыми гранитами; завершающий – штокверково-вкрапленно-метасоматический (Nb, Ta, TR) – с молодыми аляскитовыми субщелочными гранитами. Эти гранитоидные серии характеризуются относительно большой сквозностью рудно-магматических систем, достаточной глубиной, увеличенной мощностью плутонов – факторами, определяющими в основном морфологические особенности и строение связанных с ними штокверков.

Закономерности последовательного развития и пространственного положения рудно-магматических систем и их структурные особенности находятся в определенной связи с положением в различных

структурных этажах и ярусах земной коры континентального типа [5, 9, 11, 20–22, 27]. Сквозной характер субвулканических рудно–магматических систем обуславливает их штоко– или дайкообразную морфоструктуру, брекчиево–прожилковую текстуру, положение оруденелой части в верхнем структурном этаже. С остаточным, обособленным, чисто интрузивным характером лейкогранитовой полузамкнутой системы связана штоково–лакколитовая природа ее обособления, обычно на границе среднего и верхнего структурных этажей и их ярусов, при большой роли контракции и автодинамики в формировании внутреннего трещинного каркаса. Тектонические условия формирования субшелочного редкометалльного оруденения двойственны. В нижних частях остаточных обособленных, автономно развивающихся гранитоидных систем происходила ограниченная локализация прожилково–вкрапленно–метасоматического оруденения. При тектонической активизации выше формировались более протяженные линейные или штокообразные структуры жильно–штокверкового строения.

Рудоконтролирующая роль региональных глубинных разломов, особенно узлов их пересечений и сопряжений [26, 27], в настоящее время не вызывает сомнений [29]. Следует также отметить важную рудогенетическую роль локальной поздней сбросовой тектоники, обеспечивающей достаточно большую открытость системы и участие в образовании структур блоков различных уровней.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ

Наиболее важный и четко проявленный признак – положение штокверков на замыкании тепло–массогенерирующих штоков–купольных частей интрузий и региональных трещинных систем. Это использовалось в качестве классификационного признака многими исследователями (В. Эммонс, М.А. Усов, П. Ниггли, Г. Шнейдерхен, Х.М. Абдуллаев, В.И. Смирнов, Э. Уиссер, Г.Н. Щерба, М. Штемпрок, Д.В. Рундквист и др.). Материалы по Казахстану (см. таблицу) показывают, что по мере удаления штокверков от интрузивов закономерно изменяются структура месторождений, состав и вертикальный размах оруденения, отражающиеся также в целом глубинность и тектонические условия формирования рудоносных массивов. Удаленные от интрузивов месторождения представлены собственно штокверковым типом, прикровлевые – жильно–штокверковым, эндоконтактные и прикорневые – штокверково–жильным, субвулканические – также штокверковым, но с проявлением брекчий (эксплозивные, эруптивные).

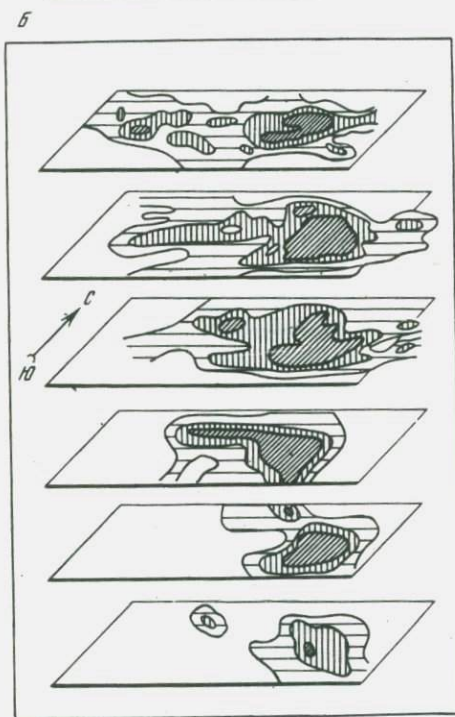
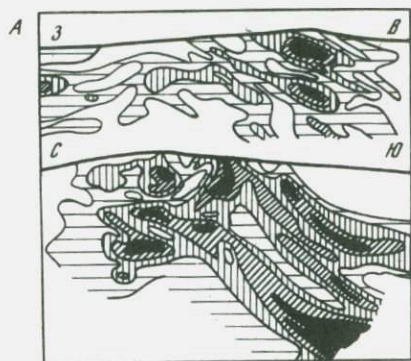
На удалении (500–1000 м и более) от рудоносных интрузивов в тектонических зонах (смятия, надвига, межразломных блоках) локализуются внутриформационные протяженные штокверки. В структурно–морфогенетическом отношении это приразломный полевошпатово–кварц–серицитовый (березитовый) тип. Формирование в такой

Геолого-структурные позиции и морфогенетические типы редкоме

Положение относительно рудоносных интрузивов	Структурно-морфогенетический тип	Структурный подтип
Внеинтрузивные (на удалении 500-1000 м и более)	Приразломный штокерковый, березитовый	Фронтально-надвиговый
		Межразломный
		Приразломный
В зоне экзоконтакта (200-500 м)	Придайковый, надинтрузивный, жильно-штокерковый, березит-грейзеновый	Пригребневый симметричный (к оси гребня) асимметричный
		Крутопадающих даек, симметричный
		Наклонных даек, асимметричный
В зоне эндоэкзоконтакта (+200 м)	Приштоково-купольный, жильный и штокерковый грейзеновый	Приштоково-купольный симметричный асимметричный
		Гребне-купольный асимметричный
		симметричный
В зоне эндоконтакта (до 400-500 м)	Присводовый, пластово-линзово-жильный, альбитит-грейзеновый и пегматит-грейзеновый	Центрально-надкорневой
		симметричный
В прикорневой зоне интрузивов	Внутриинтрузивный, штокерково-жильный, альбитит-грейзеновый и аплит-пегматитовый	Центрально-корневой
		Линейно-корневой
В субвулканической зоне	Прижерловый эруптивно-штокерковый, пропилитовый и вторично кварцитовый	Центральный
		Линейный

тальных штокерковых рудных полей Казахстана

Морфоструктура	Глубина рудоотложения, км	Вертикальный размах оруденения, м
Сплюснутый конусоид, выходящий книзу	4-5	>1000
Плитообразные крутопадающие залежи	3,5-4	800-1000 600-800
Упощенные пологие залежи Плитообразные крутопадающие тела	3-3,5	400-500
Удлиненные залежи висячего бока гребней		500-700
Продольные лентообразные залежи, трубообразные - на сопряжениях даек		
Наклонные залежи в зоне висячего бока даек		
Цилиндрические штокерки Минерализованные купола, радиально-концентрическая система жил Дугообразные зоны жил и штокерков над пологими склонами куполов	2,5-3	300-500
Полукольцевой и поперечный типы над пологим склоном		
Пологозалегающие штокерково-метасоматические тела, дайкоподобные пегматиты, единичные жилы	2-2,5	200-300
Сходящиеся крутопадающие жильные зоны и штокерки	2-2,5	100-200
Радиальные и кольцевые жилы и штокерковые зоны		
Линейные жильные зоны кулисного строения		
Штокообразные и линзовые тела брекчиево-вкрапленно-прожилковых руд	1-2	300-500, реже до 1000
Линейные штокерки, в дайках - лестничные прожилки		



Фиг. 1. Распределение оруденения в разрезах штокверка Верхнее Кайракты в зоне надвига (по материалам Верхнекайрактинской ГРП)

А – вертикальные разрезы; Б – погоризонтные планы; густота штриховки соответствует концентрации оруденения

динамической обстановке обуславливало значительную удаленность его от источника и большой вертикальный размах оруденения.

Наибольшей глубиной рудоотложения (4–5 км) и вертикальным размахом оруденения (более 1000 м) характеризуется фронтально-надвиговой подтип, приуроченный к вздыбленным фронтальным зонам надвигов в краевых зонах тектонической активизации жестких массивов (Жаман-Сарысуейский). Морфоструктура рудных полей (Верхнее Кайракты – фиг. 1; Аксарлы, Урзарсай, СССР; Потейто-Хилс, США) – сплюснутая коническая, расширяющаяся в верхней части, повторяющая в целом деформационную структуру надвигов, выходящая на глубину. Штокверки имеют сетчатое строение благодаря прожилкам фронтальной, поперечной и диагональной ориентировки.

В этом подтипе прямая пространственно-генетическая связь оруденения с интрузиями менее проявлена, но на глубинах 700–800 м встречаются минерализованные аплит-пегматитовые тела с такой же, как и у штокверков, с рудной структурной ориентировкой. Глубины формирования этих штокверков 4–5 км, что подтверждается проявлением здесь более глубоких фаций метаморфизма нижней границы эндогенного рудообразования [8]. На этом уровне образованы редкометалльные пегматиты и высокотемпературные щелочные метасоматиты.

Несколько меньшую глубину рудоотложения (3,5–4 км) и вертикальный размах оруденения (600–1000 м) имеют соответственно межразломный и приразломный подтипы, приуроченные к тектоническим выступам, горст-антиклиналям. Это хорошо выраженные линейные штокверки (Батыстау, Акмая, Прохоровское, СССР; Хатчес-Крик, Австралия и др.) с системами сопряженных с разломами рудомещающих трещин – главной параллельной и дополнительной оперяющей.

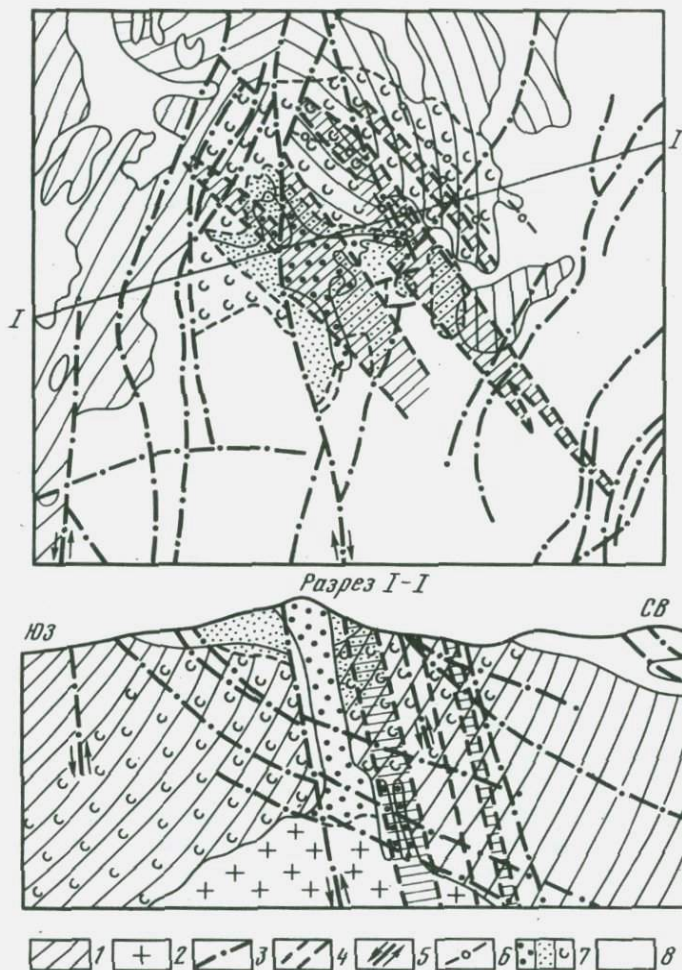
В экзоконтакте рудоносных интрузивов (200–500 м) в линейных трещинных и приразломно-дайковых зонах, а также в участках контракционной трещиноватости интрузивов развит придайковый надинтрузивный березит-грейзеновый жильно-штокверковый тип. Пространственно он или внутрискладчатый, или межформационный, непосредственно расположенный под экраном вулканического покрова во внутренних зонах магматической активизации консолидированных блоков.

Рудоносные интрузии относятся к более позднему тектоно-магматическому циклу. Вертикальный размах оруденения 500–700 м, глубина формирования 3–3,5 км. Близвертикальные плитообразной формы линейные штокверки расположены над крупными гребнями-апофизами гранитоидов (Байназар – фиг. 2) или вдоль и около даек близкого к вертикальному падения (Саран, Селтей, Чердоаяк). По наклонным дайкам, гребням-апофизам (в их висячем боку) развиты удлиненные, наклонные, лентообразные штокверковые и штокверково-метасоматические залежи (Карагайлы-Актас, Чердоаяк).

В эндо-экзоконтакте (+200 м) апикальных частей рудоносных интрузий расположено большинство купольных пегматит-альбитит-грейзеновых жильных и штокверковых рудных полей Казахстана. Рудоносные интрузивы локализованы на том же уровне, что и массивы предшествовавших магматических комплексов. Глубина рудоотложения 2,5–3 км, вертикальный размах оруденения 300–500 м, нередко оно распространяется в перекрывающий вулканический комплекс.

В зоне правильных куполов интрузивов развиты штокообразные жильно-штокверковые тела сетчатого, часто зонально-кольцевого строения (месторождения Коктенколь – фиг. 3, Жанет, Аксай; Альтенберг, Гейер, ГДР). В центральной части таких рудных полей нередко штокверково-метасоматические залежи облекания куполов, многочисленные пологопадающие (10–30°) и более крутые (30–60°) прожилки, а также единичные пегматитовые линзы и кварцевые жилы. На периферии рудных полей фиксируются системы кольцевых крутопадающих прожилков и отдельные безрудные жилы. Рудомещающие структуры связаны с зонами воздымания-оседания и сводово-краевой контракцией. Асимметричные интрузивные штоки в купольно-гребневой части сопровождаются полукольцевыми телами жильных скоплений, а над выступами и перегибами пологого склона массива находятся рудоносные штокверки (Нураталды, Инкурский).

В гребне-купольном асимметричном штокверково-жильном подтипе жилы полукольцевой ориентировки в гребнях сменяются поперечно-продольной системой жил и прожилков над более пологи-

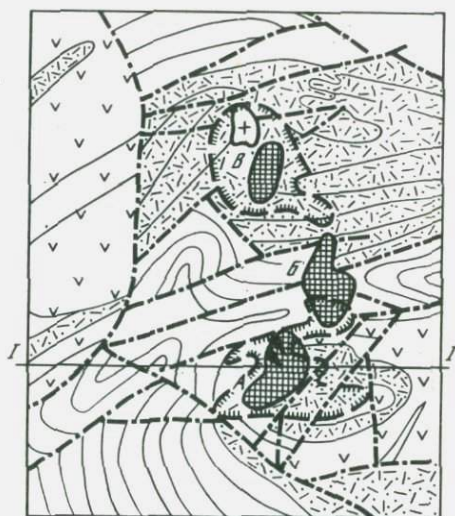


Фиг. 2. Геолого-структурная схема штоковерка Байназар (по материалам Г.И. Бедрова, Е.Д. Беляковой, В.В. Степанова, Г.Н. Щербы, Т.М. Лаумулина)

1 - нижний структурный ярус (ороговикованные алевролиты, песчаники, конгломераты); 2 - граниты; 3 - послерудные эндокинетические нарушения; 4 - зоны интенсивной трещиноватости и рудных прожилков; 5 - направление движения блоков; 6 - кварцеворудные жилы; 7 - грейзены, интенсивно и менее интенсивно проявленные и грейзенизированные породы; 8 - верхний структурный ярус (покровы кварцевых порфиров и их туфов)

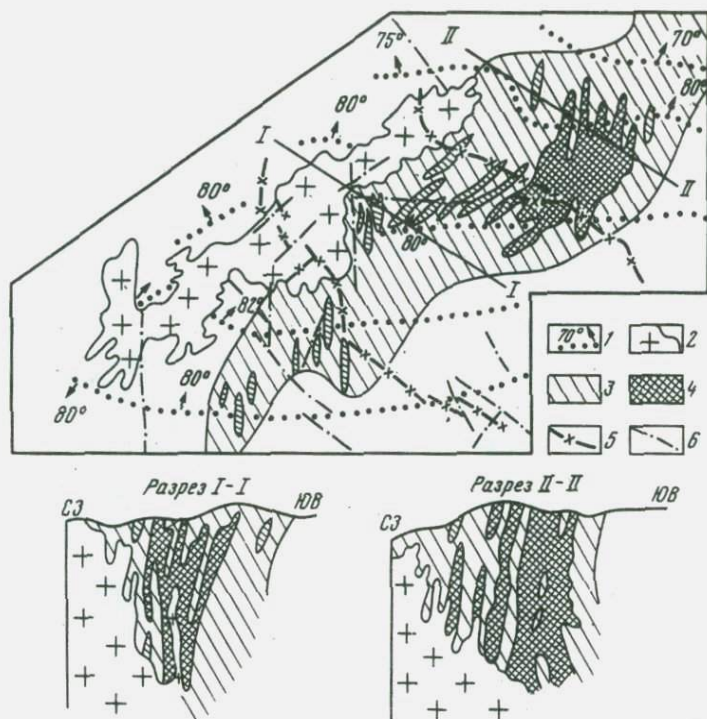
Фиг. 3. Геолого-структурная схема рудного поля Кокгенколь (по Г.И. Бедрову, Г.А. Паркадзе, К.Н. Фаткулину, Ю.П. Нашеву)

1 - фаменский известково-сланцевый комплекс; 2 - франский терригенно-вулканогенный комплекс; 3 - франский эффузивно-покровный комплекс; 4 - граниты; 5 - рудные кварцевые жилы и линзы; 6 - штокверковые зоны; 7 - контуры зон гидротермально-измененных пород; 8 - тектонические разломы. Участки: А - Южный, Б - Промежуточный, В - Северный



ми склонами куполов или штокверково-метасоматическими залежами в карбонатной среде. На мелкокупольных и флексурного строения участках развиты соответственно штокверки центрального и поперечно-линейного типов (Караоба, Узунбулак; Богуты - фиг. 4). Близкую структуру имеет и купольно-сводовый асимметричный жильный подтип, однако здесь жильные тела непосредственно в куполах имеют радиально-кольцевое расположение (Акчатау, Жамантас).

Во внутренней зоне эндоконтакта (до 400-500 м) субшелочных интрузий с хорошо выраженными сводовыми поверхностями развиты альбитит-грейзеновые штокверково-метасоматические пологозалегающие пластообразные тела с прожилково-вкрапленной минерализацией в трещинах слоевой контракции. В эндоконтактной присводовой зоне грейзены и связанные с ними отдельные кварцевые жилы приурочены к крутопадающим поперечно-сводовым контракционным и эндокинетическим трещинам. Единичные равномерно распределенные пегматитовые тела имеют линзово-жильное строение и контролируются краевыми и сводовыми контракционными трещинами (месторождения Большевикское, Восточное). В ряде случаев в них размещены крупные пологопадающие неправильно-плитообразные залежи аплит-пегматитов (месторождения Нижнелайбулакское, Комсомольское, Восточно-Калбинское) с прожилками лестничного типа. Центральный альбитит-грейзеново-жильно-штокверковый надкорневой тип развит в краевых зонах срединных массивов и центральных частях вулcano-плутонических поясов, в узлах пересечения и



Фиг. 4. Геолого-структурная схема штокверка Богуты (по Г.Н. Шербе, Б.А. Садину, Ф.Г. Губайдулину, Н.П. Сенчию и др.)

1 - песчанико-сланцевая толща и ее слоистость; 2 - граниты; 3 - штокверк; 4 - рудные столбы; 5 - послерудные дайки (диабазовые порфириты, лампрофиры); 6 - послерудные тектонические нарушения

сопряжения разломов. Непосредственно в корневой зоне массивов развиты отдельные жилы (аплиты, пегматиты, рудно-кварцевые) и штокверковые тела радиально-кольцевого строения (Долон-Модон, Бурятская АССР и др.) с небольшой (100-200 м) глубиной рудоотложения. В надкоровой зоне развиты четко выраженные радиально-сходящиеся жильные и штокверковые зоны (Восточный Коунрад) с большей (350-400 м) вертикальной амплитудой оруденения.

В вулкано-тектонических структурах Казахстана, Средней Азии, Армении, Северо-Востока СССР, Канады, Юго-Западных штатов США, Перу, Чили и др. [10, 14, 15, 23, 30, 31, 33, 34] развит прижерловый грейзеново-вторично-кварцитовый и пропиловый штокверковый тип медно-молибденового оруденения. Глубины формирования небольшие (1-2 км), вертикальный размах оруденения в палеозойских месторождениях 200-300 м, в киммерийских и альпийских - до 1000 м. Центральный подтип представлен штоко-

образными телами брекчиево-вкрапленно-прожилковых руд (Коунрад, Борлы, Кальмакыр, Булуктаевское, СССР; Клаймакс, Сан-Мануэль, США; Бетлехем, Канада; Кананеа, Мексика и др.). Линейный подтип развит в связи с дайкообразными субвулканическими телами (Сорское, СССР; Эндако, Канада и др.) и линейными тектоническими зонами (Каджаран, Бошеколь, СССР и др.). Рудовмещающая трещиноватость — основная продольная (по простиранию даек) и сопутствующая поперечно-контракционная.

СТРОЕНИЕ ШТОКВЕРКОВ

Строение штокверков весьма разнообразное и сложное [3, 6, 11, 12, 15, 19, 24–27, 33 и др.]. По структурно-морфологическим признакам выделяются следующие группы штокверков: линейные крутопадающие, изометричные, столбообразные и пологие плащеобразные. По текстурным признакам штокверки подразделяются на жильно-прожилковые, жильно-прожилково-вкрапленные, прожилковые, прожилково-вкрапленные, гнездо-прожилково-вкрапленные (брекчиево-штокверковые) и вкрапленно-метасоматические. Особенности внутреннего строения штокверков позволяют выделить продольно-прожилковые, поперечно-прожилковые (лестничные), радиальные, радиально-концентрические, ортогонально-сетчатые, диагонально-сетчатые, брекчиевые, пластово-вкрапленные и др. Следует отметить, что границы штокверков обычно нечеткие и чаще всего определяются экономическими показателями при опробовании.

Морфоструктура и строение каждого из шести выделенных типов (см. таблицу) достаточно специфичны. Для внеинтрузивных штокверков характерны линейные штокверки — плитообразные тела, которые в зонах разломов постепенно суживаются книзу или в надвиговых зонах выклиниваются при выполаживании. Штокверки, вытянутые по простиранию и падению, состоят преимущественно из одной системы крутопадающих субпараллельных прожилков. В плане их форма линейная или удлинненно-неправильная. Здесь выделяются три подтипа штокверков: в зонах смятия и надвига, тектонических межразломных блоках, приразломные.

Для всех подтипов характерна приуроченность штокверков к интенсивно дислоцированным, однородным по составу толщам, обычно залегающим в нижнем структурном этаже, на значительном удалении от рудоносных интрузивов. Морфология этих интрузивов неясна. Судя по отдельным данным, они имеют резко расчлененную поверхность с отходящими от интрузива крупными апофизами и дайкообразными телами. Основной вид рудовмещающих трещин — продольно-поперечная к плоскостям надвига и расщепления система трещин скольжения и срыва. Подчиненное значение имеют диагональные и наклонные трещины. В тектонических межразломных блоках развита продольно-поперечная система трещин скола и отрыва. Рудные тела представлены залежами неправильной формы

с уплощениями и перегибами в плоскостях надвигов, а также сложно построенными, несколько удлиненными вдоль разломов минерализованными блоками. Обогащенные руды слагают лентоподобные залежи в местах перегиба на участках выполаживания плоскостей надвигов или имеют вид седлообразных залежей (Батыстау). Иногда штокверки принимают форму более хрупких вмещающих геологических тел — обычно даек и их апофиз. Все это осложняется (как и для других типов) наличием пологопадающих лентообразных рудных тел комплексного оруденения, возникшего в результате совмещения отдельных стадий и уровней минерализации.

Экзоконтактовые штокверки представляют собой плитообразные и удлиненные залежи, симметрично расположенные над вертикальными дайками и гребнями массивов и около них либо в висячем боку при их наклонном положении. Обогащенные участки имеют вытянутую форму в направлении простирания преобладающей трещиноватости, трубообразную — в зонах пересечения трещин и грибообразную — под экранами эффузивов. Прожилки часто односистемные, линейной ориентировки. Такие линейные штокверки (Байназар, Саран и др.) имеют межформационное положение на границе структурных этажей и находятся в зоне развития апофиз интрузивов. Рудовмещающими являются главная продольная система и сопряженные с ней трещины оперения. Форма рудных тел и столбов однотипная — крутопадающие или удлиненные тела неправильной формы, локализующиеся в плитообразных зонах повышенной трещиноватости. На участках сопряжения главных и оперяющих нарушений, а также в более хрупких (песчаники) и благоприятных (известняки) средах. Под покровами эффузивов проявлен эффект экранирования, в результате чего отдельные плитообразные штокверки увенчаны грибовидными телами. Отмечаются также богатые гнезда на участках развития приразломных тектонических брекчий.

Прикровлевые (эндо-экзоконтактовые) штокверки имеют изометрично-неправильную форму сетчатого, кольцевого и радиально-концентрического внутреннего строения. Системы трещин симметричные в правильных куполах и чаще асимметричные — над пологими склонами массивов. Они обычно расположены в верхнем структурном этаже, распространяясь на 200–300 м в прикровлеву часть интрузивов и примерно на столько же во вмещающие (обычно вулканогенные) породы. Рудоносные массивы имеют форму лакколлитов или штоков (выступов более крупных интрузивов) с умеренно расчлененной поверхностью в виде небольших гребней и апофиз.

Для штокверков этой группы характерна густая сетка пересекающихся и сопряженных трещин двух основных генетических типов. В участках сопряжения и пересечения разломов или зон повышенной трещиноватости (штокверк — месторождения Караоба, Июльское и др.) эта сетка в одних случаях представлена пересекающимися системами главным образом сколовых трещин с намечающимися разрывными кольцевыми переходами. В других случаях (месторождения Жанет, Коктенколь, Аксай и др.) это — контрак-

ционная или автодинамическая система трещин отрыва продольно-поперечного вида, приближающаяся при наличии направленных контролирующих структур (жерла, штоки, купола, корни массивов, их выступы) к радиально-концентрической и кольцевой системам. Большое значение здесь имеют также пологопадающая и наклонная системы трещин отрыва. Форма рудных тел меняется от столбообразной цилиндрической до изометрической с различными искривлениями, раздувами и пережмами. Руды образуют крутопадающие тела на пересечении разломов и линейных трещинных зон (Июльское, Коктенколь), наклонные трубоподобные залежи в зонах сочленения встречнопадающих параллельных тел (Караоба), жилообразные расширения в результате слияния прожилков и расширения полостей трещин в месте их разворота (Вольфрамовые сопки), слабо наклонные и седловидные залежи в надинтрузивных зонах (Жанет, Коктенколь, штокверк Караоба), столбы вдоль направленных вертикальных структур (Жанет), плащеподобные залежи обволакивания (Бектаута).

Во внутринтрузивной эндоконтактной зоне преобладает жильный тип оруденения. Плащеподобные залежи прожилково-вкрапленных руд формируются в присводовых и "слоевых" зонах псевдостратифицированных интрузий. Рудные тела образуются за счет расширения альбититов и грейзенов по густой сетке мелких трещин слоевой контракции в присводовых частях как массивов, так и залежей дополнительных интрузий.

Прикорневой тип редкометального оруденения также штокверково-жильный (Ортау, Юбилейное и др.). Здесь в области корневых частей плитообразных интрузий развиты центральные и линейные структуры в зависимости от морфологии подводящих каналов [7].

Среди субвулканических редкометальных штокверков преобладают изометричные и столбо-воронко-конусовидные, трубообразно-цилиндрические, линзовые, неправильные, реже уплощенные шапкоподобные, в зонах крупных разломов наблюдаются линейные тела. По обобщенным данным [14], внутреннее строение штокверков непрерывное или прерывистое (концентрическое или линейное). Текстуры руд прожилковые, вкрапленные, гнездово-брекчиевые, коррозионные. Преобладают (80-90%) кварцеворудные прожилки.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ШТОКВЕРКОВ

Тесная генетическая и пространственно-временная связь становления интрузий, процессов контракции, формирования штокверков, развития метасоматоза и рудоотложения определенно указывает на локальные источники рудного вещества и тектонические условия рудообразования для второй - пятой и косвенно - первой и шестой групп штокверков.

В целом вокруг остывающих интрузивов и прилегающих вмещающих пород возникали локальные поля тектонических напряжений, имеющие сложную природу в связи с последовательным становлением: на глубину массивов в целом и их "слоев", а также сдвиге-

нием надслоевых блоков; форма массивов представляет фигуру равновесия. В связи с этим оформлялась система интрузив – надинтрузивная зона (ИНЗ), рассматриваемая в структурном отношении как саморазвивающаяся механическая система, обусловленная переходом ее тепловой энергии в механическую и связанная с процессами кристаллизации магмы (усадка), охлаждения массива (усадка и контракция), концентрации и разрядки напряжений в нем (глубинная контракция) и возникающим в связи с этим на каждом этапе подсводовым сдвижением горных пород в кровле массива и его надинтрузивной зоне [12, 13, 16, 27, 28]. Для рассматриваемой модели системы ИНЗ характерны следующие параметры: палеоглубина кровли массива 2–2,5 км; его продуктивная мощность 3–4 км; температура магмы 900°C, начала кристаллизации – 775°C, полного затвердевания – 650°C, конечной стадии рудного метасоматоза – 250°C; сокращение объема при становлении 7,5%, в том числе 5,1% приходится на усадку при кристаллизации, 1,3% – на усадку расплава, 0,9% – на термическое сокращение массива в рудно-метасоматический этап. Усадка в целом идет непрерывно, скачкообразно ускоряясь за счет пульсационно-слоевой кристаллизации массива.

Усадка интрузии и массива вызывает вертикальное сдвижение пород. Мощность слоев поэтапной кристаллизации в гипабиссальной обстановке постепенно возрастает от нескольких метров (зона закалики), через 40–60 м (верхний слой тела III фазы внедрения) до 1000–1500 м (тела I и II фаз).

Контракционное трещинообразование в массиве вызвано усадочными стяжениями между слоями и блоками охлаждения, где создаются условия растяжения на общем фоне сокращения массива. Выделяются сводовые трещины – границы слоев пульсационной кристаллизации, трещины краевой и слоевой, а также глубинной контракции. Форма высвобождения полостей фиксируется поздними магматитами и метасоматитами, а ориентировка их закономерно упорядочивается (от трещин краевой и слоевой контракции к глубинно-контракционным сводовым) в зависимости от морфологии массива.

Потенциальная возможность контракционного расширения прямо пропорциональна градиенту температур в массиве и обратно пропорциональна величине литостатического давления [1]. Последнее указывает на существование предельной глубины контракционного трещинообразования, ниже которой массив сокращается как одно целое. По расчетам Г.С. Букурова [4, 28], эта предельная глубина составляет 8–9 км. Она определяется вводом экстремальных значений параметров в формулу глубины становления интрузий: которая выводится из уравнения термической ступени контракции: $T_H^0 =$

$$= \frac{\sigma_q + \sigma_p - \sigma_r}{E_1 \cdot E}, \text{ данных физических констант и термометрических}$$

измерений ранних жильных минералов:

$$H = \frac{\Delta T_H^0 \cdot \epsilon \cdot E - \sigma_q}{\delta},$$

где H – глубина залегания интрузий, ϵ – относительное удлинение, E – модуль упругости, σ_q – предел прочности гранитов на разрыв, σ_p – то же на сжатие, σ_r – то же на срез, δ – плотность пород. Вычислены, например, такие глубины становления интрузий: Акчатау – 4,2 км, Жанет – 3,1 км, которые согласуются с предшествующими определениями по геологическим данным (соответственно 4,0 и 3,0 км).

Вслед за усадкой интрузии в кровле массива и во вмещающих породах происходило сдвигание пород. Границами такого блока автономной деформации обычно являются сбросовые нарушения. В блоке выделяются три зоны: нижняя – блокового обрушения, средняя – интенсивного расслоения и верхняя – связанного опускания пород. Обрушение в комбинации с расслоением отмечается в прикровлевой части массивов и характерно для поздних пластообразных интрузий. Выше расположена область интенсивного расслоения, насыщенная пологопадающими линзами, жилами и прожилками, которая облекает массив и осложняется седловидными залежами вокруг его выступов. Отношение высоты зоны сдвига к ее ширине составляет 1:2. Расслоения занимают до 60% объема усадки массива. Самая верхняя зона связанного опускания пород имеет мощность, примерно равную половине общей глубины усадки (в рассматриваемых случаях до 1–1,5 км), ее границами являются сбросы [12, 13].

Отмеченные выше зоны сдвига последовательно возникали в различные этапы формирования системы ИНЗ. Так, для периода внедрения интрузий более характерно блоковое обрушение, для времени дополнительных инъекций – обрушение и расслоение, для этапа формирования постмагматических образований – расслоение и сдвигание надинтрузивной зоны, для периода возникновения послерудных даек – образование разрывов–сбросов на границах связанного опускания консолидированных блоков.

Формирование изометричных или трубообразных рудовмещающих структур субвулканических молибденовых месторождений связано с локальной тектоникой вулканических аппаратов, о чем свидетельствуют кольцевые и радиальные дайки, надкупольные деформации пород кровли (Клаймакс, Толагай и др.). Здесь, кроме контракции, действовали механизмы обрушения над разгрузившимися бассейнами вулканизма, взрывов с возникновением брекчиево–трубчатых, линзовых и древовидных форм.

ДЕФОРМАЦИЯ СИСТЕМЫ ИНТРУЗИВ-НАДИНТРУЗИВНАЯ ЗОНА, МЕТАСОМАТОЗ И РУДОГЕНЕЗ

Контракционное трещинообразование, усадочное сдвигание пород и возникновение полостей являются, по-видимому, одной из главных причин мобилизации и перераспределения позднего и постмагматического вещества в системе ИНЗ. Перепад давлений в момент образования контракционной трещины, по расчетам, достигает 1000 кг/см²

и вызывает дренаж остаточных незакристаллизованных масс, сопровождающийся гидроразрывами в локальных зонах сжатия. Дренируемые расплавы-растворы при этом увлекали рудные компоненты, выделенные за пределы кристаллических решеток породообразующих минералов. Подобные дренирующие корневые структуры отмечены на многих месторождениях, механизм их действия описан [2, 18, 32, 35, 36]. Пространственно они обычно связаны с достаточными объемами консолидировавшихся переработанных масс, строение и состав которых меняются с глубиной. Такова в структурном отношении модель основания послемагматической рудно-метасоматической колонны, состоящей из трех частей.

Нижняя часть колонны является областью щелочного взаимодействия, где формировались ранние метасоматиты. Процесс сопровождался автолизией (самоочищением) пород и экстрагированием большей части избыточных для метасоматита компонентов, в том числе и рудных. Это область загрузки растворов полезными компонентами. По мере развития процесса эта область отступала в глубь массива, а верхние ее части перерабатывались следующей кислотной стадией.

Средняя часть колонны характеризуется кислотным типом взаимодействия в системе – раствор – изменяемая порода. Здесь развивались процессы кислотного выщелачивания с выносом оснований, что способствовало разрастанию пор и даже зон открытых трещин и их заполнению веществом жил и прожилков (привнос + выщелачивание). Главная масса материала жил поступала из корневых частей области кислотного выщелачивания.

Верхняя часть колонны соответствовала области разгрузки растворов. Происходила частая смена кислотности-основности в зависимости от локальных изменений физико-химических и термодинамических параметров, в частности при смешивании "отработанных" глубинных растворов с вадозными водами.

Вследствие воздействия пульсационно-слоевой кристаллизации и трещинообразования вся эта колонна разрасталась и опускалась в глубь массива, первоначальные ее зоны перерабатывались и усложнялись. В результате в настоящее время наблюдается разветвленная корневая система нижней части рудно-метасоматической колонны, расположенная в относительно слабо измененных гранитах, в то время как рудные тела верхней части колонны, характеризуются более контрастными секущими границами и заметно отличаются от вмещающих пород. Такая интенсивность переработки верхних зон – результат телескопированности, локализации потоков вдоль ослабленных трещинных зон. Надо заметить, что еще выше все изменения ослабевают и контрастность исчезает. С глубиной массивы становятся однородными, в них сокращается число фаз внедрения и исчезает неоднородность метасоматоза. Это и есть, по-видимому, нижняя граница зоны метасоматического рудосбора.

Для описываемой модели системы ИНЗ наиболее благоприятной зоной контракционного механизма мобилизации вещества является

средняя часть массива, поскольку его верхняя часть из-за больших градиентов температур, давлений и физических свойств пород служила зоной отложения, а нижняя была неблагоприятна, особенно при большой (> 5 км) мощности интрузивных тел.

СТАДИЙНОСТЬ И СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Многостадийность образования редкометальных месторождений общеизвестна.

В редкометальных штокверках Казахстана выделяются свыше 20 генераций прожилков, в то время как в подобных кварцево-жильных месторождениях — только 7–8. Такое несоответствие, по-видимому, указывает на то, что значительная часть пересечений прожилков не является генеративной и возникала за счет более стесненной и замедленной гидротермальной циркуляции в условиях мелкоблоковой тектоники штокверков. Показательны в этом отношении штокверки Батыстау и Жанет, где часты случаи взаимопереходов прожилков различного состава при зональном в целом распределении.

Преобладают в штокверках прожилки выполнения, которые характеризуются метаколлоидными, первичнозернистыми и коррозионными структурами. Метасоматические структуры характерны для ранних образований (грейзены, ранние кварцевые прожилки) и глубинных частей интрузии, где проявлены процессы объемного метасоматоза — микроклинизация, альбитизация. Бестрещинным жильобразованием, моделированным Г.Л. Поспеловым с сотрудниками [18], по-видимому, можно объяснить образование сложных извилистых прожилков в ритмично-зональных гранитных телах, а также пегматоидных оторочек, возникавших из расплавов-растворов, отжимавшихся к контактными зонам.

Изменение структурно-морфогенетических типов редкометального оруденения с удалением их от рудоносных интрузий позволяет наметить обобщенный вертикальный ряд структурной зональности (снизу вверх): жильно-дайковые системы и линейные штокверки → прожилково-вкрапленные зоны → изометричные и цилиндрические штокверки → трубчатые брекчиево-прожилковые зоны → одиночные жилы. Эта схема в общем виде отражает отмеченные ранее В.М. Крейтером, А.В. Королевым, Ф.И. Вольфсоном, Л.И. Лукиным, В.И. Казанским, Г. Мак-Кинстри и др. отдельные изменения морфологии и строения разрывных структурных элементов с глубиной.

Ряд жильные системы — линейные штокверки свойствен нижнему структурному этажу, где линейные штокверки переходят к низу и кверху в жильные системы (разного состава). Прикровлевые изометричные штокверки приобретают на глубине жильно-штокверковое строение и сопровождаются вкрапленностью. Штокверково-вкрапленные внутриинтрузивные тела обычно вниз сменяются жилами. В субвулканической группе штокверков [14] структурно-морфологичес-

кая зональность такова (снизу вверх): вкрапленность → прожилки + + вкрапленность → прожилки + вкрапленность + гнезда (рудные брекчии) → брекчии + жилы → жилы.

Дальнейшее расширение сырьевой базы редких металлов будет осуществляться в основном за счет открытия штокверков, поскольку рудоносные интрузии, выходящие на поверхность, достаточно опоскованы и изучены. Поэтому насущной задачей является выделение для надинтрузивных зон надежных и четких прогнозно-поисковых критериев, в частности геолого-структурных. В этом отношении в Казахстане проведены обширные работы и отработана методика исследований, требующая проведения ряда необходимых последовательных операций.

1. Выявление структурно-морфологических типов редкометалльного оруденения, присущих определенным структурным этажам и ярусам, слагающим конкретные геотектоногены (Успенский, Балхашский, Калба-Нарымский, Джунгарский и др.). Это позволяет наметить региональную структурную зональность и ожидаемый тип развития системы ИНЗ.

2. Установление комплексными геофизическими методами надинтрузивных зон позднеорогенных гранитных интрузий, вулканических центров.

3. Геохимическое картирование, выделение рудных аномалий и последующая их проверка бурением.

4. При геолого-структурном изучении штокверков наряду с наземными работами целесообразно применение аэрофотосъемки и последующего фотограмметрического дешифрирования трещинной тектоники локального и регионального значения. Еще далеко не исчерпаны возможности использования роз-диаграмм и векторного метода.

5. При детальном изучении рудных штокверков необходимо обращать внимание на пространственное размещение прожилковых систем последовательных генераций, их мощность, морфологию, рудонасыщенность, что облегчит установление морфогенетического типа и позволит рационализировать разведку штокверков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базаров И.П. Термодинамика, Физматгиз, 1961.
2. Барабанов В.Ф. Минералогия вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья. Т. 1. Изд-во ЛГУ, т. 1, 1961; т. 2, 1975.
3. Бедров Г.И. Некоторые особенности геологического строения рудных полей главнейших штокверковых месторождений вольфрама и молибдена Центрального Казахстана. - Труды Казах. н.-и. ин-та минер. сырья, 1960, вып. 2.
4. Букуров Г.С., Пучков Е.В. Некоторые теоретические вопросы металлогенетической специализации магматических комплексов. - В кн.: Геология медно-порфировых месторождений Казахстана. Алма-Ата, КазИМС, 1972.

5. Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Особенности локализации оруденения в различных структурных этажах и ярусах. – Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 10.
6. Дружинин А.В. Структурные условия локализации вольфрамового и молибденового оруденения в Восточном Забайкалье. – Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 8.
7. Дьячков Б.А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. "Недра", 1972.
8. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. "Недра", 1972.
9. Королев А.В., Шехтман П.А. Структурные условия размещения послемагматических руд. "Недра", 1965.
10. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования. "Недра", 1970.
11. Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
12. Лаумулин Т.М. О рудных столбах и редкометалльных штокверках Центрального Казахстана. – В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, "Наука", 1972.
13. Лаумулин Т.М. О сбросовом характере рудной тектоники в магматогенных рудных полях. – Изв. АН КазССР, серия геол., 1973, № 3.
14. Мовсеян С.А., Исаенко М.П. Комплексные медно-молибденовые месторождения. "Недра", 1974.
15. Невский В.А. Кольцевые разрывы и их роль в процессе формирования эндогенных месторождений. – Геол. рудн. месторожд., 1973, № 5.
16. Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. "Наука", 1974.
17. Повилайтис М.М. Закономерности размещения и формирования месторождений вольфрама. "Наука", 1975.
18. Поспелов Г.Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем. – Геол. и геофиз., 1962, № 11, 12.
19. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. "Недра", 1970.
20. Смирнов В.И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд-во МГУ, 1954.
21. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. "Недра", 1965.
22. Смирнов С.С. К вопросу о зональности рудных месторождений. – Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.
23. Туговик Г.И. Эксплозии и рудный процесс. "Недра", 1974.
24. Хрушов Н.А. Классификация месторождений молибдена. – Геол. рудн. месторожд., 1959, № 6.
25. Шахов Ф.Н. Геология жильных месторождений. "Наука", 1964.
26. Щерба Г.Н. Геологические условия образования некоторых штокверков и зональность оруденения. – Изв. АН КазССР, серия геол., 1955, вып. 21.
27. Щерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
28. Щерба Г.Н., Лаумулин Т.М., Сенчило Н.П. Рудоносный блок и локализация в нем редкометалльного оруденения. – В кн.: Минеральные месторождения. "Наука", 1972.
29. Фаворская М.А., Томсон И.Н. и др. Связь магматизма и эндогенной минерации с блоковой тектоникой. "Недра", 1969.
30. Яковлев Г.Ф. Тектонические и тектоно-магматогенные структуры рудных полей и месторождений. – Сов. геология, 1968, № 3.

31. Яковлев П.Д. Структурные типы рудных месторождений, связанных с трубками взрывов. — Сов. геология, 1966, № 10.
32. Badley P.C. Structural and tectonic principles. N.Y., 1965.
33. Clark K.F. Stockwork molybdenum deposits in the Western Cordillera of North America. — Econ. Geol., 1972, 67, N 6.
34. Kerr P.F. Tungsten mineralization in the United States. — Geol. Soc. America. Memoir B, Baltimor, 1964.
35. Štemprok M. Distribution of Sn-W-Mo-formation deposits around granites. — Symposium problems of post-magmatic ore deposition. Vol. I. Prague, 1963.
36. Windley B. The role of cooling cracks formed at high temperatures and of released gas in the formation of chilled basic margins in net-veined intrusions. — Geol. Mag., 1965, N 6.

ИНТРУЗИВНАЯ И ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ТЕКТОНИКА И СТРУКТУРЫ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изучение структур эндогенных рудных полей и месторождений как самостоятельное научное направление оформилось в нашей стране в 30-е годы в связи с бурным развитием поисково-разведочных работ и горнорудной промышленности. История этого направления ярко отражена в последовательном изменении систематики структур рудных полей и месторождений. В ранних систематиках А.В. Королева [6], В.М. Крейтера [9, 10], Ф.И. Вольфсона [2, 3] по существу рассмотрены структуры рудных полей и месторождений, связанных с региональными тектоническими деформациями. В систематике В.И. Смирнова [25], помимо этой группы, впервые выделены структуры зон контактов изверженных пород и структуры собственно магматической и ранней постмагматической стадий формирования изверженных пород.

Первые обобщения по структурам, связанным с образованием вулканических сооружений, даны В.Н. Котляром [7, 8], а связанным с кольцевыми разрывами — В.А. Невским и В.Н. Котляром [16]. Значительно более полна последняя классификация структур рудных полей и месторождений, предложенная Ф.И. Вольфсоном и П.Д. Яковлевым [4], но в ней, к сожалению, не подчеркнута генетическая природа деформаций в различных типах структур. В этом отношении особый интерес представляет систематика структур эндогенных рудных полей и месторождений, предложенная Г.Ф. Яковлевым [30, 31]. В ней впервые выделены три группы структур: тектоногенные, тектоноплутонические и тектоно-вулканические. Тем самым этот автор подчеркнул широкое развитие в земной коре структур месторождений, обусловленных проявлениями интрузивной и вулканической тектоники.

В то же время практика показывает, что многие геологи не выделяют специфические структурные элементы, связанные с интрузивной и вулканической тектоникой. Можно назвать немало примеров рудных месторождений, залегающих в магматических породах и в ближайшем их экзоконтакте, достоверные структурные особенности которых выявлены лишь через 15–20 лет после их открытия, когда они были не только полностью разведаны, но и наполовину отработаны. Как правило, на ранних стадиях изучения таких месторождений все особенности их структур пытались объяснить региональными тектоническими деформациями. Поэтому в настоящей статье

Структура рудных полей и месторождений и их положение		Тип структур и их положение
серия	группа	
Тектоно-плутонические структуры	В дифференцированных интрузивных массивах	В псевдостратифицированных массивах основных, ультраосновных и щелочных пород древних платформ и щитов
		В дифференцированных массивах ультраосновных пород складчатых областей
	В зонах эндо- и экзоконтактов гранитоидов и других пород	В контактах интрузивов с карбонатными, реже другими породами
		В зонах приоткрывания крутопадающих пластовых разрывов и трещин скальвания в кровле гранитных массивов
В куполах и интрузивах центрального типа	В трещинах и пустотах термической контракции гранитных массивов и в зонах надинтрузивного проседания	
	С ведущей ролью кольцевых и линейных разрывов, обусловленных механической активностью внедряющейся магмы	

№ пп	Подтип структур и их положение	Примеры месторождений
1		Месторождения Бушвелдского и Стилутерского массивов, Ловозеро, Мончегорское
2		Хромитовые – Кемпирсай (Урал), Кракинского, Ключевского и других массивов
3		Скарновые – Fe, Cu, Pb, Zn, Mo, Sn, Be, U, V
4		Жилообразные тела пегматитов Центрального Казахстана, Калбы, Восточного Саяна и других районов
5	а) в усадочных пустотах гранитных массивов	Камерные и шпировые пегматиты Центрального Казахстана, Калбы, Восточного Забайкалья и других районов
	б) в контракционных трещинах гранитных массивов	Оловянные – Цинновец (ЧССР), Альтенберг (ГДР), Спокойное (Забайкалье)
	в) в зонах проседания в кровле остывающих интрузивов	Редкометалльно-полиметаллическое Курганское, месторождения Кумыштагского рудного поля (Таласский Алатау), месторождения W, Mo Центрального Казахстана
6	а) приуроченные к коническим центриклинальным разрывам	Карбонатитовые – Арбарастах (Алдан), Ально (Швеция)
	б) приуроченные к коническим центриклинальным и переклиналильным разрывам	Месторождение Ока (Канада), некоторые редкометалльные, Инагли (Алдан)
	в) приуроченные к цилиндрическим разрывам	Карбонатитовые – Лелюкоп (Трансвааль), Нижнесаянское (Саяны)

Таблица (продолжение)

Структура рудных полей и месторождений и их положение		Тип структур и их положение
серия	группа	
		С сложным сочетанием кольцевых и тектонических разрывов
	В трубках взрыва	С преобладающей ролью тектонических разрывов В трубках взрыва
Тектоно-вулканические структуры	В вулканических покровах	В вулканических покровах
	В вулканических куполах	В вулканических куполах
	В вулканических жерловинах	С ведущей ролью кольцевых разрывов

№ пп	Подтип структур и их положение	Примеры месторождений
	г) приуроченные к сложным сочетаниям различных кольцевых разрывов	Карбонатитовые - Гленове (ЮАР), Ондуракоруме (Юго-Западная Африка), Хибинский массив, Клаймакс (США)
	д) связанные с мелкими трещинами радиальной и концентрически-зональной ориентировки	Первомайское (Мо), Инкурское (W), Джидинское рудное поле
7		Карбонатитовые - Нижнесаянское, Инагли, Вольшетагнинское, Лелюкоп, (Трансвааль), Фен. (Норвегия), некоторые релкометалльные
8		Карбонатитовые - Верхнесаянское
9		Булуктаевское (W, Мо), Актюз (Северный Тянь-Шань), алмазоносные кимберлитовые трубки
10	а) в покровах основных пород миндалекаменной текстуры	Верхнего озера (США) (Cu)
	б) в покровах основных пород с шаровой и подушечной отдельностью	Исландского шпата в трапах Сибирской платформы - Надымское, Скала Сулова
	в) в покровах, рассеянных разломами	Колчеданные - Уруп (Кавказ), Курамано (Япония)
11	а) в простых куполах	Вест-Шаста, США (Cu, Zn), Маднелское, Грузия (Cu)
	б) в куполах, осложненных разрывами	Колчеданные - Гайское, Сибай, Чаплинское (Южный Урал), Алавердское, Кафанское, Малый Кавказ (Cu)
12	а) с рудными телами, приуроченными к цилиндрическим разломам	Карбонатитовое - Торор (Уганда); Маунт-Морган, Австралия (Au); медные - Браден (Чили), Пиларес (Мексика), Токуепала (Перу)
	б) с рудными телами, приуроченными преимущественно к коническим разломам	Карбонатитовые - Хома (Кения), Гудини и Крюфонтейн (Южная Африка), Колорадо (США), Кананеа, Мексика (Cu)

Таблица (окончание)

Структура рудных полей и месторождений и их положение		Тип структур и их положение
серия	группа	
		Со сложным сочетанием кольцевых и тектонических разрывов
		С ведущей ролью наложенных тектонических разрывов
	В кальдерах	В кальдерах
Тектоно-вулканоплутонические структуры	В вулканоплутонических центральном типа	С ведущей ролью кольцевых разрывов
		Со сложным сочетанием кольцевых и тектонических разрывов
		С ведущей ролью тектонических разрывов

авторы поставили перед собой задачу наиболее полно показать все структурные элементы, обусловленные интрузивной и вулканической тектоникой, в том числе те, для которых связь с оруденением пока еще не установлена. Обобщая данные последних лет, авторы предложили свою классификацию тектоно-магматогенных структур (см. таблицу), которая продолжает наметившуюся общую тенденцию совершенствования систематики структур рудных полей и месторождений. В ней из 18 типов и 19 подтипов структур восемь выделены впервые.

В отличие от региональных тектонических деформаций, проявления интрузивной и вулканической тектоники всегда локальны. Они возникают как в период внедрения магматических расплавов в верхние горизонты земной коры, так и при их кристаллизации и последующем охлаждении.

№ пп	Подтип структур и их положение	Примеры месторождений
13	в) со сложным сочетанием различных кольцевых разрывов	Карбонатитовые - Мванбуто и Чазвета (Замбия) Серро-де-Паско, Перу (Cu, Pb, Zn, Ag)
14		Оловянные - Корольке и Потоси, Боливия (Sn), Нашаг, Венгрия (Au), Бая-Сприе и Бенца, Трансильвания
15	а) в кальдерах проседания с ведущей ролью вулканических покровов	Сильвертон, США (Pb, Zn, Au), другие Pb-Zn, флюоритовые, редкометалльные
	б) в кальдерах проседания с ведущей ролью экструзивных куполов	Pb-Zn, флюоритовые, редкометалльные
	в) в взрывных кальдерах	Крипл-Крик, США (Au)
16		Карбонатитовые - Тундулу (Малави), Магнет-Ков, Арканзас (США)
17		Некоторые редкометалльные
18		То же

ИНТРУЗИВНАЯ И ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ТЕКТНИКА ПЕРИОДА ВНЕДРЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Внедряющиеся магматические расплавы обычно продвигаются в верхние горизонты земной коры по ослабленным тектоническим зонам и при этом прорывают либо проплавляют толщу вмещающих пород [13, 15]. Под воздействием механической активности внедряющейся магмы и вырывающихся из нее газов образуются экструзивные купола, происходят выбросы пирокластического материала и излияния лав. В кровле поднимающейся магматической колонны и в узком ее экзоконтакте возникают разнообразные локальные деформации, с которыми связаны кольцевые разрывы и пликативные дислокации. Они проявляются в процессе формирования вулканов, вулканоплутонов, интрузивов.

зиков центрального типа, трубок взрыва, гранитных и других куполов, штоков, лакколитов, взрывных кальдер и кальдер проседания, многих крутопадающих трещинных магматических тел.

Перечисленные вулканические сооружения и интрузивные тела наиболее широко развиты в жестких консолидированных участках земной коры, таких как щиты, древние платформы, срединные массивы, зоны ранней консолидации складчатых областей, зоны активизации. В процессе развития геосинклиналей они обычно формируются в позднеорогенный и субплатформенный этапы их развития. Е.В. Павловский [23] показал, что локальные радиальные дислокации, связанные с механической активностью внедряющейся магмы, были ведущим фактором тектогенеза в ранний период развития Земли (в лунную и нуклеарную стадии), когда в формирующейся земной коре еще не было полей горизонтального сжатия.

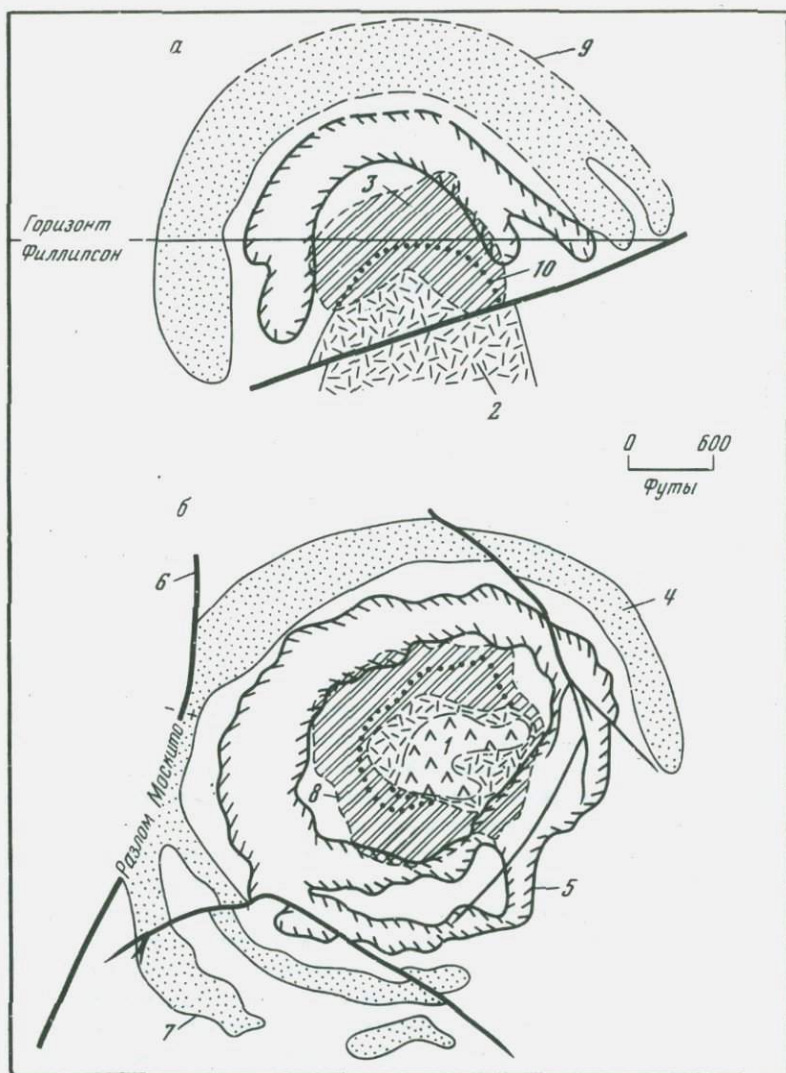
Пликативные дислокации, обусловленные интрузивной и вулканической тектоникой, проявляются в виде сводоподобных изгибов слоистых толщ в кровле лакколитов, многих трубок взрыва, иногда при извержении вулканов центрального типа, в образовании куполовидных складок в кровле многих интрузивов центрального типа [5, 26]. В ряде случаев они выражаются в концентрическом расположении складок в кровле скрытых вулканических структур [32]. Общеизвестны также загибы пластов вмещающих осадочных и метаморфических пород в контакте с интрузивами центрального типа с трубками взрыва. К пликативным проявлениям вулканической тектоники относятся также вулканоплутонические прогибы в основании вулканических депрессий.

Разрывные деформации, связанные с интрузивной, вулканической тектоникой, проявляются в образовании различных кольцевых и многочисленных линейных разрывов такой же генетической природы. Кольцевые разрывы довольно полно освещены в геологической литературе в связи с описанием кольцевых магматических комплексов (В.И. Влодавец, Е.К. Мархинин, В.Н. Котляр, Е.В. Свешникова, В.А. Невский, А.В. Авдеев, П.Д. Яковлев, Н.П. Лаверов, А.Е. Толкунов, А.А. Фролов и др. В ряде работ (Е.Н. Андерсон, А.И. Петров, Е.В. Свешникова, В.А. Невский [12, 17], М.А. Осипов и др.) рассмотрен механизм их возникновения, поэтому мы на этих вопросах не останавливаемся.

Масштабы кольцевых разрывов, определяемые диаметром кольцевых магматических комплексов, весьма разнообразны — от мелких трубок взрыва с диаметром в несколько десятков метров до интрузивов центрального типа и кальдер проседания с поперечником в десятки километров и иногда более.

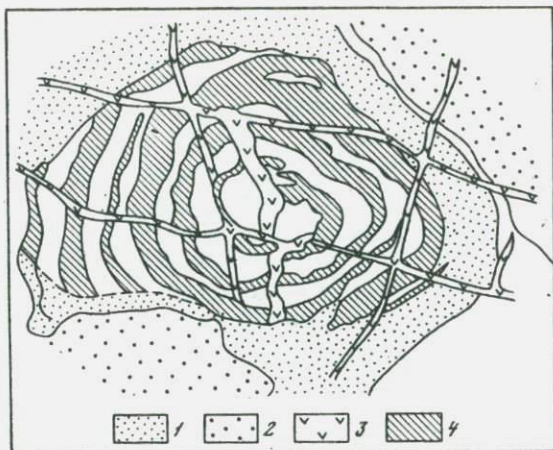
По особенностям морфологии и условиям залегания выделяются кольцевые, полукольцевые и дуговидные вертикальные и близкие к ним цилиндрические разломы, крупные трещины, пологопадающие (20–50°, реже круче) к центру кольцевого комплекса — конические центриклинальные и падающие под теми же углами, но в обратном направлении — конические периклиналильные разрывы.

Отмеченные кольцевые разрывы играют важную роль в структуре месторождений, приуроченных к интрузивам и вулканоплутонам цент-



Фиг. 1. Концентрически-зональное размещение многоярусных кольцевых аркообразных рудных тел штокверкового типа месторождения Клаймакс. Схематизированный разрез по профилю 120 (а) и план горизонта Филлипсон (по С.Р. Уоллесу и др. [27]) (б)

1-2 - фазы Центрального массива штока Клаймакс: 1 - поздняя; 2 - ранняя; 3 - сильно окварцованные породы; 4 - область распространения вольфрамового оруденения с содержанием WO_3 более 0,02% в пределах Верхнего рудного тела; 5 - контур распространения MoS_2 с содержанием 0,4% Mo в пределах Верхнего рудного тела; 6 - разломы; 7 - контакты; 8 - постепенные переходы; 9 - предполагаемые контакты; 10 - предполагаемое положение контактов в зоне окварцевания



Фиг. 2. Кольцевые рудные тела золото-медного месторождения Маунт-Морган в Австралии (план), по Т. Стеинсу

1 — фельзиты; 2 — кварцевые порфиры; 3 — андезитовые, долеритовые и порфириновые дайки; 4 — рудные тела

рального типа, трубкам взрыва и вулканическим жерловинам. Примером могут служить многие месторождения в интрузивах центрального типа с рудными телами, приуроченными к различным кольцевым разломам или сочетанию их с тектоническими разрывами (см. таблицу, № 6). Иногда в апикальной части интрузивов центрального типа возникают своеобразные кольцевые аркоподобные рудные тела (фиг. 1, месторождение Клаймакс).

Месторождения того же структурного типа широко распространены в вулканических жерловинах. Примеры их с рудными телами, приуроченными к цилиндрическим разломам, можно видеть в таблице (№ 12, а). Особый интерес вызывают поликольцевые рудные тела золото-медного месторождения Маунт-Морган в Австралии (фиг. 2). Известны месторождения в жерловинах с рудными телами, контролируемые коническими центриклинальными разломами (см. таблицу, № 12, б), а также сложным сочетанием кольцевых разломов различных типов (см. таблицу, № 12, в). В вулканоплутонах центрального типа (см. таблицу, № 16) к кольцевым разломам приурочены рудные тела карбонатитовых месторождений.

Рудные тела, связанные с трубками взрыва (см. таблицу, № 9), чаще контролируются цилиндрическими, реже коническими разрывами. На редкометалльно-свинцово-цинковом месторождении Актюз в Зайлийском Алатау некоторые рудные тела, расположенные в апикальной части слепой трубки взрыва, имеют форму опрокинутой чаши.

Особую группу составляют кольцевые разрывы, возникающие при проседании кольцевых блоков вулканических пород над опустошенными периферическими магматическими очагами. При этом, помимо краевого кольцевого цилиндрического разлома, ограничивающего кальде-

ру, возникают полукольцевые и дуговидные цилиндрические и конические разломы как внутри кальдеры, так и в ее экзоконтакте.

В кальдерах, сложенных вулканическими покровами различного состава (от основных до кислых), краевой кальдерный разлом обычно возникает в заключительный этап развития вулканизма, а в кальдерах с ведущей ролью экструзивных куполов он закладывается в самом начале вулканической деятельности.

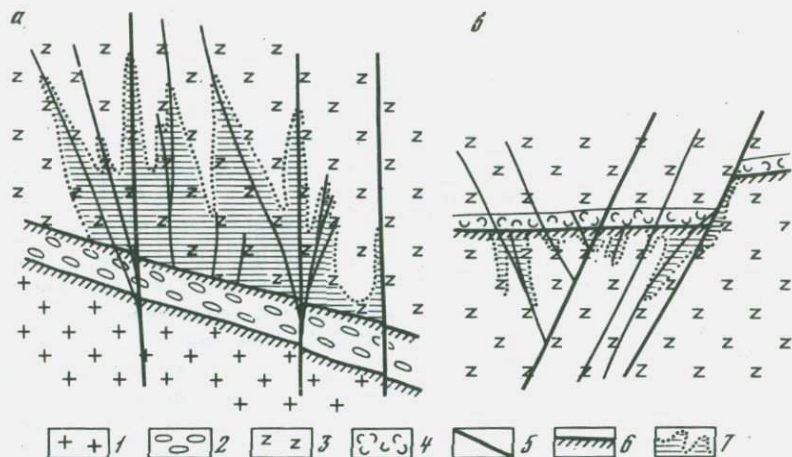
С кальдерами проседания связаны разнообразные эндогенные месторождения (см. таблицу, № 15, а, б). При этом в кальдерах, в основном сложенных вулканическими покровами, они чаще расположены в их внутренних частях, иногда почти исключительно в экзоконтакте (Сильвертон). Как показали В.А. Невский и др. [20], внутри кальдер месторождения размещены главным образом в узлах пересечения сквозных и скрытых разломов фундамента, особенно над выступами жестких блоков основания. Многие рудные тела находятся в зонах веерообразного затухания скрытых тектонических разломов вверх по восставию. Важную роль в размещении оруденения здесь играют физико-механические свойства вмещающих пород. Коллекторами оруденения обычно являются вулканические покровы достаточно хрупких пород с пониженными прочностными характеристиками и с повышенной пористостью. Роль экранирующих горизонтов выполняют вулканогенно-осадочные породы с прослоями алевролитов и алевропесчаников, прослой туфов, вязкие лавы, горизонты конгломератов с глинистым цементом.

В кальдерах с ведущей ролью экструзивных куполов месторождения расположены в относительно небольших поздних экструзивных куполах, сосредоточенных в зоне краевого кальдерного разлома, там, где он пересекается крупными тектоническими разрывами. Рудные залежи развиты главным образом в поздних субвулканических телах, прорывающих экструзивы.

В кальдерах обоих типов исключительно важную роль в размещении оруденения играют экранирующие горизонты и пологие срывы. Оруденение расположено как под экранами, так и над ними (фиг.3). Наиболее крупные концентрации оруденения наблюдаются в связи с экранирующими горизонтами, обогащенными органикой.

Как уже отмечалось, одним из своеобразных проявлений вулканической тектоники при извержении вязких, кислых лав является формирование экструзивных куполов. Более мелкие возникают в узлах пересечения разломов, которые определяют позицию вулканических жерловин, при образовании других — относительно крупных, лавы выжимались по кольцевым разломам. К вулканическим куполам, особенно к тем, которые осложнены тектоническими разломами, нередко приурочены различные эндогенные месторождения не только в кальдерах, но и вне связи с ними (см. таблицу, № 11, а, б).

Весьма разнообразны линейные разрывы, связанные с интрузивной и вулканической тектоникой. В отличие от собственно кольцевых большинство из них изучены значительно слабее, многие охарактеризованы в единичных публикациях. К таким разрывным структурам относятся следующие.



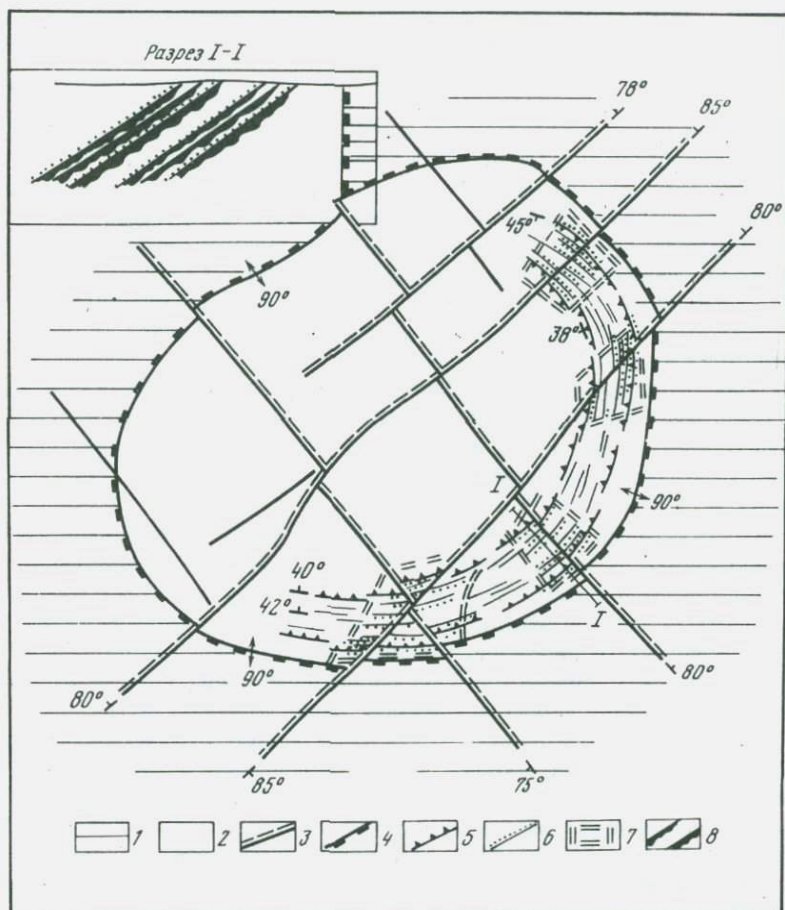
Фиг. 3. Размещение оруденения на месторождениях в кальдерах проседания (разрезы)

a — оруденение над горизонтом конгломератов; *b* — оруденение под горизонтом туфов; 1 — граниты; 2 — базальные конгломераты, обогащенные органикой; 3 — трахиандзиты; 4 — туфы трахиандзитов; 5 — разломы и крупные трещины; 6 — зоны пластовых срывов; 7 — зоны концентрации оруденения

1. Крупные трещины отрыва радиальной ориентировки в вулканах, вулканоплутонах, интрузивах центрального типа, различных куполах и их экзоконтакте (Хибинский массив и многие интрузивы центрального типа ультраосновных-щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции, северо-запада Сибирской платформы и др.). К радиальным трещинам приурочены многие жильобразные тела (Pb, Zn, Au) месторождения Сильвертон (см. таблицу, № 15, а), а также золоторудного месторождения Крипл-Крик в США (№ 15, в). Минерализованные радиальные трещины известны на многих месторождениях грейзенового типа (№ 5, б).

2. Крупные трещины и сравнительно небольшие разломы, в совокупности образующие полукольцевые и дуговидные пояса. В качестве примера на фиг. 4 показан многофазный интрузив центрального типа щелочных и субщелочных пород гранитоидного ряда, в пределах которого прослеживается полукольцевой пояс конических центриклинальных разрывов. Редкометальные месторождения приурочены к активизированным интервалам конических разрывов, там, где пояс рассекается региональными разломами (см. таблицу, № 7). Иногда встречаются редкометальные месторождения, жильные рудные тела которых приурочены к крупным трещинам, сосредоточенным в полукольцевом поясе конических периклиналильных разрывов в экзоконтактах интрузивов центрального типа субщелочных гранитов (см. таблицу, № 6, б).

3. Крупные трещины, ограничивающие столбообразные тела полигонального горизонтального сечения. Встречаются сравнительно



Фиг. 4. Схема геологического строения интрузива центрального типа щелочных и субщелочных пород гранитоидного ряда

1 – вмещающие породы докембрия – палеозоя; 2 – щелочные и субщелочные породы гранитоидного ряда; 3 – глубинные разломы; 4 – кольцевой цилиндрический разлом; 5 – дуговидные конические центриклинальные разломы и крупные трещины; 6 – активизированные интервалы конических разломов и крупных трещин; 7 – площади рудных полей и месторождений; 8 – рудные тела (на схематическом разрезе I-I)

редко. Приуроченность к ним оруденения пока не установлена. Разрывы такого типа развиты в экзоконтакте трубки "Удачная" в Якутии.

4. Горизонтальные и близкие к ним трещины отрыва в кальдерах проседания, трубках взрыва, интрузивах и вулканоплутонах центрального типа. Возникают в процессе проседания кольцевых блоков.

На некоторых редкометалльных месторождениях, приуроченных к кальдерам проседания с ведущей ролью экструзивных куполов (см. таблицу № 15, б), вдоль таких трещин в процессе боковых перемещений по секущим разломам возникли мощные оторочки тектонической глинки, и поэтому в процессе рудоотложения они играли роль экранов, над которыми разместились основные рудные тела.

5. Продольные единичные (иногда их две) крутопадающие трещины отрыва в сводах лакколитов, интрузивных и экструзивных куполов с овальной формой горизонтального сечения. Их примеры в вулканических сооружениях описаны В.И. Влодавцем [1].

6. Поперечные трещины отрыва в тех же магматических телах. Оба типа трещин – и продольные и поперечные – обычно не контролируют оруденение.

7. Пологие сбросы в интрузивных и экструзивных сводах, иногда в кальдерах проседания. В последнем случае они чаще возникают около жестких выступов фундамента кальдер, и вдоль них концентрируются жильобразные и другой формы рудные тела (см. таблицу, № 15, а).

8. Оперяющие и сопряженные трещины отрыва и скалывания в зонах кольцевых цилиндрических разломов. Возникают в процессе формирования кольцевых горстов и грабенов. Изучены пока недостаточно. Есть основание предполагать, что пояса конических периклинальных разрывов в экзоконтакте интрузивов и вулканоплутонив центрального типа возникают в процессе проседания кольцевых блоков. Приуроченность к ним оруденения была показана выше.

9. Мелкие трещины отрыва радиальной и концентрически-зональной ориентировки во внутренних частях интрузивов и вулканоплутонив центрального типа, крутопадающих трещинных интрузивов, трубок взрыва, в интрузивных и экструзивных куполах, сводах лакколитов и в зонах их экзоконтакта. Ореолы рассматриваемых трещин в экзоконтактах магматических тел нередко достигают мощности многих сотен метров [19]. Характерными примерами приуроченности оруденения к мелким трещинам радиальной и концентрически-зональной ориентировки являются Первомайское молибденовое и Инкурское вольфрамовое месторождения в пределах Джидинского рудного поля, Западное Забайкалье (см. таблицу, № 6, д). Первое приурочено к куполу мезозойских гранит-порфиров, а второе расположено в кровле скрытого купола тех же пород. Основное оруденение молибденового месторождения Клаймакс (США) приурочено к трещинам радиальной ориентировки.

Разрывы, связанные с интрузивной и вулканической тектоникой, неравнозначны по глубинности. Наиболее протяженные на глубину – цилиндрические разломы и, по-видимому, радиальные. По геофизическим данным, многие интрузивы центрального типа прослеживаются на глубину 10–15 км, возможно, и более. Значительно меньшую протяженность по вертикали имеют конические разломы и еще меньшую (десятки и сотни метров) – крупные трещины в разнообразных куполах.

По кольцевым и связанным с ними линейным разломам и крупным трещинам часто возникают значительные перемещения с образованием: кольцевых горстов; кольцевых грабен (кальдер); секториальных грабен и горстов; линейных грабен. При сочетании пликативных дислокаций со смещениями по кольцевым разломам в вулканотектонических депрессиях возникает так называемая "конка" [1].

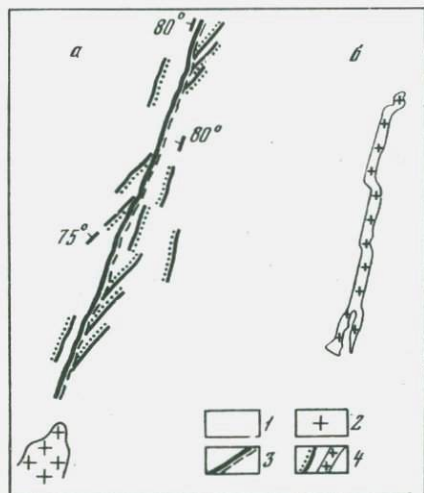
В.А. Невский [14] отметил, что кольцевые и связанные с ними линейные разрывы обычно сложно сочетаются с тектоническими разломами и трещинами. Количественные их соотношения, колеблющиеся в широких пределах — вплоть до резкого преобладания одной или другой группы разрывов, определяются: структурно-геологической позицией кольцевых магматических комплексов; уровнем их эрозионного среза; активностью доинтрузивных разломов в период формирования комплексов; направленностью во времени деформаций в период формирования комплексов.

Установлено [28], что внутреннее строение кольцевых комплексов, приуроченных к узлам пересечения сравнительно небольших тектонических разрывов, опережающих глубинные разломы или сопряженных с ними, определяется кольцевыми разрывами (Большетагинский массив с карбонатитами, Саяны). Наоборот, в комплексах, приуроченных непосредственно к глубинным разломам и узлам их пересечения и сопряжения, наблюдается или сложное сочетание кольцевых и тектонических разрывов (Нижнесаянский массив с карбонатитами, Саяны), или ведущая роль последних (Верхнесаянский массив). Выявлено также, что в комплексах с глубоким уровнем эрозионного среза и в надапикальных частях интрузивов центрального типа или слепых трубок взрыва господствуют линейные тектонические разрывы.

С другой стороны, количественные соотношения между тектоническими и кольцевыми разрывами часто определяются степенью активности доинтрузивных тектонических разломов в период становления кольцевого комплекса. В условиях их высокой активности внутри комплекса развиваются тектонические разрывы, а в период затухания — кольцевые. Примером может служить Карело-Кольская провинция ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов, где, согласно А.А. Кухаренко и А.Г. Булаху [11], на раннем этапе становления массивов во многих случаях формировались линейные тела ультрабазитов, а позже — тела ийолитов и мельтейгитов овального и близкого к изометричному горизонтального сечения.

В то же время на примере многих кольцевых комплексов выявлена определенная направленность во времени в развитии деформаций. В ранние этапы их становления господствовали локальные радиальные дислокации с развитием кольцевых разрывов, а в поздние, наоборот, — региональные тектонические деформации.

К месторождениям, приуроченным к интрузивам центрального типа, в которых наблюдается сложное сочетание кольцевых и тектонических разрывов (см. таблицу, № 7), относятся карбонатитовые место-



Фиг. 5. Схема геологического строения месторождения жильных пегматитов (а) и морфология пегматитовой жилы (б) в плане

1 — метаморфические сланцы докембрия; 2 — граниты; 3 — региональный разлом; 4 — пегматитовые жилы

рождения Нижнесаянское (Саяны), Инаглинское (Алдан), Фен (Норвегия), Лелюкоп (Трансвааль). В то же время для Верхнесаянского карбонатитового месторождения (см. таблицу, № 8) характерно резкое преобладание тектонических разрывов.

К месторождениям в вулканических жерловинах со сложным сочетанием кольцевых и тектонических разрывов следует отнести Серроде-Паско (Cu, Pb, Zn, Ag) в Перу (см. таблицу, № 13), некоторые свинцово-цинковые, флюоритовые и редкометалльные месторождения в кальдерах проседания (№ 15, а, б). Иногда на таких месторождениях ведущим структурным элементом являются тектонические разрывы (Корольке и Потоси (Sn) в Боливии, Нашаг (Au) в Венгрии, Бая-Сприе и Бенца (Au, Pb, Zn) в Трансильвании; см. таблицу, № 14). Известны также некоторые редкометалльные месторождения в вулкано-плутонах и со сложным сочетанием кольцевых и тектонических разрывов, и с преобладающей ролью последних (см. таблицу, № 17, 18).

Одним из проявлений интрузивной тектоники является приоткрывание крупных крутопадающих трещин скальвания и пластовых трещин в кровле куполо- и гребневидных выступов гранитных массивов. Они широко развиты на месторождениях жильных пегматитов (см. таблицу, № 4; фиг. 5). В отношении структурных особенностей подобных месторождений давно сложилось представление об их приуроченности к тектоническим разрывным нарушениям (трещины скальвания) или к крутопадающим пластовым разрывам. В то же время нельзя не обратить внимание на своеобразные особенности морфологии тел жильных пегматитов, которые резко отличаются от рудных жил и, наоборот, очень сходны с дайками магматических пород. Для них характерны тупые окончания, коленообразные изгибы и другие специфические особенности (см. фиг. 5, б). Они показывают, что в момент внедрения пегматитовых расплавов под влиянием интрузивного давления происходило приоткрывание системы сближенных кулисообразно расположенных трещин скальвания и соединение их вновь возникшими трещинами отрыва.

ЭЛЕМЕНТЫ ИНТРУЗИВНОЙ И ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ТЕКТОНИКИ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЕЙ И ТЕЧЕНИЕМ КРИСТАЛЛИЗУЮЩИХСЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Для магматических расплавов характерны явления ликвации, кристаллизационной дифференциации и течения под влиянием интрузивного давления, конвекционных токов и гравитационных процессов. Конкретным выражением этих процессов являются: последовательное внедрение различных дифференциатов единой магмы; дифференциация магмы на месте формирующегося магматического тела; линейная и плоскостная ориентировка минералов в интрузивных породах; тонкая расслоенность (псевдостратификация) массивов ультраосновных, основных и щелочных пород; образование вулканических покровов; флюидалность в эффузивных покровах; миндалекаменная структура в лавах основного состава.

С процессами тонкого расслоения (исевдостратификации) массивов ультраосновных, основных и щелочных пород древних платформ и щитов связано формирование собственно магматических титано-магнетитовых, хромитовых, редкометалльных и медно-никелевых месторождений (см. таблицу, № 1). Для них характерна приуроченность оруденения к согласным с общей расслоенностью тонким обособленным прослоям, прослеживаемым на значительные расстояния.

Хромитовые месторождения складчатых областей возникли в процессе дифференциации массивов ультраосновных пород (см. таблицу, № 2). Есть основание считать, что при формировании поздних рудных тел медно-никелевых месторождений щитов (камерные жилы) и хромитовых месторождений складчатых областей, по-видимому, важное значение имела ранняя термическая контракция, обусловленная возникновением "горячих" трещин отрыва позднего периода кристаллизации расплава.

С вулканическими покровами связаны низкотемпературные месторождения самородной меди Верхнего озера США (см. таблицу, № 10, а), образующие пластовые залежи в покровах основных лав миндалекаменной структуры. Концентрация оруденения обычно максимальна в обломочных лавах той же структуры. С всякого и лежачего боков залежи ограничены покровами массивных базальтов. Скопления самородной меди выполняют многочисленные мелкие трещины и крупные миндалины в базальтах.

Известны также многочисленные колчеданные месторождения типа Урупского на Кавказе и Курамоно в Японии (см. таблицу, № 10, в), расположенные в вулканических покровах. Рудные тела месторождений представлены согласными пластовыми залежами и линзами, к которым со стороны лежачего бока обычно подходят минерализованные тектонические разломы и крупные разрывы, связанные с вулканической тектоникой. Они чаще находятся в основании горизонтов туфов, перекрывающих лавы.

**ИНТРУЗИВНАЯ И ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ТЕКТОНИКА
ПЕРИОДА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ
И ОХЛАЖДЕНИЯ МАССИВОВ**

Возникновение контракционных трещин отрыва в процессе остывания массивов магматических пород давно известно и достаточно широко освещено в геологической литературе. В то же время исследования последних лет, проведенные М.А. Осиповым [22] на примере массивов гранитоидов, с использованием данных точных наук, опыта литейщиков и результатов экспериментов, показали, что при раскristализации гранитных расплавов и последующем остывании массивов происходит сложный и длительный процесс их разуплотнения путем образования пустот и открытых трещин с одновременным общим уменьшением объема пород. При этом на разных стадиях процесса проявляются специфические особенности разуплотнения.

В начальную стадию раскristализации формирующегося массива возникает только внешняя, твердая, но еще горячая оболочка, а внутренняя его часть остается жидкой. Непосредственно на контакте твердой и жидкой фаз в верхней части массива создаются усадочные пустоты, обычно заполняющиеся пегматитовыми расплавами, с образованием шлировых и камерных пегматитов, которые широко известны в Центральном Казахстане, на Калбе, в Восточном Забайкалье и других районах (см. таблицу, № 5, а). Возникновение таких пустот объясняется различиями в коэффициентах термического сжатия жидкого расплава и возникающего из него твердого тела.

В процессе дальнейшего охлаждения и повышения содержания кристаллической фазы в кислых магмах могут возникать так называемые горячие трещины отрыва (термин литейщиков). Они разнообразны по масштабам, морфологии и пространственной ориентировке; контакты их с вмещающей породой неправильные, извилистые. Максимально они развиты в верхних частях интрузивов. К горячим трещинам приурочены трещинные тела жильных гранитов, гранит-порфиров, аплитов, жилообразные тела пегматитов и нередко высокотемпературные пневмато-гидротермальные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы.

Массовое развитие контракционных трещин отрыва (холодных трещин — по терминологии литейщиков) происходит в послекристализационную стадию охлаждения гранитных массивов. Эти трещины создают различные типы отдельности. В частности, для апикальных частей гранитных массивов особенно характерна пологая матрацевидная отдельность, сочетающаяся с крутопадающими контракционными трещинами. С ними нередко связаны высокотемпературные грейзенового типа месторождения олова, вольфрама и др. (см. таблицу, № 5, б). Нельзя не отметить, что в некоторых случаях контракционные трещины отдельности наследуют поверхности линейной и плоскостной ориентировки в массивах [14, 21].

Различного типа отдельности возникают при охлаждении вулканических покровов. Особенно характерна столбчатая отдельность в

покровах базальтов, фельзитов, дацитов и других пород. Наиболее часто поперечное сечение столбов неправильное полигональное — пяти—шестигранное. Длинные их оси, как известно, ориентированы перпендикулярно поверхности лавового потока. Отклонения в ориентировке длинных осей столбов, вплоть до горизонтального их положения, четко фиксируют изменения ориентировки основания лавового потока.

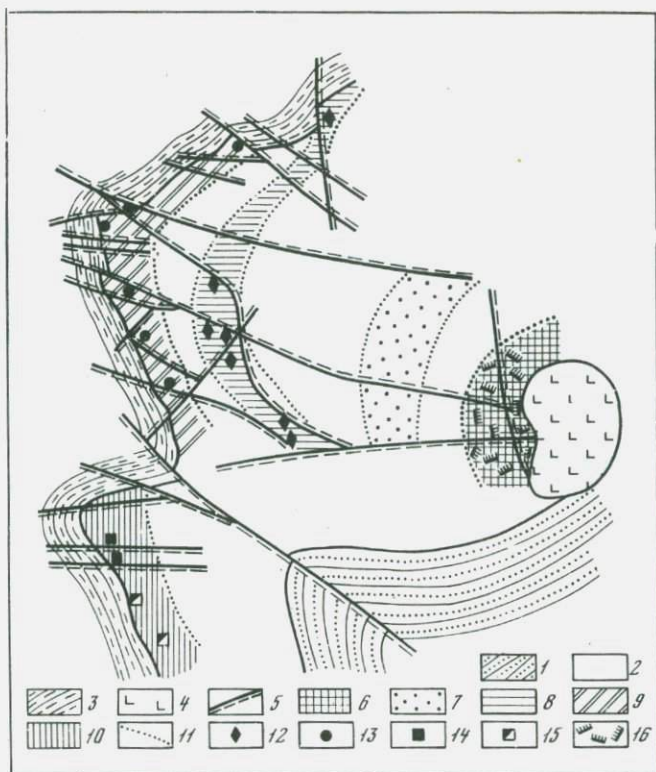
Столбчатая отдельность в вулканических покровах создает специфическую анизотропию их физико—механических свойств. В направлении длинных осей столбов порода приобретает минимальную прочность. Как отмечают В.А. Невский и Ю.Д. Филоненко [17, 18], при тектонических напряжениях в породах покровов со столбчатой отдельностью благодаря проскальзыванию по граням столбов формируются своеобразные дуговидные трещины скалывания. При подводных излияниях в лавах возникает шаровая и подушечная отдельность.

Явления контракции при охлаждении кристаллизующихся магматических расплавов и остывании интрузивов захватывают не только магматические, но и вмещающие их породы. Последние при внедрении магматических расплавов вначале прогревались, увеличивали свой объем и создавали тем самым обстановку сжатия, а затем при охлаждении объем их уменьшался. Уменьшение общего объема охлаждающихся интрузивов, безусловно, приводило к разуплотнению, а нередко и к проседанию вмещающих пород в их кровле с образованием радиальных, дуговидных и кольцевых разломов и крупных трещин. Эти процессы в должной мере не изучены, и в настоящее время имеются лишь ограниченные, разрозненные данные.

При разуплотнении горизонтально— или пологозалегающих вмещающих осадочных или метаморфических пород в кровле остывающих интрузивов прежде всего происходило расслоение толщ с формированием пластовых пустот и зон дробления. В более сложно дислоцированных толщах, рассеченных разломами и крупными трещинами, могли возникнуть блоковые перемещения по ним с образованием полосей приоткрывания на искривлениях крупных разрывов и зон брекчирования и сгущения мелких трещин.

Наиболее крупные зоны сгущения мелких трещин в первую очередь развивались на контактах пород с различными физико—механическими свойствами. Зоны повышенной деформированности вмещающих пород, повторяя морфологию апикальной части остывающих массивов, чаще имеют дуговидную форму; размещение их нередко концентрически—зональное. Мощность зон разуплотнения в кровле остывающих массивов в значительной мере обусловлена их масштабами, морфологией и условиями залегания апикальной части интрузивов, которые нередко достигают нескольких километров.

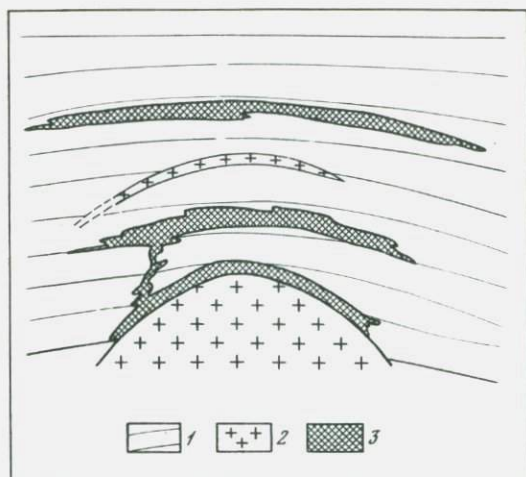
Структурные особенности и закономерности размещения многих постмагматических месторождений в экзоконтакте интрузивов определяются явлениями разуплотнения и проседания вмещающих пород над остывающими интрузивными массивами. Большое значение этому явлению придают Т.М. Лаумулин, Н.И. Сенчило, Г.Н. Шерба. К



Фиг. 6. Схема распределения гидротермальной и пневмогидротермальной минерализации на площади Курганского месторождения (по В.А. Невскому)

1 - глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты рифея; 2 - известняки и доломиты рифея - нижнего кембрия; 3 - глинистые и другие сланцы, аргиллиты и алевролиты нижнего кембрия; 4 - щелочные сиениты; 5 - разломы и крупные трещины; 6 - зона грейзеновой минерализации; 7 - зона молибденитовых вкрапленников; 8 - зона пирротиновых тел; 9 - зона пирротин-свинцово-цинковых тел; 10 - зона карбонатно-свинцово-цинковых и карбонатных тел; 11 - границы минерализованных зон; 12-15 - тела: 12 - пирротиновые, 13 - пирротин-свинцово-цинковые, 14 - карбонатно-свинцово-цинковые, 15 - карбонатные; 16 - дайки щелочных сиенитов

месторождениям, сформированным в такой обстановке, Г.Н. Шерба [29] относит ряд вольфрам-молибденовых месторождений Центрального Казахстана (Южное, Вольфрамовые сопки, Караоба, Верхнее Кайракты и др.). Теоретическое обоснование оседания надинтрузивных толщ в результате термической контракции дано М.А. Осиповым [22]. В качестве конкретного примера на фиг. 6 приведена



Фиг. 7. Схема размещения вольфрам-бериллиевых рудных тел над куполовидным выступом гранитов в Нью-Мексико [33]

1 - вмещающие породы; 2 - граниты; 3 - зоны трещиноватых пород, вмещающих вольфрам-бериллиевое оруденение

схема концентрически-зонального распределения гидротермальной и пневмато-гидротермальной минерализации Курганского свинцово-цинково-редкометального месторождения (Таласский Алатау) около штока щелочных сиенитов.

Общее положение дуговидных минерализованных полос здесь, по-видимому, определяется зонами разуплотнения вмещающих карбонатных пород, которые возникли в период остывания штока сиенитов. В пределах полос рудные тела и гнезда расположены в местах их пересечения разломами и крупными трещинами. Дуговидная полоса грейзеновой минерализации, возникшая по дайкообразным телам щелочных сиенитов, находится непосредственно около сиенитового штока.

Схему размещения вольфрам-бериллиевых рудных тел в зонах проседания над гранитными куполами приводят Р. Х. Джанс и Дж. Дж. Гласс [33] (см. фиг. 7).

Такое распределение гидротермальной минерализации на месторождениях и месторождений в рудных полях, около интрузивных массивов весьма широко распространено. В. И. Смирнов [25] показал концентрически-зональное распределение месторождений Кумьштагского рудного поля вокруг гранитного массива в Таласском Алатау. Аналогичное зональное размещение месторождений известно (по С. Соловьеву) вокруг Тырны-Аузского массива на Кавказе, около Запоровского штока гранодиоритов (по В. Козеренко) в Забайкалье, вокруг гранитных массивов Корнуолла в Англии, в южной части Аппалачских гор в США, около штока монцититов в округе Тинтик, США.

ВЫВОДЫ

1. В земной коре широко распространены эндогенные месторождения, приуроченные к магматическим породам или к зонам их экзоконтакта. Структурные особенности таких месторождений, как правило, определяются процессами, связанными с формированием магматических пород, в том числе с деформациями, обусловленными с интрузивной и вулканической тектоникой. Такие структуры, в отличие от тектоногенных, обусловленных региональными тектоническими деформациями, называют тектоно-магматогенными. Авторами предложена их классификация.

2. Интрузивная и вулканическая тектоника проявляется как в период внедрения магматических расплавов в верхние горизонты земной коры, так и при кристаллизации и охлаждении возникающих магматических тел. С пликативными дислокациями периода внедрения расплавов связано образование сводовых поднятий над лакколинтами, брахиантиклиналей над куполами и штоками, а также других пликативных форм. Разрывные деформации этого периода проявляются в виде кольцевых разрывов и целой серии прямолинейных разрывных нарушений той же генетической природы.

3. Кольцевые разрывы и генетически связанные с ними линейные разломы играют важную роль в структуре месторождений, приуроченных к интрузивам и вулкано-плутонам центрального типа, куполам, трубкам взрыва, к вулканическим жерловинам и кальдерам проседания. Примерами их являются карбонатитовые, многие медные, молибденовые, вольфрамовые, свинцово-цинковые, флюоритовые, редкометалльные и другие месторождения. Многочисленны месторождения (колчеданные и другие), приуроченные к вулканическим куполам. Нередко структурные особенности рассматриваемых месторождений определяются сложным сочетанием кольцевых и тектонических разрывов. Одним из проявлений интрузивной тектоники является приоткрытие крупных крутопадающих трещин скалывания и пластовых разрывов в кровле куполо- и гребневидных выступов гранитных массивов. К таким трещинам обычно приурочены месторождения жильных пегматитов.

4. Элементы интрузивной и вулканической тектоники, обусловленные явлениями дифференциации и течения кристаллизующихся магматических расплавов, находят выражение в ликвации магмы, ее кристаллизационной дифференциации, в течении магмы под влиянием интрузивного давления, конвекционных токов и гравитации. С процессами тонкого расслоения (псевдостратификации) массивов ультраосновных, основных и щелочных пород древних платформ и щитов связано формирование собственно магматических титаномagnetитовых, хромитовых, редкометалльных и медно-никелевых месторождений. С вулканическими покровами связаны низкотемпературные месторождения самородной меди Верхнего Озера в США, многочисленные колчеданные месторождения типа Урупского на Кавказе и др.

5. При кристаллизации и последующем охлаждении формирующихся магматических тел происходит сложный и длительный процесс их разуплотнения и общего уменьшения их объема. На ранней стадии кристаллизации магматического расплава под внешней твердой оболочкой возникают осадочные раковины и пустоты, обычно заполняемые остаточными пегматитовыми расплавами (шлировые и камерные пегматиты). В конечные этапы кристаллизации образуются так называемые горячие контракционные трещины, заполняющиеся поздними магматическими дифференциатами. В гранитных массивах они представлены дайкообразными телами аплитов, гранит-порфиров, жилородных пегматитов и нередко – высокотемпературными пневмато-гидротермальными и кварц-полевошпатовыми жилами. После завершения кристаллизации возникают холодные контракционные трещины отрыва. Для апикальных частей гранитных массивов особенно характерна пологая матрацевидная отдельность, с которой нередко связаны высокотемпературные грейзенового типа месторождения олова, вольфрама и др.

6. Уменьшение общего объема остывающих интрузивных тел приводит к проседанию вмещающих пород в их кровле с образованием радиальных, дуговидных и кольцевых разломов, крупных трещин и зон дробления. Такие зоны проседания определяют закономерности размещения и структурные особенности многих постмагматических месторождений, находящихся вокруг интрузивных массивов. В их расположении нередко отмечается концентрическая зональность с последовательной сменой в направлении от массивов более ранней высокотемпературной минерализации на средне- и низкотемпературную.

ЛИТЕРАТУРА

1. Влодавец В.И. О вулканической тектонике. – Бюлл. Вулканол. станции, 1954, № 23.
2. Вольфсон Ф.И. Структуры гидротермальных месторождений. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
3. Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. ГОНТИ, 1962.
4. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. "Недра", 1975.
5. Ельянов А.А., Моралев В.М. Глубины формирования и эрозийного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. – Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.
6. Королев А.В. Структуры рудных полей и месторождений. Ташкент, 1936.
7. Котляр В.Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. – Изв. вузов, геол. и разведка, 1960, № 9.
8. Котляр В.Н., Соловьев Н.Н., Тихонов Н.Д. Геологические особенности месторождений, связанных с древними вулканическими аппаратами. – Геол. рудн. месторожд., 1963, № 5.
9. Крейтер В.М. Поиски и разведка полезных ископаемых. М., Госгеол-издат, 1940.

10. Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
11. Кухаренко А.А. Булах А.Г. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и кимберлитов Северной Карелии и Кольского полуострова. "Недра", 1965.
12. Невский В.А. О трещинной тектонике жильных пород. - Сов. геология, 1967, № 9.
13. Невский В.А. Кольцевые разрывы и их роль в процессе формирования эндогенных месторождений. - Геол. рудн. месторожд., 1973, № 5.
14. Невский В.А. Трещины различных генетических типов в горных породах. - Сов. геология, 1973, № 8.
15. Невский В.А., Галяпин Л.А. Кольцевые и тектонические разрывы Кызыл-Омпульского плутона. - Изв. АН СССР, серия геол., 1975, № 1.
16. Невский В.А., Котляр В.Н. Структура эндогенных месторождений, связанных с кольцевыми разрывами. - Геол. рудн. месторожд., 1975, № 5.
17. Невский В.А., Филоненко Ю.Д. Дуговидные трещины по граням столбчатой отдельности вулканических покровов. - Докл. АН СССР, 1976, 227, № 5.
18. Невский В.А., Филоненко Ю.Д. Трещинные структуры и экраны урановых месторождений в кальдерах проседания. - Геол. рудн. месторожд., 1976, № 5.
19. Невский В.А., Фролов А.А. Зональность кольцевых магматических комплексов. - Сов. геология, 1974, № 11.
20. Невский В.А., Лаверов Н.П., Толкунов А.Е. Структурно-геологические особенности урановых месторождений в кальдерах проседания. - Атомная энергия, 1976, 40, вып. 2.
21. Онохин Ф.М. Структура юго-западной части Хибинского апатито-нефелинового рудного поля. Апатиты, 1967.
22. Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. "Наука", 1974.
23. Павловский Е.В. Кратонизация земной коры материков. - Булл. МОИП, отд. геол., 1975, 4.
24. Полканов А.А. Генетическая систематика интрузий платформы - кратогена. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.
25. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. "Недра", 1965.
26. Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. - В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. "Мир", 1964.
27. Уоллес С.Р., Мункастер Н.К., Джонсон Д.С. и др. Многократная интрузия и минерализация месторождения Клаймакс в штате Колорадо. - В кн.: Рудные месторождения США. Т. II. "Мир", 1973.
28. Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. "Недра", 1975.
29. Шербат Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
30. Яковлев Г.Ф. Тектоно-вулканические структуры рудных полей и месторождений. - Вестник МГУ, серия геол., 1968, № 1.
31. Яковлев Г.Ф. Тектоногенные и тектоно-магматические структуры рудных полей и месторождений. - Сов. геология, 1968, № 3.
32. Bucher W.H. Cryptovolcanic structures in the United States. 16-th International Geological Congress, 1936.
33. Jahns R.H., Glass J.J. Beryllium and tungsten deposits of the Iron mountain district Sierra and Socorro Counties New-Mexico. - U.S. Department of the interior geological survey, Bull. 945-C, Washington, 1944.

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ВОЛНОВОЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ТРЕЩИННО-БРЕКЧИЕВЫХ СИСТЕМ¹

Крупные хорошо изученные магнетитовые месторождения известны в трех районах платформы: Среднеангарском (зона Ангарских складок), Ангаро-Илимском и Ангаро-Катском. В первом находятся Тагарское и Огненское [3, 7], во втором – Нерюндинское и Капаевское [2, 9, 10 и др.], в третьем – Коршуновское и Рудногорское месторождения [1]. Единым для всех районов оказывается двухъярусное строение. Нижний ярус сложен литифицированными, иногда метаморфизованными карбонатными и песчано-алевролитовыми толщами кембрия и ордовика с плотностью 2,5–2,8 г/см³. Верхний ярус представлен слабо литифицированными песчано-вулканогенными и угленосными толщами карбонового, пермского и триасового возраста с плотностью 2,09–2,12 г/см³. Весь комплекс пород (от низов палеозоя до триаса) прорван дайками, силлами и штокообразными телами траппов. В зоне Ангарских складок оруденение локализовано в брекчиевых зонах среди карбонатно-мергелистых пород кембрия, а в Ангаро-Илимском и Ангаро-Катском районах руды приурочены к породам верхнего яруса и связаны с жерлами вулканов и сопровождающими их радиально-концентрическими брекчиево-трещинными зонами, именуемыми в целом вулкано-тектоническими структурами. Последние проявляются на современной дневной поверхности в виде кольцевых структур диаметром 6–130 км.

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Для Нерюндинской вулкано-тектонической системы характерна концентрическая зональность в распределении туфогенного материала и размещении траппов. Центральная часть рудного поля сложена крупнообломочными жерловыми и околожерловыми фациями, которые по направлению к периферии сменяются мелкообломочными туфами. Траппы образуют радиальные дайки и линейные тела, а также субгоризонтальные изометричные и полукольцевые интрузивы. Основной рудолокализирующий элемент Нерюнды – овальная субвертикальная структура (ствол), имеющая размеры по поверхности 2,0×0,8 км и

¹ Статья публикуется в дискуссионном порядке. – *Ред.*

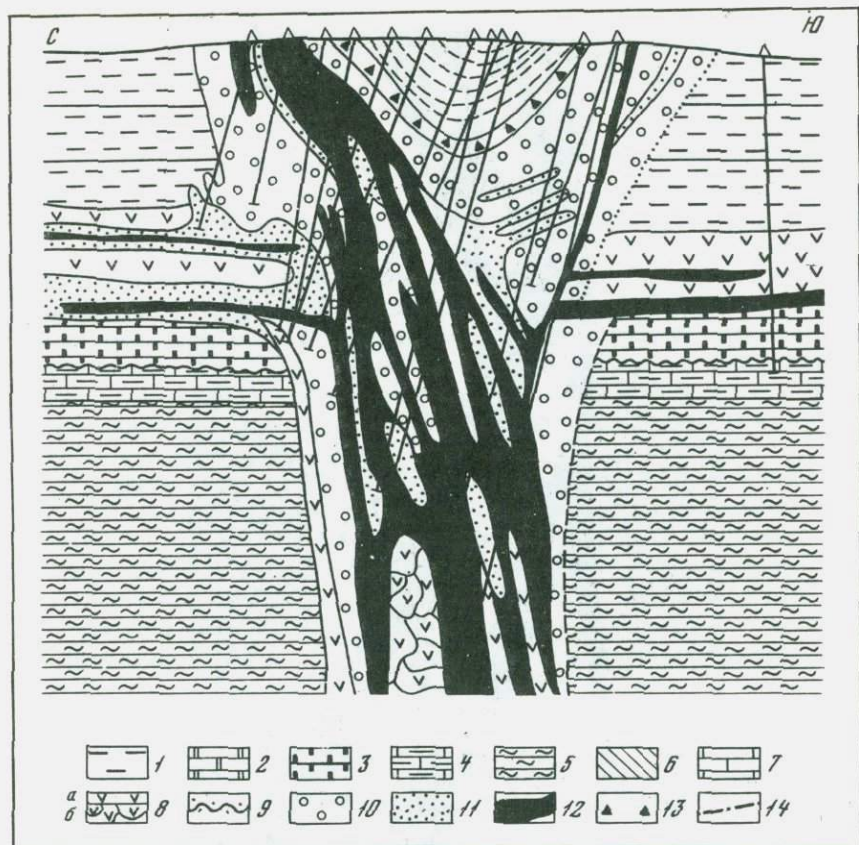
прослеженная на глубину более 1,2 км (фиг. 1). В приповерхностной части расположена мульда размером 0,5×0,3 км, заполненная внизу крупными глыбами и обломками скарнов, руд, туфов и лав с песчано-алевролитовым цементом; в верхней части развиты песчаниково-брекчиевые породы с карбонатным цементом. Мощность отложений достигает 440 м. Стволовая структура считается жерлом вулкана; по брекчированным породам разного состава в ней развиты нерудные метасоматиты и магнетитовые залежи.

Вторым структурным элементом Нерюндинского месторождения является плаstopодобная рудная залежь, которая связана с субгоризонтальной зоной повышенной трещиноватости, приуроченной к долеритовому силлу. Эту залежь образуют руды, приуроченные к средней части силла и вмещающим силл породам (подсилловая залежь). Наряду с согласными "послойными" рудными прожилками широко распространены брекчиевые разности руд. Полосчатость ориентирована согласно слоистости пород и контакту силла. Внутри силла сетчато-прожилковое оруденение местами переходит в богатые магнетитовые руды брекчиевого строения. Для субгоризонтальной залежи типично уменьшение мощности по мере удаления от ствола от 80 (местами даже 180 м) до 10 м и меньше. Полное выклинивание происходит на расстоянии 1,0–1,5 км от ствола. Для стволовой структуры характерно преобладание сетчато-прожилковых, брекчиевых и пятнистых руд.

Примерно в 2 км южнее субвертикальной структуры расположена скарново-рудная зона Спутник, представляющая собой серию сближенных субпараллельных жильных тел северо-восточного простирания, сопряженных с широтными зонами. Протяженность этой системы с юго-запада на северо-восток 2 км, ширина 1,3 км. Субгоризонтальная рудоносная трещинная зона, приуроченная к долеритовому силлу, вероятно, сопрягается с зоной Спутник.

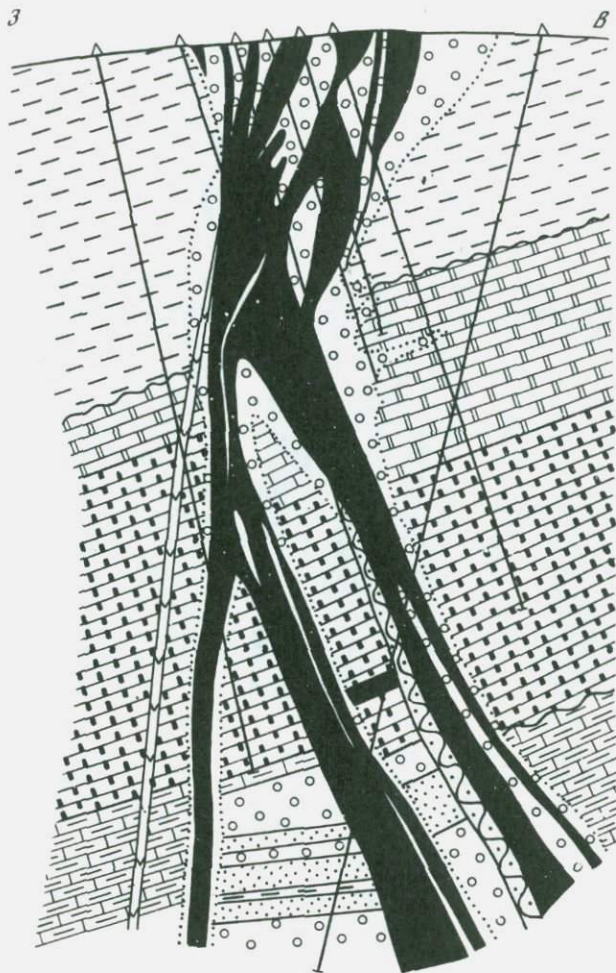
Структуру Копаевского месторождения, сходную с Нерюндинской, дополняют радиально расходящиеся от единого центра рудные зоны. Центром является субвертикальный ствол сечением 1,3×1,0 км; с ним связаны лучеобразно расходящиеся радиальные зоны протяженностью не менее 0,4–0,5 км. Рудное поле месторождения площадью 25 км² представлено сочетанием кольцевой и линейных (радиальных) крутопадающих дизъюнктивных структур. Эпицентральной часть занимает мульда размером 1,2×0,9 км. Крылья мульды имеют средний угол падения 5–8°, а видимая мощность песчано-брекчиевых пород в ее пределах достигает 400 м, из них рудоносные обломочные прослои (брекчии) составляют 20–90 м. Борты мульды подчеркнуты в рельефе небольшими грядами кальцит-магнетитовой руды. Обломочные кальцит-магнетитовые руды обычно образуют залежь средней мощностью 10–12 м и площадью около 0,3 км².

Гипсометрически ниже мульды (и по ее периферии) расположена субвертикальная стволовая структура сечением 1,3×0,9 км, которая в западной части (фиг. 2) крутопадающая (75–80°), а на севере



Фиг. 1. Геологический разрез Нерюндинского месторождения (по В.Д. Паровому)

1 - триасовые туфы, туфобрекчии, туффиты; 2 - нижнепермские терригенные породы; 3 - карбоновые полимиктовые песчаники, алевролиты, углистые сланцы, угли; 4 - нижнеордовикские известняки и песчаники; 5 - средне-верхнекембрийские терригенные красные шалы; 6 - нижнекембрийские (?) глинисто-карбонатные породы; 7 - нижнекембрийские, существенно карбонатные толщи; 8 - силлы и дайки долеритов (а) и брекчированные долериты (б); 9 - зоны брекчированных пород разного состава; 10 - метасоматиты (скарны и хлорит-амфибол-серпентининовые породы); 11 - брекчиевидные, прожилково-вкрапленные магнетитовые руды; 12 - богатые магнетитовые руды; 13 - обломочные переотложенные магнетитовые, гематитовые и лимонитовые разновидности руд; 14 - послерудные тектонические нарушения



Фиг. 2. Геологический разрез Капаевского месторождения (по В.А. Канищевой)

Условные обозначения те же, что на фиг. 1

выполаживается (до $45-50^{\circ}$) и осложняется апофизой сечением $0,4 \times 1,5$ км.

Для ствола и примыкающих к нему радиальных зон характерны субвертикальные сложные жильные и линзо-, штокообразные рудные залежи, сформированные по зонам дробления. В пределах центрального участка и южной зоны субвертикальные тела соединяются на глубине пологими пластоподобными залежами, возникшими в результате замещения нижнеордовикских терригенно-карбонатных пород полосчатыми и вкрапленными (до сплошных) магнетитовыми рудами. В области сочленения радиальных рудоносных зон со стволом уве-

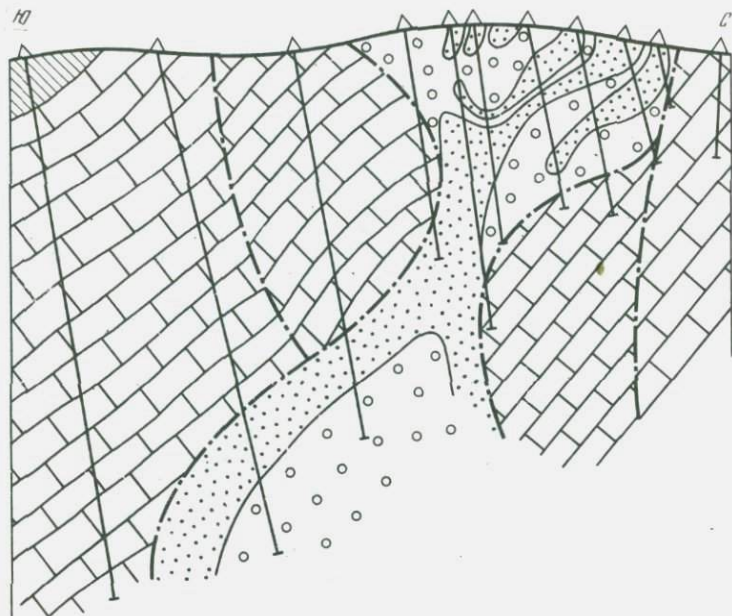
личивается мощность рудных залежей за счет рудных столбов, вначале конически сходящихся, а затем вновь расходящихся (см. фиг. 2), что создает структуру типа песочных часов (сопряженные гиперболоиды).

Структура Коршуновского месторождения, как считалось до недавнего времени, представляет собой две сопряженные трубки, приуроченные к флексурному поднятию. Указывалось, что основная трубка эллипсоидного сечения, размером $2,4 \times 0,7$ км имеет форму воронки. При рассмотрении морфологии рудных тел и размещения оруденения, по результатам разведочных работ, отмечено, что основная масса железных руд на Коршуновском месторождении локализуется в горловинах (жерлах) древних вулканов. В меньшем количестве оруденение развито среди осадочных пород нижнего палеозоя, непосредственно у стенок горловин или в отдельных глыбах и блоках, располагающихся внутри них [1].

В пределах Коршуновского месторождения, кроме субвертикальной стволовой структуры, на отметках $-460-520$ м развита субгоризонтальная рудная залежь мощностью до 90 м. Взаимноортogonalную систему образуют и траппы; субвертикальными являются секущие дайки, а субгоризонтальными — как "согласные", так и пологосекущие силлы.

Рудовмещающие структуры Тагарского и Огненского месторождений изучены и описаны в последние годы красноярскими геологами [3-7]. Рудовмещающая структура Тагарского месторождения — крупнопадающая зона брекчирования (стволовая структура), прослеженная по вертикали на 1,2 км. У поверхности ее горизонтальные размеры $2,2 \times 0,9$ км ниже, в направлении к нулевому горизонту, сечение ствола уменьшается, а еще ниже вновь увеличивается сначала медленно (до отметки -200 м), а затем (до горизонта -600 м) заметно. В приповерхностном раструбе (до глубины $50-150$ м) развиты осадочные субгоризонтальные залежи лимонит-гетитовых руд. В пределах стволовой структуры (ее внутреннее строение определяют брекчированные терригенно-карбонатные породы и долериты) сосредоточены крупные запасы пятнистых, брекчиевых и брекчиевидных магнетитовых руд.

На Огненском месторождении известны две овальные в плане брекчиевые зоны с поперечником у поверхности $0,6$ км каждая при расстоянии между ними $0,5$ км. Западная брекчиевая зона имеет форму чаши, оруденение которой выклинивается на глубине порядка 60 м. Восточная брекчиевая зона, где преобладают брекчированные известняки и долериты, представляет собой стволовую структуру, прослеженную на глубину около 1 км, которая по падению резко меняет углы наклона и даже, по-видимому, расщепляется (фиг. 3). Руды Огненского месторождения брекчиевидно-пятнистые. Между Тагарским и Огненским месторождениями известен ряд рудных объектов (Пихтовое, Восток), где бурением выявлены структуры, напоминающие чашеобразные залежи восточного участка Огненского месторождения. В частности, разведка месторождения Восток показала,



Фиг. 3. Геологический разрез Огненного месторождения (по Г.В. и Т.И. Горшковым)

Условные обозначения те же, что на фиг. 1

что промышленное оруденение выклинивается здесь на глубине около 200 м.

В Среднеангарском районе, кроме вертикальных стволовых брекчиевых зон, известен ряд субгоризонтальных пластообразных рудных залежей. Они проявляются либо самостоятельно, либо в сочетании с небольшими (десятки метров в поперечнике) крутопадающими зонами. Пластообразные магнетитовые залежи известны довольно широко и в других районах платформы, в частности Северо-Летнинском. Здесь пластообразные тела залегают в подошве долеритовых силлов (подобно Нерюнде), в их кровле или внутри силла. Известны пластообразные тела, залегающие конформно с ордовикскими и кембрийскими толщами аналогично выявленным на Коршуновском месторождении. Особый интерес представляет месторождение Камышевский Байкитик, где пластовая магнетитовая залежь приурочена к мощному долеритовому силлу, полого секущему ордовикскую толщу. Рудная залежь Камышевского Байкитика залегают, по В.А. Лапшину и Е.П. Купчинскому, внутри силла, план-параллельно его кровле и почве; она сложена полосчатыми рудами, мощность которых достигает 20 м.

ВОЛНОВОЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ТРЕЩИННО-БРЕКЧИЕВЫХ СТРУКТУР

Анализ условий локализации магнетитового оруденения выявляет его неизменную связь с зонами повышенной проницаемости независимо от состава пород. Типично сочетание двух и даже трех взаимно ортогональных структурных форм повышенной проницаемости: субвертикальных овального сечения цилиндрических каналов – стволовых структур, линейных (часто радиальных) субвертикальных зон и субгоризонтальных пластообразных систем. Взаимно ортогональные крутопадающие системы иногда соединены пологими трещинно-брекчиевыми зонами. Метасоматическое оруденение локализуется в проницаемых субгоризонтальных и субвертикальных пласто- и жилоподобных зонах, а также воронкообразных, конических и трубчатых структурах. Они встречаются порознь или сосуществуют, образуя сопряженные системы; доказан переход по падению субвертикальных структур в пологонаклонные, которые гипсометрически ниже вновь становятся крутопадающими. Анализ строения некоторых рудных узлов (например, Кодинского в Среднеангарском районе) показал изменение морфологии рудолокализирующих структур от крутопадающих стволовых в центре через секущие жилоподобные, до пластообразных на периферии [4]. Промышленное оруденение связано с процессами метасоматоза, развивавшегося в трещинно-брекчиевых зонах и приведшего к формированию вкрапленных, сетчато-прожилковых и брекчиевидных магнетитовых руд. Богатые руды присутствуют преимущественно в жило- и пластообразных залежах. Зоны повышенной проницаемости представлены жерловыми фациями эруптивных каналов, зонами повышенной трещиноватости и (или) брекчированности. Поскольку ареалы повышенной трещиноватости и брекчирования захватывают различные по составу породы (или их группы), литологический контроль размещения оруденения проявляется опосредованно через приуроченность трещинно-брекчиевых ареалов к конкретным породам. Следовательно, образование трехмерных рудовмещающих ареалов определяет механизм формирования трещинно-брекчиевых зон.

Согласно законам физики твердого тела (а горные породы в поверхностной части земной коры – твердые тела), разрушение неизменно сводится к зарождению трещин и их росту. Экспериментально доказано [11] следующее.

1. Трещина создает концентрацию напряжения в верхнем конце, возрастающую с длиной трещины. Поэтому при заданном напряжении, приложенном извне, трещина, превышающая критическую длину ("трещина Гриффитса"), будет самопроизвольно распространяться (стр. 203).

2. Прочность на растяжение многих хрупких тел (т.е. большинства горных пород) очень заметно зависит от времени, в течение которого поддерживается растягивающее напряжение, и увеличивается при уменьшении времени нагружения (стр. 571–572).

3. Когда растягивающее напряжение, созданное отраженным импульсом, превышает прочность материала на растяжение, будет развиваться разрушение. Это явление известно как "выкрашивание" или "откол" (стр. 574).

Итак, разрушение горных пород начинается там, где подвод энергии определяет напряжения, потенциал которых выше прочности пород. Поскольку сопротивление горных пород на растяжение примерно на порядок (в 6-15 раз) меньше их сопротивления сжатию, разрушение избирательно начинается в областях растяжения.

В твердых телах действует волновой механизм передачи энергии, который проявляется в упругих, в частности звуковых, волнах. В изотропной среде волны распространяются прямолинейно во всех направлениях (сферическая волна), а в анизотропной испытывают на границах раздела сред преломление и отражение. При сложении (суперпозиции) волн возникает интерференция. Если интерферируют волны, равные по длине и фазе, происходит резонанс, т.е. растет амплитуда, отражающая уровень энергии, переносимой волной. Когда волны распространяются внутри ограниченной трехмерной области (блока), испытывая отражение от границ, возникают стоячие волны с периодом (длиной), зависящим от размеров и формы отражающих поверхностей и свойств слагающих блок сред. Следовательно, внутренняя и внешняя структуры блока определяют закономерное чередование и размеры областей сжатия-растяжения. Среди упругих волн различают продольные и поперечные; продольные приводят к деформациям сжатия-растяжения, поперечные - к деформациям сдвига.

Рассмотрим с позиций волновой теории формирование трещинно-брекчиевых зон. В литосфере на фоне литостатического давления возможно проявление только областей относительного сжатия и растяжения. В частности, если один из трех взаимно ортогональных векторов сжатия оказывается наименьшим, он и определяет поле относительного растяжения. Разрушение горных пород в условиях литосферы начинается там, где потенциал относительного растяжения превышает предел сопротивления конкретных горных пород растяжению. Заданные условия возникают при резонансе даже малоамплитудных волн, и, следовательно, трехмерные трещинно-брекчиевые ареалы формируются в поле взаимодействия (интерференции) встречных фронтов когерентных (или близких к ним) волновых потоков, возникающих в результате отражения. Простейшей и вместе с тем наглядной моделью интерференции волновых фронтов являются муаровые сетки; их описанию посвящен ряд работ, в частности А.Дюрелди, Б.Паркса [8] и П.Теокариса [12].

Как уже отмечалось, волны напряжения - это механизм передачи энергии из одного места в другое. Условия, в которых этот механизм действует, могут быть изотропными (квазиизотропными) или анизотропными. В квазиизотропной среде волновой фронт при заметном удалении от источника оказывается сферическим; в резко анизотропной среде, где одно направление преобладает, вдоль него формируется волна-луч с плоским фронтом. В промежуточных ситуа-

циях возникают фронты сложной формы, однако и в этом случае можно условно говорить о волне-луче, фронт которой, с достаточным приближением, оказывается плоским. Поэтому, ориентируясь на муары как аналоговые модели формирования геологических структур в первом приближении, достаточно использовать три типа сеток: параллельных линий (плоский фронт); параллельных (концентрических) окружностей (сферический фронт); радиальных линий. Два первых типа характеризуют продольные волны, третий — поперечные.

Породы, слагающие земную кору, поглощают энергию проходящих волн; обладая разными физическими свойствами, они пропускают волны с различной скоростью. Можно поэтому считать, что анизотропия горных пород, обуславливающая различную скорость прохождения волн, определяет различие в их длине (частоте). Следовательно, ориентируясь на интерференцию волн в земной коре, необходимо использовать муаровые сетки как с равными расстояниями (между параллельными линиями и концентрическими окружностями), так и с убывающими (нарастающими) расстояниями. Сетки с убывающими (нарастающими) расстояниями между линиями (окружностями) представляют собой модель интерференции волн, проходящей в анизотропной среде. Муаровые сетки двумерны, поэтому основанные на них модели также двумерны; в то же время геологические структуры трехмерны в статике, а во времени (т.е. в динамике) — четырехмерны. Представление о трехмерных геологических структурах можно получить, прибегая или к вращению плоских муаровых фигур или ориентируясь на взаимно перпендикулярные сечения. Однако даже простейшие муаровые картины позволяют установить многие важные зависимости.

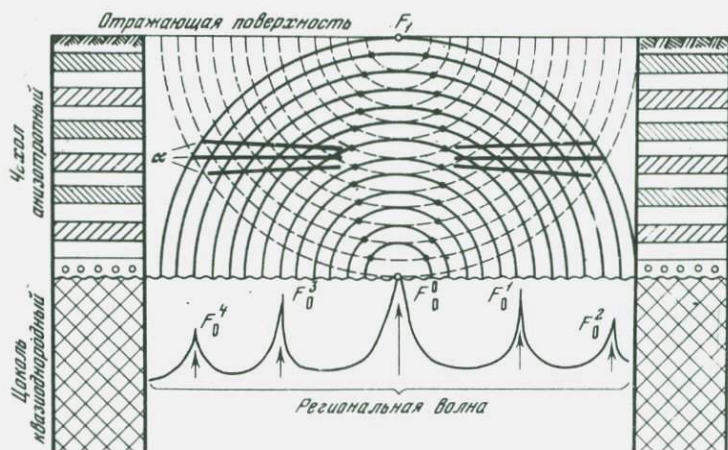
Относительное перемещение двух сеток различного шага, когда они остаются параллельными, приводит к эффекту биений ([12], стр. 28, фиг. 2, 2). Эффект биений моделирует возникновение чередующихся резонансных зон сжатия и растяжения при интерференции волн различной длины, что объясняет периодичность и дискретность пространственного проявления (в горизонтальном и вертикальном сечениях) зон сжатия (расслабления, смятия) и растяжения (отрыва, брекчирования). Общеизвестна дискретно-периодическая локализация даек, рудных жил, разрывных нарушений и др. [13]. Поскольку интерференцию двух систем параллельных полос с различными шагами можно рассматривать как интерференцию двух сеток, одна из которых — результат сжатия (или растяжения) другой, то очевидно, что эффект биений типичен для регионов и блоков, где проявлена анизотропия сред.

Анализ муаровых картин основан на понимании связи между деформациями и перемещениями. Соотношения между деформациями и перемещениями выводят, связывая деформацию с положениями точек тела до и после нагружения в определенной системе координат. Анализ деформации с помощью муаровых картин возможен, если предполагать, что или все исследуемое тело деформировано однородно, или

что однородно деформирована лишь некоторая область тела, которое в целом деформировано неоднородно [8].

В пределах Сибирской платформы магнетитовое оруденение проявлено в условиях двухъярусного геологического строения. Поэтому рассмотрим формирование трещинно-брекчиевых зон для ситуаций, где имеет место нижний (цокольный) квазиоднородный ярус и верхний расслоенный, т.е. анизотропный, ярус (чехол). Начнем с анализа условий формирования пологих трещинно-брекчиевых зон. При нескольких источниках волн каждая точка среды одновременно принимает участие во всех волновых движениях, т.е. колебание любого участка горной породы представляет сумму колебаний, что равнозначно действию одной (алгебраически суммарной) волны. Возможны два крайних случая суперпозиции: складывающиеся колебания или уничтожат друг друга (условие минимума), или предельно усилят друг друга (условие максимума). Условие максимума выполняется, когда разность хода между волнами равна четному числу половолн, условие минимума отвечает нечетному их числу. Кривые линии, удовлетворяющие условию постоянства разности расстояний от точек кривой до двух фокусов, являются гиперболой, а удовлетворяющие условию постоянства суммы — эллипсом. Между поверхностью Земли и источником возбуждения F_0 (на фиг. 4 он показан в виде точки на гребне региональной волны) неизбежна интерференция волновых фронтов, создающая гиперболические поверхности резонанса пучностей. На середине между источником возбуждения и отражающей поверхностью возникает резонансная поверхность, параллельная этой поверхности. Если расстояние между точками F_0 и F_1 большое, гиперболические поверхности интерференции не возникают. Когда интерференционная поверхность, соответствующая пучностям растяжения, по суммарной амплитуде способна осуществить разрывные деформации, т.е. когда энергия резонанса выше сопротивления среды на разрыв, возникают трещинно-брекчиевые зоны. Поскольку поверхностей резонанса, план- или субпараллельной земной поверхности, появится несколько, то возможно возникновение нескольких субгоризонтальных план-параллельных зон растяжения (сжатия). Если в расслоенном чехле имеется ряд отражающих поверхностей, обусловленных различиями физических свойств смежных толщ, то, кроме дневной (самой верхней) отражающей поверхности, появится система промежуточных экранов-отражателей, которые обусловят возникновение серии поверхностей сжатия и растяжения и, как следствие, формирование, с одной стороны, серии пологих трещинно-брекчиевых зон (в том числе субпластовых интрузий), с другой — зон расслаивания и сжатия.

Если волна определенной длины пробегает некоторый интервал (см. нижнюю часть фиг. 4), то на всех ее гребнях, соответствующих пучностям сжатия, возникают импульсы, порождающие условия, аналогичные показанным на фиг. 4 (в центре). Таким образом, при двухъярусном строении неизбежно формируются протяженные зоны растяжения (и сжатия), субпараллельные поверхности Земли и по-

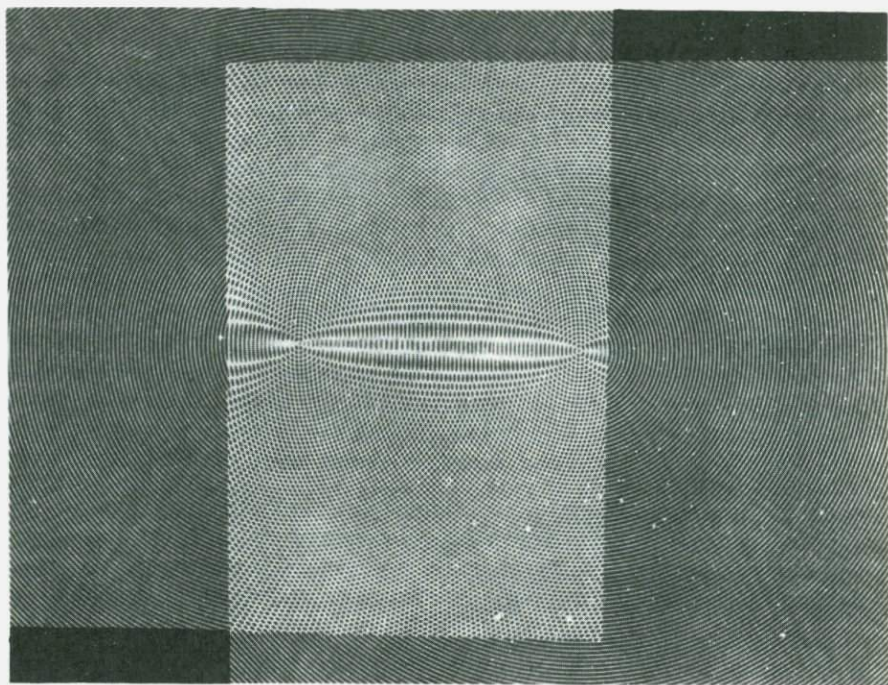


Фиг. 4. Гиперболические и эллиптические резонансные поверхности как результат интерференции отраженного от поверхности Земли волнового фронта, порожденного глубинным источником. a — гиперболы интерференции; точками обозначен эллипс интерференции

верхностям раздела слагающих чехол толщ, т.е. системы план-параллельных "согласных" с залеганием осадочно-вулканогенных толщ или косесекущих их трещинно-брекчиевых зон и зон отслоения. Вдоль таких зон могут не только циркулировать потоки (в том числе гидротермальные), но и проникать магма, давая начало силлам, механизм формирования которых до сих пор удовлетворительно не объяснен.

Итак, механизм образования ослабленных растяжением зон, а также тех зон, в которых формируются силлы и рудные залежи, един. Поэтому пластообразные рудные залежи, локализованные в пологих зонах растяжения, могут иметь различные размеры и представлять значительный практический интерес.

Рассмотрим теперь ситуацию, когда между фокусами F_0 и F_1 расстояние сравнительно с длиной волны настолько велико, что гиперболические поверхности интерференции возникают как побочный эффект. Согласно А. Дюрелли и Б. Парксу ([8], стр. 94, фиг. 2, 4), эту ситуацию иллюстрирует муар, в центре которого образуется резко удлинённый эллипс (фиг. 5), представляющий в трехмерном пространстве веретенообразное тело (на фиг. 4 показано точками). Это тело по бокам сопровождают две меньшие по размеру гиперболы, которые представляют разностные интерференционно-резонансные поверхности. Между эллиптическими поверхностями резонанса, соответствующими пучностям растяжения, расположены поверхности сжатия, где деформация отрыва практически отсутствует. Возникает структура эллипсоидов, вложенных один в другой. Центральная часть такой сложной структуры как наиболее нарушенная представляет собой зону интенсивных отрывных деформаций, за ней следует зона сжатия (уплотненных пород), затем более крупная по размерам, но



Фиг. 5. Муар от наложения двух сеток concentрических окружностей равного шага при большом расстоянии между их центрами. В области между центрами видны суммарные муаровые полосы, а по бокам от центров — разностные (по Д. Дюрелли, В. Парксу)

более слабая по интенсивности — зона растяжения и т.д. Положение чередующихся зон сжатия и растяжения, образующих в целом удлиненную четку, определяется пространственным положением центров сеток concentрических окружностей. Если эти центры расположены вдоль горизонтальной линии, то возникает система горизонтальных четок (линзовидных тел), если вдоль вертикальной прямой, то ствольная система. В этих двух взаимно ортогональных ("крайних"), а также любых промежуточных случаях длина четки определяется расстоянием между центром, генерирующим волны напряжения, и поверхностью, их отражающей.

Перейдем к геологической интерпретации муаровой модели. Поскольку центр, генерирующий волну, всегда расположен на некоторой глубине, максимальная протяженность вертикального веретена (ствола) не больше, чем расстояние от этого центра до поверхности Земли. Однако, поскольку любая отражающая поверхность становится "самостоятельным" центром, генерирующим волны, а таких поверхностей может быть несколько, возможны как одиночные стволы, так и вертикальные (то суживающиеся, то расширяющиеся) ствольные системы. Если ниже поверхности Земли имеется еще хотя бы одна

отражающая поверхность, то в приповерхностной части стволовой структуры образуется (за счет гиперболы) раструб (чаша). Итак, периодичность и дискретность, фиксируемые в виде пояса четок, возможны как по простиранию, так и по восстанию.

Завершая рассмотрение муаровых эффектов для ситуаций, где верхней отражающей поверхностью оказывается поверхность Земли, важно констатировать, что в этих условиях неизбежно появление как план-параллельных (субгоризонтальных) чередующихся зон сжатия и растяжения, так и радиальных (стволовых) четковидных систем. Поскольку формирование и тех и других обусловлено единым механизмом, их конкретное проявление определяют: а) положение генераторов волн относительно земной поверхности и длины волн; б) геологическое строение и физические свойства пород как цоколя, так и чехла, обуславливающие не только положение в пространстве отражающих поверхностей, но и скорость распространения волн напряжения.

Анализ муаровых эффектов согласуется с результатами экспериментальных исследований ([11], стр. 579, рис. 5).

ВЫВОДЫ

1. Волны напряжения, отражаясь от поверхности Земли и других поверхностей раздела, создают встречные волновые фронты, интерференция которых приводит к формированию каркасных резонансных зон, состоящих из субгоризонтальных и субвертикальных систем растяжения-сжатия. В условиях боковых структур интерференция создает не только взаимно ортогональные каркасные дизъюнктивные системы, но и промежуточные (наклонные) трещинно-брекчиевые структуры. Все они, являясь зонами повышенной проницаемости, могут служить и путями движения потоков вещества (расплавы, гидротермы, газовые струи) и благоприятными для формирования руд ареалами, т.е. потенциально рудоносными (рудолокализирующими) структурами.

2. Волновой механизм формирования трещинно-брекчиевых ареалов позволяет прогнозировать места возможностей локализации скрытого оруденения в известных рудных полях (что подтверждено на примере Коршуновского месторождения), а также намечать новые потенциально рудоносные районы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ангаро-Илимские железорудные месторождения. Госгеолтехиздат, 1960.
2. Архипенкова А.Я., Павлов В.А., Чердаков В.И. Нерюндинское железорудное месторождение. - Горный ж., 1973, № 7.
3. Богацкий В.В. Металлогеническая характеристика и прогнозная оценка метасоматического магнетитового оруденения юго-западной части Сибирской платформы. - Труды СНИИГТИМС, 1968, вып. 61.
4. Богацкий В.В. Иркинское-Братская рифтоидная зона и ее морфоструктурные рудоносные системы (на примере магнетитового оруденения). - Труды СНИИГТИМС, 1974, вып. 182.

5. Богацкий В.В. Структуры локализации магнетитового оруденения Сибирской платформы; механизм их формирования и проблема прогноза. — В кн.: Состояние и направление исследований по металлогении траппов, Красноярск, 1974.
6. Британ И.В., Горшков Г.В. Кординская группа железорудных месторождений в Среднем Приангарье. — Разв. и охрана недр, 1975, № 3.
7. Британ И.В., Машович Я.Г., Чечель З.И. Новые данные о геологии магнетитовых месторождений Среднего Приангарья. — Геол. и геофиз., 1974, № 11.
8. Дюрелли А., Паркс Б. Анализ деформаций с использованием муара. "Мир", 1974.
9. Лисий В.А., Тигунов Л.П. Перспективы расширения железорудной сырьевой базы Приангарья. — Разв. и охрана недр, 1975, № 3.
10. Лисий В.А., Паровой В.Д., Сизых В.В. Нерюндинское месторождение магнетитовых руд в Приангарье и его геолого-промышленное значение. — Разв. и охрана недр, 1971, № 3.
11. Разрушение. Т. 1. Микроскопические и макроскопические основы разрушения. "Мир", 1973.
12. Теокарис П. Муаровые полосы при исследовании деформаций. "Мир", 1972.
13. Шафрановский И.И., Плотников Л.М. Симметрия в геологии. Л., "Недра", 1975.

СТРУКТУРЫ ЖИЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ГЛУБИННЫХ УРОВНЕЙ

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Зависимость структуры гидротермальных рудных месторождений от глубины их формирования проявляется в вертикальной структурной зональности отдельных месторождений и особенностях строения месторождений различных генетических типов.

Вертикальная структурная зональность месторождений, начало исследования которой было положено работами А.В. Королева и В.М. Крейтера, свойственна различным гидротермальным месторождениям жильного типа – полиметаллическим, золоторудным, медным и др. Общей чертой ее выражения является упрощение строения зон разрывных деформаций с глубиной, смена зон брекчирования, линейных зон трещиноватости простыми по строению зонами разломов, смена разрывных нарушений зонами пластических тектонитов и др. Тенденции таких изменений рудоконтролирующих нарушений, в частности, устанавливаются на вертикальных интервалах 0,5–1,5 км, сопровождаясь изменениями морфологии и внутреннего строения рудных тел. Структурная зональность фиксируется нередко в однородных породах, что позволяет анализировать изменение деформаций при смене P – T условий как функции глубины.

Сопоставление структурных особенностей месторождений, образованных на различных глубинах, значительно расширяет и усложняет возможности выявления таких функциональных зависимостей.

Формирование месторождений на определенных глубинах обусловлено суммой факторов, среди которых главенствующими являются геолого–геохимические. В общем виде роль последних отражена в минералого–геохимических особенностях месторождений различных глубинных уровней, в различии их соотношений с магматизмом, что в свою очередь служит показателем связей месторождений с различными источниками [13]. Поскольку месторождения определенных глубинных уровней образуются в различные периоды тектономагматического развития земной коры, выделить непосредственное влияние фактора глубинности на структуру месторождений весьма сложно. Так как основная цель – установление особенностей формирования месторождений определенных глубинных уровней, то абстрагирование от влияния геолого–геохимических факторов на рудообра-

зование было бы неправильным по существу. Таким образом, фактор глубинности формирования структур месторождений нами воспринимается как геолого-исторический, а не чисто тектоно-физический.

Специфика тектоно-магматических процессов, с которыми связано развитие рудных жил на определенных глубинных уровнях, в основном отражается в различных соотношениях рудоконтролирующих элементов структуры, в качестве которых выступают разрывные нарушения, складки, магматические тела и их комбинации с рудоносными нарушениями. В общем виде эти соотношения фиксируются при изучении особенностей месторождений в различных структурных этажах и ярусах [8, 14].

К месторождениям жильного типа вполне приложимы представления о тектонических, вулканогенных и плутоногенных структурах, введенные Г.Ф. Яковлевым [19] и В.И. Смирновым. Структурообразующая роль интрузивной и вулканической деятельности, как известно, может выражаться в механическом воздействии поднимающейся магмы на вмещающие породы (деформации типа штампа и др.), дроблении пород при эксплозивных процессах и действии газовых струй, а также в образовании контракционных трещин в телах магматических пород, трещин отслоения во вмещающих породах при остывании интрузивов и др. При существенном отставании во времени проявления рудной минерализации от вулканической интрузивной деятельности роль последней в формировании структур месторождений также может быть весьма существенной в силу унаследования ранней трещиноватости либо в связи с влиянием интрузивных и вулканогенных тел на особенности развития наложенных тектонических деформаций.

Из этого следует целесообразность выделения вулканотектонических и интрузивно-тектонических структур, при формировании которых вулканические и интрузивные образования могли играть как активную, так и пассивную роль. Для сопоставления структур разноглубинных месторождений выбран путь выделения для каждого из них главного (общего) структурного элемента, объединяющего систему более частых структурных элементов, развитие которых в рудный период привело к формированию месторождений. С этих позиций обычно рассматриваются рудные поля, что четко отражено в существующих классификациях рудных полей Н.И. Бородаевского, А.В. Королева, В.М. Крейтера, В.И. Смирнова. Главные рудоносные структурные элементы отвечают локальным рудоносным структурам, обычно выделяемым при металлогенических исследованиях рудных районов и полей. В работе анализируются структуры золоторудных жильных месторождений, которые позволяют проследить особенности структур месторождений на всех доступных для изучения глубинных уровнях. Ближкую по представительности группу образуют разноглубинные свинцово-цинковые месторождения, многие особенности структуры которых, как видно из работ Ф.И. Вольфсона, Е.М. Некрасова и других, близки к золоторудным.

На основании реставрации геологических разрезов рудоносных территорий и косвенных данных уверенно выделяются малоглубинные месторождения золота и с меньшей степенью обоснованности — среднеглубинные и глубинные с определением положения верхней границы распространения оруденения от палеоповерхности в 0,2–1, 2–3 и более 3 км, соответственно [2, 9–11, 13]. Общий диапазон развития жильных рудных тел оценивается в 6–8 км. Большинство малоглубинных месторождений характеризуется вертикальным интервалом развития оруденения 0,2–0,6 км, иногда рудные тела прослеживаются до 1 км. Для среднеглубинных месторождений вертикальный диапазон распространения оруденения более широк — 0,3–1,5 км. Среди них наиболее часто встречаются месторождения, выдержанные на глубину. Месторождения больших глубин прослеживаются на глубину до 1,5–3,5 км.

Глубинность формирования жильных золоторудных месторождений определенно увязывается с их приуроченностью к районам с различной историей геологического развития и положением в тех или иных структурных этапах и ярусах [14]. Малоглубинные месторождения в основном устанавливаются в молодых складчатых областях, вулканогенных поясах и областях активизации. Для палеозойских эвгео-синклинальных и миогеосинклинальных зон более характерны среднеглубинные месторождения. К глубинным относятся, как правило, месторождения, расположенные в докембрийских щитах.

Применительно к жильным золоторудным месторождениям можно выделить следующие основные категории главных структурных элементов: 1) сосредоточенные разрывы; 2) линейные зоны разрывных деформаций; 3) тектонические блоки; 4) вулcano-тектонические постройки; 5) интрузивно-тектонические постройки; 6) складчато-блоковые постройки; 7) складчато-разрывные постройки; 8) складчатые структуры; 9) зоны пластических деформаций.

Жильные и жилообразные тела, развитые в структурах различных категорий, различаются также и по механизму их минерального выполнения.

СТРУКТУРЫ МАЛОГЛУБИННЫХ ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Жильные тела малоглубинных месторождений локализируются главным образом в зонах сосредоточенных разломов, в зонах приразломных деформаций, в блоках, ограниченных разломами, а также в вулcano-тектонических постройках. Примером золоторудных месторождений, представленных единичной жилой, является месторождение Шуер, Румыния [21]. На этом месторождении жила приурочена к нарушению типа раздвига. Минеральное выполнение жилы относительно однородное. В кварце отмечаются обломки пород кристаллического фундамента, не вскрытого выработками. Рудовмещающее нарушение здесь расположено вблизи нека андезитовых порфиритов, но непосредственной связи с этим телом не имеет. На других месторожде-

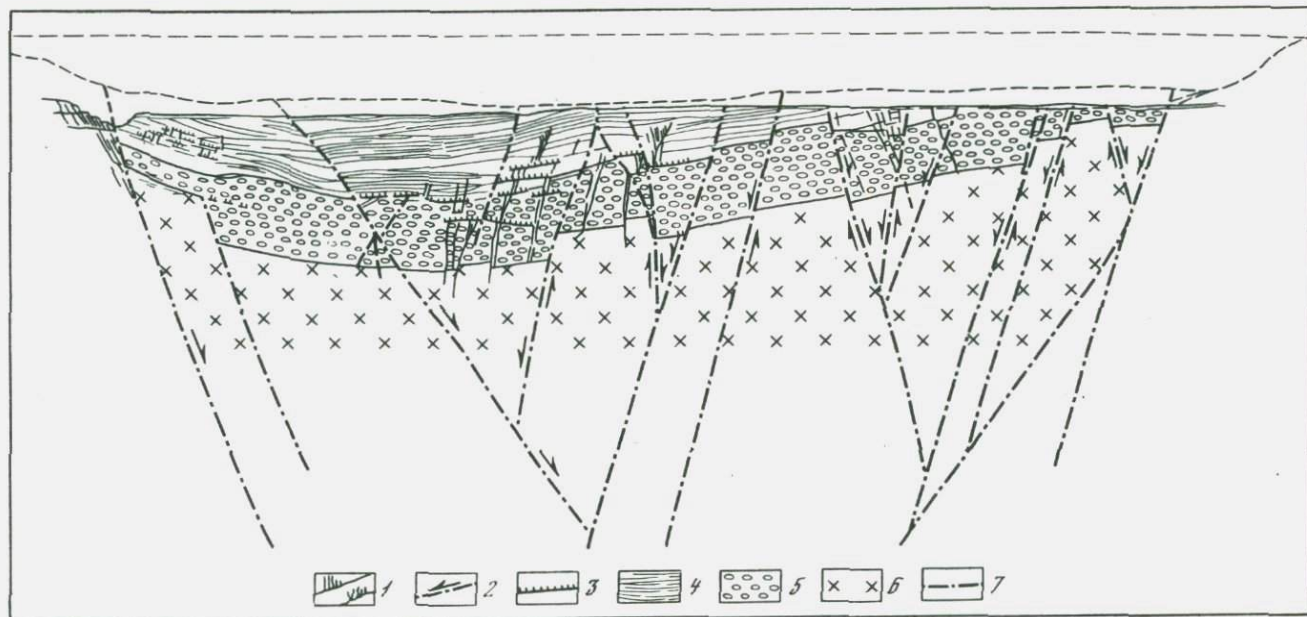
ниях – Бая–Сприе (Румыния), Комсток (США), Кремнице (ЧССР) крупные жилы локализируются в сбросо–сдвиговых нарушениях, развиваясь совместно с более мелкими жилами в оперяющих трещинах или в соседних зонах подчиненных разломов. Такие жилы образуют жильные зоны, строение которых с глубиной, как правило, упрощается. Закономерности строения жильных тел здесь определяются тектоническими перемещениями по крупным рудовмещающим и безрудным разломам.

Структуры типа рудоносных блоков, вмещающих жилы, жильные зоны и штокверки, среди малоглубинных месторождений достаточно разнообразны. Наиболее характерны рудоносные грабены, вмещающие кварц–золоторудные месторождения Балей (Забайкалье) (фиг. 1), Репаблик (США), Эль–Оро (Мексика). Рудовмещающими здесь служат относительно крупные сбросы, ограничивающие грабены, но чаще сопряженные с ними разрывные нарушения и зоны мелкой трещиноватости. Отличительной чертой рудоносных грабенов, выполненных стратифицированными отложениями орогенного этажа, служат рудоконтролирующие пологие нарушения, которые в благоприятных участках являются и рудовмещающими.

В вулканических поясах развиты и рудоносные блоки типа горстов. Они сложены пологозалегающими лавовыми и пирокластическими вулканитами, силлами субвулканических пород при подчиненной роли крутопадающих субвулканических тел и взрывных брекчий. К этому типу относятся месторождения Северо–Востока СССР, Кураминской провинции, района Бая–Маре (Румыния). Для этих месторождений характерны жильные зоны, жилы и жильобразные тела, контролируемые секущими и почти согласными, по отношению к залеганию вмещающих пород, крутопадающими и пологими нарушениями типа сбросов, взбросов, надвигов, обычно с существенными сдвиговыми составляющими. Рудные блоки различаются по форме, степени гетерогенности, внутреннему строению. Рудовмещающими в них, как правило, являются нарушения нескольких систем. Оконтуривание рудных блоков в целом – трудная задача.

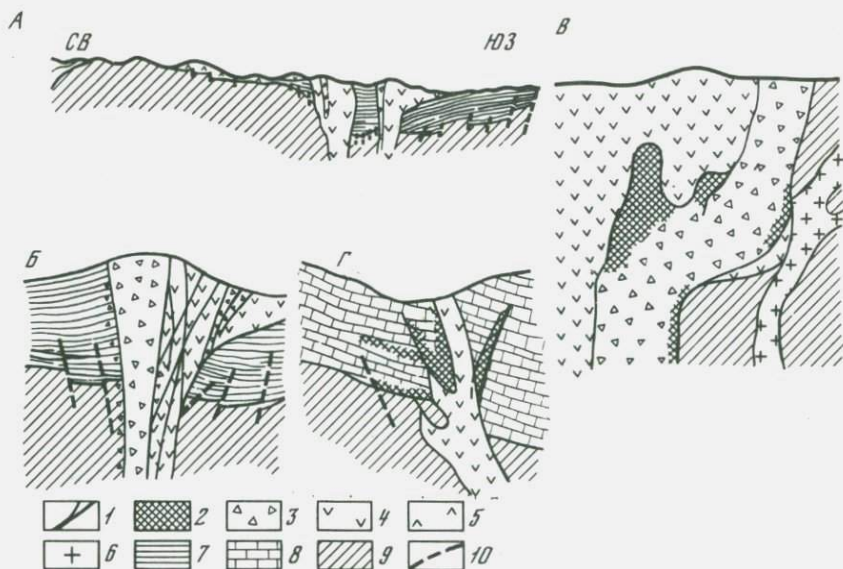
Рудоносные вулкано–тектонические постройки представляют собой локальные структуры, образованные в ходе тектонических дислокаций и энергии вулканических (и субвулканических) процессов. К ним относятся купольные постройки, кальдеры, эруптивно–взрывные аппараты и сложные вулкано–тектонические структуры с комбинацией тектонических и вулканических структурных элементов [19–21, 24].

Локальные купольные, принекковые структуры, связанные с субвулканическими телами, характерны для месторождений Трансильвании, хотя возможно, что роль субвулканических образований в структуре рудоносных площадей здесь нередко переоценивается. Признаки связи золоторудных жил с купольными поднятиями отмечаются для месторождений Кокомай, Вашиноси (Япония) [18, 19]. В принекковых структурах жилы преимущественно маломощные, средние по протяженности, контролируются сколовыми нарушениями.



Фиг. 1. Схематический разрез Балейского грабена

1 - кварц-золоторудные жилы; 2 - крутопадающие тектонические разрывные нарушения (стрелками показано направление перемещений); 3 - пологопадающие тектонические разрывы; 4 - песчаниковая толща с элементами слоистости; 5 - конгломераты; 6 - гранодиориты; 7 - вероятные границы эродированной надрудной толщи



Фиг. 2. Вулкано-тектонические рудоносные структуры гор Апусени [25]

А — разрез месторождения Рошия-Монтана; Б — строение рудоносного нека Кирник этого месторождения; В, Г — локальные структуры месторождения Бая-де-Ариеш; 1 — рудные жилы; 2 — минерализованные зоны с прожилково-вкрапленным и штокверковым оруденением; 3 — эруптивные брекчии; 4 — субвулканические андезиты, дациты; 5 — покровные андезиты; 6 — кислые интрузивные породы; 7 — кайнозойские осадочные отложения; 8 — мезозойские известняки; 9 — породы нижнего структурного этажа; 10 — разрывные нарушения

На месторождении Вашиноси развита жильная минерализация штокверкового типа. В районе Титириби (Колумбия) [19] лакколитовый купол третичных андезитов залегает на контакте докембрийских кристаллических и третичных осадочных пород. Помимо крутопадающих жил в андезитах и кристаллических сланцах, развиты пологие жилы на контактах горизонта конгломератов, разграничивающих кристаллические сланцы и андезиты.

Рудоносные структуры эруптивно-эксплозивного происхождения обычно комбинируются с описанными выше вулкано-тектоническими, но их роль в развитии рудной минерализации в ряде случаев (Рошия Монтана, Бая де Ариеш, Румыния) является определяющей (фиг. 2). К этим образованиям относятся значительные эксплозивные трубки, развитые в специфических структурах, такие как Кресонов раздв месторождения Крипл-Крик (США). Самостоятельные

небольшие месторождения в брекчиевых телах взрывного происхождения известны в других районах, например в Панаме [18, 19]. Для этих структур характерна жильно-прожилковая, штокверковая и вкрапленно-прожилковая минерализация, возникшая в значительной мере за счет трещиноватости взрывного и контракционного происхождения.

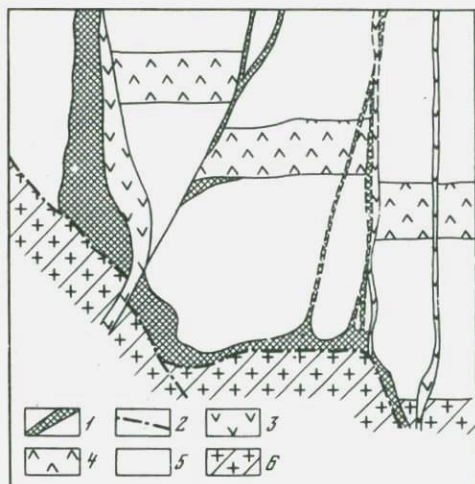
Классическим примером рудоносных вулкано-тектонических структур является кальдера Сильвертон (США) [16]. К сожалению, имеющихся литературных материалов недостаточно для детального анализа этой рудоносной структуры, уникальной по размерам. В пределах района правомерно выделение не менее двух локальных рудоносных структур: кальдеры и тринекковой, периферической. Они различаются по соотношениям радиальных и концентрических жил, роли трубообразных (сигарообразных) тел, общей интенсивности развития оруденения. Более локальные вулканические постройки установлены на месторождениях Вайхи (Новая Зеландия) и Сэкрыэмб (Румыния). На месторождении Сэкрыэмб жилы приурочены к вулканическому аппарату центрального типа. Характерно кустовое размещение жил по вертикали с сочленением их на глубине и сменой штокверковыми рудами [24].

СТРУКТУРЫ СРЕДНЕГЛУБИННЫХ ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среднеглубинные месторождения локализуются в зонах крупных разломов, в разнородных тектонических блоках, складках и складчато-блоковых структурах. К зоне крупного глубинного разлома приурочены месторождения рудного поля Мазер-Лод (США). Локальные рудоносные структуры здесь могут быть классифицированы как зоны приразломных разрывных деформаций. Они вмещают крупные жильные тела, приуроченные к главному разлому, а также мелкие жилы и прожилково-вкрапленную минерализацию, контролируемые мелкими разрывами и трещиноватостью [22].

В зоне глубинного разлома, разграничивающего две крупные структуры Южно-Верхоянского антиклинория, размещены простые и сложные жилы, линзы, прожилки и вкрапленная минерализация Нежданского месторождения.

Рудоносные блоковые структуры среднеглубинных месторождений весьма разнообразны. В активизированных платформенных областях они имеют четко выраженное двухчленное строение, определяемое залеганием на кристаллических породах фундамента стратифицированных карбонатных пород. Примеры рудных полей Лебединого (Якутия, СССР), Ледвилл (США) показывают, что для них характерны жилы нескольких систем, почти согласные, по отношению к слоистости платформенных карбонатных пород пластообразные залежи и более сложные по морфологии жилы-залежи, как это видно на Калтыконском месторождении (фиг. 3). Развитие рудовмещающих нарушений здесь четко контролируется малоамплитудными перемещения-



Фиг. 3. Сложная рудная залежь Калтыкконского месторождения

1 — рудные тела; 2 — разрывные тектонические нарушения; 3 — дайки апатитов, керсантитов; 4 — пластовые интрузивные тела сиенит-порфиров; 5 — доломиты, известняки; 6 — гранито-гнейсы

ми поверхности фундамента. Характерный структурный элемент, влияющий на размещение оруденения, пологопадающие силлы интрузивных пород. В рудном поле Лебедино, кроме того, наблюдаются сложные интрузивно-блоковые постройки с основным элементом структуры — лакколлитом. Лакколлитом определяется специфика развития и разрывных нарушений, и оруденения. Она выражается в образовании приконтактных скарноворудных залежей, с удалением от лакколита сменяющихся пластовыми залежами и радиальными малоомощными жилами.

В активизированных областях завершённой складчатости, как видно на примере золоторудных месторождений дарасунского типа в Восточном Забайкалье, рудоносные блоки имеют сложное гетерогенное строение. Для них характерны сложные жилы, системы жил одного или нескольких направлений.

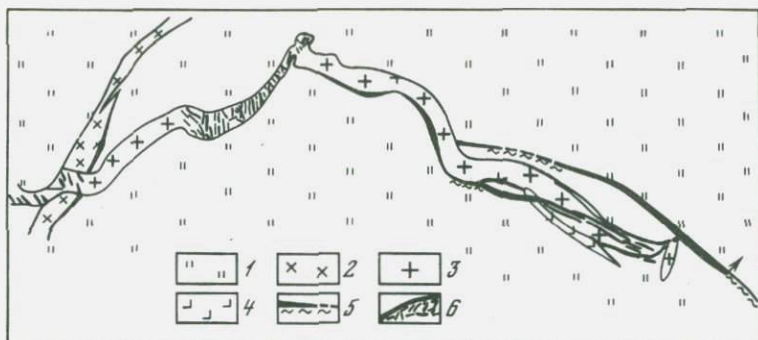
В складчатых областях широко распространены блоковые структуры, целиком или частично сложенные интрузивными породами. В относительно однородных блоках гранитоидных пород размещены жилы месторождений Центральное, Кочкарь (СССР), Родна (ЧССР). Жилы в этих месторождениях, характеризующиеся относительно простым строением, контролируются крутопадающими сколовыми нарушениями двух-трех систем. Если рудоносные блоки сложены интрузивными и вулканогенно-осадочными породами, золоторудные жилы локализируются в области контакта либо преимущественно в гранитоидах. На примере Аксуйского, Степнякского месторождений видно, что разрывная тектоника здесь контролировала размещение штокообразных интрузивов, а затем и рудных тел. При этом в рудный период диоритовые интрузивы выступали как основные структурные элементы. Характерно развитие на верхних горизонтах пологих жил, приуроченных к контракционным трещинам апикальных частей интрузивов. Эти жилы сочленяются с крутопадающими, контролируемыми

сколовыми нарушениями. Крутопадающие (30–50°) жилы развиты и в экзоконтакте интрузивных тел.

Сходная структура установлена на месторождении Джетыгара, где основное значение имеют пологозалегающие и наклонные жилы, в апикальной части интрузива [3]. К структурам рудоносных блоков, сложенных гранитоидными интрузивами, можно отнести также месторождение Грасс-Велли (Невада, США), напоминающее по структуре месторождения Степняк (СССР) и Чартерс-Тауэрс (Австралия). На месторождении Грасс-Велли развиты жилы одной системы, залегающие вдоль вытянутого гранодиоритового массива, а также наклонные жилы, пересекающие крутые контакты массива и выходящие во вмещающие амфиболиты или сланцы. Американские исследователи относят рудовмещающие разрывы к нарушениям надвигового типа. Упомянутое о небольшом эрозионном срезе вмещающего массива гранодиоритов.

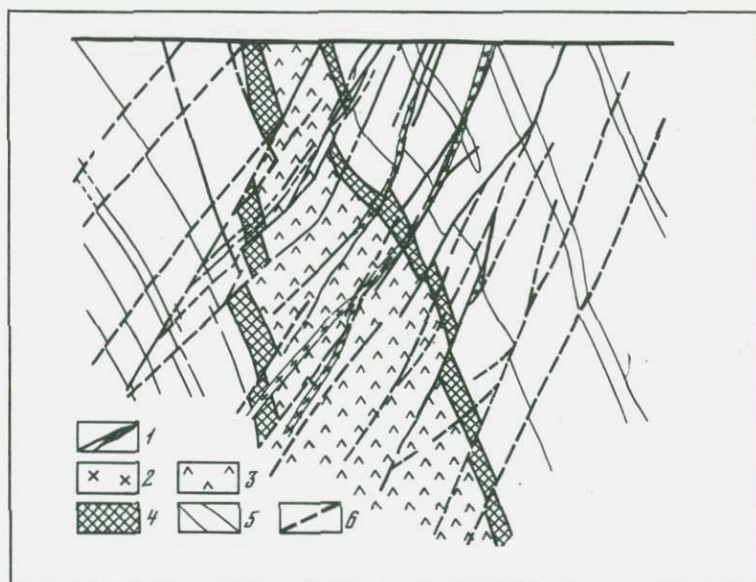
Месторождение Чартерс-Тауэрс отличается развитием двух основных систем рудовмещающих разрывов в пределах и вблизи гранодиоритового массива, прорванного дорудными дайками. Основной элемент структуры месторождения – гранодиоритовый массив – относится к доскладчатым образованиям [24]. Жилы локализируются в контактовой зоне массива с осадочными породами, где контролируются мелкими сколовыми нарушениями, складками волочения и скальвания, а также унаследуют контакты даек. Вдоль последних развиты узкие зоны кулисообразно расположенных простых жил и сложные жилы. Последние в зонах контактовой складчатости нередко ветвятся. В целом структура этого месторождения может рассматриваться как комбинированная – складчато-блоковая.

Роль интрузивных тел в развитии рудовмещающих разрывов в значительной мере определялась соотношением масс и условиями залегания интрузивных и осадочных пород, слагающих блок. На примере Бериккульского месторождения отчетливо видно, что в определенной структурной обстановке рудовмещающие разрывы могут ограничиваться локальным блоком пород с определенными физико-механическими свойствами. Здесь жилы одной системы заключены в вулканогенных породах между контактом крупного массива гранитоидов и пачкой карбонатных отложений и занимают поперечное положение по отношению к контактовым нарушениям. На северном участке Джеламбетского месторождения, где вулканогенно-осадочные породы прорваны штокообразным телом диоритов, жилы локализируются преимущественно в пределах интрузива. Это, очевидно, обусловлено более высокой компетентностью диоритов по сравнению со сланцами. Широко известна роль дайковых тел как локализаторов жильного оруденения, показанная Н.И. Бородаевским на примере месторождения Березовское. Сходной структурой характеризуется месторождение Морнинг-Стар (Австралия). В дайковых телах рудного поля Илова (ЧССР) лестничные жилы локализируются только на отдельных интервалах даек (фиг. 4), тогда как основное значение здесь имеют протяженные жилы, приуроченные к продольным ско-



Фиг. 4. Минерализованные дайки южной части Иловского рудного поля (ЧССР) в плане. По данным П. Моравена [26], с упрощениями

1 - метабазиты; 2 - кератофиры; 3 - диоритовые порфириды;
4 - спессартиты; 5 - разрывные нарушения; 6 - рудные жилы



Фиг. 5. Складчато-блоковая рудоносная структура (месторождение Бестюбе)

1 - рудные жилы; 2 - дайки порфиридов; 3 - диориты; 4 - контактовые роговики; 5 - алевролиты, песчаники, сланцы с элементами слоистости; 6 - разрывные нарушения

ловым нарушениям, согласным с направлением наложенного кливажа [26].

Если дайкоподобные интрузивные тела подчинены общей складчатой структуре вмещающей толши (западный участок месторождения Бестюбе, СССР), рудные жилы не обязательно локализируются в интрузивных породах. Соскладчатые разломы пересекают дайкоподобный интрузив, при этом в пределах интрузива лишь несколько усложняется строение жильной зоны (фиг. 5). С глубиной, по мере возрастания пластичности осадочных пород, роль диоритового штока как локализатора жил возрастает. Месторождение Бестюбе можно рассматривать и как пример складчато-разрывных построек, поскольку здесь основными рудоконтролирующими нарушениями являются соскладчатые разрывы. На одном участке жилы приурочены к синклиальной складке, в другом — к антиклинальной; отмечается оруденение и в участках сложного залегания пород.

Среди складчато-разрывных структур устанавливаются месторождения различной сложности — от простых выдержанных жильных тел в пологих внутриформационных нарушениях на крыльях крупных брахискладок (Саралинское) до сложных сочетаний жильных тел и зон гнездово-прожилковой минерализации, залегающих среди сильно дислоцированных песчано-сланцевых отложений (Мурунтау, Каракутан, СССР). В этих районах оруденение размещается как в антиклинальных, так и в синклиальных складках. В качестве рудоконтролирующих разрывных структур выступают соскладчатые продольные надвиги и взбросы, диагональные и поперечные нарушения. Сочетание соскладчатых и наложенных разрывов иногда приводит к сложному блоковому строению рудоносных участков. Рудные тела в этих месторождениях чаще представлены единичными жилами сложной морфологии, сопровождающимися извилистыми, непротяженными прожилками и линзами. Апофизы для таких жил не характерны. Редко в этих месторождениях встречаются и жильные зоны.

Своеобразными формами рудных тел отличается месторождение Жана-Тюбе (СССР), залегающее в дислоцированных вулканогенно-осадочных отложениях зеленокаменной фации метаморфизма. Жильные тела здесь имеют линзовидные или более сложные извилистые очертания, обусловленные приуроченностью их к наложенным зонам расщепления.

В качестве общей закономерности для месторождений этого типа можно отметить, что с усложнением структуры уменьшается интенсивность оруденения. В случае сложных сочетаний разрывных и складчатых структур, при отсутствии среди них ведущего элемента, жильное оруденение весьма рассредоточено, не выдержано на глубину.

Тип рудоносных структур с определяющей ролью складчатых форм представляет месторождение Бендига (Австралия), на котором развиты многоярусные седловидные жилы, залегающие в ядрах мелких антиклинальных и реже синклиальных складок. Со структурами отслаивания и межпластового скольжения связана локализация руд-

ных тел ряда месторождений в Верхояно-Чукотской складчатой области. Иногда золоторудные тела контролируются блокированными складками либо расположены в несколько ярусов в своде брахиан-тиклинальной складки между разрывными нарушениями.

К самостоятельному структурному типу следует отнести рудоносные зоны смятия — пластического течения во флишеидных толщах, известные на отдельных месторождениях Яно-Колымской складчатой области. Здесь развиты жилы различных морфологических типов — простые и сложные, плито- и четковидные, прямолинейные и сложноизвилистые, пегматитового характера. Они контролируются разрывами, развитыми среди линзовидных блоков более прочных пород, в зонах расланцевания или интенсивной складчатости. По условиям залегания жильных тел и их морфологическим особенностям яно-колымские месторождения близки к месторождениям района Джуно (Аляска) и Енисейского кряжа, отличаясь от последних меньшими температурами околожильных изменений.

Локализация жильного оруденения в зонах расланцевания — смятия наблюдается и в складчато-разрывных структурах, особенно на нижних горизонтах месторождений.

СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОЛЬШИХ ГЛУБИН

Среди месторождений больших глубин, к которым традиционно относят месторождения, залегающие в докембрийских породах, можно выделить две группы: близкие по рудоносной структуре к среднеглубинным; характеризующиеся специфическими "глубинными" рудоносными структурами.

Первую группу в основном представляют месторождения протогеосинклинальных областей Канады и Австралии. Среди них можно выделить блоковые рудоносные структуры с ведущей ролью секущих разломов и складчато-блоковые рудоносные структуры с определяющим значением соскладчатых разломов и согласных разрывных нарушений.

Вторую группу составляют докембрийские месторождения в зонах расланцевания и сложной складчатости. К ним относятся месторождения районов Колар (Индия), Поркьюпайн (Канада), Енисейского кряжа, локализующиеся в зонах напряженной складчатости.

Блоковые рудоносные структуры достаточно разнообразны. Наиболее ярким примером структур этого типа является месторождение Керкленд-Лейк в Канаде [17, 27]. Это вытянутая примерно на 6 км зона крупного разлома, контролирующего размещение протяженного сложного дайкоподобного тела сиенитов. Последнее сопровождается серией даек такого же состава, соединяющихся с главным телом или расположенных около него. Главный рудоконтролирующий разлом пересекает блок примерно вдоль его центральной части и рассматривается как сброс с амплитудой дорудного перемещения около 400 м. Золото-кварцевые тела залегают вдоль текто-

нической зоны, иногда в ее пределах, а также приурочены к оперяющим нарушениям. Характерный элемент структуры месторождения — поперечные разломы, относимые американскими исследователями к послерудным. Анализ схематической карты месторождения, приведенной В. Варду [27], показывает, что эти разломы, вероятно, до-рудные по заложению. Они отчетливо влияют на внутриблоковое размещение жил, разграничивая различные по строению участки основной жильной зоны. Жильная зона вытянута вдоль главного разлома и включает простые жилы, ориентированные субпараллельно либо диагонально по отношению к его простиранию.

Системами сколовых нарушений контролируются простые слабо извилистые кварц-золоторудные жилы канадских месторождений Ламак, Сигма, Бевкон, Норсмен и др. Эти жилы расположены закономерно по отношению к складчатым формам докембрийских вулканогенно-осадочных пород (Кохинор, Карибу, Норсмен) либо интрузивным массивам или зонам секущих разломов. Канадские исследователи [15] приводят примеры не только собственно жильных, но и линзовидных золотоносных кварцевых тел, локализующихся в изгибах рудоконтролирующего разлома по простиранию (месторождение Квесабе). Описаны зоны штокверкового строения с преобладающей одной или несколькими системами прожилков в карбонатизированных осадочных породах (Керр-Эдисон) и дайках (Хуовой Хасага). Отмечаются также структуры, включающие системы жил одного направления (Ламак — близкое по структуре месторождению Бестюбе), зоны жильных тел двух систем — продольных и поперечных по отношению к основным структурным элементам рудоносных площадей (Бевкон).

В некоторых месторождениях рудовмещающими являются согласные синтриформационные нарушения, к которым приурочены простые жилообразные тела (Ред Лейк), сходные с межпластовыми жилами месторождения Саралинское. В приводимых канадскими авторами описаниях рудовмещающие разрывы характеризуются как взбросы, надвиги, сбросы, обычно связываемые со складчатостью, реже с перемещениями по более крупным разломам.

Морфологии жильных тел и их сочетаний в использованных нами работах уделяется мало внимания. Можно лишь понять, что основное значение имеют простые жилы и жильные зоны, хотя имеются примеры рудных тел, сложных по строению (Кохинор Уилленс). Размеры отдельных жил по простиранию редко превышают 1 км, как и глубина их распространения. Месторождение Керкленд Лейк, как и Йеллоунайф, по масштабам скорее является исключением.

Месторождение Калгурли (Австралия) приурочено к зоне интенсивной складчатости [23] и может быть отнесено ко второй группе. Вместе с тем здесь развиты жильные тела и минерализованные зоны, обычные для среднеглубинных месторождений, хотя и отличающиеся сложными сочетаниями и расположением. Очевидно, это месторождение, как и месторождение Йеллоунайф, следует отнести к пе-

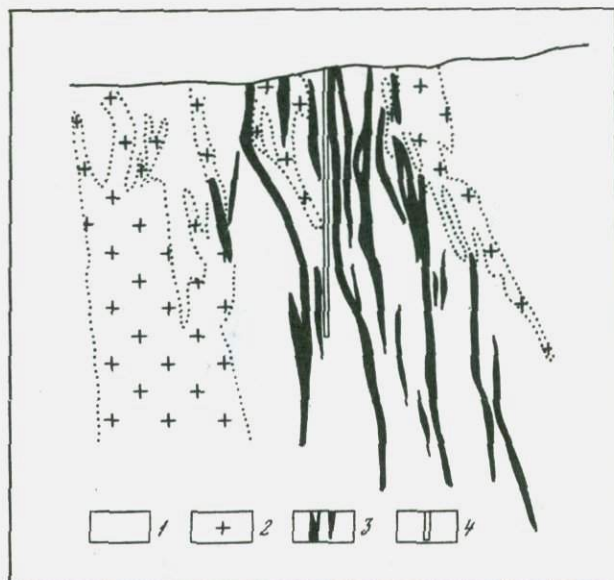
реходной группе. Они характеризуются преимущественным развитием минерализованных зон рассланцевания и дробления пород, а также присутствием тел жилообразного типа.

На месторождении Йеллоунайф кварцевые тела – жилы, линзы имеют большее значение, чем на месторождении Каугурли [17]. Рудоносные зоны, залегающие преимущественно в зеленокаменных породах, в районе Йеллоунайф занимают полосу примерно 25 км по простиранию и около 3 км в поперечнике. Зоны в пределах этой полосы рассредоточены, и их развитие подчиняется диагональным разломам. Иногда около разломов отмечаются сгущения зон. Отдельные зоны прослеживаются на расстоянии до 4 км, мощность их десятки метров. Кварцевые тела представлены как протяженными жилами кулисообразного строения, так и небольшими жилами и линзами, слагающими жильные зоны и зоны прожилково-штокверкового оруденения.

Описания месторождений, выделенных нами во вторую группу, приведены в целом ряде известных работ [7, 10, 17, 18]. Месторождения района Поркьюпайн расположены в интенсивно дислоцированных зеленокаменных породах с признаками двухэтапной складчатости. Строение складок крайне сложное, особенно в контактовых зонах с интрузивными порфиристыми телами, также претерпевшими значительный динамометаморфизм (трещиноватость, рассланцевание). Оруденение представлено сложными жилообразными телами, жильными и минерализованными зонами, залегающими как в смятых вулканогенных породах, так и порфирах (фиг. 6). Размещение их контролируется складчатостью, контактовыми поверхностями, зонами трещиноватости. Разрывные нарушения не вмещают оруденение и не влияют заметно на его локализацию. Мощность рудных тел колеблется от десятков сантиметров до 25 м. Протяженность их по простиранию и падению достигает нескольких сот метров. Общий вертикальный диапазон распространения рудных зон с кулисообразно размещенными рудными телами более 1,5 км.

Месторождение Колар приурочено к амфиболитовой толще со сложной складчатой структурой. Здесь также выделяются основные и наложенные складки; последним отводится решающая роль в локализации кварц-золоторудных тел [18]. Эти тела рассматриваются как жилообразные залежи, группирующиеся в протяженную зону (до 50 км). Сами залежи ("риффы") состоят из кулисообразно расположенных жил, прожилков, линз и гнезд, подчиняющихся элементам рассланцевания пород и даже мелким складкам. Протяжение залежи Чемпион риф – 8 км. Мощность залежей непостоянна и достигает 15–20 м, а в пережимах, где они представлены отдельными жилами или прожилками, составляет всего несколько сантиметров. Как известно, максимальная глубина выработок в районе Колар достигла 3330 м.

В месторождениях Енисейского кряжа оруденение контролируется зонами рассланцевания и складок волочения и обособляется в виде



Фиг. 6. Геологический разрез месторождения Холлинджер [7]

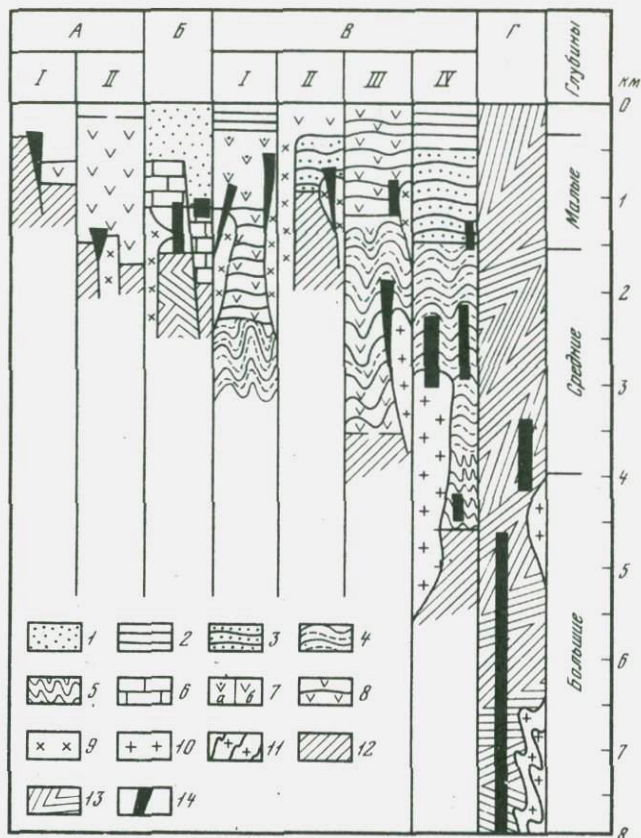
1 - вулканогенные породы; 2 - порфиры; 3 - жильобразные рудные тела; 4 - ствол шахты

сложных жильобразных тел. Эти месторождения - пример локализации глубинного оруденения в метаморфизованных осадочных породах [1]. Сложность морфологии рудных тел здесь находится в прямой зависимости от сложности складчатости.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР В УСЛОВИЯХ РАЗЛИЧНОЙ ГЛУБИННОСТИ

Характерными общими структурными элементами месторождений малых глубин являются субвулканические купольные постройки, кальдеры, опущенные блоки (грабены) и приподнятые блоки с пологозалегающими sillами субвулканических пород. Для них типичны сложные протяженные жилы, жильные зоны сложного строения, пучки и "кусты" жил, штокверки, а также сочетания пологих и крутых жил, иногда с трубо- и линзоподобными телами.

Месторождения средних глубин в основном залегают в благоприятных участках зон крупных разломов, в приподнятых блоках гетерогенного строения и телах гранитоидов (в складчатых толщах), а также в локальных складчатых постройках, осложненных разрывными нарушениями соскладчатого заложения. В этих месторождениях развиты простые жилы и жильные зоны, линзоподобные жилы,



Фиг. 7. Структурные и глубинные уровни образования золоторудных месторождений

А - в активизированных областях завершённой складчатости:

I - низы верхнего яруса орогенного этажа, II - низы нижнего яруса орогенного этажа; Б - в активизированных платформах: границы платформенного этажа с орогенным этажом и основанием; В - в подвижных областях: I - фронтальные зоны внедрения субвулканических интрузий, II - зоны контакта геосинклинального этажа и основания, III - зоны контакта верхнего и нижнего ярусов геосинклинального этажа и фронтальные зоны малых интрузий, IV - апикальные зоны батолитовых интрузий и зоны интенсивной линейной складчатости; Г - в докембрийских щитах: зоны напряжённой складчатости вблизи батолитов; в кристаллических сланцах на фронтах гранитизации

1 - осадочные отложения орогенного этажа; 2-5 - осадочные породы геосинклинального этажа: 2 - слабо дислоцированные отложения верхнего яруса, 3 - умеренно дислоцированные отложения среднего яруса, 4 - сильно дислоцированные породы нижнего яруса, 5 - интенсивно дислоцированные породы нижнего яруса; 6 - карбонат-

лестничные и седловидные жилы, образующие жилные поля, группы жил одной-двух систем, свиты жил (ярусного расположения). В целом в пределах рудоносных структур концентрация жил на средне-глубинных месторождениях меньше, чем на глубинных, где основное значение имеют неправильные залежи и кулисообразно расположенные жилы.

Специфика локальных рудоносных структур разных глубинных уровней, как и особенности морфологии золоторудных тел, отчетливо увязываются с общим характером проявления тектонических деформаций в земной коре на разных глубинах, а также со спецификой тектонического режима формирования рудных районов с неодинаковой историей геологического развития. Общие черты тектонических условий формирования локальных рудоносных структур на одном глубинном уровне отражены в деформационной природе рудоконтролирующих и рудовмещающих нарушений, а также в особенностях минерального состава рудных тел, текстур и структур руд.

Малоглубинные месторождения отличаются развитием протяженных ветвящихся разрывов, в основном сбросов с амплитудой перемещений $1/100 - 1/10$ длины разрыва. Образование таких разрывов, с позиций современной сейсмологии, связано с глубокофокусными дислокациями (землетрясениями), большими скоростями деформаций, высокими скоростями подвода упругой энергии, когда она полностью не поглощается существующим разрывом [4].

При небольших величинах всестороннего давления резко проявляется стрессовая природа рудоносных структур, выраженная в развитии сближенных одной-двух систем разрывов одного порядка. Стрессом объясняется и формирование кольцевых и полукольцевых разрывов, образуемых трещинами скальвания при конусоподобном распределении максимальных скальвающих напряжений [6].

Рудные тела формировались в основном в условиях активного действия растягивающих усилий с унаследованием древних разрывов и при существенном значении различий физико-механических свойств пород. С этим связано сложное внутреннее строение рудоносных структур, разнообразие жил и их сочетаний. Общие условия минералообразования характеризовались относительно высокими скоростями кристаллизации, преимущественным проявлением процесса вы-

Окончание подписи к рис. 7

ные породы платформенного этажа; 7 - вулканические комплексы; а - верхний ярус, б - нижний ярус; 8 - вулканогенно-осадочные отложения; 9 - субвулканические интрузивы; 10 - гранитоидные массивы; 11 - гранатизированные породы; 12 - породы фундамента в подвижных областях и платформах; 13 - интенсивно дислоцированные кристаллические сланцы на щитах; 14 - интервалы распространения оруденения

полнения пустот, четким разделением разновременных минеральных комплексов, многостадийностью процесса.

На средних глубинах в условиях всестороннего сжатия порядка 500–1000 атм, меньших возможностей блокового высвобождения материала в основном развивались сколовые трещины. Рудоконтролирующие нарушения формировались в период дополнительной складчатости, как соскладчатые разрывы. Трещиноватость формировалась в зависимости от анизотропии среды, преимущественно в отношении но менее пластичных породах и на границах различных по составу пород. Крупные единичные рудовмещающие разломы для средних глубин не характерны, что, очевидно, объясняется тем, что односторонние активные усилия возникали в более отдаленной связи с глубинными процессами. Рудоконтролирующие деформации однотипно проявлялись в значительных объемах пород, что привело к более рассредоточенному размещению рудовмещающих разрывов.

Минералообразование осуществлялось, очевидно, при более медленной циркуляции растворов; ранние минеральные комплексы, прежде всего главный их компонент – кварц, раскристаллизованы значительно, чем в малоглубинных месторождениях, несут явные признаки внутриминерализационных деформаций.

На больших глубинах характеризующихся всесторонним давлением 1000–2000 атм, рудоносные структуры представлены линейными зонами пластического течения пород, сформированными при активных сдвиговых усилиях. Образование рудоносных нарушений, как показано в работе В.И. Казанского [5], связано с медленно нарастающими, длительно действующими тектоническими напряжениями в ходе объемного сжатия. Вследствие этого процесса, как показали экспериментальные работы [12], развивалась межзерновая микротрещиноватость и происходило разуплотнение пород. Минеральные новообразования формировались в крупнозернистых агрегатах, наиболее энергетически выгодных в условиях больших давлений.

Таким образом, рудоотложение на различных глубинах происходило при существенно различающихся структурных условиях. Вместе с тем видно, что на одних и тех же глубинах могли образовываться месторождения с оруденением одного типа, но с различной структурой. Напротив, месторождения со сходной структурой могут различаться по глубине формирования на 1–2 км, а глубинные месторождения – более 2 км.

Общей закономерностью формирования жильных месторождений является приуроченность к определенным изменениям структурной обстановки по вертикальному разрезу земной коры. В связи с этим целесообразно выявление структурных уровней рудообразования (фиг. 7).

На малых глубинах структурные уровни приурочены: а) к интервалу развития отрицательных структур, сложенных породами орогенного этажа; б) к контактам пород верхнего яруса геосинклинального этажа (или образований орогенного этажа) с породами нижнего яруса, в зонах контакта пород орогенного этажа и основания. На средних глубинах размещение рудоносных структур контролирует-

ется: зонами контакта платформенного этажа и пород основания; зонами апикальных частей малых интрузий в породах верхних ярусов геосинклинальных этажей; надинтрузивными породами и апикальными частями гранитоидных интрузивов поздней и орогенной фаз геосинклинального магматизма. Месторождения размещаются также в средних частях геосинклинального этажа на границах толщ пород, различных по литологическому составу и физико-механическим свойствам.

Для месторождений больших глубин также намечаются два основных уровня рудообразования. Один характеризуется развитием порфировых интрузий в породах зеленокаменной фации, второй — пород амфиболитовой фации метаморфизма, верхними частями зоны гранитизации.

Указанные места локализации жильных золоторудных месторождений не исчерпывают всего разнообразия их положения в вертикальном разрезе земной коры. Эти закономерности, кроме того, не имеют общего характера. Они различны для районов с разной историей геологического развития.

Общей чертой локализации жильного оруденения является его тяготение к границам структурных ярусов и этажей, что обычно обусловлено резким изменением физико-механических свойств пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ рудоносных структур жильных месторождений различных глубин позволяет выделить определенные (типоморфные) структуры, которые присущи лишь одному из глубинных уровней. Наиболее специфичны и разнообразны структуры месторождений малых глубин, что обусловлено структурообразующей ролью вулканических процессов, контрастными проявлениями блоковой тектоники и развитием рудоконтролирующих разломов глубокого заложения.

Среднеглубинные месторождения в основном локализуются в тектонических блоках, интрузивно-тектонических и складчато-блоковых постройках.

Месторождения, обычно относимые к образованиям больших глубин, отчетливо разделяются на две группы: приуроченные к структурным элементам, свойственным большим глубинам (зоны напряженной складчатости и пластических тектонитов); близкие по структуре к среднеглубинным месторождениям.

В пределах каждого из выделяемых интервалов глубины рудообразования намечаются определенные структурные уровни локализации оруденения, положение которых зависит от конкретных условий геологического развития рудоносных территорий. Предпринятая попытка анализа локальных рудоносных структур как целостных геологических образований показывает возможность выявления объемных фигур месторождений и определения их типовых моделей, что представляется весьма важным как для разработки теоретических проблем рудообразования, так и для решения практических задач прогноза оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бернштейн П.С., Петровская Н.В. Золоторудное месторождение Советское (Енисейский кряж). – В кн.: Геология главнейших золоторудных месторождений СССР. Т. 4. М., 1954.
2. Бородаевская М.Б. Месторождения золота. – В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. "Недра", 1974.
3. Бородаевский Н.И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. – Труды ЦНИГРИ, 1960, вып. 35.
4. Гэзовский М.В. Основы тектонофизики. "Наука", 1975.
5. Казанский В.И. Рудоносные структуры активизированных областей Восточной Азии. "Недра", 1972.
6. Казаков А.Н. О сложных поверхностях максимальных скальвающих напряжений и ориентировка трещин. – В кн.: Механика литосферы. "Наука", 1974.
7. Линдгрэн В. Месторождения золота и платины. Перев. с англ. М.–Л., Цветметиздат, 1932.
8. Особенности структур гидротермальных рудных месторождений. "Наука", 1968.
9. Радкевич Е.А., Моисеенко В.Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке. – В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. "Наука", 1966.
10. Рожков И.С. Среднеглубинные золоторудные месторождения. – Геол. рудн. месторожд., 1971, № 5.
11. Рожков И.С. Близкоповерхностные месторождения золота. – Геол. рудн. месторожд., 1973, № 3.
12. Павлов Н.Н., Фомин А.А. Необратимые деформации горных пород под действием напряжений, подобных тектоническим, и их влияние на коллекторские свойства пород и давление насыщающих породу флюидов. – В кн.: Механика литосферы. "Наука", 1974.
13. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений. – В кн.: Рудные формации. Т. 2. "Наука", 1976.
14. Сафонов Ю.Г. Структурные особенности золоторудных месторождений в областях с различной историей геологического развития. – В кн.: Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1973.
15. Структурная геология рудных месторождений Канады. "Мир", 1964.
16. Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. – В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. "Мир", 1964.
17. Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). "Недра", 1972.
18. Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). "Недра", 1974.
19. Яковлев Г.Ф. Тектонические и тектоно-магматогенные структуры рудных полей и месторождений. – Сов. геология, 1968, № 3.
20. Яковлев П.Д., Оленин В.В., Котляр В.Н. Структурные типы рудных полей и месторождений, связанных с вулканическими жерлами. – В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. "Недра", 1965.
21. Borkos M., Lang B., Bostinesky S. et al. Consideratei privind activitatei metallogenetică asociatăandezitelor piroxene Pontiene din Muntii Gutii

- (Zacamintele Herja, Baia Sprie si Suior). – In: Study Geologica si metallogenetica in masivul eruptive Gutu. Bucuresti, 1973.
22. Emmons W.H. Gold deposits of the world. N.Y. – London, 1937.
 23. Geology of Australian ore deposits. Melbourn, 1953.
 24. Giusca E., Cioflica G., Udubasa Ch. Metallogenesis associated to Neogene volcanism in the Romaniau Carpathians. – Rev. Roum. Geol. Geoph. Geogr., Serie de Geol., 1969, t. 13, N 1.
 25. Inovici V., Giusca D., Chitulescu T.P. et al. Evolutia geologica a geologica a Muntilor Metalifer. Acad. Republica Socialistă România, Bucuresti, 1969.
 26. Sbornic geologických ved. Loziskova, geologie. Mada L. 6, svazek 13. Praha, 1971.
 27. Structural geology of Canadian ore deposits. Montreal, 1948.

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

Количество золота, полученного из месторождений, приуроченных к терригенным толщам, составляет не менее 70% его общей мировой добычи. Примерно 4/5 этого количества относится к экзогенным образованиям (современные россыпи и древние золотоносные конгломераты), однако и оставшаяся часть обеспечивает существенный вклад в общую добычу золота.

Особую, наиболее интересную в практическом отношении группу среди эндогенных месторождений золота в терригенных толщах составляют месторождения с широким рассредоточением золотой минерализации. Это предопределяет нередко значительные размеры рудных полей, но вместе с тем усложняет их изучение и обуславливает дискуссионность вопросов генезиса оруденения. Рассредоточенность золота среди терригенных толщ, для которых в целом не может быть исключена и экзогенная золотая минерализация, при значительной роли литологического контроля оруденения приводит некоторых исследователей к представлениям о ведущем значении гипергенных процессов в формировании золоторудных месторождений этого типа.

Авторы изучали месторождения золота с рассредоточенным оруденением в терригенных толщах Средней Азии и Сибири. На всех рудных полях при этом установлено обычное для гидротермальных месторождений многостадийное формирование оруденения, а в ряде случаев удалось выделить также отдельные этапы гидротермального процесса, разобщенные внедрением даек.

Минеральный состав всех изученных месторождений относительно прост. Главные минералы — кварц, слагающий прожилки, а иногда отдельные мощные жилы, и сульфиды, среди которых резко преобладают пирит и арсенопирит. Сульфиды образуют либо прожилки, либо вкрапленность метакристаллов различного размера. Весьма существенной особенностью минерального состава пород, вмещающих месторождения характеризуемой группы, является присутствие в них сингенетичных сульфидов (в основном пирита). Эти сульфиды, перекристаллизованные при метаморфических преобразованиях пород и гидротермальных процессах, иногда весьма трудно отличить от собственно гидротермальных, и поэтому относительное количество их оценивается разными исследователями по-разному.

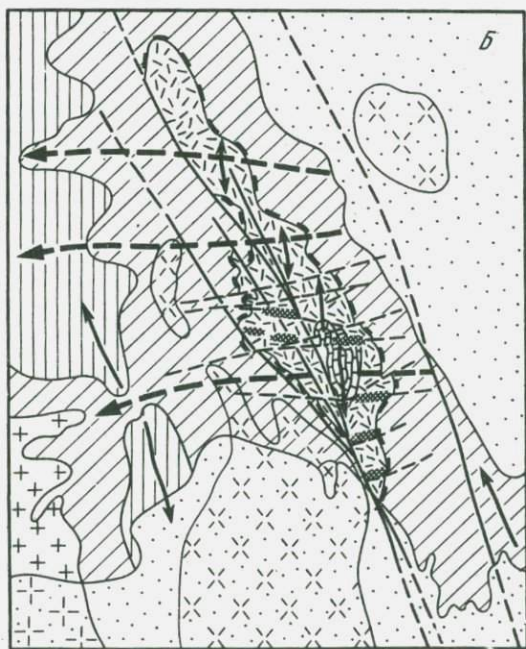
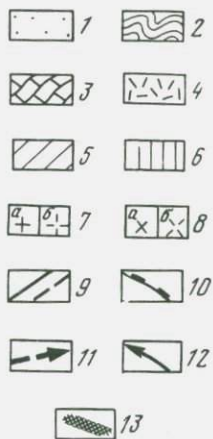
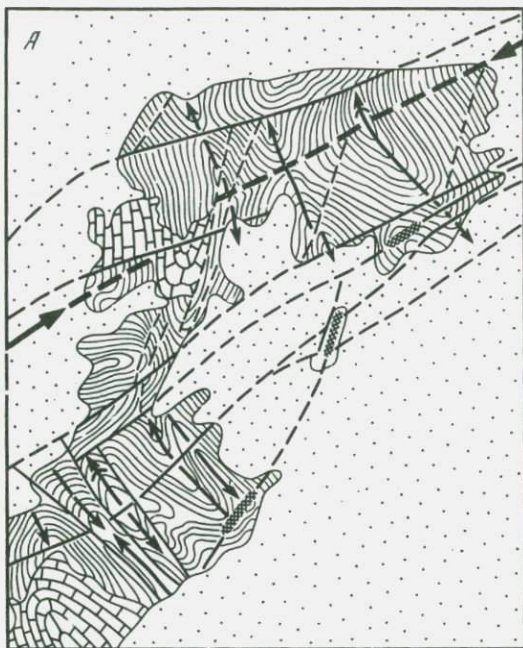
Кроме пирита и арсенипирита, на некоторых рассматриваемых месторождениях из рудных минералов встречаются пирротин, шеелит, галенит, сфалерит, антимонит и др., но всегда в подчиненных количествах.

Соотношения жил, прожилков и вкрапленности, обуславливающие общий облик месторождений, очень различны. На одних месторождениях развиты мощные жилы кварца, в ореолах которых распространены различно ориентированные зоны сульфидных и кварцевых прожилков при подчиненном и относительно локальном развитии вкрапленности сульфидов. При этом, как правило, значительная часть золота и наиболее высокие его содержания приурочены к кварцу. В других месторождениях мощные кварцевые жилы отсутствуют, и резко преобладает оруденение, представленное прожилками кварцевого сульфидного и смешанного состава, причем последние наиболее золотоносны. Выделяются месторождения с преимущественным развитием вкрапленности сульфидов, где кварцевые жилы и прожилки занимают подчиненное положение и не несут промышленных скоплений золота.

При изучении месторождений характеризуемого типа важен вопрос о причинах образования рудных полей крупных размеров при значительной рассредоточенности в них минерализации. Проведенные исследования позволяют считать, что и то и другое определяется прежде всего условиями локализации месторождений и структурно-литологической обстановкой во время их формирования.

Характерными особенностями геологической позиции изучавшихся месторождений рассматриваемого типа являются приуроченность их к интенсивно дислоцированным и рассланцованным породам, а также локализация в узлах сочленения разнонаправленных и разновозрастных пликтивных и дизъюнктивных нарушений. Вероятно, существенное значение имеет и приуроченность рудных полей к экзоконтактовым зонам не вскрытых на уровне современного эрозионного среза гранитоидных массивов.

Локализация месторождений рассматриваемой группы в узлах сочленения разнонаправленных дислокаций установлена наиболее отчетливо в Средней Азии. Здесь на изученной золотоносной площади на фоне повсеместно распространенной складчатости широтного и восток-северо-восточного направления и сопряженных с ней систем разломов установлено присутствие зон дислокаций субмеридионального — север-северо-западного простирания. Рудные поля расположены либо непосредственно в узлах сочленения наиболее интенсивно проявленных складчатых и разрывных нарушений различного направления, либо на периферии таких узлов. В первом случае рудоконтролирующее значение имеют как зоны крупных разрывов, так и мелкие дополнительные складки с простиранием осей, резко несогласным относительно главных складок. Характерные примеры приуроченности золоторудных полей Средней Азии к узлам пересечения разно ориентированных дислокаций приведены на фиг. 1.



В рудных полях, расположенных на периферии узлов сочленения разнонаправленных дислокаций, поперечные нарушения проявлены менее отчетливо. Это в основном ступенчатые перегибы слоев, расположенные вкрест их простирания. Однако влияние поперечных структур на локализацию и морфологические особенности рудных тел и в этом случае весьма значительно.

Региональный геологический анализ показал, что на изученной авторами площади Средней Азии близмеридиональные структуры по сравнению с широтными и восток-северо-восточными проявились в более позднее время. Складчатость субширотного простирания и сопряженные с ней разломы, в том числе разрывные нарушения типа шарьяжей, формировались на стадии ранней инверсии геосинклинального режима, до внедрения гранитоидов, а субмеридиональные север-северо-западные разломы и сопровождающие их пликвативные дислокации синхронны с общим сводовым поднятием района на орогенном и посторогенном этапах и с проявлением гранитоидного магматизма. Золотое оруденение, контролируемое узлами сочленения разнонаправленных дислокаций, достаточно отчетливо датируется, таким образом, как послегранитоидное.

На площади одного из изучавшихся авторами месторождений Сибири совмещение разновозрастных дислокаций выражено менее отчетливо, чем на рудных полях Средней Азии. Прожилково-вкрапленное оруденение приурочено здесь к относительно непротяженному отрезку антиклинальной складки, осложняющей крупный синклиниорий. Поперечные субмеридиональные нарушения на рудном поле развиты ограниченно, представлены нечеткими тектоническими трещинами, и

Фиг. 1. Приуроченность золоторудных полей Средней Азии к узлам сочленения разно ориентированных пликвативных и дизъюнктивных нарушений

А — к сочетанию двух систем разрывов с крупной антиклинальной складкой северо-восточного направления и серией наложенных близмеридиональных складок; *Б* — к сочетанию субширотных складчатых структур с зоной разломов северо-западного простирания и серией сопряженных с ними близмеридиональных складок

1 — отложения мезо-кайнозоя; *2* — терригенная толща; *3* — карбонатные отложения; *4* — вулканогенно-терригенная толща; *5* — кремнистые сланцы, доломиты, песчаники; *6* — песчаники, сланцы; *7* — граниты: *а* — обнажающиеся на поверхности, *б* — перекрытые мезо-кайнозойскими отложениями; *8* — гранодиориты и диориты: *а* — обнажающиеся на поверхности, *б* — перекрытые мезо-кайнозойскими отложениями и залегающие под палеозойскими толщами; *9* — тектонические разломы; *10* — подошва тектонического покрова; *11* — оси крупных складок; *12* — оси наложенных и сопряженных с разломами близмеридиональных складок, стрелками показано погружение шарниров складок; *13* — участки проявлений золоторудной минерализации

влияние их на локализацию оруденения, по-видимому, невелико, хотя некоторые исследователи и считают его более значительным.

Вместе с тем наложение на антиклинальную складку дополнительных дислокаций и приуроченность рудной зоны именно к участку их развития несомненны. Особенно отчетливо это устанавливается при сопоставлении степени дислоцированности пород в осевой зоне антиклинали в рудном поле и за его пределами. На рудоносном отрезке антиклинали кливаж осевой плоскости осложнен многочисленными зонами повышенного расщепления, ориентированными под острым углом к кливажным трещинам, здесь развиты также мелкие дополнительные складки сложной формы и широко проявлены явления будинажа. За пределами рудного поля в осевой зоне антиклинали, несмотря на сходный литологический состав отложений, распространены только прямолинейные трещины кливажа. Какие-либо дополнительные структурные элементы, осложняющие складку, отсутствуют.

Проследить зону наложенных дислокаций в монотонной осадочной толще и при плохой обнаженности полностью не удалось. Наиболее вероятно косое положение этой зоны относительно оси складки, на что косвенно указывают соответствующее размещение минерализованных участков в региональном плане, а также данные дешифрирования аэрофотоснимков.

В целом можно считать, что присутствие узлов пересечения разновозрастных протяженных и, очевидно, имеющих глубокое заложение зон дислокаций создает условия для формирования крупных рудных полей, но повышенная разно ориентированная трещиноватость пород обуславливает широкое рассредоточение оруденения.

Вторым важным фактором, определяющим формирование крупных золоторудных месторождений с рассредоточенным оруденением, является их положение по отношению к гранитоидным массивам. Выходы гранитоидов на поверхность в изученных рудных полях наблюдаются сравнительно редко и только на их периферии. Однако присутствие на глубине гранитоидов обычно надежно устанавливается по комплексу косвенных признаков. К ним в первую очередь относится развитие в пределах рудных полей контактово-измененных ороговикованных пород. Особенно отчетливо проявлен контактный ореол на одном из изучавшихся золоторудных полей Средней Азии. Типичные роговики и ороговикованные породы существенно биотитового или амфиболового (в зависимости от состава вмещающих толщ) состава откартированы на разных глубинных уровнях, причем установлено увеличение интенсивности ороговикования с глубиной. Другим существенным указанием на наличие нескрытых массивов гранитоидов являются флексурные перегибы слоистых толщ и искривления разломов в участках предполагаемого размещения жестких гранитоидных масс. Существование гранитоидных массивов на глубине подтверждается, кроме того, на ряде месторождений геофизическими данными, в первую очередь результатами гравиметрической и магнитной съемок.

Изучение золоторудных месторождений позволило выделить два главных типа размещения золотого оруденения по отношению к гранитоидным массивам: непосредственно над выступами массивов; над прогибами кровли массивов, нередко имеющих характер трогов и обрамленных гребневидными выступами.

В рудных полях первого типа часть дислокаций, контролирующих размещение оруденения, вероятно, связана с механическим воздействием магматических масс на терригенную слоистую пластичную толщу и с последующей контракцией остывавших интрузивов. Эти дислокации носят штамповый характер и приводят к течению пластичных пород с разрывами и будинированием более хрупких прослоев. При этом обычно устанавливается многократное проявление таких дислокаций, связанное, вероятнее всего, с пульсирующим механизмом становления интрузивов.

Помимо нескрытых гранитоидных массивов в терригенных толщах золоторудных полей с рассредоточенным оруденением нередко распространены дайки различного состава. Количество их может варьировать. В одних случаях развиты широкие зоны сближенных даек, которые слагают до 30% объема пород отдельных значительных участков рудных полей, в других — дайки редки, а иногда и вовсе отсутствуют.

Наличие даек, для которых большей частью установлен внутрирудный возраст, имеет весьма существенное значение для доказательства постагматического, а не сингенетического с осадочными толщами времени формирования оруденения. Дайки могут быть также в ряде случаев использованы в качестве одного из поисковых критериев. Вместе с тем наличие, степень распространенности и состав даек не влияют непосредственно ни на масштабы, ни на морфологические особенности оруденения, в частности на степень его рассредоточенности.

Наряду с указанными выше региональными факторами, на формирование значительных золоторудных месторождений в терригенных толщах с широким рассредоточением оруденения оказывает влияние совокупность локальных структурных и литологических факторов, из которых главными являются высокие степени анизотропии и пластичности рудовмещающей среды. Анизотропия, возникающая еще в процессе осадконакопления, обычно усилена предшествовавшими оруденению региональным метаморфизмом и дислокацией пород.

Главными следствиями этих особенностей вмещающей среды можно считать широко проявленную в мощных песчанико-алевролитосланцевых толщах изменчивость морфологии рудовмещающих структур, развитие локального избирательного метасоматоза и многократного экранирования при частичной проницаемости большинства экранов.

Особенности строения разломов в мощных терригенных толщах, в целом характеризующихся повышенной пластичностью, многократно рассматривались. Главной чертой их является сложность строения тектонических нарушений, представленных обычно не изолированными прямолинейными разрывами, а широкими ветвящимися зонами разрыв-

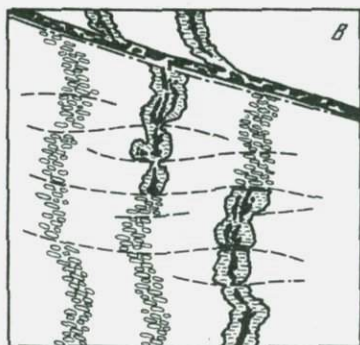
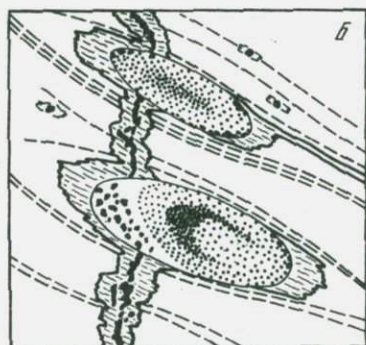
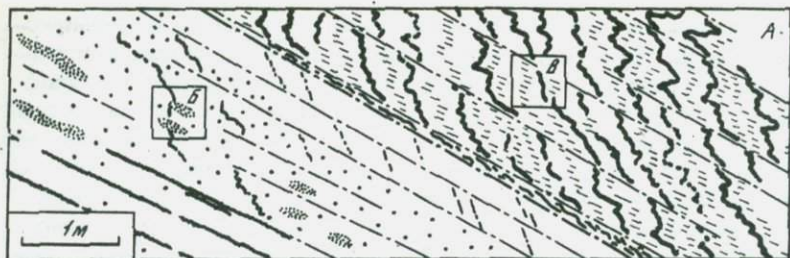
ных структур. При этом весьма существенная особенность последних — выжимание в отдельные разломы более пластичных сланцев с широким развитием процессов будинажа в относительно более хрупких песчаниках и алевролитах. Такие структуры, наблюдаемые только в стенках карьеров, очень эффектно проявлены на одном из месторождений Средней Азии. Следует отметить, что в данном случае зоны разломов не обладают повышенной золотоносностью, хотя имеются достаточно очевидные признаки их дорудного заложения. Будучи выполненными пластичными породами, а также глиной трения, достигающей иногда значительной мощности, эти разломы чаще служат экранами и блокируют отдельные участки рудных зон. Наряду с этим общее распределение обогащенных участков на месторождении четко подчинено положению зон разломов. При общей увязке рудных контуров выявляется также рудоконтролирующая роль главных разрывных нарушений, к которым причленяются рудные зоны на глубине.

На других месторождениях в связи с иным соотношением пород различной компетентности рудная минерализация концентрируется непосредственно в зонах разломов, постепенно затухая в стороны от них.

Заслуживает внимания рудоконтролирующая роль характерных для месторождений рассматриваемого типа скрытых разломов, которые устанавливаются лишь по интенсивному развитию малых структурных форм (мелких складок, будин и др.) или зон повышенного рассланцевания. Часто такие разломы намечаются только по линейным зонам сгущения прожилков и вкрапленности рудных минералов или повышенному содержанию золота. Подобные скрытые разломы, выявляющиеся косвенно, путем изучения распределения рудной минерализации, установлены, в частности, для одного из рудных полей Сибири, которое характеризуется наибольшей по сравнению с другими рассмотренными месторождениями пластичностью рудовмещающей толщи.

Наряду с рудоконтролирующим значением разломов, очень большое влияние на распределение золотого оруденения в терригенных толщах оказывают особенности литологии последних. Во всех изучавшихся нами месторождениях прежде всего отмечается приуроченность золотой минерализации в целом к той части разреза, которая характеризуется большей пластичностью пород по отношению к выше- и нижележащим отложениям. В пределах этой части разреза непосредственно рудовмещающими служат, как правило, пакки с тонким переслаиванием пород, различающихся между собой по физическим и отчасти химическим свойствам. В более однородных породах оруденение либо вовсе не развито, либо отличается более четкими границами рудных тел и меньшими масштабами. В частности, зоны прожилкового и вкрапленного оруденения в них обычно сменяются отдельными кварцевыми жилами.

Анализ имеющегося фактического материала по локализации золотой минерализации позволяет считать также весьма существенными



Фиг. 2. Избирательное распространение вкрапленно-прожилкового оруденения в зоне смятия (А) и детали строения участков зоны, показывающих: Б - концентрацию золотоносного пирита в будинах песчаников, В - развитие кварц-пиритовых прожилков путем избирательного замещения прослоев, обогащенных карбонатами

1 - кварц-серпичитовые углистые сланцы; 2 - прослои, обогащенные порфиробластами карбонатов; 3 - извилистые кварц-пиритовые прожилки; 4 - линейные кварц-пиритовые прожилки; 5 - вкрапленность пирита; 6 - пиритизированные будины и тектонические линзы песчаников; 7 - тектонические трещины; 8 - направление кливажа и зон интенсивного расщелачивания

для проявления рассредоточенного мощного оруденения локальный избирательный метасоматоз и многократное экранирование рудоносных растворов при частичной проницаемости каждого экрана.

Значительное влияние локального избирательного метасоматоза на внутреннее строение золотоносного штокверка отмечено нами на одном из месторождений Сибири. Повышенной золотоносностью характеризуются здесь в основном тонкие кварц-пиритовые прожилки и пиритизированные будины (фиг. 2).

Механизм формирования значительной части тонких извилистых кварц-пиритовых прожилков представляется следующим. Пирит избирательно замещал прослои осадочной толщи, обогащенные магни-

ально-железистыми карбонатами. Цепочки отдельных его метакристаллов по мере нарастания интенсивности процесса замещения сливались в сплошные прожилки, подчиненные ранее смятым в мелкие складки прослоям исходных пород. В дальнейшем за счет возросшей анизотропии среды создавались условия для приоткрывания полостей в контактах пиритовых прожилков и происходило обрастание их стельчатým кварцем, которое сопровождалось перекристаллизацией пирита. Близко-одновременно с кристаллизацией кварца, очевидно, отлагалась главная масса золота, локализовавшегося однако преимущественно не в кварце, а в более раннем пирите.

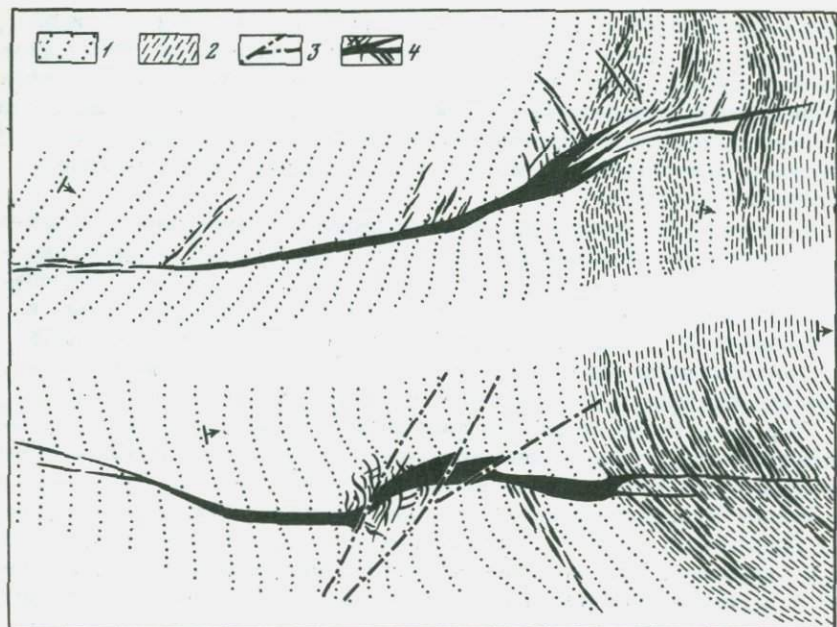
Время образования метасоматических прожилков по отношению к тектоническим процессам устанавливается на основании того, что однотипная минерализация локализована не только в прослоях, но и в зонах наложенного повышенного расщепления пород, и в секущих трещинах. При этом разнонаправленные и подчиненные различным структурным элементам кварц-пиритовые прожилки разветвляются и сливаются один с другим.

В качестве интересной детали, дополнительно осложняющей строение характеризуемого рудного штокверка, следует отметить широкое проявление замещения высокозолотоносным пиритом будин песчаников (см. фиг. 2), возникших за счет маломощных прослоев пород, залегающих среди сланцев. Развитие золото-пиритовой минерализации после будинирования отчетливо устанавливается на основании распределения скоплений пирита, форма которых подчиняется очертаниям будин, и наличия отходящих от будин прожилков того же состава.

Таким образом, весьма существенными особенностями руд, сформированных при избирательном локальном замещении, являются высокие содержания золота на очень ограниченных по объему участках (тонкие прослои, маломощные прожилки, будины) и почти полное отсутствие золота в прилегающих, менее благоприятных для замещения породах. Наряду с этим на отдельных месторождениях наблюдается равномерная вкрапленность мелких и мельчайших метакристаллов золотоносных сульфидов, замещающих широко рассредоточенные по всей массе пород зерна карбонатов. В этом случае золото распределено в рудной зоне равномерно, с постепенным уменьшением его содержания по мере удаления от главных рудоконтролирующих разломов.

Изучение особенностей распределения золота в месторождениях рассматриваемого типа путем детального целенаправленного опробования горных выработок важно не только для общей оценки месторождений и выбора наиболее рациональных схем переработки руд, но и для выяснения механизма формирования рудных зон.

Наличие в терригенных толщах многочисленных полупроницаемых экранов представляется также весьма существенным фактором, приводящим к широкому рассредоточению оруденения. Экранами служат, как правило, пакки пластичных исходно глинистых пород среди алевролитов или песчаников. Небольшая мощность таких пачек с линзо-



Фиг. 3. Переход мощных кварцевых золотоносных жил в серии послонных прожилков за счет явлений частичного экранирования оруденения сланцевыми пачками (фрагменты погоризонтного плана)

1 — алевролиты; 2 — филлитовидные сланцы; 3 — тектонические нарушения; 4 — кварцевые жилы и прожилки

видным строением глинистых прослоев обуславливает неполноту экранирования и, как следствие этого, не концентрацию оруденения, а рассеяние в связи с частичным проникновением его сквозь экранирующие пачки пород.

Рассредоточение существенно кварцевой минерализации в связи с частичным экранированием наиболее отчетливо проявлено на одном из месторождений Средней Азии. Мощные секущие кварцевые жилы в этом случае при пересечении пачек с преобладанием в их составе филлитизированных глинистых сланцев расщепляются на серии рассредоточенных послонных прожилков (фиг. 3). Основная жила при этом не выклинивается полностью; она частично просекает сланцевые прослои и вновь при повторных пересечениях с горизонтами филлитовидных сланцев расщепляется на серии послонных прожилков. Все это в конечном итоге обуславливает формирование широко рассредоточенного штокверка.

Таким образом, в целом широкое рассредоточение золотого оруденения в терригенных толщах и их частичная стратиформность обусловлены соответствующим сочетанием структурных и литологических факторов контроля минерализации при отчетливо наложенном ха-

рактуре последней. Из тех же гидротермальных растворов в иной геологической среде были бы сформированы простые по форме компактные рудные тела. Это представление подтверждается прямыми наблюдениями относительно морфологии отдельных золоторудных тел при переходе их из терригенных слоистых толщ в породы с меньшей степенью анизотропии, в частности в гранитоиды или однородные массивные песчаники.

Сочетание различных рудоконтролирующих структурно-литологических элементов обуславливает большое разнообразие морфологических особенностей золоторудных полей с рассредоточенным оруденением в терригенных толщах. Для оценки перспектив оруденения и возможностей отработки руд удобно свести все это разнообразие к трем основным типам: рудные поля линейного типа, изометричные или близкие к изометричным в плане, комбинированные.

В рудных полях линейного типа рудовмещающими служат крутопадающие структурные элементы, чаще всего непосредственно зоны разломов, как отчетливо проявленные, так и скрытые. Рудные зоны в данном типе рудных полей сложены субпараллельными рудоносными кварцевыми жилами и прожилками или вкрапленностью золотоносных сульфидов. При значительной иногда протяженности рудные зоны в рудных полях линейного типа не имеют, как правило, больших мощностей, достаточных для отработки месторождений открытым способом. Это обычно является серьезным отрицательным фактором при их оценке.

В изометричных или близких к изометричным в плане рудных полях оруденение вмещают преимущественно структуры пологого до субгоризонтального залегания. Это, как правило, отдельные слои или пачки пород рудовмещающей толщи. Их локальное выполаживание в пределах рудных полей или их частей нередко обусловлено штамповым воздействием нижележащих гранитоидных массивов. Реже изометричные в плане рудные поля контролируются поверхностями пологих надвигов или шарьяжей. Для рудных полей, изометричных в плане, наиболее характерны рудные зоны или тела штокверкового типа. Рудные поля данной группы отличаются большими размерами в плане, и отработка их может проводиться открытым способом.

Наиболее обычны рудные поля комбинированного типа с сочетанием крутопадающих линейных и пологозалегающих "площадных" структурных элементов. Относительное развитие и тех и других, как и их пространственные соотношения, могут быть весьма различными. В одних случаях преобладают крутопадающие составляющие, лишь слегка осложненные пологими зонами; в других — преимущественно пологие рудные залежи с отходящими от них маломощными, нечетко выраженными субвертикальными секущими ответвлениями.

В целом проявления золотого оруденения в терригенных толщах имеют ряд существенных специфических особенностей. Одной из важнейших является широкое рассредоточение золотой минерализации. Это рассредоточение в сочетании с общими крупными масштабами оруденения определяется приуроченностью рудных полей к сложно

построенным узлам сочленения разнонаправленных многократных дислокаций и к надинтрузивным ореолам, а также рядом локальных структурно-литологических факторов, обусловленных высокой степенью анизотропии и пластичности вмещающих пород. Золотая минерализация в охарактеризованных рудных полях, несмотря на проявленный в ряде случаев литологический контроль, относится к наложенной, постмагматической.

Указанные главные особенности рассмотренной группы рудных полей должны учитываться при их оценке и разведке. При изучении месторождений необходимо уделять особое внимание выяснению глубинного строения рудных полей с установлением скрытых магматических масс, соотношениям и относительной роли в рудообразовании секущих и согласных структурных элементов и проявлениям локальных структурных и литологических факторов, контролирующих размещение разнотипной минерализации.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Изучение колчеданно-полиметаллических рудных полей Алтая, Урала, Кавказа и других районов позволило выделить в истории их формирования син- и поствулканические этапы. В течение каждого этапа образовывались определенные структурные парагенезисы, особенности строения которых определялись меняющимися палеотектоническими полями напряжений, петрофизическими характеристиками пород, фаціальным составом рудовмещающих отложений и локальными конседиментационными структурами.

Синвулканические этапы охватывали периоды накопления осадочно-вулканогенных толщ, становления ранних субвулканических тел и формирования первичных вулканических структур (ранневулканические стадии). В дальнейшем происходила деформация вулканических структур, образование тел поздних субвулканических пород и автомагматических брекчий (позднелавинные стадии).

Поствулканические этапы по времени совпадали с позднегеосинклинальным, орогенным и посторогенным периодами тектоно-магматического развития и в свою очередь подразделялись на стадии и подстадии. Наиболее четко выражены два этапа: сининтрузивный, соответствующий времени внедрения гранитоидов; этап поздней трещиноватости, приведший к формированию повсеместно развитых систем трещин скола, которые пересекали и смешали все известные в пределах рудных полей породы, руды и более ранние разрывы.

Палеотектонические поля напряжений обычно многократно меняли пространственную ориентировку и интенсивность в течение всего периода образования рудоносных структур. Наряду с существенными изменениями при смене этапов – синвулканического поствулканическим или сининтрузивными – устанавливаются значительные вариации их в пределах отдельных стадий и подстадий. Здесь можно выделить два ряда палеотектонических полей напряжений. Первый характеризуется преобладанием на всех этапах и стадиях горизонтально ориентированных растягивающих усилий и круто направленных сжимающих. Второму ряду свойственно горизонтальное расположение как растягивающих, так и сжимающих усилий.

Физические свойства горных пород и руд заметно различаются для разных рудных полей и месторождений, что связано с особенностями строения и состава рудоносных магматических формаций.

Этапы		Рудные поля областей растяжения		Рудные поля областей сжатия		
		А	Б	В	Г	
Субвулканические	Первый	Ранне-вулканическая				
		Поздне-вулканическая				
	Второй	Ранне-вулканическая				
		Поздне-вулканическая				
Поствулканические						

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12

Этапы формирования рудоносных структур и тектоно-физические условия образования рудных залежей

1 – генеральное простирание структуры; 2–4 – оси главных нормальных напряжений: 2 – минимальных, 3 – максимальных, 4 – промежуточных; 5 – проекция плоскости деформации; 6 – дополнительное боковое сжатие; 7–9 – вулканогенно-осадочное рудообразование; 7 – колчеданное, 8 – медноколчеданное, 9 – колчеданно-полиметаллическое; 10–12 – эпигенетическое гидротермальное рудообразование: 10 – медноколчеданное, 11 – колчеданно-полиметаллическое, 12 – колчеданное; размер знаков 7–12 соответствует относительным масштабам проявления оруденения. Рудные поля областей: А – поперечного изгибания, Б – горизонтального растяжения при продольно-зональном укорочении, В – горизонтального и вертикального продольно-зонального сдвига, Г – горизонтального сдвига

Поэтому целесообразно при металлогенических исследованиях сопоставлять физико-механические свойства петрофизических рядов горных пород, в которые объединяются сформировавшиеся в единый тектоно-магматический этап образования (лавовые и субвулканические породы основного, среднего и кислого состава). На рудных полях, сложенных неметаморфизованными или слабо метаморфизованными породами, выделяются в разной степени дифференцированные

Петрофизические типы разрезов рудовмещающих пород

Петрофизический тип разреза рудовмещающих пород и их цифровое обозначение	Объемный вес, г/см ³	Эффективная пористость (P _{эф}), %	Условно мгновенное насыщение (A), %	Постоянная насыщения (B) ₋₁ час	Проницаемость, мдарси
II. Туфы, туффиты основного, смешанного и кислого состава	2,60	4,42	0,94	0,25	>1·10 ⁻²
III. Кремнистые алевролиты, туффиты, пепловые туфы	2,65	0,40	0,03	0,02	<1·10 ⁻⁴
IV. Алевролиты, аргиллиты	2,71	0,30	0,01	0,04	<1·10 ⁻⁴
V. Липаритовые и дацитовые порфиры (лавы, экструзии и субвулканические тела)	2,60	2,18	0,54	0,23	n · 10 ⁻⁴

петрофизические ряды пород, различия между которыми отражают особенности проявления интрузивного и эффузивного магматизма и осадконакопления. Для рудных полей, сложенных метаморфизованными породами, установлена тенденция к нивелированию значений физико-механических свойств для различных литологических разностей [5].

Упругость					Твердость, по Бриггелю, кг/мм ²	Прочность на одноосное сжатие, кг/см ²
скорость ультразвуковых волн, км/сек		коэффициент Пуассона	модуль Юнга (E·10 ⁵) кг/см ²	модуль сдвига (C·10 ⁵) кг/см ²		
продольных	поперечных					
5,12	3,05	0,21	5,80	2,64	240	1350
4,52	2,64	0,24	5,20	2,20	40	400
5,35	3,43	0,11	7,25	2,90	350	2200
5,05	2,60	0,35	6,10	2,25	115	830
5,56	3,37	0,16	7,05	3,03	330	1940

Локальные синвулканические структуры представлены: 1) разнообразными вулканическими сооружениями - от крупных, центрального типа, до цепи мелких вулканических аппаратов; 2) вулканическими депрессиями и вулканокуполами; 3) длительно развивающимися разломами.

Структурно-петрофизический анализ колчеданно-полиметаллических рудных полей позволил среди них выделить два основных типа,

образовавшихся в областях латерального растяжения и сжатия (см. фигуру). Каждый из них, в соответствии с экспериментально-теоретическими моделями М.В. Гзовского и А.В. Михайловой [1], по ведущему механизму деформирования разделяется на ряд подтипов.

В областях растяжения отмечаются два подтипа: рудные поля; возникшие: 1) при поперечном изгибании, 2) при горизонтальном растяжении при продольно-зональном укорочении. Первые приурочены к вулканогенным геосинклиналям, а вторые – к вулканотектоническим депрессиям.

Для обоих подтипов характерны широкое развитие вулканических структур, сформировавшихся в синвулканические этапы, устойчивое палеотектоническое поле напряжений с круто ориентированными сжимающими усилиями и слабо проявленными поствулканическими и пострудными деформационными процессами; преобладает петроструктурный тип анизотропии физико-механических свойств.

Рудные поля областей поперечного изгиба сложены в основном вулканогенно-осадочными образованиями. Широко распространены сложные экструзивные и лавовые тела, с которыми тесно ассоциируют ранние субвулканические залежи. Для развитых здесь петрофизических рядов пород характерны небольшие различия в физико-механических свойствах лавовых, экструзивных и субвулканических образований и их общая повышенная плотность, упругость, низкая пористость и проницаемость по сравнению с подобными рядами пород других типов рудных полей. Экструзивно-лавовые и субвулканические тела вкраплены в однородную по физическим свойствам вулканогенно-осадочную толщу с низкими значениями пористости, параметров насыщения, коэффициента Пуассона и высокими – модуля Юнга и сдвига (см. таблицу, тип III). Это исключительно хрупкие, слабо проницаемые породы, среди которых изредка встречаются прослойки и линзы высокопористых и проницаемых туфов и осадочных (конгломераты, гравелиты) пород.

Общая тенденция в истории образования рудоносных структур здесь выражается в последовательной смене палеотектонических полей напряжений, характерной для длительно формировавшихся крупных складок поперечного изгиба (вулканогенных геосинклиналей). Рудные поля подобного типа приурочены к сводовым частям, реже флангам поднятий, где на протяжении всего периода их роста господствовала обстановка латерального растяжения. Преобладающими направлениями растягивающих усилий являлись поперечные (горизонтальные), а сжимающих – продольные (наклонные, вплоть до вертикальных) к общему простиранию геосинклинали.

В начальные субвулканические этапы активно формировались продольная и поперечная системы крутопадающих разломов, определившие блоковую структуру рудных полей и пространственное размещение фаций вулкаников. В это время возникают цепочки многочисленных мелких субвулканических тел и экструзивно-эффузивных куполов; осадкообразование происходит в мелководном морском бассейне и в обстановке частых размывов и переотложений, сбросовые движения

отдельных блоков по конседиментационным крутопадающим разломам нередко приводили к образованию мелких грабенов.

В поздневулканические стадии в отличие от ранневулканических сжимающие усилия ориентировались почти исключительно вертикально, а растягивающие в горизонтальной плоскости имели поясовое распределение. Неравномерные движения блоков и локальные изгибы в связи с тектоническими напряжениями, продолжавшими формирование геосинклинали, приводили к образованию осложняющих сводовую часть данной структуры мелких антиклиналей и брахиантиклиналей с радиальными системами крутопадающих трещин свола. Продольные системы ранних разломов в это время могли быть рудоподводящими. По ним рудоносные растворы поднимались в верхние горизонты, насыщая по пути сформировавшиеся к этому времени системы трещин, полости отслаивания и поровое пространство пород. Общая скорость течения раствора, естественно, замедляется, поскольку по мере подъема гидротермальной колонны падает градиент давления за счет значительного увеличения объемов свободного пространства. Ориентировочные подсчеты, проведенные нами на Лениногорском рудном поле, показали, что в пределах рудовмещающей толщи кремнистых алевролитов и туффигов крюковской свиты объем, занятый гидротермальными рудными жилами, в направлении в верхних горизонтах увеличивается на 1,0–1,5% на каждые 100 м.

При фильтрации рудоносных растворов протекали реакции минералообразования, приведшие к формированию такой последовательности отложения сульфидных минералов вдоль пути фильтрации раствора: халькопирит – сфалерит – галенит [2–4].

В зависимости от петрофизических особенностей рудовмещающей серии пород условно выделяются два типа разреза: 1) слабо пористый, упругий, массивный (тип III); 2) пористый, хрупкий (тип II). Первый наиболее широко распространен. Для него характерно преобладающее развитие на нижних горизонтах жильных рудных тел, а на верхних (сводовые части антиклиналей и брахиантиклиналей) – пластовых, караваяобразных и куполовидных рудных тел под экранами пластичных непроницаемых пород. Руды брекчиевидной текстуры содержат обломки вмещающих пород и руд.

Менее распространены вкрапленные и метасоматические руды, приуроченные исключительно к редким прослоям и линзам высокопористых пород. Этот петрофизический тип разреза способствовал тому, что часть рудоносных растворов достигала поверхности и формировала здесь вулканогенно–осадочные рудные залежи.

Для второго типа разреза, характеризующегося широким развитием высокопористых, хрупких, малопрочных пород, более типичны гидротермально–метасоматические залежи вкрапленных и сплошных руд. Менее распространены жильные тела, и маловероятно образование вулканогенно–осадочных залежей.

Неравномерность формирования геосинклинали как крупной складки поперечного изгиба привела к неравномерному развитию сети продольных и поперечных разломов, вскрывающих и выводящих в

верхние горизонты структуры рудоносные растворы. Это в свою очередь явилось одной из основных причин стадийности рудообразования.

В пострудное время тектонический режим зачастую характеризовался унаследованными палеотектоническими полями напряжений. Интрузии гранитоидов внедрялись в уже существовавшие антиклинорные структуры, активно метаморфизовали ранее сформировавшиеся вулканогенно-осадочные породы и руды. В более поздние этапы в зависимости от региональных особенностей тектоно-магматического развития металлогенической провинции тектонический режим обычно существенно менялся. На Рудном Алтае, например, в это время образовались сдвиги с сопутствующими им системами трещин скола и отрыва. Наиболее типичным представителем описанного структурно-гетрофизического подтипа является Лениногорское рудное поле на Рудном Алтае.

Рудные поля в областях горизонтального растяжения при продольно-зональном укорочении сложены образованиями геосинклинальной липарит-базальтовой формации. Количественно преобладают потоки лав основного состава. Петрофизический ряд пород здесь характеризуется повышенными значениями пористости и условно-мгновенного насыщения, а также низкими величинами упругих параметров, которые, кроме того, еще и резко контрастны для различных фаций вулканогенных пород.

Рудные поля этого подтипа формировались при унаследованно сохранявшихся на всех этапах и стадиях горизонтально ориентированных растягивающих усилиях. В ранневулканическую стадию палеотектоническое поле напряжений определялось круто ориентированным положением осей минимальных нормальных напряжений и радиальным, всесторонним в горизонтальной плоскости положением осей максимальных нормальных напряжений (см. фигуру). В это время образовались крупные вулканические сооружения изометричной или эллиптической в плане формы, вытянутые вдоль простирания вулканического трога. Активно развивалась сеть конседиментационных крутопадающих, сопряженных, диагональных по отношению к простиранию трога разломов, которые определяли позицию отдельных вулканических аппаратов, субвулканических и экструзивных тел и трещинных лавовых излияний. Были широко распространены системы субвулканических даек. Цикличность вулканизма выражалась в неоднократности его развития, обычно двухэтапности. Каждый этап начинался с накопления базальтов в условиях растяжения и завершался образованием более кислых пород в обстановке латерального сжатия. Эволюция вулканизма во времени заключалась в уменьшении объемов накопленных вулканитов основного состава и в более кислом характере пород, завершавших каждый последующий этап. Синхронно с вулканизмом возникали мелкие колчеданные залежи и зоны пиритовой вкрапленности.

Поздnevулканические стадии синвулканических этапов охватывали промежутки времени, когда наступали перерывы в эксплозивно-эффузивной деятельности палеовулканов. Для них характерно существенное изменение палеотектонического режима. Обстановка всесторонне-

го горизонтального растяжения последовательно сменялась полями напряжений, характерными для зон осепродольного (по отношению к простиранию вулканического трога) сжатия и областей поперечного изгибания с круто (веерообразно) ориентированными сжимающими и горизонтальными растягивающими усилиями.

В первом случае формировалась система диагональных по отношению к простиранию структуры крутопадающих разломов; возникали складки продольного изгиба и выжимания. Последние особенно характерны для еще не консолидированных к этому времени пачек кремнистых аргиллитов, фтанитов и глинистых сланцев. Обстановка горизонтального сжатия способствовала закрытию основной массы ранних разломов и сопутствующих им оперяющих трещин. Несмотря на достаточно высокую пористость развитые в пределах рудных полей вулканогенные породы почти непроницаемы (10^{-2} – 10^{-5} мдарси) и слабо деформированы. В них отсутствует в заметных масштабах микротрещиноватость, а высокая пористость обусловлена исключительно порами и миндалинами магматического происхождения. В подобных палеотектонических и петрофизических условиях рудосносные гидротермальные растворы в результате достаточно высокого градиента давления, ограниченности свободного объема и локальности путей миграции могли достигать дна палеобассейна и формировать вулканогенно-осадочные руды медноколчеданного состава. При этом эпигенетические гидротермальные руды (метасоматические и выполения) образовывались в подчиненных количествах. В поздневулканические стадии заключительного синвулканического этапа часто возникала палеотектоническая обстановка, характерная для участков латерального растяжения (например, нижедевонский этап формирования структуры Блявинского рудного поля), что приводило к резкому увеличению объема открытого трещинного пространства и возрастанию на несколько порядков проницаемости рудовмещающих толщ. Трещиноватость особенно интенсивно развивалась в породах кислого состава вблизи их контактов с основными. Все эти условия благоприятствовали возникновению гидротермально-метасоматических руд, оптимальной средой для которых являлись породы с пористостью 3,5–5,5%, низкими значениями прочности ($800-900 \text{ кг/см}^2$), коэффициента Пуассона (0,1), модуля Юнга [$(4,5-5,0) \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$] и сдвига [$(1,8-2,3) \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$]. В эти стадии часть растворов могла достигать дна палеобассейна и образовывать слоистые вулканогенно-осадочные руды, однако ведущим процессом рудообразования здесь был все же гидротермально-метасоматический, протекающий на небольших глубинах.

Для поствулканических этапов характерны палеотектонические поля напряжений с расположенными в горизонтальной плоскости осями главных нормальных напряжений. В эти периоды формировались надвиги, взбросо-сдвиги и простые сдвиги и повсеместно проявленная поздняя трещиноватость. Типичным примером рассмотренного структурно-петрофизического подтипа является Блявинское рудное поле на Южном Урале.

Рудные поля в зонах латерального сжатия сложены вулканогенно-осадочными толщами, в строении которых преобладают осадочные и пирокластические образования. Петрофизические ряды пород характеризуются умеренной дифференциацией с невысокими значениями пористости, показателей насыщения и несколько пониженными — упругих параметров. Различия физических и механических свойств для разных фаций вулканизма в пределах одного петрофизического ряда невелики. В зависимости от механизма деформирования выделяются рудные поля областей горизонтального и вертикального; преимущественно горизонтального продольно-зонального сдвига.

Рудные поля областей горизонтального и вертикального продольно-зонального сдвига (в обстановке дополнительного латерального сжатия) приурочены обычно к узким линейным асимметричным, часто шовным синклиналим или флексурам и к крупным разломам, разделяющим длительно развивавшиеся геоантиклинали и геосинклинали. В основании разреза подобных структур обычно залегают терригенные осадочные толщи. Тектонические движения, связанные с неравномерным ростом соседних антиклинорий, приводили к заложению между ними зон сдвига с опережающими сопряженными крутопадающими разломами и кулисной системой трещин отрыва. В зависимости от палеотектонического режима в ранневулканические стадии формировались либо левые, либо правые сдвиги. Сопряженные системы опережающих разломов, диагональных по отношению к простиранию зоны (особенно узлы их сочленения с главным разломом), служили магмовыводящими каналами. Они контролировали позицию формировавшихся в это время многочисленных мелких вулканических сооружений, субвулканических тел, жерл и некков. Изменения направления и интенсивности латеральных сжимающих усилий приводили к открытию или закрытию магмовыводящих каналов и соответственно к ослаблению или усилению вулканических процессов, что позволяет выделять подстадии по вариациям палеотектонических полей напряжений. В заключение каждой подстадии отлагались вулканогенно-осадочные руды колчеданного и медноколчеданного состава, пространственно тяготеющие к вулканическим сооружениям.

На заключительных стадиях синвулканического этапа в связи со сбросо-сдвиговыми движениями палеотектоническая обстановка изменилась. Сжимающие и растягивающие усилия располагались в плоскости, перпендикулярной общему простиранию зоны, при этом ось максимального главного нормального напряжения была ориентирована вертикально. Активно формировались складки продольного изгиба и нагнетания, надвиги и крутопадающие сопряженные системы разломов. Происходили предрудные гидротермально-метасоматические процессы и рудообразование, протекавшие в течение нескольких подстадий, фиксируемых разновременными прожилками кварца, карбоната с сульфидами, вулканогенно-осадочными и в меньшей степени гидротермально-метасоматическими рудами. Дополнительное латеральное сжатие поддерживало высокий градиент давления в гидротермальной системе.

В сининтрузивный этап в сводовые части активно развивавшихся геoaнтиклиналей внедрялись интрузии гранитоидов, что приводило к увеличению сжимающих усилий и к изменению их направления. Вместо горизонтальных на более ранних синвулканических этапах они приобрели наклонную, под углами $40-50^\circ$ к горизонту, ориентировку, но продолжали действовать по-прежнему в плоскости, поперечной к простиранию зоны. По продольным сколовым трещинам, плотность которых в течение этого этапа возрастала, происходили микросбросы и сдвиги с амплитудой от нескольких миллиметров до первых сантиметров. По более крупным нарушениям смещения достигали нескольких метров и даже десятков метров. Ширина рудного поля сократилась в 2-3 раза, а наклон пластов в поперечном направлении увеличился от $10-30^\circ$ до $80-90^\circ$. Вулканические сооружения, экстррузии, субвулканические тела, потоки лав приобрели форму уплощенных, в ряде случаев раздробленных будин.

В заключительные этапы формирования структуры в связи с прекращением развития соседних антиклинорий происходила инверсия палеотектонического поля напряжения: была раскрыта система, прежде находившаяся в сжатом состоянии. Максимальные сжимающие усилия теперь были направлены горизонтально вдоль рудной зоны, а растягивающие - вертикально и в поперечном направлении. К подобному структурно-петрофизическому подтипу относятся Тишинское, Стрежанское и Старковское рудные поля на Рудном Алтае.

Рудные поля областей преимущественно горизонтального продольно-зонального сдвигания приурочены обычно к зонам сочленения крупных антиклинальных и синклинальных структур и к зонам глубинных разломов. Рудные поля данного подтипа, в отличие от предыдущего, на протяжении всей истории их формирования не подвергались длительное время существенному дополнительному сжатию. В связи с этим породы здесь испытали только слабый или средний динамометаморфизм. В ранневулканические стадии максимальные и минимальные главные нормальные напряжения действовали в горизонтальной плоскости. На пересечениях оперяющих разломов, вблизи зоны главного сдвига, формировались мелкие и средние вулканические сооружения, сложенные пирокластическими, экстррузивно-лавовыми и ранними субвулканическими образованиями кислого состава. Следует отметить, что в жерловых и прижерловых частях палеовулканов в заключительные моменты их формирования существовало локальное палеотектоническое поле напряжений с круто ориентированным положением максимального и поясовым (в горизонтальной плоскости) - минимального главных нормальных напряжений. Возникла радиальная крутопадающая система трещин. Всестороннее боковое сжатие и вертикально ориентированное растяжение создали необходимые условия для подъема рудоносных растворов к поверхности. При этом возникала крутопадающая (изометричная в плане) колонна минерализованных пород. Отмеченные выше радиальные трещины выполнялись серным колчеданом. Рудоносные растворы, достигшие поверхности, образовали на склонах палеовулкана крупные залежи

колчеданных руд. Боковое дополнительное сжатие проявлялось локально, только в пределах центральных частей вулканических сооружений после внедрения субвулканических тел.

В течение заключительного синвулканического этапа существовало латеральное растяжение. В это время превалировала горизонтальная, поперечная к простиранию зоны ориентировка растягивающих усилий и наклонная – сжимающих; происходили излияния базальтов и формировались серии даек основного состава. Дайки диабазов и базальтовых порфиритов пересекали вулканические постройки, образованные на более ранних этапах и сложенные породами кислого состава. Усиление сдвиговых деформаций на заключительных стадиях синвулканического этапа, проходивших в обстановке горизонтальных либо наклонных, ориентированных в поперечном направлении сжимающих усилий при общем дополнительном растяжении, привело к подновлению системы ранневулканических разломов, активным движениям по ним и образованию асимметричных складок волочения. Сдвиговые деформации обусловили вскрытие гидротермальной системы и способствовали активному формированию эпигенетических рудных тел медно-цинкового состава: 1) в благоприятных по физико-механическим свойствам породах ($P_{эф} = 3,0-7,0\%$; $A = 2,0-5,0\%$; $E = (3,5-4,3) \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$); 2) в трещинах отрыва, оперяющих крупные разломы; 3) в приразломных складках волочения. Масштабы оруденения, пространственное положение и морфология залежей определялись сочетанием петрофизических типов пород, близостью рудоподводящих структур и наличием структурно-литологических экранов, роль которых обычно выполняли породы $P_{эф} = 0,5-1,5\%$, $A = 0,05-0,40\%$, $E = (5,0-6,0) \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$.

В поствулканический сининтрузивный этап палеотектонический режим в целом сохранялся. Продолжавшие развиваться сдвиги с сопряженными трещинами скола способствовали формированию систем даек, ассоциирующих с позднегеосинклинальными и орогенными интрузивными комплексами. Современный облик структуры приобрели в результате завершающих, складчатых деформаций, которые были генетически связаны с унаследованно развивающейся основной сдвиговой зоной. При этом формировались складки продольного сжатия, левые сдвиги, межслоевые срывы, трещины отрыва и скола. Представителем данного подтипа является Николаевское рудное поле на Рудном Алтае.

ВЫВОДЫ

1. Колчеданно-полиметаллические рудные поля представлены двумя основными структурно-петрофизическими типами, формировавшимися в областях растяжения и сжатия, каждый из которых представлен несколькими подтипами.

2. В областях растяжения выделяются два подтипа рудных полей, образовавшихся при деформации: поперечного изгибания; горизонтального растяжения при продольно-зональном укорочении. Первые при-

урочены к вулканогенным геоантиклиналям, ассоциируют со слабо дифференцированными петрофизическими рядами пород и развивались унаследованно как структуры поперечного изгиба (Ленинское рудное поле). Рудные поля второго подтипа расположены в вулканических трогах, сложены сильно дифференцированными рядами пород и являются структурами проседания (Блявинское рудное поле). Для обоих подтипов характерны: палеотектонические поля напряжений с вертикально направленными сжимающими усилиями и горизонтальными — растягивающими; широкое распространение систем даек и рудных жил; четкая вертикальная структурная зональность; отсутствие протяженных и мощных зон предрудного и внутрирудного дробления и расщепления; петроструктурный тип анизотропии физико-механических свойств; резкое преобладание лавовых, экструзивных и субвулканических фаций вулканизма над пирокластическими; большее распространение эпигенетических гидротермальных руд по сравнению с вулканогенно-осадочными.

3. В областях сжатия все разнообразие структур связано с деформацией сдвига. Выделяются рудные поля продольно-зонального сдвига: горизонтального и вертикального, сложного (Тишинское рудное поле); горизонтального, простого (Николаевское рудное поле). Для первого подтипа, наряду с горизонтальной и вертикальной сдвиговой составляющей, характерно развитие деформации продольного изгиба и формирование структур нагнетания. Кроме того, обычно присутствует дополнительное боковое сжатие. Рудные поля зон сдвигов характеризуются: умеренной дифференциацией петрофизических рядов пород; широким распространением складок продольного сжатия с вертикальным положением шарниров; унаследованным развитием сдвиговых перемещений от зарождения в синвулканические этапы до движений в поствулканическое время; преимущественно горизонтальным положением минимальных и максимальных главных нормальных напряжений; широким распространением линейных, согласных с генеральным простираем структур, зон расщепления и дробления; подчиненным развитием даек и рудных жил; четко выраженной анизотропией упругих свойств субвулканических образований, которые по петрофизическим характеристикам относятся к породам, формировавшимся в обстановке повышенного давления, и преобладанием вулканогенно-осадочного рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. "Наука", 1975.
2. Голубев В.С., Шарапов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. "Недра", 1974.
3. Смирнов В.И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. — Изв.АН СССР, серия геол., 1957, № 3.
4. Смирнов В.И. Порядок эндогенной рудной зональности. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т.1. Прага, 1963.
5. Старостин В.И. Структурно-петрофизические типы рудных полей колчеданных месторождений. — Докл. АН СССР, 1976, 227, № 1.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕЛЕТЕРМАЛЬНЫХ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В большой и сложной группе стратиформных месторождений, объединяющей многие проявления рудных и нерудных полезных ископаемых различных генетических типов, особое место занимают телетермальные месторождения свинца, цинка, меди, урана и др., которые залегают в слоистых осадочных и осадочно-вулканогенных толщах. В последнее время подобные месторождения приобретают все большее значение в общем балансе запасов и добычи руд. Поэтому выяснение закономерностей их размещения, условий локализации оруденения и генетических особенностей весьма актуально.

Как известно, в термин "стратиформные" разные исследователи вкладывают различное понятие: одни (А.В. Королев, П.А. Шехтман, Ф.И. Вольфсон, Д.В. Рундквист и др.) придают ему только структурно-морфологическое значение, другие (В.И. Смирнов, Г.Н. Шерба) — определенный генетический смысл. В то же время одни геологи считают подобные месторождения экзогенными (син- или эпигенетическими), другие — относят их к гидротермальным телетермальным или переходным (смешанным) эндогенно-экзогенным, третьи — к полигенным.

Понимая всю сложность и дискуссионность генетических аспектов, авторы в предлагаемой статье обращают главное внимание на вопросы геолого-структурных условий формирования телетермальных стратиформных месторождений в уже литифицированных породах. Стратиформными авторы считают такие месторождения, которые приурочены к определенным горизонтам толщ и характеризуются пластобразной формой рудных тел, в общем согласных с вмещающими породами. В эту же группу включены месторождения, рудные тела которых залегают по отношению к слоистости пород под очень острым углом, а также некоторые секущие рудные тела сложной комбинированной формы, приуроченные к строго определенным литолого-стратиграфическим горизонтам. Во всех случаях оруденение является эпигенетическим по отношению к вмещающим толщам и сформировано в близповерхностных условиях из низкотемпературных или низко-среднетемпературных рудоносных гидротермальных растворов в послегеосинклинальных орогенных и платформенных условиях.

В локализации промышленного оруденения рассматриваемой группы главную роль играл структурно-литологический контроль, обус-

ловленный прежде всего наличием литологически и физико-механически благоприятных для рудообложения пород с повышенной пористостью и проницаемостью.

При формировании пластообразных рудных тел первостепенное значение имели складчатые или чаще комбинированные складчато-разрывные дислокации. Главными подводящими системами для восходящих рудоносных растворов служили зоны крупных крутопадающих разломов, а в близповерхностных условиях, кроме того, проницаемые толщи пород.

По вещественному составу руд к этой группе принадлежат многие сульфидные свинцово-цинковые, урановые, сурьмяно-ртутные, некоторые медные, мышьяковые, а также флюоритовые, баритовые, сидеритовые и другие месторождения. Рудные тела сопровождаются широким ореолом низко- и среднетемпературных метасоматических изменений вмещающих пород с образованием гидрослюд, гидротермальных аргиллитов, отложением доломита, сидерита, кальцита, кварца, диккита и др.

Телетермальные стратиформные месторождения различного состава характеризуются многими общими чертами. Во многих рудных провинциях мира они обнаруживают генетическую связь с месторождениями, отличающимися по определенному набору полезных компонентов, а также структурным, температурным и другим условиям рудообразования, нередко располагаясь зонально вокруг площадей развития последних и образуя в целом внешние металлогенические зоны рудоносных провинций.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНОВ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ ТЕЛЕТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассматриваемые стратиформные месторождения известны во всех главных геотектонических типах рудных провинций, развитых на континентальной земной коре пониженной мощности, но в отличие от месторождений других разновидностей имеют особую тектоническую позицию и геологические условия локализации.

Площади развития этих месторождений характеризуются многими сходными чертами, поскольку все они проходили полуплатформенную (орогенную) или платформенную стадию развития и находятся в краевых или периклинальных частях тектонически мобильных областей, испытавших эпиплатформенную активизацию. Им свойственно развитие магматических образований, относящихся либо к спилит-диабазовой (реже к спилит-кератофирровой), либо к базальтоидным дифференцированным и недифференцированным формациям, которые связаны как с начальными, так и с конечными периодами формирования доорогенных, орогенных и посторогенных структурных этажей и ярусов. Ультраосновные, а также гранитоидные магматические формации либо совершенно отсутствуют, либо проявлены ред-

ко. В некоторых регионах развиты брекчии взрыва со следами магматического материала в цементе [7].

Осадочно-вулканогенные или осадочные толщи, слагающие различные отрицательные структуры (прогибы, межгорные впадины, наложенные депрессии и др.), в которых сформировались стратиформные месторождения, практически не метаморфизованы и характеризуются весьма слабым региональным метаморфизмом. Интенсивным преобразованием породы подвергнуты в зонах смятия, или над крупными погребенными расколами фундамента, или вдоль зон сквозных глубинных разломов.

Толщи пород, развитые в характеризуемых областях, слагают два-три структурных этажа или яруса. В основании их разрезов или в фундаменте залегают древние консолидированные и дислоцированные складчатые комплексы. Перекрывающие их субгеосинклинальные, орогенные или платформенные чехлы осадочных и осадочно-вулканогенных пород по мощности достигают нескольких километров. Фациальный состав развитых в этих толщах осадочных образований свидетельствует об относительно мелководных морских и прибрежно-континентальных условиях их накопления.

Складчатые дислокации доорогенных осадочных формаций чехлов заметно различаются в зависимости от положения в разных геотектонических структурах. В прогибах срединных и остаточных массивов, в многогеосинклинальных прогибах и на склонах интрагеантиклиналей преобладает полуплатформенный или комбинированный (линейный и брахиформный) тип складчатых сооружений, сформированных в результате как продольного, так и поперечного изгиба. В пределах платформ или в платформенном этаже эпигеосинклинальных областей наибольшее значение приобретают штамповые складки и флексуры, горсты и грабены. Пликативные деформации, связанные непосредственно с движением блоков пород вдоль крупных разломов фундамента, весьма сходны между собой во всех геотектонических типах рудных провинций и представлены разнообразными над- и приразломными складчатыми формами. Вместе с тем в пределах рудоносных площадей в геосинклинальных областях эти складки обычно имеют более сложное строение, чем на платформах.

Приведенная характеристика площадей развития стратиформных месторождений свидетельствует об их относительной устойчивости по сравнению с эпигеосинклинальными орогенными поясами.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сходные условия формирования пластообразных рудных тел низкотемпературных месторождений в различных геотектонических структурах обусловили практически единые закономерности их размещения. Общей особенностью геологического строения рассматриваемых месторождений является развитие оруденения почти во всех осадочных и осадочно-вулканогенных формациях, присущих как чехлам плат-

форм, как и чехлам блоков с платформенным или полуплатформенным развитием внутри эпигеосинклинальных или эпиплатформенных орогенных поясов. Рудные тела залегают в слоистых толщах пород разного литолого-петрографического и химического состава, однако главная масса оруденения локализуется в карбонатных, песчано-глинистых и углеродистых формациях, нередко содержащих сингенетические образования пирита и фосфоритов, а также нередко характеризующихся несколько повышенными по отношению к кларковым, концентрациями ряда рудных элементов.

Многие стратиформные месторождения либо вообще не обнаруживаются видимой связи с проявлениями магматизма, либо имеют пространственную и реже временную связь с поздними дайками базальтоидной или щелочно-базальтовой формации.

В пределах прогибов или депрессий месторождения пространственно тяготеют к крупным приподнятым участкам фундамента, относящимся к положительным блокам второго, третьего и более высоких порядков. Формирование этих сооружений, начавшееся еще в периоды накопления осадочных отложений чехлов, наиболее интенсивно продолжалось и завершилось во время общего поднятия территории. В структурном отношении они представляют собой либо внутренние инверсионные поднятия, либо типично горстовые, складчато-горстовые, куполовидные поднятия. В чехлах платформ они представляют собой относительно пологие ступенчатые брахиантиклинории и своды, облекающие глыбы фундамента и отражающие общее блоковое его строение, что выразилось в развитии флексур, штамповых складок, линейных надразломных складок и других тектонических построек, как, например, своды Озарк, Висконсин, Цинцинатти на Североамериканской платформе [5, 16, 17, 19]. В субгеосинклинальных чехлах прогибов на срединных массивах, а также в толщах, слагающих миеосинклинальные прогибы и склоны ранних герантиклинальных поднятий, они представлены крупными линейными или брахиформными складками, осложненными более мелкими складчатыми формами различного происхождения (Каратауский прогиб, Кассанский Чешский, Центрально-Французский и другие массивы) [3, 6, 9, 12 и др.]. В пределах наложенных прогибов, орогенных впадин и других депрессионных структур такую роль выполняют их бортовые части, сложенные более древними комплексами пород и имеющие более дифференцированное блоковое строение, а также горстовые сооружения, связанные с поднятием тектонических блоков фундамента вдоль глубоких разрывов внутри впадин (Бахмутская котловина, Силезско-Краковский район, Чешский массив) [8, 10, 13].

Формируясь в слоистых чехлах над поднятиями фундамента, стратиформные месторождения отчетливо контролируются крупными глубинными и другими региональными долгоживущими разломами, играющими важную роль не только в образовании поднятий и осложняющих их складчато-блоковых сооружений, но и в процессе накопления вмещающих осадочных формаций. Среди этих разрывов в эпигеосинклинальных орогенных зонах различаются продольные зоны

смятия, согласные с простираем складчатых сооружений и вулканогенных поясов, а также поперечные сквозные и погребенные зоны глубинных разломов. Рудные поля и месторождения обычно расположены в крупных узлах сочленения зон этих разрывных нарушений, а также в местах их сближения, искривления и др.

Существенную роль в локализации оруденения характеризуемых месторождений играют определенные литолого-стратиграфические комплексы слоистых осадочных и осадочно-вулканогенных, нередко ограниченных с всячих или лежащих боков поверхностями региональных несогласий. Эти комплексы обычно характеризуются частым, нередко ритмичным переслаиванием пород с различным петрографическим составом и физико-механическими свойствами и залегают внутри более однородных осадочных толщ, резко отличающихся более высокими прочностными свойствами и значительно меньшими пористостью и проницаемостью. В периоды воздымания поднятий, обладая в целом большей пластичностью, породы комплексов претерпевают более интенсивные складчатые и следующие за ними разрывные деформации, благоприятные структурные сочетания которых в дальнейшем обуславливали локализацию рудных тел. Развитие благоприятных литолого-стратиграфических комплексов, сформированных в платформенных или полуплатформенных условиях осадконакопления на обширных территориях с сохранением их фациальных особенностей и мощностей, во многих регионах определяет однотипность предрудных деформаций на значительных площадях и чаще всего в строго определенных стратиграфических подразделениях. Примером провинции, связанной с подобными комплексами пород, может служить рудная область Центрального Каратау в Южном Казахстане. Здесь большинство свинцово-цинковых месторождений расположено в толще переслаивания карбонатно-глинистых (сланцевых) пород фамена, в которой развит региональный надвиг покровного типа. Это межформационное тектоническое нарушение развивается непосредственно над поверхностью регионального стратиграфического несогласия.

Несмотря на определенное положение рудной минерализации в региональном разрезе, стратиграфические элементы рудоносны не на всех их протяжении. Рудные узлы, месторождения либо отдельные согласные рудные тела пластообразной формы развиваются вдоль сквозных или скрытых разломов фундамента, преимущественно на участках сочленения и сближения последних.

СТРУКТУРНЫЕ РУДОЛОКАЛИЗУЮЩИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Основными структурными элементами осадочного или осадочно-вулканогенного чехла, влияющими на размещение стратиформных рудных тел и месторождений, являются разнообразной по форме складчатые сооружения в сочетании с наложенными разрывными дислокациями (согласные и секущие сколовые нарушения, межформацион-

ные срывы, зоны трещиноватости, брекчирования и рассланцевания). Наибольшее значение в этом отношении имеют следующие структурные элементы.

1. Участки периклинальных замыканий, крылья и замки складок различного типа и происхождения, а также флексуры небольших масштабов. При этом особенно благоприятны для размещения оруденения участки изменения пространственной ориентировки этих складок.

2. Центральные или краевые части конседиментационных структурных элементов, создающих локальные стратиграфические несогласия. К таким структурам относятся выступы фундамента, вулканические постройки, рифовые сооружения, русловые и дельтовые образования, неплутнические дайки, подводные оползни и обвалы, образования придонных течений, карстовые полости.

3. Грабены и горсты, развитые в пологозалегающих неметаморфизованных породах с высокими коллекторскими свойствами.

4. Подвергавшиеся карстообразованию палеоводоносные горизонты со структурами обрушения.

5. Контакты согласных межпластовых, межформационных и внутрипластовых интрузивных тел.

Разнообразные сочетания перечисленных структур с крутопадающими разрывами, возникающими в виде трещин оперения в периоды оживления рудоконтролирующих региональных разломов, а также некоторые другие тектонические элементы создают весьма различные структурные условия рудоотложения и соответственно многообразные структурные типы стратиформных месторождений и согласных и секущих рудных тел (см. таблицу).

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ, ИГРАЮЩИЕ В ПРОЦЕССЕ РУДООТЛОЖЕНИЯ РОЛЬ ЭКРАНОВ

Важную роль в локализации рудных тел нередко играют структурные элементы, которые служили полупроницаемыми экранами для рудоносных растворов, поступавших в зоны рудоотложения, и наряду с другими структурами и физико-химическими факторами участвовали в образовании природных геохимических и физических барьеров. Подобными экранирующими поверхностями могут являться: 1) отдельные слои или серии сближенных маломощных слоев слабо нарушенных пород, обладающих повышенными пластическими свойствами по сравнению с непосредственно рудовмещающими литологическими разновидностями и отличающихся от этих пород либо по петрографическому составу, либо по текстурно-структурным особенностям; 2) породы, идентичные рудовмещающим по литолого-геохимическому составу и физико-механическим свойствам, но слабо затронутые трещинообразованием; 3) дорудные силлы, согласные или секущие дайки интрузивных пород; 4) пологие тектонические покровы (соскладчатые надвиги, чешуйчатые шарьяжи, гравитационные оползни), определившие многоруслое строение вмещающих пород; 5) межформаци-

Структурные типы телетермальных стратиформных месторождений

Структурные этажи и ярусы осадочных чехлов	Главные рудо-локализирующие структуры	Структурные типы	
		структурная позиция	
Орогенные и посторогенные (моласовые и платформенные)	Приповерхностные складчатые и разрывные дислокации	Вокруг или над купольно-диапировыми (соляными и нефтегазоносными) структурами	
		Вокруг или над эрозионно-тектоническими выступами фундамента наложенных мульд В грабенах и горстах В зонах пологих чешуйчатых надвигов и связанных с ними складках	
Доорогенные (субгеосинклинальные и платформенные)	Складчатые и соскладчатые структуры различных генетических и морфологических типов	В перегибах штамповых складок и флексур, осложненных разрывными нарушениями	
		В зонах пологих тектонических покровов и связанных с ними складчато-разрывных дислокаций В при- и надразломных складках в крутопадающих тектонических зонах В замках, периклинальных замыканиях и на крыльях складок изгиба в сочетании с разрывами В диапировых антиклиналях	
		Вокруг эрозионно-тектонических выступов фундамента	
	Поверхностные складки осадочного облекания и региональные поверхности несогласия, связанные с зонами разломов фундамента	Вокруг рифовых построек	
		Вокруг погребенных полевулканических аппаратов	
		В погребенных палеорулах и палеокарстовых горизонтах	

месторождений		Примеры месторождений
морфологические разновидности рудных тел		
Согласные пласто-линзообразные, секущие столбо- и жилородные тела и их сочетания		Месторождения Бахмутской котловины (Донбасс); Большое Богдо (Прикарпатская впадина) Сиди-Би-Ауан (Тунис); Круа-де-Пальерес, Ляржантьер (Центральный Французский массив) Трускавец, Дзяновичи (Предкарпатский прогиб)
Согласные пласто-, линзо-, ленто-, плаще-, куполо- и седлообразные тела; секущие жилородные и плитообразные, неправильной формы, жилородные, "рубцовые" жилы; реже согласные, секущие жилы выполнения и гигантские пустоты, инкрустированные сульфидами, и их сочетания		Джоплин (район Тристейт, США); Полтоси, Коукер, Хоскинг-Майн (Вернемиссисипская долина, США); месторождения Силезско-Краковского района (Польша) Ачисай, Миргалимсай (КазССР) Текели (КазССР); Маунт-Айза (Австралия); Седмочисленцы, Издремец (Болгария); Раиси, Джамалу (Гималаи) Сумсар (КиргССР); Учкулач (УзССР); Филизчайское (АзербССР)
Кольцевые и полукольцевые рудные залежи в виде полых цилиндров и усеченных конусов с послойными апофизами, аркоподобные залежи, жилородные, штоко- и лентообразные тела и их сочетания		Аурахмат (УзССР) Ламотт, Хейден-Крик (Юго-Восточный Миссури); Бу-Дахар (Высокий Атлас); Ришальдон (Центральный Французский массив) Пайн-Пойнт (Канада); Олд-Лид-Белт, Индиан-Крик (Юго-Восточный Миссури) Минас-де-Кортес (Испания); месторождения штата Иллинойс (США) Ледвил (Юго-Восточный Миссури); месторождения меловых отложений предгорий Алайского хребта (Южный Тянь-Шань)

онные срывы и послойные нарушения, а также серии секущих разрывных нарушений, сопровождающихся тектонической глиной трения. Экранирующие поверхности, обуславливающие развитие рудной минерализации вдоль напластования слоистых толщ, могут быть как пологопадающими (над- и подрудными), так и крутопадающими.

На многих месторождениях рудоотложение происходило в тонкоритмичных породах, представленных чередующимися прослоями глинистых сланцев или глин, песчаников, карбонатных и других пород. В таких условиях просачивающиеся растворы встречали на своем пути множество прерывистых фациально невыдержанных микроэкранов глинистых пород, подпруживающая роль которых повышалась благодаря наличию послойных плоскостей срыва, сопровождавшихся дорудной тектонической глиной [18]. На ряде месторождений полупроницаемые экранирующие слои обогащаются рудными компонентами.

Сочетания указанных структурных элементов определяют разнообразие структурных типов месторождений и рудных тел, а также текстурно-структурных особенностей руд. Наиболее благоприятные структурные условия для накопления значительных количеств руды в определенных блоках пород создавались около участков пересечения полупроницаемых экранов крутопадающими секущими разрывами.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ ТЕЛ

В морфологическом отношении рудные тела телетермальных стратиформных месторождений обычно не представляют собой выдержанных пластов, морфологически полностью соответствующих пластам вмещающих осадочных пород. Они имеют форму пласто-, линзо-, лентообразных и седловидных залежей со сложными очертаниями, согласных с напластованием только в первом приближении. Для всех рудных тел характерны постоянное нарушение согласного залегания, резкие ограничения и расщепления или увеличение мощности около секущих дорудных трещин, распространение оруденения по последним в выше- или нижележащие слои пород, развитие секущих апофиз со стороны как висячего, так и лежащего боков. Чаше всего месторождения представляют собой сложную совокупность разнообразных по морфологии согласных и секущих рудных тел, не выходящих или частично выходящих за пределы благоприятных по физико-механическим и литологическим свойствам пластов. Это совокупность отражает многообразие проявления складчато-блоковых и разрывных дислокаций в сложно построенных разрезах слоистых чехлов. В большинстве регионов установлены комбинированные, реже секущие рудные тела (свинцово-цинковые месторождения долин рек Миссисипи и Миссури в США, месторождения Марокко и др.). Сложные по морфологии и внутреннему строению рудные тела локализируются вокруг разнообразных конседиментационных выступов. Здесь нередко развиты кольцевые структуры в виде замкнутых или

полузамкнутых в плане рудных тел, напоминающих по форме цилиндры или полые усеченные конусы, осложненные отходящими от них согласными со слоистостью апофизами. Не менее сложные рудные тела возникают в брекчиях обрушения древних карстов, в придонных частях которых среди слоистых глинистых образований нередко развиты небольшие пластообразные залежи.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Морфологические особенности рудных тел телетермальных стратиформных месторождений тесно связаны с условиями образования и развития вмещающих их складчатых структур и трещинных систем, возникновение которых обусловлено интенсивностью дорудных дислокаций рудовмещающих осадочных толщ, их положением в стратиграфических разрезов, а также их физико-механическими и литолого-геохимическими свойствами.

Осадочные породы, участвующие в строении разных структурных залежей и ярусов, различаются не только по составу и степени метаморфизма или уплотнения, но и по степени дорудной деформированности. Так, в доорогенном структурном ярусе срединных или остаточных массивов и миогеосинклинальных прогибов возникали достаточно сложные по строению складки, претерпевшие к тому же заметное усложнение в связи с наложенными посторогенными тектоническими движениями. Осадочные отложения верхних структурных этажей, как правило, деформировались менее интенсивно.

Различия в морфологии складчатых форм влияют на внутреннее строение некоторых разрывных нарушений, развитых в упомянутых структурных ярусах. Это особенно касается зон разрывов, возникших на ранних стадиях рудообразования и в значительной степени наследующих элементы пликативных дислокаций.

Различия в физико-механических свойствах пород, прежде всего в степени их метаморфизма или уплотненности, эффективной пористости и проницаемости в разных структурных этажах и ярусах, играют большую роль при возникновении тех или иных форм рудных тел. Породы орогенно-посторогенных структурных этажей и ярусов, обладающие меньшей степенью уплотненности, наряду со способностью к трещинообразованию, характеризуются более высокой проницаемостью. Это способствовало накоплению рудной минерализации в больших объемах пород и, кроме того, приводило к возникновению более мощных первичных ореолов рассеяния металлов по сравнению с более метаморфизованными породами нижних структурных этажей и ярусов. При наличии среди рудовмещающих горизонтов полупроницаемых экранов (особенно глинистых или углисто-глинистых прослоев) в орогенно-посторогенных этажах или ярусах могут накапливаться значительные рудные концентрации.

Различия в физико-механических свойствах пород сказываются и на текстурах руд. В рудах, локализованных в доорогенных форма-

циях, преобладают кластогенные (прожилковые, прожилково-вкрапленные, брекчиевые, псевдобрекчиевые, пятнистые) текстуры. В рудах, залегающих в орогенно-посторогенных формациях, наряду с подобными текстурами, присутствуют или преобладают цементные (особенно в песчаниках), возникающие за счет отложения рудных минералов в пустотах между зернами и метасоматического замещения цемента по микротрещинам, развивавшимся вдоль поверхностей раздела зерен или остатков фауны и цемента.

Анализ структурных условий образования многих месторождений рассматриваемой группы показывает, что к началу процесса рудообразования главные элементы их геологической структуры (складчатые и разрывные нарушения) были в основном уже сформированы, т.е., по определению В.И. Смирнова [15], геологические структуры этих месторождений относятся к дорудным, обусловившим пути продвижения гидротермальных растворов и места локализации рудных тел. Если они образовались в обстановке бокового сжатия на общем фоне воздымания рудоносных областей, то в периоды последующего спада сжимающих тектонических напряжений во многих провинциях внедрялись дайки и силлы основного состава. В процессе рудоотложения рудоподводящие и рудо локализирующие системы трещин, зон дробления и брекчирования, наследуя, как и интрузивные тела, основные элементы более ранних деформационных структур, находились снова в обстановке сжимающих усилий. Образование в этот период трещинных систем и подновление старых залеченных разрывов в процессе рудоотложения, как правило, проходило прерывисто.

Метасоматические процессы, непосредственно предшествовавшие рудоотложению, вызывали изменения физико-механических свойств вмещающих пород и влияли на дальнейшее развитие структуры уже в процессе рудоотложения. По мере изменения среды менялись характер проявления трещинных систем, их ориентировка по отношению к напластованию. Наряду с этим возрастал объем пород, вовлеченных в трещинообразование, что обусловлено общей тенденцией разрастания разрывов по восстанию и простиранию. Это приводило к увеличению объема пород, затронутых рудоотложением. На ранних стадиях рудообразования, когда породы еще не потеряли пластических свойств, разрывные нарушения наследовали основные направления зон пластического течения, накладываясь на них. Они развивались согласно или почти согласно с напластованием внутри более хрупких горизонтов или по контактам пород с различными физико-механическими свойствами преимущественно в зонах максимальных тектонических напряжений — в замках или на крыльях складок и флексур [1, 2].

Проявление этих более ранних хрупких деформаций, завершавших пластические, обычно начинается с образования согласных со слоистостью зон микротрещиноватости и сланцеватости (кливажа). В компетентных слоях мелкая трещиноватость обычно имеет секущую ориентировку по отношению к напластованию. В пластичных глинисто-сланцевых породах преобладают согласные со слоистостью трещины.

Помимо прямолинейной трещиноватости широко проявлены стилолитовые и микростилолитовые швы.

В связи с развитием трещинообразования наметившиеся разрывные нарушения обычно переходят в более контрастные, вплоть до протяженных согласных или почти согласных, реже секущих слоистость зон срыва и брекчий. Последние часто вмещают продукты ранних стадий минералообразования и сопровождаются их околорудными метасоматитами. Вследствие прогрессивного изменения физико-механических свойств вмещающих пород дальнейшие импульсы тектонических напряжений приводили, с одной стороны, к подновлению зачлененных зон разрывов, с другой — к возникновению новых крупных секущих трещинных зон и зон брекчирования, которые выполняются более поздними минеральными ассоциациями.

СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Несмотря на общность многих условий рудообразования в полуплатформенной или платформенной тектонической обстановке размещение пластоподобных месторождений рассматриваемой группы в разновозрастных структурных этажах и ярусах осадочного чехла обусловило большое разнообразие их структурно-морфологических типов и разновидностей (см. таблицу). Поэтому для каждого этажа или яруса характерны определенные структурные типы месторождений.

По положению в геотектонических сооружениях, структурных этажах и ярусах, по составу вмещающих пород, а также по структурно-морфологическим особенностям рудных тел выделяется две подгруппы: 1) месторождения, залегающие в доорогенном структурном этаже (в складчатом основании или в нижних ярусах субгеосинклинальных чехлов и в чехлах древних платформ) среди интенсивно дислоцированных, но слабо метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, содержащих иногда горизонты углеродистых, фосфатных и других пород; 2) месторождения, залегающие в орогенном или посторогенном структурном этаже (в недислоцированном молассовом, или платформенном, или эпиплатформенном чехлах) среди неметаморфизованных песчано-глинистых и карбонатных отложений.

Как уже отмечалось, формации доорогенных этажей и ярусов обычно более разнообразны по составу и более интенсивно деформированы по сравнению с породами верхних (орогенно-посторогенных) структурных этажей и ярусов. Поэтому месторождения, локализованные среди пород доорогенных этажей и ярусов, имеют гораздо более сложное геологическое строение [11, 14].

Особенно отчетливо такое разделение проявляется в пределах срединных массивов, внешних и внутренних миогеосинклинальных прогибов, в шовных зонах глубинных разломов и некоторых других геотектонических единицах земной коры. В то же время в пределах древних платформ это различие подгрупп в значительной степени стирается.

Как видно из таблицы, структурные типы месторождений в ортогенных и посторогенных формациях чехлов не столь разнообразны в связи с относительно малой интенсивностью деформаций вмещающих пород, определяющих сравнительно простые складчатые формы и осложненные разрывными нарушениями более простого строения. Чаще всего они связаны с развитием горстов и грабенных, купольных соляных и нефтегазоносных сооружений, а также иногда с различными по форме складками в зонах пологих чешуйчатых надвигов в передовых прогибах. Тем не менее в породах этих ярусов в ряде случаев проявлены достаточно сложные структурные типы рассматриваемых месторождений. Такие сложные структурные типы нередко отмечаются в горстовых поднятиях в зонах глубинных разломов, секущих перикратонные и компенсационные прогибы и впадины. В этих горстах месторождения нередко связаны с солянокупольными структурами (Бахмутская котловина). Во внутренних предгорных прогибах, окаймляющих срединные массивы, также отмечаются сложные по структуре месторождения. В частности, в Закарпатском прогибе ряд месторождений залегает в песчано-глинистых отложениях, осложненных секущими и согласными с напластованием дайками интрузивных пород. Достаточно сложные структуры месторождений наблюдаются и в гигантских складках волочения в зонах упомянутых чешуйчатых надвигов (Трускавец).

В доорогенных этапах и ярусах развиты более сложные структурные типы месторождений, обусловленные в основном сочетанием различных складчатых и разрывных нарушений, сформированных в полуплатформенных или субгеосинклинальных условиях.

Многообразие структурных типов месторождений, залегающих преимущественно в нижних структурных этажах и ярусах различных геотектонических единиц, дополняется развитием в их осадочных формациях конседиментационных сооружений. Эти образования создают структурную и литологическую неоднородность геологических разрезов и способствуют проявлению сложных рудовмещающих трещинных систем (рифовые и палеовулканические постройки, выступы фундамента и нижележащих пород чехла, образований палеопотоков, обвалных брекчий и др.).

ВЫВОДЫ

1. Рассматриваемые свинцово-цинковые, урановые, медные и другие стратиформные телетермальные месторождения, независимо от вещественного состава руд, конкретной геологической обстановки и тектонической позиции, характеризуются многими общими чертами геологического строения и условий формирования эпигенетического оруденения, а также едиными закономерностями его локализации. Стратиформные месторождения приурочены к определенным благоприятным литолого-стратиграфическим горизонтам слоистых толщ, обладают преимущественно пластообразной формой рудных тел, залегают

в общем согласно с вмещающими породами и чаще всего не обнаруживают какую-либо видимую связь с проявлениями магматизма. Все они сформировались в осадочных чехлах прогибов и наложенных депрессий активизированных платформ и складчатых областей, характеризующихся умеренными тектоническими движениями и незначительным проявлением магматизма, преимущественно основного состава. По совокупности этих особенностей данные стратиформные месторождения могут быть отнесены к самостоятельному структурно-генетическому типу.

2. Стратиформные телетермальные месторождения расположены в пределах внутренних линейных или купольных конседиментационных поднятий, которые возникли в обстановке сжатия на фоне прерывисто-дифференцированного воздымания ступенчатых горсто- или аркообразных тектонических блоков фундамента, ограниченных зонами глубинных разломов разных категорий. Вертикальные блоковые движения, начавшиеся еще в процессе осадконакопления, наиболее интенсивно проявились на поздних стадиях геологического развития регионов в связи с их общим поднятием.

3. Руды месторождений формировались в породах осадочного чехла, развитых как в синклиналиях, так и в антиклинальных сооружениях над приподнятыми блоками погребенного фундамента, воздымавшимися резко и с различной скоростью. Размещение месторождений и рудных полей контролируется зонами крутопадающих глубинных долгоживущих разломов, особенно узлами сочленения краевых (межблоковых), внутриблоковых, сквозных (секущих) и погребенных унаследованных расколов фундамента. Локализация оруденения и положение его на определенном стратиграфическом уровне обусловлены согласными с напластованием, разными по происхождению пологими тектоническими ослабленными зонами, которые развивались вдоль границ комплексов осадочных пород, различных по составу, строению, условиям залегания и степени консолидации.

4. Основные структурные черты месторождений определяются положением их в различных геотектонических единицах, различных структурных этажах или ярусах, разнообразных по строению зонах глубинных разломов фундамента, а также особенностями строения складчатых и разрывных нарушений, обусловленными в свою очередь физико-механическими свойствами вмещающих толщ, их гетерогенностью, наличием в них конседиментационных элементов. Особое значение в распределении оруденения имели определенные литологические горизонты рудовмещающих пород, обладающих благоприятными коллекторскими свойствами (повышенной пористостью и микротрещиноватостью, контрастной дифференцированностью проницаемости пород за счет чередования проницаемых и непроницаемых пластов и др.).

5. Рудовмещающие трещинные системы, развитые в пределах складчатых структур или вблизи ранних разрывных нарушений, обычно наследуют древние тектонически ослабленные зоны или повторяют контуры конседиментационных образований. Согласные и секущие

разрывы, зоны трещиноватости и брекчирования возникали и развивались в тектонически анизотропной среде на контактах пород, имеющих различные состав, физико-механические свойства и происхождение, — внутри хрупких горизонтов, внутри и на контактах конседиментационных сооружений, дорудных магматических тел и других структурных элементов.

6. Особенности развития рудомещающих разрывов определялись последовательным нарастанием тектонических напряжений, при которых в каждую последующую стадию вызываемые ими деформации проявлялись по-разному. В ранние стадии в основном образовывались согласная с напластованием микротрещиноватость и разрывные нарушения вдоль зон пластического течения. В более поздние стадии подновлялись ранее образованные и формировались новые, почти согласные со слоистостью зоны отслоения, брекчирования и трещиноватости, которые возникали при боковом сжатии и давлении снизу в участках резкой смены направлений тектонических напряжений (в замках, на крыльях складок и др.). По мере нарастания интенсивности напряжений и в связи с потерей первоначальных пластических свойств возникали и начинали преобладать секущие разрывы.

7. Существенную роль в формировании телетермальных месторождений играли экранирующие поверхности — тектонические структуры (пологие складчатые надвиги, шарьяжи, чешуйчатые гравитационные оползни) и границы литологических разновидностей пород, контрастных по составу или проницаемости (чередование тонкослойных глинистых, кремнистых, песчаных алевролитовых и карбонатных отложений), а также контакты магматических тел, которые выполняли своеобразную роль физических и геохимических барьеров.

8. В различных по вещественному составу стратиформных месторождениях преимущественно развиты ассоциации сульфидов $Fe-Cu-Pb-Zn-Hg-Sb$, $Ca-Fe-Mg$ карбонатов, $Ca-Ba-Sr$ сульфатов, флюорита, окислов $U-Fe-Mn$ и др., которые образовались из низкотемпературных растворов в близповерхностных условиях на глубинах от десятков — первых сотен метров до 1–2 км среди пористых и проницаемых пород или в открытых трещинных системах и сопровождалась глинисто-кремнисто-карбонатными метасоматитами.

9. Среди рассматриваемых стратиформных месторождений выделяются две подгруппы структурно-морфологических типов, сформированных: в орогенно-посторогенном (молагассовом и верхнеплатформенном) и в доорогенном (нижнеплатформенном или субгеосинклинальном) этажах и ярусах осадочных чехлов рудоносных областей. Месторождения первой подгруппы, локализованные среди недислоцированных осадочных отложений, сформировались в более простой структурной обстановке и имеют сравнительно менее сложную морфологию рудных тел. Месторождения второй подгруппы, приуроченные к складчатым и складчатым структурам либо к дислоцированным породам конседиментационных сооружений, характеризуются в общем более разнообразными структурными условиями формирования оруденения и имеют более сложную морфологию рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альжанов И.Т., Сидоренко П.П., Гриненко В.В. Тектонические деформации и метасоматические процессы, определившие условия для формирования Миргалымсайского стратиформного свинцово-баритового месторождения. - Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 8.
2. Архангельская В.В. Некоторые особенности геологии Сумсарского свинцово-цинкового месторождения. - Изв. АН СССР, серия геол., 1975, № 3.
3. Буладон Ж. Свинцово-цинковое и сурьмяное оруденение периферийной части массива Мон-Дозер, Франция. - Бюлл. НТИ, 1963, № 3 (47).
4. Вольфсон Ф.И., Архангельская В.В. Условия формирования пластовых свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах. - В кн.: Итоги науки. Рудные месторождения. М., ВИНТИ, 1969.
5. Габельмен Дж. У. Металлогеническая зональность Аппалачского региона Северной Америки. - В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. "Мир", 1971.
6. Галицкий В.В. Геологический контроль свинцово-цинкового оруденения хребта Каратау (Южный Казахстан). - В кн.: Производительные силы Южного Казахстана. Т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1966.
7. Греган Р.М., Бредбери Дж.К. Флюорит-полиметаллические месторождения рудного района Иллинойс - Кентукки. - В кн.: Рудные месторождения США. "Мир", 1972.
8. Зайцев Ю.А., Голубовская Т.Н., Филатова И.И. Геология и полезные ископаемые Джезказганского рудного района. "Недра", 1975.
9. Захаров Е.Е. Металлогения Каратау. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. III. Изд-во АН СССР, 1960.
10. Князев Г.И. Геотектоническое положение телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения. - Геотектоника, 1973, № 2.
11. Крупенников В.А. Закономерности размещения урановых руд на месторождениях, залегающих среди углито-кремнистых сланцев и известняков. - Геол. рудн. месторож., 1969, № 4.
12. Лаффит П. Металлогения Франции. - Вестн. МГУ, 1969, № 1.
13. Лисякевич С. Геологическое строение и минералогический анализ месторождения меди в Гроздекской мульде в Северо-Западных Судетах. - В кн.: Из геологических исследований в Нижней Силезии. М., МГРИ, 1959.
14. Рыбалов Б.Л. Структурные особенности и вопросы генезиса урановых месторождений, залегающих в черных сланцах и карбонатных породах. - Геол. рудн. месторожд., 1965, № 2.
15. Смирнов В.И. Геологические основы поисков и разведки рудных месторождений. - Изд.-во МГУ, 1954.
16. Тюрнор Ф.С. Металлогенические провинции и эпохи. - В кн.: Проблемы рудных месторождений. ИЛ, 1958.
17. Хаин В.Е. Региональная тектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. "Недра", 1971.
18. Blanchard P.V. Mount Isa ore geology. Ore deposits as related to structural features. N.Y. - London, 1969.
19. Heyl A., Agnew A.F., Lyons E.J., Rehre C.H., jr. The geology of the Upper Mississippi Valley zinc-lead district. Prof. Paper. - U.S. Geol. Surv., 1959, 309, N 310.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ И КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ

Тянь-Шань с давних времен привлекает внимание геологов богатством и разнообразием рудных месторождений. Не последнее место среди них занимают месторождения полиметаллов.

Тянь-Шань характеризуется гетерогенным строением, обусловленным, в частности, развитием различных по составу и свойствам пород. По сходству генезиса и физико-механических свойств на его территории выделяются шесть формаций: сланцевая, карбонатная, карбонатно-терригенная, эффузивная, интрузивная, контактово-метаморфическая.

Сланцевая формация включает глинистые "флишоидные" осадки и продукты их метаморфизма. Они характеризуются силикатным составом, очень тонкозернистым исходным материалом, ясно выраженной слоистостью. Сланцы в исходном виде глинистого, алевролитового или глинисто-кремнистого состава, иногда с примесью карбоната, часто ритмически чередуются с прослоями песчаников. При метаморфизме они превращаются в филлиты, антинолитовые, хлорит-эпидотовые, серицитовые, хлоритовые, серицит-хлоритовые, амфиболовые, кремнистые и другие сланцы. Неоднородность состава и особенности структуры сланцев обуславливают наиболее высокую степень анизотропии их физико-механических свойств по отношению к другим отложениям. Пористость слабо метаморфизованных глинистых сланцев по сравнению с другими породами наименьшая, она повышается за счет грешниноватости и некоторых видов метаморфизма. При тектонических деформациях глинистые и другие слабо метаморфизованные сланцы наиболее пластичны и подвергаются изгибу без нарушения сплошности [2]. Они деформируются пассивно подчиняясь складкообразованию в более компетентных породах и создавая мелкие складчатые формы. Породы сланцевой формации распространены широко, занимая до 49% площади Средней Азии в современном эрозионном срезе.

Карбонатная формация включает массивные доломитизированные, кремнистые, песчаные, глинистые и другие разновидности известняковидоломитов. Пористость пород этой формации колеблется в широких пределах, но средние ее значения несколько ниже, чем у других пород (кроме сланцев), что объясняется высокой способностью карбонатных пород к самозалечиванию. Слоистые разности карбонатных пород вследствие повышенной физической анизотропии легко под-

вергаются изгибу. Породы карбонатной формации обладают высокой пластичностью, особенно тонкослоистые и ленточные разности. Грубослоистые известняки и мраморизованные разности нередко хрупкие, и изгиб их сопровождается образованием трещин. Доломиты более хрупки, чем известняки, и в меньшей степени способны к самозалечиванию трещин. Для пород карбонатной формации характерна высокая химическая активность. Они занимают 15% площади Средней Азии.

Карбонатно-терригенная формация включает породы, разнообразные по составу, структуре и крупности обломочного материала – аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, конглобрекчии, туфоконгломераты, туффиты. Они переслаиваются со сланцами, реже с известняками или образуют самостоятельные толщи, иногда значительной мощности. Проницаемость пород этой формации в целом выше, чем сланцевой. Наличие прослоев карбонатного материала обуславливает пластические деформации, выражающиеся в образовании широких пологих складок. Породы карбонатно-терригенной формации занимают 12% территории Средней Азии.

В эффузивную формацию входят все излившиеся изверженные породы: пироксеновые, андезито-базальтовые, базальтовые, диабазовые порфириты, спилиты, фельзиты, кератофиры. Местами они имеют более или менее ясную стратификацию и вследствие этого обладают некоторой анизотропией физических и механических свойств. При повышенной хрупкости в породах эффузивной формации возникают круглые трещины и разломы. Вследствие сравнительно высокой плотности и низкой проницаемости циркуляция растворов в эффузивах возможна главным образом по трещинам. Породы эффузивной формации занимают лишь 5% площади Средней Азии.

Интрузивная формация объединяет массивы, сложенные габбро, серпентинитами, лабрадоритами, диоритами, сиенитами, граносиенитами, амагмеллитами, гранодиоритами, гранитами, аляскитами и другими, менее распространенными разновидностями. Высокая проницаемость интрузивных пород при относительно низкой общей пористости объясняется полиминеральным составом и зернистым строением. По механическим свойствам они близки к эффузивным, но в общем обладают большим временным сопротивлением сжатию. По отношению к тектоническим воздействиям интрузивные породы проявляют повышенную хрупкость, более высокую, чем эффузивные. Породы интрузивной формации занимают 20% площади Средней Азии.

Контактово-метаморфическая формация включает такие контактовые образования, как скарны различного состава, роговики в метаморфических ореолах интрузивов, частично вторичные кварциты и некоторые другие, менее распространенные породы метаморфического и гидротермального генезиса. Они распространены ограниченно, но их значение для размещения полиметаллического оруденения необычайно велико. Породы этой формации характеризуются повышенной хрупкостью и химической активностью, что создает благоприятные условия для локализации оруденения.

Таким образом, породы каждой формации характеризуются индивидуальным отношением к процессам тектогенеза, метаморфизма и рудообразования. Вместе с тем каждой геологической формации присущи свои геолого-структурные группы рудных полей и структурно-морфологические типы полиметаллических рудных тел.

Установлено, что полиметаллические рудные поля и месторождения Тянь-Шаня характеризуются широким разнообразием генетических и структурно-геологических типов [1]. Главные промышленные типы месторождений связаны с послемагматическими процессами. Здесь выделяются пневматолито-гидротермальные, гидротермально-метасоматические, жильные, колчеданные, телетермальные месторождения [4]. Они образуют промышленные скопления в породах различных геологических формаций — карбонатной, карбонатно-терригенной, эффузивной, интрузивной и контактово-метаморфической. Соответственно геологические условия их образования различны. В процессе изучения среднеазиатских месторождений накоплен большой материал по структурам промышленных месторождений. Это позволило разработать систематику структур, в основу которой положены главные факторы деформации вмещающих пород, определяющие черты их типизации. Выявляется несомненная зависимость структур от разреза и состава вмещающих пород и характерных их сочетаний.

В основе систематики структурных типов рудных полей и месторождений лежат закономерные сочетания структурных элементов, определивших характер деформации вмещающих пород и связанных с ними особенностей размещения оруденения. Систематика учитывает главные факторы локализации и размещения руд и выявляет определенные зависимости между масштабом рудных полей, составом вмещающих пород и сложностью структуры. Таким образом, она содержит определенные оценочные критерии, направленные на выявление в первую очередь крупных объектов.

Эндогенные полиметаллические рудные поля и месторождения Тянь-Шаня объединяются в четыре геолого-структурные группы с преобладающим влиянием на размещение оруденения: складчатых форм (складчатые); разрывных нарушений (разрывные); контактовой поверхности интрузивных тел (контактовые); складчатых и разрывных структур (сложные).

1. Рудные поля и месторождения с преобладающим влиянием на размещение оруденения складчатых форм (складчатые) связаны преимущественно со складчатыми структурами в карбонатных, карбонатно-терригенных и эффузивных формациях. Внутри группы выделяются четыре геолого-структурных типа рудных полей и месторождений: в одиночных моноклиналиях; в одиночных антиклиналях; в изгибах, участках ундуляции, переклиальных замыканиях антиклиналей; в антиклиналях, осложненных разломами.

В складчатых рудных полях и месторождениях решающее влияние на размещение оруденения оказывают пликативные деформации, преимущественно выраженные в изгибах пластов, ундуляции складчатых структур, сложенных сравнительно однородными пластичными толща-

ми. Разрывные нарушения обычно возникают в конце процесса складкообразования, их размещение и ориентировка подчиняются складкам. Главными факторами размещения оруденения в однородных по литологическому составу толщах являются расслоение и дробление пород при складкообразовании. Разрывные нарушения играют блокирующую роль и служат рудоподводящими каналами. Для этой группы рудных полей и месторождений характерно преобладание согласных рудных тел. Всего к этой группе относится 25% рудных полей и месторождений Тянь-Шаня, в том числе в породах карбонатной формации - 19%, карбонатно-терригенной - 2, эффузивной - 4%.

2. Рудные поля и месторождения с преобладающим влиянием на размещение оруденения разрывных нарушений (разрывные) связаны преимущественно с дизъюнктивными нарушениями в хрупких эффузивных и интрузивных породах. Это сколовые, реже отрывные зоны в виде простых и сложных разломов, косо ориентированные по отношению к главному простиранию складчатости. Среди этой группы выделяются пять геолого-структурных типов рудных полей и месторождений: на искривлениях поверхностей отдельных разрывных нарушений; в разломах с оперяющимися разрывами; в сложных разломах; в местах сопряжения и пересечения двух и более разломов; в участках искривления зон рассланцевания и смятия.

В разрывных рудных полях и месторождениях основную роль в размещении оруденения играют относительные перемещения вдоль разломных структур, часто связанные с искривлениями в плане крупных складчатых сооружений. Рудовмещающими и контролирующими служат обычно сколовые, реже отрывные нарушения, представленные простыми и сложными разломами либо тектоническими зонами. В рудных полях и месторождениях данной группы широко развиты секущие рудные поля.

В эту группу входит 36% общего числа полиметаллических рудных полей и месторождений Тянь-Шаня, в том числе в породах сланцевой формации - 4%, карбонатной - 11, карбонатно-терригенной - 1, эффузивной - 8, интрузивной - 12%.

3. Рудные поля и месторождения с преобладающим влиянием на размещение оруденения контактовой поверхности интрузивных тел (контактовые) связаны главным образом со структурами контактов интрузивных пород среди осадочных и эффузивных формаций. Внутри группы выделяются три типа рудных полей и месторождений: в согласных и подобных контактах интрузивов с вмещающими породами, осложненных разломами; в секущих контактах интрузивов с вмещающими породами; вдоль апофиз, даек и штоков интрузивных пород.

Строение контактовых рудных полей и месторождений в значительной мере определяется литологией вмещающих толщ, характером их залегания, относительной ориентировкой контактовых поверхностей интрузива, наличием и формой апофиз и даек, особенностями рудо-контролирующих структур [3]. Сочетание этих факторов обуславливает различие в особенностях строения рудных полей.

По мнению Г.А. Соколова [3], весьма важными чертами литологии вмещающей толщи являются количественные и морфологические соотношения пород карбонатной и интрузивной формаций. В одних случаях карбонатные породы развиты только в виде подчиненных прослоев и линз среди вулканогенных и терригенных членов вмещающей толщи, в других эта толща сложена почти чисто карбонатными породами — известняками или доломитами.

Интенсивность проявления разрывных нарушений в некоторых рудных полях обуславливает образование редких или многочисленных интрузивных апофиз различной формы, а также неровностей контактовой поверхности. В зависимости от относительной ориентировки слоистости вмещающих пород и контактовых поверхностей интрузива, а также интенсивности блокового дробления вмещающих пород в соответствующих местах эндоконтактной зоны могут развиваться ксенолиты различных размеров и форм. Значительные вариации наблюдаются в распространении, размерах и залегании даек.

В качестве рудоконтролирующих структур характерны межслоевая отдельность, внутрислоевая трещиноватость, трещиноватость зоны контактов активного интрузива, зальбандов, даек, зоны брекчирования, швы и сопряженные трещины сбросовых нарушений. В таких разнообразных структурно-литологических условиях и возникают метасоматические рудные тела.

Наиболее продуктивны контакты интрузивов с карбонатными породами. При этом сочетании в благоприятных структурно-тектонических условиях возникают контактово-метасоматические образования, среди которых наиболее благоприятны для размещения оруденения скарны, особенно около разломов глубокого заложения. Для этой группы рудных полей и месторождений характерно преобладание пласто- и линзообразных контактовых рудных тел. В целом к ней относится 24% общего числа полиметаллических рудных полей и месторождений Тянь-Шаня, в том числе в породах карбонатной формации — 6%, карбонатно-терригенной — 3, эффузивной — 1, контактово-метаморфической — 14%.

4. Рудные поля и месторождения, в которых на размещение оруденения влияют и складчатые, и разрывные структуры (сложные), возникают при сочетании условий, присущих перечисленным выше группам. Здесь выделяются четыре типа рудных полей и месторождений: в грабенах и прогибах пород кровли; в блокированных горст-антиклиналях и грабен-синклиналях; в крупных сжатых антиклиналях, осложненных разломами с образованием складчато-блоковой структуры; в широких складках, образованных при перемещении блоков по системам пересекающихся разломов.

Такие рудные поля и месторождения характеризуются сложным разрезом, в котором могут сочетаться в различной последовательности породы двух, трех и более формаций. Как правило, они отличаются сложностью тектонической обстановки, неоднократными изменениями частных планов деформации, широким температурным диапазоном процесса минералообразования. Оруденение локализуется в

результате совместного влияния нескольких факторов. Здесь широко развиты согласные, контактовые и сложные рудные тела.

В эту группу входит 14% общего количества полиметаллических рудных полей и месторождений Тянь-Шаня, в том числе в породах сланцевой формации - 1%; карбонатной - 5; карбонатно-терригенной - 1; эффузивной - 1, интрузивной - 1, контактово-метаморфической - 5%.

Таким образом, выделенные геолого-структурные группы полиметаллических рудных полей и месторождений Тянь-Шаня имеют специфические особенности, определяющие выбор методических приемов при построении детальных геолого-прогнозных карт и при количественном прогнозировании оруденения.

Геолого-прогнозные карты складчатых полиметаллических месторождений составляются с учетом приуроченности оруденения к отдельным благоприятным пластам. Распределение оруденения в них, как правило, неравномерное. Обогащенные участки локализуются в местах повышенного дробления вдоль осей складок, обычно вблизи секущих разломов. Геолого-прогнозные карты складчатых рудных полей и месторождений целесообразно строить на структурной основе, где в изогипсах показывается рельеф поверхности рудовмещающего горизонта и рудоконтролирующие разломы.

При составлении геолого-прогнозных карт рудных полей и месторождений разрывной группы в первую очередь учитывается приуроченность оруденения к разломам, находящимся в благоприятной позиции. Основой при прогнозных построениях служит тектоническая карта, отражающая форму поверхности разломов на вертикальных проекциях в изолонгах. В этих проекциях выделяются ребра, определяющие морфологический тип поверхностей, и оконтуриваются грани - нагруженные и разгруженные. Оруденение на вертикальных проекциях показывается в изолиниях метропроцентов или содержаний и мощностей раздельно. Участки однородного геологического строения оконтуриваются по границам влияния рудоконтролирующих факторов. Перспективные участки определяются по наибольшей сумме баллов, запасы оцениваются обычно для рудного поля в целом.

Геолого-прогнозные карты контактовых рудных полей и месторождений в зависимости от согласного или секущего типа контакта имеют разную геолого-структурную основу. Поскольку главнейшими рудоконтролирующими факторами оказываются морфология контактовой поверхности, характер тектонических движений вдоль нее и состав контактирующих пород, основой анализа размещения оруденения служит структурная карта контактовой поверхности, на которой в изогипсах оконтуриваются участки и зоны проявления всех факторов. На геолого-прогнозной карте показывается рельеф контактовой поверхности, положение осей, зон грешниноватости и скарноворудных тел, выделяются рудоконтролирующие элементы. На карте отмечаются блоки однородного геологического строения, границами которых являются разломы и контакты различных пород. Прогнозные запасы оцениваются по сумме рудоконтролирующих факторов.

Сложные рудные поля и месторождения отличаются многообразием рудоконтролирующих факторов и геолого-структурных позиций размещения оруденения. Для них характерны три вида сочетаний геологических формаций, сложенных породами с различными механическими свойствами: а) перекрывание относительно хрупких пород более пластичными, б) перекрывание относительно пластичных пород хрупкими, в) контакт этих пород по крутопадающей геологической поверхности (разлом, интрузивный или прислоненный контакт). В связи с этим геолого-прогнозные карты сложных месторождений составляются на основе структурных и тектонических карт, вертикальных проекций, карт размещения гипогенной минерализации.

Методы геолого-структурного анализа условий локализации оруденения в эндогенных месторождениях являются составной частью процесса построения детальных крупномасштабных геолого-прогнозных карт. Изучение геолого-структурных условий локализации оруденения и составление геолого-прогнозных карт на ряде эндогенных полиметаллических рудных полей и месторождений Тянь-Шаня позволили изучить морфологию рудоконтролирующих поверхностей, предсказать типы рудных тел в каждой геолого-структурной позиции, обосновать ожидаемые условия размещения и масштабы оруденения, что является практической реализацией результатов геолого-структурных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акбаров Х.А. Геолого-структурные типы полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии и некоторые вопросы их поисков и разведки. Ташкент, "Фан", 1975.
2. Королев А.В., Шехтман П.А. Структурные условия размещения послемагматических руд. "Недра", 1965.
3. Соколов Г.А. Условия возникновения и локализация скрытых рудных тел в контактово-метасоматических железорудных месторождениях. - В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. Госгеолтехиздат, 1963.
4. Шмулевич А.Д. и др. Типы и формация свинцово-цинковых месторождений. - В кн.: Промышленно-генетические типы свинцово-цинковых месторождений. Ташкент, "Фан", 1974.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	
<i>Л. И. Лукин, Ф. И. Вольфсон, В. А. Королев, В. А. Невский.</i> Структурные условия эндогенного рудообразования — состояние проблемы и пути дальнейших исследований.	5
<i>В. И. Казанский, Е. П. Малиновский, Г. Б. Наумов, А. А. Пэк, Ю. Г. Сафонов.</i> Влияние структурных факторов на гидротермальное рудоотложение.	21
<i>Н. П. Лавров, А. Е. Толкунов.</i> Рудовмещающие структуры месторождений палеовулканических областей	41
<i>Г. И. Горбунов, Ю. В. Гончаров, Ю. А. Астафьев, И. С. Бартевев.</i> Тектонический контроль оруденения сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова	69
<i>Ю. М. Соколов, М. Е. Салье, В. Л. Дук.</i> Тектонические и физико-химические условия образования оргоматаморфических месторождений	84
<i>Я. И. Белевцев, Н. П. Гречишников.</i> Геолого-структурные и физико-химические условия образования месторождений редкометальных альбититов по геологическим и экспериментальным данным	98
<i>Г. Н. Щерба, Т. М. Лаумулин.</i> Структуры редкометальных штокверков.	110
<i>В. А. Невский, М. А. Осипов.</i> Интрузивная и вулканическая тектоника и структуры эндогенных рудных полей и месторождений	129
<i>В. В. Богацкий.</i> Структуры рудных полей магнетитовых месторождений Сибирской платформы и волновой механизм формирования грещинно-брекчиевых систем	153
<i>Ю. Г. Сафонов.</i> Структуры жильных золоторудных месторождений различных глубинных уровней	167
<i>С. Д. Шер, Н. Я. Гурейкин, Д. А. Дорофеев, И. К. Брагин.</i> Структурно-морфологические особенности и условия локализации золотого оруденения в терригенных толщах	188
<i>В. И. Старостин.</i> Структурно-петрофизические условия образования колчеданных рудных полей	200
<i>Б. Л. Рыбалов, В. В. Архангельская.</i> Структурные условия формирования телетермальных страгиформных месторождений	212
<i>Х. А. Акбаров.</i> Геолого-структурные типы полиметаллических рудных полей и месторождений Тянь-Шаня и количественное прогнозирование оруденения	228

Структурные условия эндогенного рудообразования – состояние проблемы и пути дальнейших исследований. Лукин Л.И., Вольфсон Ф.И., Королев В.А., Невский В.А. – В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1978.

Кратко изложена история развития понятий структуры рудных полей и месторождений и их систематики. Освещены теоретические основы современных представлений о деформациях горных пород. Показано состояние изученности складчатых и разрывных нарушений, роль этих факторов, а также физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенного оруденения. Охарактеризованы полевые и лабораторные методы, используемые в настоящее время при изучении структур рудных месторождений. Рассмотрены современные представления о зависимости структур эндогенных рудных месторождений от их положения в различных структурных этажах и в условиях разных глубин и температур, освещены вопросы структурной зональности месторождений. Охарактеризовано влияние структурной обстановки формирования месторождений на генетические особенности оруденения, приведены рекомендации к направлению дальнейших научно-теоретических и методических работ по изучению структур эндогенных рудных полей и месторождений. Библ. 44 назв.

Влияние структурных факторов на гидротермальное рудоотложение. Казанский В.И., Малиновский Е.П., Наумов Г.Б., Пэк А.А., Сафонов Ю.Г. – В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1978.

Исследована система взаимодействий между гидротермальным потоком и вмещающей его геологической средой. Предложена одномерная термобарическая модель гидротермальной системы и установлены ее соотношения с физико-химическими параметрами рудоносных растворов. Рассмотрены возможности приложения найденных закономерностей к анализу структурных условий формирования рудных месторождений вольфрама, золота и щелочных метасоматитов. Библ. 30 назв. Илл. 6.

Рудовмещающие структуры месторождений палеовулканических областей. Лаверов Н.П., Толкунов А.Е. – В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1978.

В зависимости от геотектонического положения, состава рудовмещающих вулканических образований и особенностей месторождений выделены и охарактеризованы четыре основные группы рудовмещающих структур месторождений: эвгеосинклинальных поясов, орогенных областей, областей тектоно-магматической активизации и вулканических областей древних платформ. Для каждой группы выделены особые ряды рудовмещающих структур. Показано, что существует отчетливая тенденция в усилении роли секущих и комбинированных структур от увеличения "жесткости" фундамента, на котором развивались вулканические процессы. Табл. 5. Библ. 29 назв. Илл. 4.

УДК 553.43+553.48

Тектонический контроль оруденения сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Горбунов Г.И., Гончаров Ю.В., Астафьев Ю.А., Баргенов И.С. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1978.

В известных никеленосных районах Кольского полуострова определяющее значение в размещении рудоносных массивов имеют складчатые и разрывные структуры. Большинство месторождений и рудопоявлений сосредоточены в местах сочленения благоприятных дизъюнктивных и пликтивных нарушений. Сульфидное медно-никелевое оруденение локализовано главным образом в пределах никеленосных массивов; только небольшая часть руд при определенных условиях проникает в подстилающие породы. Локализация сингенетического оруденения контролируется элементами внутренней структуры основных-ультраосновных тел и формой дна массивов. Эпигенетическое оруденение контролируется в основном разрывными тектоническими нарушениями, проходящими на контакте материнских интрузивов с вмещающими породами или внутри массивов. Табл. 5. Библ. 13 назв. Илл. 7.

УДК 551.25+17+553.064

Тектонические и физико-химические условия образования оргоморфических месторождений. Соколов Ю.М., Салье М.Е., Дук В.Л. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1978.

Использование специальных структурно-петрологических методов позволило установить наличие связей оргоморфического рудогенеза с определенными этапами метаморфизма. Для образования формаций горного хрусталя, например, наиболее благоприятны тектонические условия, способствовавшие повышению градиента $P-T$ параметров метаморфизма. Промышленные месторождения слюды преимущественно образуются в условиях длительного сохранения термодинамического режима. Библ. 35 назв.

УДК 553.272+553.22

Геолого-структурные и физико-химические условия образования месторождений редкометалльных альбититов по геологическим и экспериментальным данным. Белевцев Я.Н., Гречишников Н.П. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1978.

К основным геолого-структурным факторам образования месторождений редкометалльных альбититов относятся разрывные и складчатые структуры, а также благоприятные по физико-механическим и химическим свойствам метасоматиты; большую роль в процессе рудоотложения играли изменения температуры и давления. Наиболее характерной отличительной особенностью рассматриваемых месторождений является интенсивное развитие в их пределах зон катаклаза, охватывающих крупные блоки пород и контролирующих размещение рудных тел. Приведена характеристика и классификация структур, обуславливающих локализацию месторождений, рудных тел и рудной минерализации в залежах. Табл. 1. Библ. 8 назв. Илл. 5.

УДК 553.27:553.462/463

Структуры редкометалльных штокверков. Шерба Г.Н., Лаумулин Т.М. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1978.

Рассмотрены тектоническое положение, геолого-структурная позиция, строение, структурообразование и рудогенез, стадийность образования и структурно-морфологическая зональность редкометалльных штокверковых месторождений. Все эти характеристики, а также параметры глубинности формирования и вертикального размаха оруденения увязаны с систематикой штокверков относительно их положения и удаленности от рудоносных интрузий. Показана роль контракционной и эндокинетической тектоники в формировании рудоносных структур. Дан расчет контракции массивов и сдвижения пород в системе интрузив — надинтрузивная зона, показана взаимосвязь ее деформации, метасоматоза и рудогенеза. Приведены ряды вертикальной структурной зональности, некоторые способы и методические приемы изучения и прогноза штокверков. Табл. 1. Библ. 36 назв. Илл. 4.

УДК 553.27+552.30

Интрузивная и вулканическая тектоника и структуры эндогенных рудных полей и месторождений. Невский В.А., Осипов М.А. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1978.

Показаны разнообразные проявления интрузивной и вулканической тектоники, начиная с этапа внедрения магматических расплавов в верхние горизонты земной коры и кончая их кристаллизацией и последующим охлаждением возникших магматических тел. Дана систематика тектоно-магмагенных структур рудных полей и месторождений. Показаны проявления интрузивной или вулканической тектоники при формировании различных типов структур рудных полей и месторождений. Табл. 1. Библ. 38 назв. Илл. 7.

УДК 553.312+551.240.089

Структуры рудных полей магнетитовых месторождений Сибирской платформы и волновой механизм формирования трещинно-брекчиевых систем. Богацкий В.В. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1978.

Структуру рудных полей определяют ареалы повышенной проницаемости, представляющие субвертикальные и субгоризонтальные системы; это эруптивные каналы или зоны брекчирования и трещиноватости. Трещинно-брекчиевые структуры представляют собой результат интерференционно-резонансных явлений и возникают в условиях относительного растяжения. Простейшей наглядной аналоговой моделью интерференции являются муаровые сетки. Волновой механизм формирования трещинно-брекчиевых ареалов позволяет прогнозировать места возможной локализации слепого оруденения в известных рудных полях и намечать новые перспективные районы. Библ. 13 назв. Илл. 5.

УДК 553.411+553.271

Структуры жильных золоторудных месторождений различных глубинных уровней. Сафонов Ю.Г. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1978.

Описаны структуры месторождений золота малых, средних и больших глубин. Выделены типовые рудоносные структуры для каждого уровня глубинности. Рудоносные структуры рассматриваются как системы взаимосвязанных рудовмещающих и рудоконтролирующих структурных элементов. Показаны общие закономерности формирования рудоносных структур в условиях различной глубинности. Библиография: 27 назв. Иллюстрации: 7.

УДК 553.411+553.271

Структурно-морфологические особенности и условия локализации золотого оруденения в терригенных толщах. Шер С.Д., Гурейкин Н.Я., Дорофеев Д.А., Брагин И.К. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1978.

Широкое рассредоточение оруденения в золоторудных полях, локализованных в терригенных толщах, сочетающееся с крупными масштабами минерализации, обусловлено спецификой условий локализации и структурно-литологической обстановкой формирования рудных полей. На примерах золотоносных территорий Средней Азии и Сибири установлено, что рудные поля локализованы в узлах пересечения разнонаправленных зон многократных дислокаций и приурочены к надинтрузивным ореолам гранитоидных массивов. Главные структурные и литологические факторы, приводящие к рассредоточению оруденения: сложное строение и быстрое залечивание зон разломов в анизотропной и высокопластичной вмещающей среде, широкое развитие локального метасоматоза и проявлений экранирования при частичной проницаемости экранов. В рассматриваемой группе целесообразно выделять рудные поля линейного, изометричного в плане и комбинированного типов, различие которых обусловлено структурными и литологическими факторами. Иллюстрация: 3.

УДК 553.44+552.1:53

Структурно-петрофизические условия образования колчеданных рудных полей. Старостин В.И. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1978.

На основании анализа детальных геолого-структурных карт совместно с изучением грешиватости, разломов, ориентировки микротрещин и пор в породах, особенностей ориентировок минералов, природы анизотропии физико-механических свойств пород и руд выделены среди колчеданных рудных полей два основных типа, формировавшихся в областях растяжения и сжатия. Для рудных полей областей растяжения характерны палеотектонические поля напряжений с крутонаправленными сжимающими усилиями и горизонтальными — растягивающими, петроструктурный тип анизотропии физических свойств и широкое развитие даек и рудных жил. Для рудных полей областей сжатия, связанных с деформацией сдвига, характерны унаследованно-сохранявшиеся горизонтальные ориентировки как сжимающих, так и растягивающих усилий, наличие зон расщепления и деформационная анизотропия упругих свойств. Таблица: 1. Библиография: 5 назв. Иллюстрация: 1.

УДК 553.277:553.065.3

Структурные условия формирования телетермальных стратиформных месторождений. Рыбалов Б.Л., Архангельская В.В. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1978.

Рассмотрены структурные условия формирования эпигенетических пластоподобных месторождений свинца, цинка, меди, урана, флюорита,

барита и некоторых других полезных ископаемых, формирующихся из низкотемпературных водных растворов в слоистых чехлах платформенных и субплатформенных областей. Эти месторождения возникали после проявления трещинного базальтоидного магматизма. Структурные черты месторождений определяются особенностями строения складчатых и разрывных нарушений различных генетических и морфологических типов, что в свою очередь связано как с особенностями проявления процессов деформации в различных геотектонических позициях, так и с физико-механическими свойствами вмещающих пород. Локализация оруденения обусловлена благоприятными структурными и литологическими факторами. Табл. 1. Библ. 19 назв.

УДК 553.27:553.44

Геолого-структурные типы полиметаллических рудных полей и месторождений Тянь-Шаня и количественное прогнозирование оруденения. Акбаров Х.А. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. "Наука", 1978.

Полиметаллические рудные поля и месторождения классифицированы в зависимости от формационной принадлежности вмещающих толщ и сочетания структурных элементов, определивших характер деформации этих пород. Составление прогнозных карт должно проводиться на основе геолого-структурного анализа условий локализации оруденения. Библ. 4 назв.

2 р. 50 к.

2524

