Федеральное государственное бюджетное учреждение «ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ» (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

На правах рукописи

Звездов Вадим Станиславович

## МОДЕЛИ МЕДНОПОРФИРОВЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЛЯ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ

Специальность 1.6.10 – геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения

> Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук

> > В 2-х томах

Том 1

## ОГЛАВЛЕНИЕ

### Том 1

ВВЕДЕНИЕ	5
1. Модели меднопорфировых рудно-магматических систем и месторождений	15
1.1 Положение в геоструктурах и типизация меднопорфировых месторождений	15
1.2 Классификационно-признаковые модели меднопорфировых систем и	
месторождений	24
1.3 Геолого-промышленные количественные (статистические) модели	
меднопорфировых месторождений	31
1.4 Комплексные меднопорфировые рудно-магматические системы (КМП РМС).	52
1.4.1 Строение и металлогения вулканоплутонических поясов и	
принадлежащих им меднопорфировых РМС	56
1.4.2 Меднопорфировые РМС базальтоидных ВПП	65
1.4.3 Меднопорфировые РМС андезитоидных ВПП	74
2. Обстановки формирования крупных и сверхкрупных меднопорфировых	
месторождений, критерии их прогноза и поисков	96
2.1 Геодинамические обстановки формирования меднопорфировых	
месторождений	99
2.2 Структурно-петрофизические обстановки образования меднопорфировых	
месторождений	110
2.2.1 Меднопорфировые месторождения, сформировавшиеся под толщами	
«упруго-пластичного» деформационного типа	115
2.2.2 Меднопорфировые месторождения, сформировавшиеся под толщами	
«упруго-вязкого» деформационного типа	137
2.3 Влияние карбонатных отложений, богатых железом мафических комплексов и	
вод немагматического происхождения, игравших роль геохимических барьеров, на	
рудоотложение	152
2.4 Влияние исходной рудоносности вмещающих пород на формирование	
меднопорфировых месторождений	158
2.5 Критерии прогноза и поисков крупных и сверхкрупных	
меднопорфировых месторождений	167
2.5.1 Прогноз меднопорфировых месторождений с использованием геолого-	
промышленных количественных (статистических) моделей (ГПКМ)	167

Стр.

2.5.2 Параметрические модели меднопорфировых систем и месторождений	175
2.5.3 Поисковые критерии и признаки крупных и сверхкрупных	
меднопорфировых месторождений	181
3. Меднопорфировые штокверки различных структурно-петрофизических	
обстановок формирования	190
3.1 Морфологическая типизация рудных тел меднопорфировых месторождений	190
3.2 Методика исследований	194
3.2.1 Методика изучения рудовмещающих пород и руд	195
3.2.2 Специализированная документация штокверков	196
3.2.3 Методика петрофизического анализа	200
3.2.4 Методика изотопно-геохимических исследований	204
3.3 Геолого-структурные условия локализации изученных месторождений.	
Влияние деформационного поведения вмещающих пород на форму и строение	
штокверков и содержания металлов в рудах	206
3.4 Количественные параметры, тенденции развития во времени и пространстве,	
механизмы формирования меднопорфировых штокверков в различных структурно-	
петрофизических обстановках	258
3.4.1 Количественные параметры и тенденции развития меднопорфировых	
штокверков во времени и пространстве	258
3.4.2 Механизмы формирования трещинных каркасов меднопорфировых	
месторождений	270
3.4.3 Изотопная модель штокверков «открытых» и «подэкранных»	
структурно- петрофизических обстановок	289
3.4.4 Направленность и масштабы изменения физико-механических свойств	
вмещающих пород	294
Том 2	
4. Геолого-генетические модели меднопорфировых систем и месторождений	3
4.1 Геолого-генетические модели меднопорфировых месторождений. Природа	
рудно-метасоматической зональности	3
4.2 Физико-химические параметры рудообразования. Состав гидротермальных	
растворов	24
4.3 Градиентно-векторные модели	35

4.5 Геометрия, структура, параметры и количественные характеристики	
меднопорфировой конвективно-рециклинговой рудообразующей системы (МП КРРС)	56
4.6 Распределение и баланс содержаний меди в системе	64
4.7 Гидродинамические модели МП КРРС	76
4.8 Модели тепломассопереноса в МП КРРС	87
5. Прогнозно-поисковые модели меднопорфировых рудных районов и узлов	
вулканоплутонических поясов Востока России	108
5.1 Научно-методические основы металлогенического районирования территорий	
на меднопорфировые и сопряженные руды и создания прогнозно-поисковых моделей	
рудных районов, полей и месторождений	108
5.2 Вулканоплутонические пояса, металлогенические зоны, рудные районы и	
узлы с меднопорфировыми месторождениями и проявлениями на территории	
Российской Федерации	118
5.3 Прогнозно-поисковые модели комплексных РМС вулканоплутонических	
поясов Востока России и перспективы этих поясов для поисков меднопорфировых и	
сопряженных месторождений других рудно-формационных типов	127
5.4 Амурско-Сихотэ-Алинская меднопорфировая провинция	163
5.5 Корякско-Камчатская потенциальная меднопорфировая провинция	184
5.5.1 Вулканоплутонические пояса и продуктивные формации	185
5.5.2 Потенциально перспективные меднопорфировые рудные районы и узлы	195
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	217
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	221

#### **ВВЕДЕНИЕ**

#### Актуальность работы

Меднопорфировые месторождения (МПМ) являются ведущими в мире по запасам и добыче Си и Мо, а также сопутствующих Au, Ag, Re. Среди них наибольшее количество объектов «мирового класса» – гигантских (>10 млн. т Cu) и супергигантских (>25 млн. т Cu), в т.ч. самые крупные из известных чилийские месторождения Чукикамата и Эль Теньенте с запасами Cu более 100 млн. т каждое. По геологическому строению вулканоплутонические пояса (ВПП) России имеют сходство с поясами Северной и Южной Америки, Азиатско-Тихоокеанского региона, где сосредоточены сотни МПМ, включая десятки крупных и сверхкрупных. Однако, к настоящему времени на Государственном балансе запасов ПИ страны, несмотря на многолетние поиски, всего лишь 6 месторождений названного геолого-промышленного типа (ГПТ): Песчанка (Чукотский АО), Малмыжское (Хабаровский край), Ак-Сугское (Республика Тыва), Иканское (Амурская область), Михеевское и Томинское (Челябинская область), первые три из которых можно отности к классу крупных.

Промышленное освоение МПМ требует значительных инвестиций из-за больших запасов руды (сотни млн. – млрд. т) при сравнительно невысоких содержаниях металлов. Поэтому поискам крупных объектов, отработка которых была бы экономически целесообразна, в СССР и постсоветской России всегда уделялось особое внимание. Проблема актуальна и в настоящее время, поскольку основными перспективами для обнаружения новых месторождений обладают восточные регионы страны с недостаточно развитой инфраструктурой. Одним из направлений ее решения является совершенствование геолого-генетических основ прогнозирования, с учетом которых построены прогнозно-поисковые модели рудных районов и полей, с целью модернизации методов и технологий прогноза, поисков и оценки месторождений и, прежде всего, скрытых, т.е. не выходящих на дневную поверхность, что возможно лишь с привлечением количественных параметров описания гидротермальных рудообразующих систем и процессов рудонакопления.

#### Состояние проблемы

Разработки в названном направлении проводились, как в СССР и России, так и за рубежом. Проблеме посвящены многочисленные отечественные и зарубежные монографии и статьи, включая изданные в ЦНИГРИ, в которых рассмотрены геотектонические обстановки формирования МПМ, простраственно-временные и генетические связи с определенными плутоногенными формациями и месторождениями других формационных типов, руднометасоматическая зональность и вещественный состав руд, термодинамические и физикохимические условия рудообразования, возможные источники гидротермальных растворов и металлов и другие вопросы, связанные с происхождением этих объектов, принципами и методологией их прогноза, поисков и оценки.

Мировая практика геологоразведочных работ последних десятилетий в странах Ю.Америки (Чили, Перу, Аргентина, Боливия), Европы (Венгрия, Сербия, Болгария), Азии (Узбекистан, Турция, КНР), ЮВ Азии (Филиппины, Папуа – Новая Гвинея, Индонезия) свидетельствует о парагенетической связи меднопорфировых месторождений с проявлениями мезотермальных скарновых, жильных и штокверковых, а также эпитермальных стратоидных и жильнопрожилковых руд полиметаллов, золота и серебра. В ВПП эти объекты нередко сопряжены в объеме единых меднопорфировых рудно-магматических систем (МП РМС), часто называемых также «комплексными», «порфировыми» или «порфирово-эпитермальными». Меднопорфировые объекты, как правило, сосредоточены во внутренних (стержневых) частях таких систем, мезотермальные – на флангах, а эпитермальные в их верхних периферийных областях, иногда на значительном удалении (до первых км).

На территории РФ известны около двух десятков мелких непромышленных месторождений и значительное количество рудопроявлений меднопорфирового типа, многие из которых должным образом не оценены. Кроме того, имеется множество жильных и штокверковых золото-полисульфидных, золото-кварцевых, золото-серебряных, скарновых медных и полиметаллических месторождений и проявлений, часть из которых может принадлежать фланговым либо верхним частям слабо эродированных комплексных МП РМС. Исходя из мирового опыта, отраженного в публикациях А.И.Кривцова, И.Ф.Мигачева, В.А.Коваленкера, В.С. Попова, Г.Корбе, Т.Лича, Ф.Молнара, М.Рейса, Р.Силлитоу, Дж.Хеденквиста и других исследователей, во внутренних зонах таких систем могут прогнозироваться меднопорфировые руды. В совокупности все это позволяет в целом позитивно оценивать перспективы обнаружения новых меднопорфировых месторождений на территории Российской Федерации.

**Цель исследований** – совершенствование геолого-генетических моделей меднопорфировых рудно-магматических систем и месторождений, являющихся основой прогнознопоисковых моделей рудных районов (узлов) и полей, с целью модернизации методов и технологий прогноза, поисков и оценки новых месторождений, включая скрытые, т.е. не выходящие на дневную поверхность.

#### Основные задачи исследований

1. Выявить различия рудно-формационной зональности меднопорфировых рудномагматических систем базальтоидных и андезитоидных вулканоплутонических поясов и оценить возможность их использования в прогнозных целях. 2. Установить факторы, способствовавшие формированию крупных и особо крупных меднопорфировых месторождений, определить критерии их прогноза и поисков.

3. Оценить влияние физико-механических свойств вмещающих пород на морфологию рудоносных порфировых интрузивов, форму и строение сопряженных с ними рудных штокверков, уровни концентрации металлов в рудах и запасы месторождений. Определить возможность использования петрофизических параметров для оконтуривания минерализованных зон.

4. Сопоставить существующие концепции генезиса меднопорфировых месторождений на основе анализа их рудно-метасоматической и изотопно-геохимической зональности, распределения и баланса содержаний меди в гидротермальных рудообразующих системах, моделирования концентрационных потоков в их объеме и расчетов тепломассопереноса.

5. Разработать прогнозно-поисковые модели меднопорфировых рудных районов и узлов применительно к вулканоплутоническим поясам восточных регионов России, провести на их основе прогнозно-металлогеническое районирование территории с выделением площадей, перспективных для поисков новых месторождений с ранжированием по рекомендуемой очередности постановки ГРР различного масштаба.

#### Фактический материал, методы исследований, личный вклад автора

В основу работы положены фактические материалы, полученные автором в ходе многолетных исследований (1975 – 2022 гг.) в рамках выполнения ряда госбюджетных тем. Среди них:

 результаты изучения геолого-структурных условий локализации, руднометасоматической зональности, минералого-геохимических особенностей руд и петрофизических характеристик ряда меднопорфировых месторождений и рудопроявлений России, Казахстана, Узбекистана;

– результаты проведенных в последнем десятилетии XX века под руководством А.И.Кривцова работ по моделированию месторождений алмазов, благородных и цветных металлов (АБЦМ) ведущих рудно-формационных и геолого-промышленных типов, в которых автор занимался построением геолого-промышленных (статистических), количественных прогнозно-поисковых (параметрических), концентрационных градиентно-векторных и геологогенетических моделей месторождений меднопорфирового семейства;

 данные проведенного автором анализа отечественных и зарубежных публикаций по геотектонической позиции, геологии, генезису и методам прогноза, поисков и оценки меднопорфировых и сопряженных с ними месторождений цветных и благородных металлов за несколько десятилетий; – материалы прогнозно-металлогенических и поисковых исследований по оценке ресурсного потенциала территории РФ, ее регионов и отдельных перспективных площадей на меднопорфировые и сопряженные руды цветных и благородных металлов с составлением разномасштабных специализированных прогнозных (с «ГИС-привязанными» электронными каталогами объектов) и геологических карт, в которых автор являлся ответственным исполнителем или руководителем работ по проектам; среди них: прогнозно-минерагеническая карта ВПП восточных регионов России масштаба 1:2 500 000 с картами-врезками Кавральянской, Хетачано-Кричальской и Северо-Сихотэ-Алиньской металлогенических зон (МЗ) масштаба 1:500 000; прогнозно-металлогеническая карта Магаданской области масштаба 1:1 000 000 с картойврезкой Омулёвской МЗ масштаба 1:200 000; прогнозные карты масштаба 1:500 000: Камчатского края, Войкарской (Малоуральской) МЗ Ауэрбаховско-Новогодненского ВПП, Ланковско-Тауйской МЗ Охотско-Чукотского, Октябрьской МЗ Умлекано-Огоджинского и другие.

При изучении рудных полей и месторождений использовался традиционный комплекс методов, включавший: полевые работы (крупномасштабное геологическое картирование, специализированную минералого-петрографическую документацию бортов Кальмакырского карьера и керна скважин, отбор проб на различные виды анализов); лабораторно-аналитическое изучение каменного материала (микроскопическое шлифов и аншлифов; силикатный химический, спектральный, атомно-абсорбционный, пробирный и др. анализы, выполненные в лабораториях ЦНИГРИ и других организаций); интерпретацию полученных данных с построением геологических карт и разрезов изученных объектов, таблиц, графиков и диаграмм. В дополнении к этому комплексу при исследованиях месторождений Алмалыкского, Коксайского, Саукбулакского и Актогайского рудных полей был использован модифицирований автором метод оценки минерализованной трещиноватости, позволивший расшифровать внутреннее строение рудных штокверков, а также петрофизический анализ рудовмещающих сред. Экспериментальное определение физико-механических свойств пород и руд выполнено лично автором в руднопетрофизической лаборатории кафедры полезных ископаемых ΜΓУ по методике В.И.Старостина; петрофизические параметры рассчитаны с использованием компьютерных программ С.А.Сандомирского и Н.Н.Шатагина.

Прогнозно-металлогеническое районирование восточных регионов России на меднопорфировые и сопряженные руды цветных и благородных металлов проведено с использованием методических приемов, подробно описанных в монографии «Меднопорфировые месторождения» (2001 г.) и методическом руководстве по оценке прогнозных ресурсов (2002 г.), составленных при участии автора.

#### Основные защищаемые положения

1. В семействе меднопорфировых месторождений выделены две формационные группы, свойственные базальтоидным и андезитоидным вулканоплутоническим поясам (ВПП). Различия в строении и составе субстрата этих поясов отражаются не только в петрологии рудоносных плутоногенных формаций, рудно-метасоматической зональности месторождений, запасах и содержаниях Cu, Mo, Au и Ag в рудах, но в вертикально-латеральной рудно-формационной зональности рудно-магматических систем (РМС), во внутренних (стержневых) частях которых эти месторождения локализованы. Комплексная металлогения, т.е. сочетание месторождений разных типов в объеме таких систем, предопределяется составом и степенью дифференциации магматических очагов.

Для РМС андезитоидных ВПП характерно пространственное совмещение рудных объектов, сформированных на разных этапах развития поясов, и месторождений их фундамента.

2. Меднопорфировые месторождения «мирового класса» формировались в отдельных сегментах андезитоидных и базальтоидных ВПП, на ранних этапах развития которых преобладал режим интенсивного коллизионного сжатия, подавлявший вулканизм и приводивший к возникновению мощных флюидонасыщенных магматических очагов в верхней части земной коры. Необходимым условием для рудонакопления в значительных масштабах в период разгрузки этих очагов была петрофизическая неоднородность геологических разрезов, а именно наличие над рудоносными интрузивами малопроницаемых толщ, способствовавших концентрированию металлов. Благоприятную роль играли карбонатные либо богатые железом мафические вмещающие породы, являвшиеся геохимическими барьерами для гидротермальных растворов и приводившие к отложению высокосортных руд, а также рудное вещество геохимических аномалий и месторождений субстрата андезитоидных ВПП, подвергнувшихся регенерации в тепловом поле плутонов.

Сформировавшиеся в подобных обстановках объекты выделяются повышенными содержаниями металлов в рудах, отражающими совмещение в пространстве продуктов многостадийного магматизма и рудогенеза.

3. Деформационное поведение пород при внедрении магмы и их фильтрационные свойства влияли на морфологию порфировых интрузивов, форму и строение сопряженных с ними рудоносных штокверков, уровни концентрации металлов в рудах и запасы месторождений, что необходимо учитывать при их поисках и оценке. Основными механизмами возникновения рудовмещающих структур были гидроразрыв и контракция при охлаждении, кристаллизации и дефлюидизации рудоносных магматических тел, приводившие к образованию трещин в их апикальных частях, а также в породах кровли с раскрытием более древних нарушений. Масштабы проявления этих процессов зависели от петрофизических характеристик вмещающих сред.

Метасоматические преобразования пород сопровождались значительными изменениями их физико-механических свойств. Установление направленности и масштабов этих изменений может быть использовано для оконтуривания минерализованных зон.

4. Строение и параметры РМС, пространственно-временная эволюция гидротермальных потоков в их объеме, расшифрованные с помощью градиентно-векторных концентрационных моделей рудных тел и геохимических ореолов, свидетельствуют о том, что условия формирования меднопорфировых месторождений наиболее полно (количественно) могут быть описаны *смешанно-флюидной конвективно-рециклинговой геолого-генетической моделью*. Она предполагает двойственную природу транспортирующих агентов (флюидов, растворов) и рудного вещества – магматогенную (мантийную и коровую) и инфильтрационную (метеорную), а в качестве «проводников» тепла и металлоносных флюидов от «материнских» магматических очагов – порфировые интрузивы и брекчиевые трубки. Многооборотная циркуляция гидротермальных растворов, возникавшая в тепловом поле интрузивов на средних и поздних стадиях развития РМС, приводила к частичному перераспределению металлов.

5. Комплексные меднопорфировые РМС по масштабам эквивалентны рудным районам и узлам. Их внутренние и фланговые части с собственно меднопорфировыми, скарновыми и жильными месторождениями меди, полиметаллов, золота, серебра, а также внешние с эпитермальными стратоидными, жильными и жильно-прожилковыми золоторудными и золотосеребряными месторождениями могут рассматриваться как рудные поля. Закономерное расположение разнотипных продуктов рудогенеза в объеме таких РМС допускает возможность прогноза их недостающих элементов при наличии любого из них, что учтено в разработанных прогнозно-поисковых моделях потенциальных рудных районов (ПРР) и узлов (ПРУ). На их основе проведено прогнозно-металлогеническое районирование восточных регионов России. В металлогенических зонах ряда минерагенических провинций выделены и оконтурены ПРР и ПРУ, оценена их перспективность на меднопорфировые и сопряженные руды.

#### Научная новизна

1. Предложено разделение месторождений меднопорфирового семейства на две формационные группы, принадлежащие базальтоидным и андезитоидным ВПП. Показано, что различия в строении и составе фундамента этих поясов отражаются не только в петрологии рудоносных плутоногенных формаций, рудно-метасоматической зональности месторождений, запасах и содержаниях Cu, Mo, Au и Ag в рудах, что отмечалось ранее многими исследователями, но в рудно-формационной зональности рудно-магматических систем (PMC), во внутренних частях которых эти месторождения локализованы. Установленные различия в сочетаниях (наборе) месторождений и проявлений разных рудно-формационных типов (РФТ) в комплексных РМС названных поясов должны учитываться при прогнозных построениях.

2. Показано, что для формирования гигантских и супергигантских меднопорфировых месторождений необходимы не только мощные, неглубоко залегающие, флюидонасыщенные магматические очаги, возникавшие в отдельных сементах магматических дуг (ВПП) в режиме интенсивного коллизионного сжатия с подавлением вулканизма, что уже было отмечено в работах Д.Кука, П.Холлинса, Дж.Уолша, Дж.Ричардса, Р.Силлитоу, но и благоприятные структурно-петрофизические обстановки разгрузки этих очагов в период инверсии тектонических напряжений при орогенезе, в частности наличие над рудоносными интрузивами малопроницаемых («экранировавших») толщ «упруго-пластичного» либо «упруго-вязкого» деформационного типа. В противном случае, формируются мелкие объекты либо геохимические ореолы без промышленных концентраций металлов.

3. С использованием модифицированного объемов автором метода оценки минерализованной трещиноватости и петрофизического анализа рудовмещающих толщ, впервые примененных к МПМ Средней Азии и Казахстана, установлено, что деформационная природа вмещающих пород влияла на морфологию порфировых интрузивов, форму, строение и тенденции развития в пространстве сопряженных с ними рудоносных штокверков, механизмы возникновения рудовмещающих трещинных каркасов, и, в конечном итоге, на содержания металлов в рудах и запасы месторождений, что необходимо учитывать при их поисках и оценке. Для объектов разных структурно-петрофизических обстановок локализации оценены направленность и масштабы изменения емкостных (фильтрационных) и упруго-прочностных свойств вмещающих пород в ходе околорудных метасоматических преобразований. Параметры этих свойств и рассчитанные по ним значения комплексных коэффициентов могут использоваться при оконтуривании минерализованных зон.

4. С применением градиентно-векторного анализа распределения концентраций меди в рудных телах и геохимических ореолах ряда разнотипных МПМ, построена модель меднопорфировой конвективно-рециклинговой рудообразующей системы (МП КРРС), в которой описана ее геометрия, структура и количественные параметры. В комплексе с моделями руднометасоматической и изотопно-геохимической зональности МПМ, расчетами баланса вещества и математического моделирования тепломассопереноса, а также данными по природным высокотемпературным геотермальным резервуарам, эта модель количественно обосновывает возможность участия метеорных вод, активизированных в тепловом поле интрузивов, в переотложении рудного вещества, заимствованного из вмещающих пород (фанеритовых фаз плутонов и интрузивной рамы).

5. Предложено рассматривать комплексные меднопорфировые РМС в качестве рудных районов (узлов), а их внутренние и фланговые части с собственно меднопорфировыми, скарновыми и мезотермальными месторождениями меди, полиметаллов, золота, серебра и внешние периферийные с эпитермальными золоторудными и золото-серебряными месторождениями, а также самородной серы, как рудные поля. Для ВПП восточных регионов России выделены три основных типа таких систем – на сочленении выступов фундамента поясов с вулканотектоническими палеодепрессиями, в магматогенных палеоподнятиях фундамента и вулканокупольных структурах, различия в строении и рудно-формационной зональности которых должны учитываться при поисках меднопорфировых и сопряженных руд. Для названных разнотипных систем построены прогнозно-поисковые модели, на основе которых в ряде металлогенических зон изученных поясов оконтурены и оценены по перспективности потенциальные меднопорфировые рудные районы и узлы.

#### Практическая значимость

Элементы описанных в работе моделей меднопорфировых систем и месторождений – классификационно-признаковых, геолого-промышленных статистических, структурнопетрофизических, градиентно-векторных, количественных геолого-генетических – могут быть применены для совершенствования прогнозно-поисковых моделей рудных районов, узлов и полей, что необходимо для обнаружения и оценки новых, в т.ч. скрытых (не выходящих на дневную поверхность) месторождений.

Разработанные для ВПП восточных регионов России прогнозно-поисковые модели комплексных меднопорфировых РМС (потенциальных рудных районов и узлов) использованы при прогнозно-металлогеническом районировании территории ДФО, по результатам которого составлена серия вышеперечисленных специализированных (на меднопорфировое и сопряженное оруденение) цифровых карт с «ГИС-привязанными» электронными каталогами месторождений и рудопроявлений цветных и благородных металлов, принадлежащих таким системам.

На этих картах оконтурены разноранговые минерагенигенические таксоны – металлогенические зоны, рудные районы и узлы, перспективные для поисков новых меднопорфировых и сопряженных с ними мезотермальных и эпитермальных месторождений других РФТ. Выделенные площади ранжированы по степени перспективности и рекомендуемой очередности постановки ГРР различного масштаба. Подготовленные рекомендации использованы Роснедра при оперативном и среднесрочном планировании ГРР за счет федерального бюджета. На многих из рекомендованных площадей проведены поисковые работы с оценкой прогнозных ресурсов меди и сопутствующих компонентов руд; на некоторых они проводятся в настоящее время (Мечивеемская и Шхиперовская площади в Магаданской области). Разработанные методики оценки жильно-прожилковой массы разновозрастных минеральных ассоциаций в объеме меднопорфировых штокверков и петрофизических исследований могут быть использованы для предварительного оконтуривания минерализованных зон, а также прогнозирования их возможных форм и параметров. Очевидно, что эффективное их применение возможно лишь при комплексировании с традиционными и инновационными (геофизическими, минералого-геохимическими, изотопно-геохимическими и др.) поисковыми методами и технологиями.

#### Степень достоверности и апробация результатов

Достоверность материалов, положенных в основу диссертационной работы, обеспечена:

– значительным объемом проанализированных автором отечественных и зарубежных публикаций (более 300) и фондовых работ по закономерностям размещения, геологии и генезису меднопорфировых и сопряженных с ними месторождений, а также методам и технологиям их прогноза, поисков и оценки;

– проведенными исследованиями разнотипных меднопорфировых месторождений России, Казахстана и Узбекистана, включавшими: крупномасштабное геологическое картирование рудных полей и участков месторождений; детальную минералого-петрографическую документацию керна скважин, микроскопическое изучение шлифов (около 850) и аншлифов (430); аналитические работы (полный силикатный, спектральный полуколичественный, атомноабсорбционный, пробирный и другие виды анализов);

– данными изучения строения рудоносных штокверков и физико-механических свойств вмещающих пород (524 пробы) шести месторождений: Кальмакырского (в карьере), Дальнего, Северо-Западный Балыкты, Кызата (Узбекистан), Коксайского и Актогайского (Казахстан) – по разведочным скважинам (глубиной от 500 до 1200 м, в среднем 650-700 м) по 8 опорным профилям (по 5 – 8 скважин в каждом);

– разномасштабными картами и разрезами, составленными по результатам работ.

Результаты выполненных комплексных исследований использованы при написании многочисленных отчетов по госбюджетным темам, прошедших апробацию в установленном порядке в различных структурных подразделениях Мингео СССР, Минприроды РФ и Роснедра.

Основные результаты и положения работы представлялись и докладывались на научных и научно-практических коференциях в ЦНИГРИ (1985-2022 гг.), ВСЕГЕИ (2011), ИГЕМ (1980, 2010), ИГГ (1985), ДВИМС (1988), ДВГИ (1985), МГУ (1978, 1979, 1982), РГГУ (2009, 2019), РУДН (2011), Геовебинар (2020), а также «Бекжановских чтениях» в ИГН (Алматы, Казахстан, 2019), 7-ом Симпозиуме МАГРМ (Лулео, Швеция, 1986), ХХVIII сессии МГК (Вашингтон,

США, 1989), Международной конференции «Математическое моделирование в геологии» (Прага, Чехия, 1997), XXXIV сессии МГК (Брисбейн, Австралия, 2012).

#### Публикации

По теме диссертации автором опубликовано 67 работ (43 в соавторстве), в том числе 2 монографии и 40 статей, из них 21 в журналах, включенных в Перечень ВАК.

#### Структура и объем диссертации

Диссертация общим объемом 553 стр. (в 2-х книгах) состоит и введения, пяти глав, заключения, 173 рис., 31 таблицы, списка литературы из 383 источников.

#### Благодарности

Диссертационная работа подготовлена в стенах ЦНИГРИ при всесторонней поддержке руководства и ведущих специалистов института – А.И.Кривцова, И.Ф.Мигачева, А.И.Иванова, Б.К.Михайлова, А.И.Черных, О.В.Мининой, С.Г.Кряжева.

В исследованиях меднопорфировых месторождений Казахстана и Узбекистана вместе с автором участвовали В.Н.Буров, М.М.Гирфанов, В.М.Шепелев, месторождений России – А.Г.Волчков, В.Е.Васюков, В.В.Столяренко, Д.А.Шумилин. Возможность изучения месторождений была предоставлена руководством и геологами Алмалыкской ГРЭ и Алмалыкского ГМК, Джунгарской ГРЭ, Актогайской ГРП, Центрально-Камчатской и Северо-Камчатской ГРЭ и других производственных организаций.

Физико-механические свойства пород и руд исследованы автором на кафедре полезных ископаемых МГУ при консультациях В.И.Старостина, С.А.Сандомирского и Н.Н.Шатагина. Их вещественный состав и изотопно-геохимические характеристики определены специалистами отделов минералогии и изотопной геохимии, обогащения минерального сырья и аналитических исследований ЦНИГРИ Н.М.Заири, Ю.В.Васютой, В.Н.Гущиным, С.Г.Кудрявцевым, А.И.Романчуком, А.В.Мандругиным и другими.

Подготовка ГИС-проектов разномасштабных прогнозных карт осуществлена сотрудниками отделов ЦНИГРИ: цветных металлов – В.В.Кузнецовым, С.Л.Елшиной, Е.В.Иваненковой; геоинформационных систем – А.М.Вахрушевым, С.В.Федоренко.

Техническое оформление работы проведено Т.А.Чуриловой. Существенную помощь также оказал О.А.Агибалов.

Всем упомянутым специалистам и коллегам автор искренне признателен за помощь.

Особую благодарность и уважение автор выражает <u>А.И.Кривцову</u>, И.Ф.Мигачеву и О.В.Мининой за годы совместной увлекательной научной работы, а также А.И.Иванову за консультации и внимание, без которых написание представляемой работы было бы невозможно.

## 1. МОДЕЛИ МЕДНОПОРФИРОВЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

#### 1.1 Положение в геоструктурах и типизация меднопорфировых месторождений

Месторождения меднопорфирового семейства расположены в вулканоплутонических поясах (ВПП) разных периодов формирования, которые входят в состав глобальных минерагенических поясов, представляющих собой разновозрастные складчатые системы с разнообразной металлогенией [Кривцов, 1977, 1983; Твалчрелидзе, 1977, 1985; Гладких и др., 1994 и др.].

Наибольшей насыщенностью меднопорфировыми месторождениями (МПМ) характеризуется Восточно-Тихоокеанский пояс, протягивающийся от Аляски до Антарктиды (берег Ласситера) по западным окраинам Северо- и Южно-Американского континентов. Здесь выделено несколько ВПП от юрского до неогенового возраста с месторождениями, сформировавшимися в интервале от 170 до 5 млн. лет.

Западно-Тихоокеанский пояс включает структуры Северо-Востока и Востока России, Корейского полуострова, континентальной и островной территории КНР, Филиппины, Папуа – Новую Гвинею, архипелаги Новобританских, Соломоновых, Новогебридских островов, Фиджи и Новую Зеландию. Возрастной диапазон месторождений в этом поясе от 230 до 1 млн. лет.

Тетис-Евроазиатский минерагенический пояс протягивается через страны Юго-Восточной Европы – предположительно по северу территории Турции, через Кавказ, Иран, Афганистан и Пакистан. Его юго-восточному продолжению отвечают мезо-кайнозойские ВПП юго-запада КНР, Бирмы, Таиланда, Малайзии и западных островов Индонезии. В области сопряжения северной части Австралийского континента с островными структурами Юго-Восточной Азии предполагается примыкание этого пояса к Западно-Тихоокеанскому. Возраст МПМ Тетис-Евроазиатского пояса – 70–10 млн. лет.

Урало-Монгольский пояс с палеозойскими месторождениями включает структуры восточного склона Урала и Зауралья (Россия), Казахстана, Средней Азии, Тувы (Россия), Монголии и продолжается на юго-восток в пределы территории КНР.

МПМ палеозойского и мезозойского возраста известны на восточной окраине Австралийского континента. На территории Канады и США также выделен пояс с месторождениями средне- и позднепалеозойского возрастов. Фрагменты палеозойского ВПП с меднопорфировыми месторождениями установлены и на южной оконечности Латиноамериканского континента.

Группа кайнозойских МПМ расположена в одном из самым молодых ВПП – Антильском, охватывающим архипелаги Карибского региона.

Меднопорфировые месторождения докембрийского возраста известны на Канадском,

Балтийском, Африканском и Австралийском щитах. В ряде случаев их принадлежность к рассматриваемому геолого-промышленному типу (ГПТ) оспаривается, поскольку палеореконструкции с выделением древних ВПП затруднены из-за высокой интенсивности метаморфизма соответствующих комплексов.

Несмотря на «присутствие» МПМ практически во всех геологических эпохах, подавляющее большинство их большинство имеет мезо-кайнозойский возраст (Рисунок 1.1).



Месторождения: 1-3 – Восточно-Тихоокеанского пояса: 1 – Аляски, Юкона и Канады, 2 – США и Мексики, 3 – Центральной и Южной Америки; 4 – Карибского бассейна; 5 – Западно-Тихоокеанского пояса – Юго-Восточной Азии, Филиппин, Папуа – Новой Гвинеи, Соломоновых островов; 6 – Австралии

Рисунок 1.1 – Распределение молибден-меднопорфировых и меднопорфировых месторождений мира по абсолютным возрастам [Кривцов и др., 2001]

Вулканоплутонические пояса, в которых сосредоточены меднопорфировые месторождения, по положению в геоструктурах земной коры (ЗК) и строению могут быть разделены на два типа: *базальтоидные* (островодужные и рифтогенные) и **андезитоидные** (окраинно- и внутриконтинентальные). Состав и металлогеническая специализация рудоносных известково-щелочных вулканоплутонических ассоциаций (ВПА), участвующих в строении этих поясов, предопределяются «материнскими» магматическими очагами базитовой океанической и сиалической континентальной земной коры. Различия в составе и металлоносности очагов отражаются в петрологии ВПА, метасоматической зональности и минералого-геохимических особенностях руд МПМ, что в той или иной степени нашло свое отражение в существующих отечественных и зарубежных классификациях (типизациях) объектов рассматриваемого типа, их классификационно-признаковых моделях, на которых построены прогнозно-поисковые модели (ППМ) рудных полей (РП) и месторождений, а также в геолого-промышленных количественных (статистических) моделях (ГПКМ), характеризующих распределение месторождений по классам крупности (запасам руды и металлов) и содержаниям основных полезных компонентов.

Существующие отечественные и зарубежные классификации месторождений меднопорфирового ГПТ, учитывающие их классификационные признаки, подробно описаны в монографии А.И.Кривцова и др. «Меднопорфировые месторождения» [Кривцов и др., 2001]. Согласно этой работе к меднопорфировым относятся скопления вкрапленных, прожилково-вкрапленных и прожилковых медных и молибденово-медных (с золотом, серебром, рением) руд, ассоциирующие с гранитоидными интрузивами порфирового сложения либо брекчиевыми трубками. Одно из первых определений этих объектов было дано в 1933 г. А.Парсонсом и включало в основном геолого-экономические характеристики МПМ: крупные размеры, обеспечивающие возможность отработки открытым способом при низкой себестоимости; однородное распределение минералов меди в рудах, допускающее сплошную их выемку; наличие порфировых интрузивов или родственных им пород, играющих важную роль в генезисе месторождений, но не обязательно служащих рудовмещающей средой. В общей генетической классификации месторождений В.И.Смирнова [Смирнов, 1985] МПМ отнесены к гидротермальному плутоногенному классу и разделены по преобладающему составу руд на кварц-молибденитовые, кварц-халькопиритовые и переходные кварц-молибденит-халькопиритовые.

В более поздних разработках ряда отечественных и зарубежных исследователей определения МПМ были дополнены наиболее ярко выраженными геологическими признаками, которые позволяли бы уверенно отличать данные объекты от других типов вкрапленной минерализации. Работами Р.Бина, А.Катро, А.И.Кривцова, И.Г.Павловой, В.А.Перваго, В.С.Попова, А.Сазерленда-Брауна, Р.Силлитоу, С.Титли, В.Холлистера были выделены следующие важнейшие геолого-генетические характеристики этих месторождений [Кривцов и др., 2001]:

 неразрывная связь в пространстве и во времени с порфировыми интрузивами гранитоидного состава, которые формируются, как правило, вслед за полнокристаллическими гранитоидами;

 – развитие первичных руд в интрузивах и их экзоконтактах в ареалах интенсивной трещиноватости, образующейся при их остывании, а также на удалении от интрузивов при пространственной связи с ними;

– вхождение рудных тел в крупные рудно-магматические системы (PMC), имеющие ярко выраженное зональное строение со сменой от центра (порфирового интрузива) к периферии зон

метасоматитов в последовательности: биотит-калишпатовая (биотитовая) → филлизитовая (кварц-серицитовая с хлоритом, карбонатами) → аргиллизитовая → пропилитовая;

 прожилково-вкрапленный и штокверковый характер минерализации и устойчивый набор главных рудных минералов (пирит, халькопирит, молибденит, магнетит; на ряде объектов
борнит, халькозин, энаргит);

– относительно низкие (0,3–0,8 %) содержания меди в первичных рудах и значительно более высокие (1–1,5 %) в зонах вторичного сульфидного обогащения при достаточно существенных колебаниях концентраций молибдена (от 0,005 до 0,05 %).

А.Сазерленд-Браун [Sutherland-Brown et al., 1977] разделил рассматриваемые месторождения по глубинам формирования и предложил выделять плутоногенный, вулканогенный и брекчиевый их типы. Подобные же типы МПМ, но под другими названиями выделены И.Г.Павловой [Павлова, 1978].

Определенную универсализацию подхода к классификации месторождений обеспечила разработка Р.Силлитоу [Sillitoe, 1973] модели «телескопированной» меднопорфировой РМС с вертикальным размахом до 8 км. Она включала следующие главные элементы:

– породы основания стратовулкана и их состав;

- толщи, образующие стратовулкан, включая его жерловую и кратерные зоны;

– фанеритовые интрузивы главных фаз (интрузивы под вулканами);

 – более поздние порфировые фазы магматитов, наращивающие по вертикали главное интрузивное тело;

 – брекчиевые трубки, надстраивающие порфировые штоки и выходящие в жерлово-кратерные зоны стратовулканов.

Перечисленные элементы составляют структурно-магматический каркас системы, в которой собственно меднопорфировая минерализация и околорудные гидротермальные изменения контролируются областью сопряжения – главное магматическое тело  $\rightarrow$  шток  $\rightarrow$  брекчиевая трубка при «смещении» промышленных концентраций руд на разных объектах вверх и вниз по разрезу с проявлением плутоногенного, вулканогенного или брекчиевого типов минерализации в зависимости от глубины эрозионного среза.

В 70-80 годы XX столетия были предложены классификационные схемы медно-молибденовых месторождений, учитывающие ряд их взаимосвязанных характеристик: состав руд, выраженный через соотношения меди и молибдена и уровень концентраций золота; состав и зональность продуктов гидротермально-метасоматических изменений; состав рудоносных интрузивных комплексов (главных и более поздних порфировых фаз); геотектоническая позиция месторождений, рудных районов и металлогенических зон [Кривцов, 1977, 1983; Павлова, 1978; Перваго, 1978; Покалов, 1972; Попов, 1977; Смирнов, 1985; Oyarzun, Frutos, 1980; Kesler, 1973; Lowell, 1974; Titley, 1975<sup>1</sup>, 1975<sup>2</sup>; Jancovic, 1977; Hollister, 1974, 1978].

Дж.Лоуэлл и Дж.Джилберт [Lowell, Guilbert, 1970] разработали типовую модель МПМ, учитывающую: состав рудоносных интрузивов и их форму; размер рудных тел и концентрации металлов; минеральный состав и зональность гипогенной минерализации и околорудных гидротермально-метасоматических изменений. Представительность использованных для этой модели характеристик была подтверждена статистическим анализом 170 признаков 58 месторождений Северной и Южной Америки, проведенным Д.Джеффроем и Т.Уинэллом [De Geoffrey, Wignnal, 1985].

Разработанная Дж.Лоуэллом и Дж.Джилбертом модель, получившая впоследствии название «монцонитовой», оказалась отвечающей лишь одной из обстановок нахождения МПМ – их ассоциации с монцонитоидными плутоногенными формациями андезитоидных ВПП, характерной для большинства месторождений США, части объектов Канады и некоторых месторождений Перу и Чили. В.Холлистером [Hollister, 1975, 1978] было показано, что наряду с объектами, описываемыми данной моделью и обладающими медно-молибденовым составом руд, существует большое число месторождений, Au-Cu-порфировые руды которых ассоциируют с магматитами существенно натриевого состава – диоритами, тоналитами. Среднестатистические содержания Au в них до 0,9 г/т при концентрациях Cu на уровне 0,5–0,75 %, Mo – до 0,001– 0,01 %. «Диоритовая» модель, по мнению В.Холлистера, характерна для островодужных геоструктур и других областей, обладающих фемической (океанической) корой, в то время, как «монцонитовая» модель реализуется в обстановке со значительной мощностью сиалической коры.

Систематизация данных по Мо-порфировым месторождений Северной Америки, проведенная К.Кларком [Clark, 1972], выявила, что их геологическое строение и рудно-метасоматическая зональность также отличается от «монцонитовой» модели. Они сопряжены с кислыми по составу интрузивами калиевого профиля. Для таких объектов, находящихся в передовых зонах андезитоидных ВПП с максимальной мощностью сиалической коры, была разработана *«гранитная»* модель геологического строения и рудно-метасоматической зональности. Этой же моделью могут быть «описаны» Мо-порфировые месторождения России (Сорское, Бугдаинское, Шахтаминское, Жирекенское и др.).

Подобный анализ, проведенный для Мо-Сu-порфировых месторождений тыловых зон андезитоидных ВПП Монголо-Охотской металлогенической провинции с «промежуточными» мощностями сиалического слоя, позволил А.И.Кривцову [Кривцов, 1983] предложить *«гранодиоритовую»* модель для объектов, ассоциирующих с диорит-гранодиоритовыми интрузивами калиево-натриевого ряда. Систематика МПМ Дж.Оярзуна и Дж.Фрутоса [Oyarzun, Frutos, 1980] учитывала не только состав рудоносных интрузивов, но и отношение концентраций меди и молибдена в рудах. На западной окраине Южно-Американского континента этими исследователями выделены провинции трех типов: островных дуг с Au-Cu-порфировыми месторождениями (Cu/Mo порядка n  $10^3$ :1); андийского типа с Mo-Cu-порфировыми (Cu/Mo около n  $10^2$ :1), орогенического плато с Мо-порфировыми (Cu/Mo около n 10:1).

К близким выводам пришли Дж.Гриффитс и К.Гудвин [Griffiths, Godwin, 1983], исследовавшие закономерности размещения МПМ в Британской Колумбии, Канада. Анализ позиции 109 месторождений и 180 проявлений, состава их руд и петрологии рудоносных интрузивов позволил выделить 4 типа объектов, образующих латеральный ряд в окраинно-континентальных геоструктурах: Au-Cu-порфировые – в структурах островных дуг; Мо-Cu-порфировые – в осадочно-вулканогенных толщах на океанической коре; Cu-Mo-порфировые –в области сопряжения океанического ложа и кристаллического сиалического фундамента, перекрытого осадочными толщами; Мо-порфировые — в областям развития сиалического фундамента, частично перекрытого терригенными отложениями. Установленные различия в составе руд месторождений разных обстановок локализации обусловлены природой магматических расплавов, которая отражается в значениях индекса S/I рудоносных интрузивов.

С.Кейт и Г.Вестра (1983 г.) при разработке классификации штокверковых молибденовых месторождений Северо-Американского континента определили их соотношения с меднопорфировыми объектами и предложили группировку последних. Она учитывала: уровни концентраций Си и Мо рудах месторождений; сериальную принадлежность рудоносных магматитов, выраженную отношением содержания K<sub>2</sub>O к SiO<sub>2</sub>; концентрации в магматитах F, Nb, Rb и Sr; палеотектоническую позицию месторождений в окраинно-континентальных геоструктурах. В итоге были выделены МПМ следующих типов:

– Au-Cu-порфировые в связи с магматизмом известковой и известково-щелочной серии, проявленным в островных дугах (Пангуна, Маркоппер);

– Мо-Си-порфировые, приуроченные к интрузивам известково-щелочной серии на окраине континента (Берг);

 – Си-Мо-порфировые с попутной полиметаллической минерализацией, контролируемые плутонитами известково-щелочной и щелочно-известковой групп на удалении от окраины континента – в рифтовых зонах (Бингхэм);

 штокверковые молибденовые вольфрамсодержащие, связанные со щелочным магматизмом энсиалических блоков (Маунт Плезант);  штокверковые молибденовые медьсодержащие, связанные с окраинно-континентальным магматизмом известково-щелочной серии (Эндако).

Обобщение всех перечисленных классификаций с применением формационного подхода к анализу рудоносных и рудовмещающих комплексов и геотектонических обстановок их формирования, которые отразились в метасоматической зональности МПМ, составе руд и соотношениях в них золота, меди и молибдена, позволили А.И.Кривцову с соавторами [Кривцов, 1983] разделить семейство меднопорфировых месторождений на 4 рудно-формационных типа (РФТ): Си-порфировые и Аu-Cu-порфировые базальтоидных ВПП, Мо-Cu-порфировые (золотоносные), Cu-Mo-порфировые (золотосодержащие) и Мо-порфировые андезитоидных поясов (Таблица 1.1), каждый из которых генетически связан с определенными продуктивными вулканоплутоническими ассоциациями (ВПА) и плутоногенными формациями.

Д.Коксом и Д.Сингером с соавторами [Cox, Singer, 1992] с учетом двенадцати классификационных признаков семейство МПМ было разделено на следующие типы:

 Мо-порфировый (тип Клаймакс) в протяженных зонах тектоно-магматической активизации платформ с рудоносными гранит-порфировыми штоками, представляющими завершающие фазы гипабиссальных гранитных интрузивов;

Мо-порфировый, низкофтористый (тип Эндако), ассоциирующий с фельзит-порфировыми штоками в многофазных тоналит-гранодиорит-монцогранитных плутонах орогенных поясов;

– Си-Мо-порфировый (тип Бренда) в окраинно-континентальных ВПП, сопряженных с зонами субдукции, при составе рудоносных порфировых штоков от тоналитового до монцогранитного состава;

– Си-порфировый (тип Бингхэм), связанный с порфировыми фазами тоналит-монцогранит-сиенитовых интрузивов в рифтовых зонах;

– Си-порфировый со скарнами (тип Рут) в ВПП андийского типа с рудоносными порфировыми штоками (от тоналитового до монцогранитного состава), скарнирующими вмещающие карбонатные породы;

– Аu-Cu-порфировый (тип Ок Теди) в островодужных вулканических структурах и окраинно-континентальных рифтах с порфировыми интрузивами тоналитового-монцогранитного ряда.

Данная классификация отличается от приведенной в Таблице 1.1 большей детальностью за счет введения частных признаков, разделяющих некоторые типы на подтипы.

Varautaruation	Типы месторождений							
Характеристики	Меднопорфировый и	Молибден-меднопорфи-	Медно-молибденпорфиро-	Maryfrauganhunany				
месторождении	золото-меднопорфировый	ровый золотоносный	вый золотосодержащий	молиоденнорфировыи				
1	2	3	4	5				
	Минеральный состав руд:							
Основные рудообразующие и (второ-	Пирит, халькопирит, магне-	Пирит, халькопирит, молиб-	Пирит, халькопирит, молиб-	Пирит, молибденит, халькопирит,				
степенные типичные) минералы	тит, гематит, борнит (пирро-	денит, (борнит, магнетит,	денит, борнит, (сфалерит, га-	(шеелит, касситерит)				
	тин)	галенит, сфалерит)	ленит)					
	Γεοχ	имические особенности рус	):					
Отношение Cu/Mo в первичных рудах	200:1-250:1 и более	30:1-200:1	15:1–40:1	1:1-20:1				
Отношение Си/Аи	8500:1-75000:1	10000:1-200000:1	75000:1 и более	более 200000:1				
Содержание Re в молибденитах, г/т	600–1500 (до 1800)	200–100 (до 1600)	От 50-200 до 800-1000	5–550				
Состав сопутствующей минерализации	Pb-Zn	Pb-Zn-Ag	Pb-Zn-Ag	Sn, W				
	Метс	асоматическая зональност	ь:					
Метасоматические изменения (от цен- тра к периферии): К — калишпатизация, Б — биотитизация, С — серицитизация и окварцевание (филлизиты), А — аргиллизация, П — пропилитизация	С-Б-П, С-А-П, Б-П	К+Б-С-А-П, Б-С-А-П, С-А-П	К-Б-С-А-П, К+Б-С-А-П	К-С-А-П, К+Б-С-А-П				
· · ·	Рудонос	ные интрузивные образова	ния:					
Формации	Габбро-диорит-кварцево-дио- ритовая (плагиогранитная), натриевая	Габбро-диорит-гранодио- ритовая, калиево-натриевая	Диорит-гранодиорит-мон- цонитовая, натриево-калиевая	Диорит-гранодиорит-гранитная, калиевая				
Отношение K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,1-0,4	0,5-0,8	0,9–1,2	1,2				
Рудоносные порфировые фазы	Кварцевые диоритовые пор-	Гранодиорит-порфиры	Кварцевые	Гранит-порфиры				
	фириты, плагиогранит- порфиры		монцонит-порфиры					
Гранитоидная серия по Б. Чаппелу и А.								
Уайту, 1974 г.	I	Ι	I-S	S				
Значения индекса								
S/I=A <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O+CaO) по Дж.								
Гриффитсу и К. Гудвину, 1982 г.	0,6–0,9	0,7–1,0	0,8–1,1	0,9–1,3				

Таблица 1.1 – Рудно-формационные типы месторождений меднопорфирового семейства [Кривцов и др., 2001] с дополнениями

## Продолжение таблицы 1.1

1	1 2		4	5				
Геохимические характеристики:								
По Г. Вестре и С. Кейту, 1983 г.; содер- жание в г/т:								
Rb	100	Нет данных	200	200-800				
Sr	500-100	Нет данных	400-1200	125				
Nb	5	Нет данных	20	25–200				
по С. Титли и Р. Бину, 1981 г. Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	0,705	0,703–0,707	0,706–0,710	Нет данных				
	Гес	тектоническая позиция:						
Типы вулканоплутонических поясов Базальтоидные островодуж- ных и рифтрогенных гео- структур Андезитоидные орогенные и орогенно-активизационные, окраинно- и внутриконтинентальные								
	Эвгеосинклинальные <sup>1</sup> Эпиэвгеосинклинальные Эпимиогеосинклинальны		Эпикратонные					
Состав фундамента поясов	Фемический	Сиало-фемический	Фемически-сиалический	Сиалический				
Модели месторождений	«Диоритовая», по В.Холлистеру	«Гранодиоритовая», по А.И.Кривцову	«Монцонитовая», по Дж.Лоуэллу и Дж.Джилберту	«Гранитная», по К.Кларку				
Салаватское (РФ), Ок Те Фрида Ривер, Уафи-Гол Пангуна (Папуа – Новая нея), Грасберг, Бату Хай (Индонезия), Тампакан липпины)		Ак-Суг, Кызык-Чадр, Мал- мыжское (РФ), Коунрад, Ак- тогай, Айдарлы, Коксай (Ка- захстан), Сар Чешме (Иран), Ойу Толгой, Эрдэнэтуин- Обо (Монголия), Рио Бланко (Чили), Сьерро Ко- лорадо (Панама), Ла Гранья (Перу), Речк (Венгрия)	Песчанка, Находка (РФ), Бин- гхэм, Континентэл-Бьютт, Моренси-Меткалф, Рэй (США), Чукикамата, Эль Те- ньенте, Коллахаузи, Лос Пе- ламбрес (Чили), Токепала (Перу), Кананеа (Мексика)	Сорское, Бугдаинское, Жирекен- ское, Шахтаминское (РФ), Клай- макс, Юрэд-Гендерсон, Куэста, Рэд Ривер (США)				

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> По геосинклинальной концепции развития земной коры

Как следует из выше приведенных типизаций, конкретное качественное и количественное выражение классификационных признаков МПМ зависит прежде всего от палеотектонической позиции ВПП, которая отражается в составе продуктивных ВПА, рудоносных плутонов, метасоматитов и геохимических характеристиках руд. Сочетания таких признаков – классификационнопризнаковые модели являются основой прогнозно-поисковых моделей меднопорфировых полей и поисковых участков (потенциальных месторождений).

# 1.2 Классификационно-признаковые модели меднопорфировых систем и месторождений

Классификационно-признаковые модели МПМ в качественном выражении описываются сочетанием следующих геологических элементов [Кривцов и др., 2001]: интрузивная рама; породы главных (фанеритовых) фаз рудоносной плутоногенной формации; порфировые интрузивы (штоки, дайки) завершающих фаз; брекчиевые тела, надстраивающие их по вертикали; зоны гидротермально измененных пород и штокверковой минерализации, охватывающие эндо- и экзоконтактовые области порфировых тел и конформные им; сопутствующая свинцово-цинковая, медно-турмалиновая, медно-мышьяковая и иная минерализация (Рисунок 1.2).

Раму порфировых интрузивов могут образовывать породы субстрата ВПП, вулканогенноосадочные и вулканогенные формации его чехла, а также интрузивные образования ВПА нижних частей разрезов (ранних этапов развития) поясов. По данным В.С.Попова [Попов, 1977] на 90 месторождениях из 120 порфировые тела располагаются среди пород предшествующих интрузивных фаз рудоносных комплексов. На ограниченном количестве объектов во вмещающих терригенно-карбонатных толщах известны скарновые (либо скарнированные) железорудные, меднорудные и полиметаллические залежи.

Породы основных фаз рудоносных интрузивных комплексов в базальтоидных поясах принадлежат габбро-диорит-кварцеводиоритовой (плагиогранитной) формации натриевой серии. В андезитоидных поясах в зонах с существенно базальтоидным субстратом (сиало-фемической корой) преобладают образования габбро-диорит-гранодиоритовой калиево-натриевой формации, в зонах с терригенным и терригенно-карбонатным основанием (с фемическо-сиалической корой) – диорит-гранодиорит-монцонитовой натриево-калиевой, а в зонах кратонов (с сиалическим фундаментом) – диорит-гранодиорит-гранитной калиевой (см. Таблицу 1.1).

*Рудоносные порфировые интрузивы*, представляющие собой стержневой элемент МПС, по составу близки породам главных фаз и так же, как и последние, отражают петрологическую специфику зон и районов с разным типом фундамента. В базальтоидных поясах среди пород



1 – рудоносный порфировый интрузив; 2 – брекчиевая трубка; 3 – кварцевое ядро; 4 – зона калишпатизации и биотитизации; 5 – зона окварцевания и серицитизации; 6 – зона аргиллизации; 7 – пропилитизированные породы интрузивной рамы; 8 – границы ореола интенсивной пиритизации; 9 – контуры промышленных руд; 10 – варианты положения эрозионного среза (I-IV)

Рисунок 1.2 – Модель меднопорфирового месторождения [Кривцов и др., 2001]

порфировых фаз преобладают диорит-, тоналит- и плагиогранит-порфиры. В андезитоидных ВПП в выше перечисленных зонах с разным субстратом порфировые фазы рудоносных плутоногенных формаций представлены соответственно гранодиорит-порфировм, кварцевыми монцонит-порфирами и гранит-порфирами. На большинстве месторождений рудоносные порфировые интрузивы имеют форму штоков и штокообразных тел, нередко расширяющихся с глубиной под углами от 45 до 85° к горизонту. Менее распространены тела дайкообразной формы и сближенные мелкие дайки, составляющие дайковые пояса. Нередки случаи слияния групп штокообразных порфировых тел в единый интрузивный массив на глубине. В горизонтальных сечениях порфировые тела обычно представлены овалами и эллипсами различного удлинения с отношениями коротких и длинных осей от 1:2 до 1:5. Особую группу составляют порфировые интрузивы уплощенной, линзовидной и грибообразной формы, локализованные под структурно-литологическими экранами.

Интрузивные брекчии характеризуются секущими сотношениями с вмещающими породами и имеют форму трубо-, воронко- и дайкообразных тел. В зависимости от расположения эрозионного среза выделяются три наиболее типичных случая: эрозией вскрыты брекчиевые тела при расположении интрузивов на глубине; на эрозионной поверхности обнажены средние части брекчиевых тел и апофизы порфировых интрузивов; эрозионный срез отвечает верхним частям порфировых интрузивов при отсутствии брекчий. В брекчиевых телах обычна рудная минерализация двух типов. Первый из них – в обломках, вынесенных из слабо оруденелых пород нижних горизонтов, второй – минерализация в цементе брекчий, обладающая общностью с продуктами основного этапа рудообразования.

Продукты гидротермально-метасоматических изменений характеризуются зональным размещением и принадлежат к ведущим поисковым признакам МПС. Зоны разного состава сменяют друг друга по радиусам-векторам от центра интрузивных тел, а в горизонтальных сечениях ограничиваются вложенными друг в друга эллиптическими кольцами, подобными по форме рудоносным интрузивам. Состав и рисунок метасоматической зональности МПС определяются составом рудоносных плутоногенных формаций, который, в свою очередь, зависит от блоков ЗК и верхней мантии, подвергнувшихся переплавлению с образованием рудопродуцирующих магматических очагов.

Типовая метасоматическая зональность МПС с Мо-порфировыми объектами в андезитоидных ВПП с сиалическим субстратом отвечает ряду: кварцевая  $\rightarrow$  калишпатовая с биотитом  $\rightarrow$ кварц-серицитовая (филлизитовая)  $\rightarrow$  аргиллизитовая  $\rightarrow$  пропилитовая. Для систем с Си-Мопорфировыми месторождениями в тех же поясах, но с фемически-сиалическим фундаментом, характерна в целом та же зональность. На Мо-Си-порфировых объектах МПС в андезитоидных ВПП с сиало-фемическим основанием (ЗК «переходного» типа) установлены два варианта зональности. Первому, наиболее распространенному, отвечает ряд зон: кварцевая  $\rightarrow$  кварц-серицитовая  $\rightarrow$  пропилитовая, с появлением между двумя последними зонами на некоторых объектах зоны аргиллизации. Второй, более редко встречающийся вариант, отличается присутствием биотитовой (иногда с КПШ) зоны в эндоконтактах интрузивов между кварц-серицитовой и пропилитовой. В МПС базальтоидных поясов островодужных и рифтогенных геоструктур основной объем занимает кварц-серицитовая зона, располагающаяся между неизмененными породами и пропилитами, либо между биотитовой зоной, «занимающей» центральное положение, и пропилитами.

Важный элемент МПС - *пиритовые ореолы*, где содержание пирита составляет от 3 до 10 %. Они находятся за внешними ограничениями рудных тел в зонах пропилитизации. Ореолы пирита имеют весьма значительные размеры в плане, намного превышающие (иногда на порядок) горизонтальные сечения рудных тел, что весьма существенно для поисков. В наиболее общем случае промышленно значимая меднопорфировая минерализация развивается между

центральными (ядерными) кварцевыми, кварц-калишпатовыми и внешними пропилитовыми зонами при максимальной концентрации в кварц-серицитовой и аргиллизитовой зонах (Рисунок 1.3). Минералого-геохимический облик МПС обусловлен закономерным сочетанием в объеме минерализованных пространств нескольких типов руд, «повторяющихся» на большинстве МПМ, но отличающихся в содержаниях Аu и Мо в зависимости, как было отмечено выше, от состава фундамента ВПП. Среди этих типов: магнетит-пиритовый, молибденитовый, халькопирит-борнитовый, пирит-халькопиритовый, полисульфидный, энаргит-полисульфидный (Таблица 1.2).

Анализ пространственного размещения названных типов руд на более чем 60 объектах [Кривцов, Мигачев, Минина, 1985] позволил сформировать обобщенные схемы рудно-метасоматической зональности МПС, вмещающих Си-Мо- и Мо-Си-порфировые месторождения андезитоидных ВПП. При некоторых отличиях их зональность в целом выражена в



1-4 – гидротермально-метасоматические изменения: 1 – калиево-кремниевые, 2 – окварцевание, хлоритизация, серицитизация, 3 – аргиллизация, 4 – пропилитизация; 5-11 – типы руд: 5-6 – магнетитпиритовый (5 – магнетит-пиритовая ассоциация, 6 – пиритовая ассоциация), 7 – молибденитовый, 8 – халькопирит-борнитовый, 9 – пирит-халькопиритовый, 10 – полисульфидный, 11 – энаргит-полисульфидный; 12 – контуры рудных тел; 13 – границы метасоматических зон; 14 – рудоносный порфировый интрузив

Рисунок 1.3 – Модель рудно-метасоматической зональности МПС с золотосодержащими Си-Мо-порфировыми и золотоносными Мо-Си-порфировыми рудами [Кривцов, Мигачев, Миниа, 1985]

Типы руд	Гипы руд		Минеральные ассо-	Элементы-примеси		Распространенность в месторождениях различных типов					
	Главные	Второстепенные	Редкие	Жильные	циации	Главные	Второстепенные	Ι	Π	III	IV
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Магнетит-пири- товый	py mag	hm pyr	ilm, cub chp, mo, rt	q chl	py, mag-py	Co (py*) Se (py)	Te, Re, Bi Au, Ag	+	+	+	+++
Молибденитовый	mo py	chp, bn, pyr, hb, wf, mag	gal, sph, bit, hm, bl, cs	q anh bi	mo, q-mo, q-py-mo	Re (mo)	Se, Te	+++	++	+	+
Халькопирит- борнитовый	bn, chp py	mo, chls, mag	sph, gal, ars, bl, bit, Au, el, Ag, an, tel Au и Ag	q pot, anh, bi, ser	mo-chp-bn, mo-py-chp-bn, bn-chp, py-chp-bn	Re (chp) Au (chp, bn) Ag (chp, bn, sph gal)	Se, Bi, Pt (chp)	-	++	+	-
Пирит-халькопи- ритовый	chp py	bn, mo, mag, sph, chls	sph, gal, ars, bl, bit, Au, el, Ag, tel Au и Ag, cv, an	q, pot, anh, bi, ser	mag-py-chp mo-bn-py-chp mopy-chp- py-chp	Re (chp, mo) Au (chp, bn) Ag (chp, bn, gal, bl)	Se, Bi, Pt (chp)	++	+++	+++	+++
Полисульфидный	py, chp, gal, bi, sph	an, Au, Ag, tel и sel Au, Ag, Cu, Pb	gs, ars, pyr	q, car, bar, zl	py-chp-bl-gal- sph, py-chp-sph- ars-, gal-sph-py-chp	Au (py, chp, gal, bl), Ag (chp, sph, gal, bl)	Se, Te, Bi, In, Cd, Ga (gal, sph)	+	++	++	+
Энаргит-поли- сульфидный	py, en	luz, ars, bn, rdhr, bl, S, gal, sph, chp	spec, cv	q, car, zl	en-chp-gal-sph, py-en- chls, en-ars-py, en-bn- chp, en-rdhr-cv-py-S, luz-en	Ag (bl, gal, sph)	Se, Te, Bi, In, Ca, Ga, As (gal, sph)	-	+	+	-

Таблица 1.2 – Минералого-геохимическая характеристика основных типов руд месторождений меднопорфирового семейства [Кривцов, Мигачев, Минина, 1985]

Примечания

1 Типы месторождений: I — молибденпорфировые, II — золотосодержащие медно-молибденпорфировые, III — золотоносные молибден-меднопорфировые, IV — золото-меднопорфировые.

2 Распространенность основных типов руд: +++ — в значительном объеме, в том числе на уровне промышленно-значимых количеств; ++ — постоянно, в различных объемах; + — редко в небольшом количестве; - — отсутствует.

3 Обозначения минералов: Ag — самородное серебро, an — аргентит, anh — ангидрит, ars — арсенопирит, Au — самородное золото, bar — барит, bi — биотит, bl — блеклая руда, bit — висмутин, bn — борнит, car — карбонат, chl — хлорит, chp — халькопирит, chls — халькозин, cs — касситерит, Cu — самородная медь, cub кубанит, cup — куприт, cv — ковеллин, el — электрум, en — энаргит, gal — галенит, gs — гессит, hb — гюбнерит, hm — гематит, ilm — ильменит, luz — люцонит, mag — магнетит, mo — молибденит, pot — калиевый полевой шпат, ру — пирит, pyr — пирротин, q — кварц, rdhr — родохрозит, rt — рутил, S — самородная сера, sel селениды (золота, серебра, меди, свинца), ser — серицит, spec — спекулярит, sph — сфалерит, tel — теллуриды, wf — вольфрамит, zl — цеолиты.

\* В скобках указаны минералы-носители элементов-примесей.

смене снизу вверх и от центра к периферии систем следующих минеральных типов руд и метасоматических зон (см. Рисунок 1.3): магнетит-пиритовый в зоне калиево-кремниевого метасоматоза  $\rightarrow$  молибденитовый в калиево-кремниевых и кварц-хлорит-серицитовых метасоматитах  $\rightarrow$  халькопирит-борнитовый (может отсутствовать) в калиево-кремниевых и кварц-хлоритсерицитовых метасоматитах  $\rightarrow$  пирит-халькопиритовый преимущественно в кварц-хлорит-серицитовых метасоматитах и частично в аргиллизитах  $\rightarrow$  пиритовый в пропилитах  $\rightarrow$  полисульфидный в пропилитах. Рудная зональность отвечает обобщенному ряду элементов: Fe-Mo (Re, Sn, W) – Cu (Fe, Mo, Au, Ag) – Fe – Pb, Zn (Cu, Au, As).

Практически безрудные прожилки существенно карбонатного состава с халцедоном, баритом, гипсом, цеолитом, пиритом и гематитом, завершающие процесс рудообразования, распространены во всех типах руд. Для самых верхних частей МПС характерно появление энаргитполисульфидного типа руд в аргиллизитах, сложенных каолинитом, диккитом, монмориллонитом, гидрослюдами, серицитом, алунитом, пиритом.

Рудно-метасоматическая зональность МПС фронтальных зон андезитоидных ВПП (с мощным сиалическим фундаментом) отличается от вышеописанной, в первую очередь, значительным распространением молибденитового типа руд, который определяет промышленную ценность Мо-порфировых месторождений и развит в породах, охваченных калиево-кремниевым метасоматозом. Обрамляющая молибденитовые руды пирит-халькопиритовая минерализация проявлена в виде сравнительно узких ореолов и совпадает с зонами хлоритизированных, окварцованных, серицитизированных пород. На некоторых объектах место этой минерализации занимает бедная вольфрамовая с оловом (шеелит-гюбнеритовая). Для систем данного типа характерно очень слабое развитие пиритовых ореолов и полисульфидной минерализации. Смежные зоны с различными рудами частично перекрываются, а в отдельных случаях отмечается значительное совмещение зон.

Наиболее простой вид имеет зональность Au-Cu-порфировых объектов базальтоидных ВПП. Рудные тела контролируются эндо-экзоконтактовыми зонами рудоносных порфировых штоков, внутренние части которых, как правило, не содержат оруденения. К центральным частям нижних горизонтов систем тяготеет весьма ограниченно проявленная убогая молибденитовая минерализация в окварцованных или биотитизированных породах. Ведущая роль по масштабам проявления и промышленной значимости принадлежит золотосодержащему пирит-халькопиритовому типу, ареал которого совпадает с метасоматитами серицит-хлорит-кварцевого состава, а на флангах – аргиллизитового. Пирит-магнетитовая ассоциация одноименного типа руд пространственно совпадает с пирит-халькопиритовой во всем объеме развития последней. В то же время вкрапленность пирита нередко, но не всегда, присутствует в пропилитизированных

породах внешних частей, обрамляя рудные тела. Здесь же постоянно фиксируются проявления полисульфидной минерализации. Рудная зональность на объектах этого типа подчеркивается постепенным уменьшением содержаний халькопирита (и меди) от центра к периферии систем.

Рассмотренные элементы строения моделей МПС и МПМ выступают в качестве прогнозных и поисковых критериев и признаков при оценке перспектив той или иной площади. Они составляют основу *прогнозно-поисковых моделей* рудных полей, соответствующих таким системам, и поисковых участков (потенциальных месторождений) в их внутренних частях.

Качественные прогнозно-поисковые модели (ППМ) фактически представляют собой целевые описательные классификационно-признаковые модели, состоящие из сопряженных и соподчиненных элементов рудоносного пространства, выявляемых различными методами и описываемых различными характеристиками. Назначение ППМ – научно-методическое обеспечение крупномасштабного прогноза и поисков, отражаемое в легендах и требованиях к соответствующим картам и результатам по каждой стадии ГРР в целом. Эти модели, дополненные перечнем необходимых видов и методов ГРР разных стадий, составляют основу *прогнозно-поискового комплекса*, призванного, в конечном счете, обеспечить обнаружение меднопорфировых объектов. Созданные в ЦНИГРИ модели эталонных объектов охватывают важнейшие типы месторождений благородных и цветных металлов, включая меднопорфировые, и основаны на синтезе значительного объема разнородной первичной информации [Прогнозно-поисковые комплексы», 1983; «Принципы и методы…», 1987, 2010; «Методическое руководство …», 2001].

ППМ описываются комплексом элементов-признаков, доступных для выявления на каждой стадии (масштабе детальности) работ. Объекты прогноза и поисков – рудные поля и месторождения – рассматриваются как части соответствующих региональных структур – рудных районов. В их пределах, с учетом глубинного строения, выделяются совокупности элементов, определяющих позиции рудных полей, а в пределах поисковых участков, то есть потенциальных месторождений. Графически ППМ отображаются системой планов и разрезов, демонстрирующих взаимосвязь важнейших прогнозно-поисковых элементов.

Варианты реальных обстановок нахождения МПМ определенного типа могут рассматриваться как различные плоскостные срезы вмещающих МПС (см. Рисунок 1.2). В подавляющем большинстве случаев углы наклона осей рудоносных порфировых интрузивов, являющихся стержневым элементом таких систем, обычно находятся в интервале 90-70°, редко достигая 60-50° (Бингхэм, Мамут). Для фанерозойских МПМ характерно отсутствие воздействия последующей складчатости и интенсивного регионального метаморфизма, что определяет соответствие наблюдаемых условий их локализации первоначальному залеганию порфировых интрузивов, рудных тел и расположению рудно-метасоматических зон.

Условия прогноза и поисков МПМ зависят от того, в какой мере конкретная геологическая ситуация отвечает типовым моделям МПС и месторождений. Доступность их элементов для обнаружения зависит от степени эрозии, мощности перекрывающих отложений и расчлененности рельефа. Они определяют возможность выявления различных по рудоносности частей систем: верхних (надрудных), фланговых (периферических), центральных (ядерных) и внутренних (рудоносных), что отвечает основным обстановкам ведения поисков месторождений с использованием соответствующих комплексов поисковых методов (геологических, геохимических, геофизических), детально рассмотренных в Методических рекомендациях, разработанных в ЦНИГРИ. Последовательность выполнения работ на основе ППК и требования к их результатам, обеспечивающие последовательное выявление, оконтуривание и прогнозную оценку меднопорфировых металлогенических зон, потенциальных рудных районов (узлов) и полей, а пределах последних перспективных для обнаружения МПМ поисковых участков, рассмотрены в разделе 5.1.

Отмеченная зависимость состава рудоносных плутоногенных формаций, рудно-метасоматической зональности и вещественного состава руд МПМ от геотектонических обстановок формирования МПС отражается не только в соотношениях содержаний основных полезных компонентов – Cu, Mo, Au, Ag, но и в их запасах, о чем свидетельствуют *геолого-промышленные количественные (статистические) модели* месторождений меднопорфирового семейства.

#### 1.3 Геолого-промышленные количественные (статистические) модели МПМ

Геолого-промышленные количественные (статистические) модели (ГПКМ) рудных месторождений, в том числе меднопорфировых, широко применяются западными геологами для оценки прогнозных ресурсов исследуемых территорий. Методика их построения, анализа и интерпретации данных рассмотрены в работах Н.Роулэндса, Д.Сэмпи, Д.Кокса, Д.Сингера, Ф.Кларка, П.Лазнички, К.Лонга, Дж.Янга, Г.А.Булкина, А.Э.Конторовича, А.И.Кривцова, И.А.Неженского, Д.В.Рундквиста и других исследователей. Для создания таких моделей используется статистический анализ запасов руды, металлов и их содержаний *методом ранговых рядов* по представительным выборкам месторождений отдельных металлогенических провинций и зон, стран, континентов, либо мира в целом.

Возможность применения ГПКМ для прогноза числа и запасов «неоткрытых» объектов, а также ресурсов отдельных территорий, определяется выявленной гиперболической зависимостью между запасами известных месторождений и частотой их встречаемости (т.е. ранговыми номерами) в кумулятивных (искусственно упорядоченных по убыванию запасов) рядах распределения в представительных статистических выборках. Математически она описывается законом Ципфа и соответствует частному случаю распределения Парето (при K = 1). Эта зависимость

означает, что произведение запасов месторождений на их ранговые номера является постоянной величиной [Кривцов, 1989]:

$$R_m m = R_n n = const$$

где  $r_m$  и  $r_n$  – значения запасов разноранговых объектов, а m и n – их порядковые номера.

Суть методики прогноза с помощью ГПКМ, впервые примененной Н.Роулэндсом и Д.Сэмпи [Rowlands, Sampey, 1977] для оценки прогнозных ресурсов медных месторождений Замбии и золоторудных Австралии, состоит в ранжировании известных месторождений по крупности и принятии максимального значения произведения запасов на номера рангов в качестве постоянной величины, соответствующей объекту первого ранга. В случае отсутствия такого месторождения в фактической выборке предполагается его существование и возможность обнаружения. Расчет запасов остальных объектов анализируемого рангового ряда производится делением найденной величины на ранговые номера (2, 3, 4, и т д. до крайнего значения ранга, соответствующего минимальным запасам промышленно значимого месторождения). Вычисленные таким образом теоретические значения запасов сравниваются с запасами и рангами месторождений в реальной выборке. В итоге ранговые номера известных объектов меняются на расчетные и устанавливаются номера необнаруженных (пропущенных) месторождений, для которых с определенной степенью достоверности прогнозируются запасы.

Другим вариантом реализации описываемой методики является: отображение в логарифмическом масштабе зависимости «запасы-ранги» известных месторождений; определение на результирующем графике значения запасов объекта первого ранга (R<sub>max</sub>), которое принимается за постоянную величину; расчет по последней теоретических значений запасов месторождений; построение графика их распределения, представляющего собой прямую, наклоненную к осям координат под углом 45°; сопоставление его с реальным и прогноз необнаруженных объектов с оценкой их возможных запасов.

Общие (теоретические) прогнозные ресурсы оцениваемых территорий (R), то есть суммарные запасы расположенных в их пределах известных и прогнозируемых разноранговых месторождений, могут быть рассчитаны по значениям запасов наибольшего (R<sub>max</sub>) и наименьшего (R<sub>min</sub>) объектов [Булкин, Неженский, 1991]:

$$\mathbf{R} = \mathbf{R}_{\max} \ln \left( \mathbf{R}_{\max} / \mathbf{R}_{\min} \right)$$

Приведенное математическое выражение может использоваться также для вычисления общих ресурсов площадей по объектам с «заданными» значениями запасов, например, только крупным, параметры которых будут отвечать определенным отрезкам ранговых рядов распределения.

Работы по оценке прогнозных ресурсов отдельных континентов и крупных регионов с использованием закономерностей распределения месторождений по запасам, описываемых законом Ципфа, получили широкое распространение. Подобным образом определены прогнозные ресурсы ряда месторождений: свинцово-цинковых и золоторудных Канады [Folinsbee, 1977]; медно-цинковых [Tapp, Moniuszko, 1978], оловянных [Rudenno, 1981] и урановых [Folinsbee, 1977] Австралии; свинцово-цинковых Индии [Paliwal et al., 1981]. ГПКМ по мировым выборкам построены практически для всех ведущих ГПТ рудных месторождений [Кривцов, 1989; «Методическое руководство...», 2002; «Пространственные металлогенические таксоны», 2002; Сох, Singer, 1992, Singer, 1995 и др.]. Судя по накопленной практике, они позволяют: разделять месторождения того или иного типа на группы (классы) по крупности и частоте встречаемости; сравнивать продуктивность разнородных рудообразующих процессов в различных обстановках их проявления; определять металлогенический потенциал крупных геотектонических единиц, специализированных на какой-либо тип оруденения; оценивать металлоносность различных отрезков геологической истории Земли; определять предельные масштабы концентрирования рудного вещества как по содержаниям полезных компонентов в рудах, так и по их запасам; прогнозировать число и параметры (прогнозные ресурсы и содержания) «неоткрытых» месторождений.. Кроме того, в разработанных ГПКМ приведено количественное определение крупных и сверхкрупных (гигантских и супергигантских) месторождений так называемого «мирового класса», являющихся наиболее привлекательными для инвестиционных проектов.

Для градации рудных месторождений по крупности П.Лазничка [Laznicka 1999] ввел *индекс аккумуляции*, отражающий соотношение запасов металла в месторождении к его кларку. Физически этот коэффициент соответствует массе «усредненной» ЗК, которая содержала бы эквивалентное количество металла, что и анализируемое месторождение. Индекс аккумуляции, фактически зависящий от объема вовлеченных в рудогенез коровых блоков, является таким образом индикатором геохимической продуктивности процессов и обстановок рудоотложения, а также их металлогенической уникальности (в приложении к проблеме формирования гигантских объектов). Он может использоваться в качестве общего знаменателя для сравнения и ранжирования масштабов накопления металлов с высоко контрастными (относительно друг друга) кларковыми содержаниями, таких как Au, Cu и Fe.

С помощью значений индекса аккумуляции упомянутый автор установил нижние границы значений соотношений запасов металлов и их кларков для классов крупномасштабных месторождений: крупных – 1х10<sup>10</sup> т усредненного корового эквивалента, гигантских – 1х10<sup>11</sup> т и супергигантских – 1х10<sup>12</sup> т. Необходимый минимальный порог запасов металлов в месторождениях для включения в классы гигантов и супергигантов для каждого из металлов различен, поскольку

различны их кларки в земной коре. Например, для гигантского месторождения Mn он равен 7,2x10<sup>7</sup> т (при кларке 7,2x10<sup>2</sup> ppm), для Cu – 2,5x10<sup>6</sup> т (2,5x10<sup>1</sup> ppm), а для Au – 250 т (2,5x10<sup>-3</sup> ppm). Соответственно, для супергигантских объектов эти значений на порядок выше. В итоге, в 446 рудных районах мира П.Лазничкой были выделены 486 гигантских и 61 супергигантское месторождение, из которых 103 объекта Cu, 55 – Pb, 41 – Mo, 24 – Sb и 22 – Sn. Для одиннадцати металлов месторождений-гигантов не установлено. Сделан вывод о том, что основной причиной наличия или отсутствия гигантских скоплений металлов является геохимическая характеристика последних, а именно «поведение» на различных стадиях формирования земной коры [Кривцов, 1989].

Применительно к меднопорфировым месторождениям большинством исследователей приняты следующие граничные значения запасов меди (в млн т): для мелких объектов – менее 1, средних – 1-5, крупных – 5-10, гигантских – 10-25 и супергигантских – более 25.

В 2002 г. Д.Сингером, В.Бергером и В.Морингом [Singer, Berger, Moring, 2002] была представлена база данных (БД) по средним содержаниям, запасам руды и металлов (Cu, Mo, Ag, Au) 381 месторождения меднопорфирового семейства с разделением на типы: Cu-Mo-порфировый (49 объектов), меднопорфировый (217) и золото-меднопорфировый (115). Молибденпорфировые месторождений в БД включены не были. Среди учтенных объектов присутствовали весьма мелкие с запасами меди менее 0,10 млн. т. Группировка объектов по типам была проведена по значениям отношения Au/Mo в рудах (без учета геотектонического положения месторождений), принятого для: Au-Cu-порфировых месторождений –  $\geq$  30 (при содержаниях Au в г/т, а Mo в %); Мо-Cu-порфировых – от 3 до 30; Cu-Mo-порфировых –  $\leq$  3. При отсутствии данных по содержаниям Mo и концентрациях Au более 0,2 г/т месторождения относились к Au-Cu-порфировому типу. При отсутствии содержаний Au и высоких концентрациях Mo (> 0,03 %) объекты классифицировались как Cu-Mo-порфировые.

Количество гигантских и супергигантских объектов в данной выборке по сравнению с ранее опубликованными БД по МПМ [Cox, Singer, 1992 и др.] существенно возросло, поскольку авторами учитывались общее количество добытого сырья, запасы и ресурсы с включением предполагаемых (inferred resources), сопоставимых [Голенев, Куликов, 2019] с прогнозными ресурсами категории P<sub>1</sub> по российской классификации. К числу десяти особо крупных объектов – супергигантов (с запасами меди более 25 млн. т по градации П.Лазнички [Laznicka, 1999]) – были отнесены уникальные чилийские Cu-Mo-порфировые месторождения Чукикамата (111,15 млн. т Cu) и Эль Теньенте (108,56), а также принадлежащие к тому же типу Континентэл-Бьютт, США (35,13), Моренси-Меткалф, США (33,90), Кананеа, Мексика (29,99) и Коллахаузи, Чили (26,66). Среди Cu-порфировых месторождений в этот список включены Рио Бланко, Чили (40,00) и Бингхэм, США (28,49); среди Аu-Cu-порфировых – Ла Эскондида, Чили (47,14) и Саффорд, США (32,02).

В ГПКМ, построенных названными авторами для месторождений каждого из выделенных типов, были проанализированы: корреляционные зависимости запасов руды и содержаний металлов; распределение по классам крупности и содержаниям металлов в рудах; частота встречаемости по металлогеническим эпохам и продуктивность последних (по Cu, Mo, Ag, Au); распределение по распространенности различных типов магматических и осадочных пород, а также главных и второстепенных рудных, жильных и метасоматических минералов; зависимость запасов меди от площадей сульфидных ореолов; распределение по частоте встречаемости «месторождений-сателлитов» (меднопорфировых, медных и свинцово-цинковых скарновых, полиметаллических жильных, эпитермальных золоторудных, россыпных) на расстоянии до 5 и 10 км от известных месторождений.

Установленные [Singer, Berger, Moring, 2002] особенности распределения МПМ по вышеперечисленным геолого-промышленным характеристикам в целом «повторили», но на более обширном материале, закономерности, описанные ранее в работах [Cox, Singer, 1992; Singer, 1995; Кривцов и др., 2001; «Методическое руководство...», 2002]. Сделан вывод о возможности использования таких моделей для прогнозирования числа и масштабности необнаруженных объектов с оценкой вероятных усредненных концентраций полезных компонентов в их рудах.

Для оценки эффективности применения ГПКМ для прогноза особо крупных (гигантских и супергигантских) МПМ автором настоящей работы, с использованием этой БД, был проведен дополнительный анализ распределения месторождений по запасам руды, металлов и их содержаниям, рассчитаны коррелятивные связи между названными параметрами. Разделение объектов БД на три типа было сохранено, поскольку в целом, за исключением терминологических расхождений (в частности Сu-порфировый тип правильнее называть Mo-Cu-порфировым золотосодержащим или Au-Mo-Cu-порфировым), она соответствовала рудно-формационной классификации МПМ, разработанной в ЦНИГРИ (см. Таблицу 1.1). Отнесение некоторых месторождений БД к тому или иному типу было скорректировано с учетом их палеотектонической позиции и связей с соответствующими плутоногенными формациями. На основе построенных диаграмм и расчетов сделаны следующие выводы [Звездов, 2005<sup>2</sup>].

1. Для выделенных типов месторождений – Cu-Mo-, Mo-Cu- и Au-Cu-порфировых – и для меднопорфирового семейства в целом установлена обратная гиперболическая зависимость между запасами (руды и металлов) и частотой встречаемости (долями в выборке) объектов различной крупности, подтвердившая существование кумулятивных ранговых рядов их распределения (Рисунок 1.4, Рисунок 1.5). Различия в максимальных и минимальных значениях

запасов месторождений разных типов, а также в концентрациях металлов в рудах отражаются как в размещении гиперболических кривых распределения, так и в крутизне их наклона к оси абсцисс. Независимо от масштабов объектов данные кривые имеют однотипную форму и близкие углы ориентировки, что свидетельствует о подчиненности распределения месторождений семейства общим закономерностям. Гигантские и супергигантские месторождения являются конечными составляющими закономерных рядов распределения, начинающихся мелкими и весьма мелкими объектами, и в этом смысле не являются уникальными, то есть «не подчиняющимися» выявленным закономерностям.

2. По среднестатистическим запасам меди в проанализированной выборке возможно выделение нескольких групп (классов) разномасштабных (разноранговыхобъектов – по семейству в целом и входящих в него Cu-Mo-, Mo-Cu- и Au-Cu-порфировым месторождениям: очень мелких – 0,067, 0,059, 0,063 и 0,078 млн. т, соответственно; мелких – 0,18, 0,26, 0,17 и 0,18; средних – 1,10, 2,19, 1,84 и 0,99; крупных – 4,46, 16,61, 4,35 и 3,23; сверхкрупных – 21,58, 72,19, 10,74 и 16,44 (Таблица 1.3).

Типы	Классы крупности месторождений по запасам меди, млн. т						
месторождений	Очень мелкие	Мелкие	Средние	Крупные	Сверхкрупные		
1	2	3	4	5	6		
Медно-молибден-	<u>0,023-0,155</u> **	<u>0,178-0,363</u>	0,507-6,400	<u>8,34-29,988</u>	33,903-111,150		
Порфировый, n = 49	0,059	0,260	2,194	16,614	72,186		
Молибден-медно-	<u>0,024-0,090</u>	0,091-0,270	0,284-2,897	<u>3,036-6,018</u>	<u>6,331-40,000</u>		
порфировый, n = 217	0,063	0,172	1,843	4,346	10,737		
Золото-медно-	<u>0,054-0,093</u>	0,100-0,254	0,269-1,988	2,000-4,620	5,523-47,142		
порфировый, n = 115	0,078	0,183	0,986	3,233	16,444		
Меднопорфировое се-	<u>0,023-0,091</u>	<u>0,093-0,280</u>	0,284-2,897	<u>2,912-6,603</u>	<u>6,615-111,150</u>		
мейство, n = 381	0,067	0,183	1,096	4,458	21,579		
Доля разномасштабных месторождений в их общем количестве и в структуре мировых запасов меди (1295,37 млн. т) меднопорфирового семейства							
Число объектов по классам / %	39/10	57/15	190/50 57/		38/10		
Общие запасы место- рождений по классам, млн т / %	2,59/0,20	10,42/0,80	208,21/16,08	254,14/19,62	820,01/63,30		

Таблица 1.3 – Классы крупности месторождений меднопорфирового семейства по запасам меди. С использованием БД Д.Сингера с соавторами [Singer, Berger, Moring, 2002]

#### Примечания

1 n – количество учтенных объектов в выборках.

2 В числителе границы классов месторождений по запасам меди, в знаменателе их средние значения.


Рисунок 1.4 – Распределение месторождений меднопорфирового семейства по классам запасов меди: А – Си-Мо-порфировых, Б – Мо-Си-порфировых и В – Аи-Си-порфировых. По [Звездов, 2005<sup>2</sup>] с использованием БД Д.Сингера с соавторами [Singer, Berger, Moring, 2002]



Типы месторождений: 1 – Си-Мо-порфировый, 2 – Мо-Си-порфировый, 3 – Аи-Си-порфировый

Рисунок 1.5 – Распределение месторождений меднопорфирового семейства по запасам руды (А), Сu (Б), Мо (В), Аg (Г) и Au (Д). По [Звездов, 2005<sup>2</sup>] с использованием БД Д.Сингера с соавторами [Singer, Berger, Moring, 2002]

В выборке из 381 объектов БД наибольшее количество приходится на средние по запасам меди месторождения (190 или 50 %). Мелкие и крупные – составляют по 15% выборки (по 57 объектов), а очень мелкие и сверхкрупные – по 10 % (39 и 38 объектов). Ведущую роль в структуре мировых запасов меди меднопорфирового семейства, оцененных в 1295,37 млн. т, играют гигантские и супергигантские месторождения (820,01 млн. т или 63,3 %). На долю крупных, средних, мелких и очень мелких объектов приходится, соответственно, 254,14 млн. т (19,62 %), 208,21 (16,08 %), 10,42 (0,80 %) и 2,59 (0,20 %) (Таблица 1.4).

3. Во всех классах крупности (кроме класса очень мелких объектов) Си-Мо-порфировые месторождения превосходят Мо-Си- и Аи-Си-порфировые по среднестатисти ческим запасам руды, Сu, Мо и Ag: в классах мелких и средних объектов – в 1,5-2 раза, крупных и сверх-крупных – в 4-7 раз. Мо-Си- и Аu-Сu-порфировые – по названным параметрам существенно не различаются, вместе с тем, по запасам Мо первые превосходят вторые, а по запасам Au – уступают (см. Таблицу 1.4, Таблицу 1.5; Рисунок 1.6, Рисунок 1.7).

Среди Си-Мо-порфировых месторождений отмечается наибольшее количество уникальных объектов (6) с запасами меди более 25 млн т, среди которых самые крупные в мире Чукикамата и Эль Теньенте (>100 млн. т каждое). Установленный по гиперболическим кривым распределения нижний порог запасов меди для сверхкрупных месторождений данного типа в 5,5-6 раз превышает пороги, вычисленные для Мо-Си- и Аu-Сu-порфировых.

4. Прерывистость кумулятивных ранговых рядов распределения запасов руды и металлов месторождений меднопорфирового семейства отчетливо не проявлена. Между классами разноранговых объектов, включая сверхкрупные, четких границ нет. Наиболее высокие значения «шага» в рядах распределения запасов руды, Сu, Мо и Ag характерны для Cu-Mo- порфировых месторождений (по Au – для Au-Cu-порфировых), а минимальные – для Mo-Cu-порфировых объектов (Таблица 1.5).

5. По средним содержаниям Си в рудах месторождения разных РФТ семейства существенно не различаются. Си-Мо-порфировые – характеризуются самыми высокими средними содержаниями Мо (в 3-4 раза выше, чем в остальных типах) и низкими – Au и Ag (тем не менее, они обладают наибольшими запасами Ag за счет значительных запасов руды). Au-Cuпорфировые отличаются самыми высокими средними содержаниями Au и Ag и низкими Mo. C увеличением класса крупности отмечается последовательное увеличение средних содержаний меди и других металлов в рудах, т.е. крупные и особенно гигантские и супергигантские месторождения отличаются от рядовых высокосортными рудами (см. Таблицу 1.3, Таблицу 1.4; Рисунок 1.6, Рисунок 1.8).

Доля			Запасы	Содержания металлов					
месторождений	M.	лн. т	тыс. т		Т		%	1	с/т
в выборке	Руды	Cu	Мо	Ag	Au	Cu	Мо	Ag	Au
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		M	Іедно-молибде	нпорфировые	месторождени	ия, n = 49			
10 %	<u>&gt;5220</u> 17,63	<u>&gt;30,00</u> 20,55	<u>&gt;1000</u> 9,34	<u>&gt;15090</u> 11,22	<u>&gt;148,90</u> 19,85	<u>&gt;0,77</u> 1,64	<u>&gt;0,064</u> 2,46	<u>&gt;5,00</u> 3,85	<u>&gt;0,057</u> 3,17
50 %	296	1,46	107	1345	7,50	0,47	0,026	1,30	0,018
90 %	<u>&lt;30</u> 0,10	<u>&lt;0,16</u> 0,11	<u>&lt;15</u> 0,14	<u>&lt;170</u> 0,13	$\frac{<1,44}{0,19}$	<u>&lt;0,25</u> 0,53	<u>&lt;0,010</u> 0,38	<u>&lt;0,52</u> 0,40	<u>&lt;0,004</u> 0,22
Молибден-меднопорфировые месторождения, n = 217									
10 %	<u>&gt;1140</u> 5,43	<u>&gt;6,14</u> 6,32	<u>&gt;256</u> 6,10	<u>&gt;5470</u> 8,32	$\frac{>280,00}{5,97}$	<u>&gt;0,80</u> 1,86	<u>&gt;0,032</u> 2,13	<u>&gt;5,25</u> 2,63	<u>&gt;0,300</u> 1,88
50 %	210	0,97	42	657	46,90	0,43	0,015	2,00	0,16
90 %	<u>&lt;30</u> 0,14	<u>&lt;0,09</u> 0,09	<u>&lt;4</u> 0,09	<u>&lt;94</u> 0,14	<u>&lt;5,55</u> 0,12	<u>&lt;0,26</u> 0,60	<u>&lt;0,006</u> 0,40	<u>&lt;0,83</u> 0,42	<u>&lt;0,031</u> 0,19
	Золото-меднопорфировые месторождения, n = 115								
10 %	<u>&gt;1015</u> 5,13	<u>&gt;5,07</u> 5,70	<u>&gt;113</u> 10,27	<u>&gt;2934</u> 4,58	<u>&gt;504,40</u> 7,71	<u>&gt;0,97</u> 2,22	<u>&gt;0,012</u> 3,00	<u>&gt;7,90</u> 3,22	<u>&gt;0,770</u> 1,86
50 %	198	0,89	11	638	65,40	0,45	0,004	2,45	0,415
90 %	<u>&lt;27</u> 0,14	<u>&lt;0,10</u> 0,11	<u>&lt;2</u> 0,18	<u>&lt;148</u> 0,23	$\frac{<12,00}{0,18}$	<u>&lt;0,23</u> 0,51	<u>&lt;0,001</u> 0,25	<u>&lt;1,00</u> 0,41	<u>&lt;0,165</u> 0,40

Таблица 1.4 – Распределение месторождений меднопорфирового семейства по запасам руды, металлов и их содержаниям По [Звездов, 2005<sup>2</sup>] с использованием БД Д.Сингера с соавторами [Singer, Berger, Moring, 2002]

Примечания

1 n – количество учтенных объектов в выборке.

2 В числителе приведены граничные значения запасов руды, металлов и их содержаний для 10 %, 50 % и 90% количества учтенных объектов в выборках, в знаменателе – относительное соотношение этих значений для 10 % и 90 % месторождений с медианными значениям (50%)

Типы месторожде- Шаги		Шаги по запасам металлов					
ний	по запасам руды, млн. т	Си, тыс. т	Мо, тыс. т	Ag, t	Au, т		
1	2	3	4	5	6		
Медно-молибден- порфировый n = 49	$\frac{1,0-5300^{*} (1920)}{356 (155)}$	<u>14,96 - 73429</u> (5870) 2315 (763)	$\frac{0,20 - 4598}{(313)}$ 145 (32)	<u>1,5 - 40608</u> (29392) 2845 (1543)	$\frac{0,035 - 95,48}{6,53}$		
Молибден-медно- порфировый n = 217	$\frac{0,1-1270}{30}$	<u>0,04 — 11689</u> 194	<u>0,01 — 762</u> 15	$\frac{0,1-6039}{281}$	$\frac{0,050 - 832,60}{17,28}$		
Золото-медно-пор- фировый n = 115	$\frac{0,1-1500}{71}$	$\frac{0,56 - 15125}{413}$	$\frac{0.01 - 151}{8}$	$\frac{1,4-10924}{505}$	<u>0,075 - 1015,40</u> 23,47		

Таблица 1.5 – Шаги в ранговых рядах запасов руды и металлов месторождений меднопорфирового семейства. С использованием БД Д.Сингера с соавторами [Singer, Berger, Moring, 2002]

# Примечания

1 n – количество учтенных объектов в выборках.

2 В числителе приведены интервалы вариации шагов по запасам руды и металлов, в знаменателе – их средние значения.

3 В скобках приведены значения без учета месторождений-супергигантов Чукикаматы и Эль Теньенте, кроме данных по золоту.



Месторождения: 1 – Си-Мо-порфировые, 2 – Мо-Си-порфировые, 3 – Аи-Си-порфировые; запасы металлов: а – по конкретным объектам, б – среднестатистические по выборкам месторождений каждого из типов семейства

**R**<sub>Cu</sub>, **R**<sub>Mo</sub>, и **R**<sub>Au</sub> – запасы Cu (млн. т), Mo (тыс. т) и Au (т)

При построении барицентрической диаграммы запасы Мо увеличены в 10<sup>2</sup>, а Au в 10<sup>5</sup> раз

Рисунок 1.6 – Соотношение запасов меди, молибдена и золота месторождений меднопорфирового семейства. По [Звездов, 2005<sup>2</sup>] с использованием БД Д.Сингера с соавторами [Singer, Berger, Moring, 2002]



Типы месторождений: 1 – Си-Мо-порфировый, 2 – Мо-Си-порфировый, 3 – Аи-Си-порфировый

Рисунок 1.7 – Распределение месторождений меднопорфирового семейства по содержаниям металлов: Сu (A), Mo (Б), Ag (В) и Au (Г). По [Звездов, 2005<sup>2</sup>] с использованием БД Д.Сингера с соавторами [Singer, Berger, Moring, 2002]



Месторождения: 1 – Си-Мо-порфировые, 2 – Мо-Си-порфировые, 3 – Аи-Си-порфировые; содержания металлов: а – по конкретным объектам, б – среднестатистические по выборкам месторождений каждого из типов семейства

 $C_{Cu}$ ,  $C_{Mo}$  и  $C_{Au}$  – средние содержания Cu (%), Mo (%) и Au (г/т)

При построении барицентрической диаграммы содержания молибдена увеличены в 10<sup>2</sup>, а золота в 10<sup>5</sup> раз

Рисунок 1.8 – Соотношение средних содержаний меди, молибдена и золота в рудах месторождений меднопорфирового семейства. По [Звездов, 2005<sup>2</sup>] с использованием БД Д.Сингера с соавторами [Singer, Berger, Moring, 2002]

6. Условная стоимость запасов металлов в недрах среднестатистического месторождения, рассчитанная по среднемесячной (за май 2022 г.) цене металлов на Лондонской бирже, оказалась наиболее высокой для группы Cu-Mo-порфировых объектов (17389 млн. долларов США), поскольку они лидируют по запасам Cu, Mo и Ag. Для Mo-Cu- и Au-Cu-порфировых месторождений, которые отличаются более значительными запасами Au, но существенно меньшими запасами Cu, она составляли на тот период, соответственно, 13374 и 13131 млн. долларов США (Таблица 1.6). В условной стоимости запасов среднестатистического месторождения для всех типов семейства ведущую роль играют запасы Cu, а второстепенную (в порядке убывания): для Cu-Moпорфировых – Mo, Ag, Au, для Mo-Cu-порфировых – Mo, Au, Ag, для Au-Cu-порфировых – Au, Mo, Ag.

Месторождения медно- порфирового се-	Количество учтенных объектов в	Соличество учтенных объектов в			Среднемесячная цена метал- лов на Лондонской бирже метал- лов, в долларах США, на 04.05.2022 г.			Стоимость запасов металлов в недрах, в млн. долларов США						
мейства	выборках	Cu	Mo	Ag	Au	Cu	Мо	Ag	Au	Cu	Mo	Ag	Au	Суммарная
		МЛН. Т	тыс. т	Т	Т	\$/T	\$/T	<b>\$</b> /Γ	\$/Γ			\$, *10	6	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Си-Мо- порфировые	49	1,46	107	1345	7,50	9510	19180	0,74	60,93	13884,6	2052,26	995,30	457,00	17389,16
Мо-Си- порфировые	217	0,97	42	657	46,90					9224,7	805,56	486,18	2857,62	13374,06
Au-Cu- порфировые	115	0,89	11	638	65,40					8463,9	210,98	472,12	3984,82	13131,82
Средневзвешен- ное по семейству	381	1,15	52	988	50,42					10936,5	997,36	731,12	3072,10	15737,08

Таблица 1.6 – Условная ценность среднестатистического месторождения меднопорфирового семейства по основным металлам (рассчитана с использованием БД Д.Сингера с соавторами [Singer, Berger, Moring, 2002])

Выявленные с помощью ГПКМ соотношения запасов месторождений выделенных типов подтверждают ранее установленную по средним содержаниям металлов зависимость вещественного состава руд от геотектонической обстановки формирования МПМ. Эти соотношения отражают вариации мощностей и строения блоков земной коры, вовлеченных в процессы рудообразования, а также геохимический профиль слагающих их пород. Действительно, *самыми значительными запасами Си, Мо и Ад обладают Си-Мо-порфировые месторождения андезитоидных окраинно-континентальных ВПП, характеризующихся мощным сиалическим слоем ЗК, в то время как наибольшие запасы Аи сосредоточены в объектах Аи-Си-порфирового типа базальтоидных поясов островодужных и рифтовых обстановок с океанической корой.* 

В 2005 г. и 2008 г. Сингером, В.Бергером и В.Морингом база данных по МПМ Мира была обновлена. В работе [Singer, Berger, Moring, 2008] приведены сведения по запасам и содержаниям 422 объектов. Из «добавленных» 41 объекта 39 Мо-Си-порфировых. Среди них разведанные к концу первого десятилетия XX века гигантские месторождения – Аи-Мо-Си-порфировое Пеббл на Аляске и Аи-Си-порфировое Уафи-Голпу в Папуа – Новая Гвинея.

В 2012 г. эта база была дополнена В.С.Звездовым и Б.С.Зеликсоном данными по ряду разведанных, либо оцененных к этому времени месторождений РФ – Аи-Си-порфировому Малмыжскому (Хабаровский край), Си-порфировым: Михеевскому и Томинскому (Ю.Урал), Лора (Магаданская обл.); Мо-Си-порфировым: Кызык-Чадрскому (Республика Тыва), Быстринскому, Култуминскому и Лугоканскому (Забайкальский край). Группировка объектов БД по типам была существенным образом переработана с учетом геотектонической позиции месторождений, отражающейся в вещественном составе руд. Некоторые из мелких объектов (фактически рудопроявления) были исключены.

Для сопоставления запасов Мо в месторождениях меднопорфирового семейства в БД включены данные по Мо-порфировым объектам РФ: Сорскому, Агаскырскому (Республика Хакасия), Бугдаинскому, Шахтаминскому, Давенде, Жирекенскому (Забайкальский край), Мало-Ойногорскому (Республика Бурятия), а также сведения по зарубежным месторождениям этого типа: Клаймакс, Юрэд, Гендерсон, Маунт Эммонс, Редуэлл Бэзин, Куэста и др. (США), Руби Крик (Канада), Коппин Гэп (Австралия). При анализе запасов и содержаний Сu, Au и Ag данные по Мо-порфировым объектам не использовались, поскольку они отличаются от меднопорфировых фтористо-редкометальной геохимической специализацией (F, Li, Rb, Cs, Ta, Nb), что отмечено в работах Д.Кокса и Д.Сингера [Cox, Singer, 1992], С.Лудингтона и Г.Плумли [Ludington, Plumlee, 2009] и других исследователей. Выполненный по БД из 409 объектов анализ, включавший построение серии диаграмм распределения МПМ по запасам и содержаниям показал результаты, в целом сопоставимые с ранее полученными (Таблица 1.7, Таблица 1.8; Рисунок 1.8, Рисунок 1.9). Дополнительно была оценена корреляция между запасами Сu, Mo, Au и Ag по выделенным типам, а также между содержаниями этих металлов в рудах. В итоге, выявлена значимая положительная корреляция между запасами Cu, Мо и Ag с высокими (0,75-0,88) коэффициентами. Корреляционные зависимости между запасами Au, Cu и Ag значительно слабее (коэффициент корреляции 0,23-0,33), а между запасами Au и Mo полностью отсутствуют. В отличие от запасов, значимые корреляционные связи между средними содержаниями металлов, за исключением Au и Ag, не установлены (Таблица 1.10).

Установленные корреляционные связи между запасами основных полезных компонентов руд, а также между их содержаниями, отражают различие в минеральных типах руд (составе основных рудообразующих ассоциаций) месторождений разных РФТ меднопорфирового семейства. Так высокая корреляция между запасами Сu, Мо и Ag обусловлена развитием полисульфидного типа руд, характерного для фланговых частей МПС с Cu-Mo- и Mo- Cu-порфировыми месторождениями андезитоидных ВПП. Он мало распространен в системах с Au-Cuпорфировыми месторождениями базальтоидных поясов. Для последних, в свою очередь, характерны аномально низкие содержания (и запасы) Мо и высокие Au, отражающие повышенную золотоносность рудоносных магм в островодужных и рифтовых структурах с океаническим типом ЗК.

По работам [Кривцов, 1983; Кривцов и др., 1986, 2001 и др.] месторождения четырех РФТ меднопорфирового семейства различаются по значениям отношения содержаний Cu/Mo в рудах, составляющему более 200 в собственно Cu-порфировых и Au-Cu- порфировых месторождениях, 30-200 в Mo-Cu-порфировых, 15-40 в Cu-Mo- порфировых и 1-20 в Mo-порфировых (см. Таблицу 1.1). Результаты, полученные нами для выборки из 409 объектов, подтвердили эти различия по средним значения Cu/Mo (см. Таблицу 1.7, Рисунок 1.11 А). В тоже время, кривые распределения рядовых значений Cu/Mo отношения однозначно свидетельствуют о существенном наложении областей, характеризующих каждый из рассматриваемых типов. Так, кривая, характеризующая распределение Cu/Mo отношения в Au-Cu- порфировых месторождениях не имеет четко выраженного максимума и полностью перекрывает область, отвечающую распределению данного отношения в Mo-Cu-порфировых. Наиболее существенные различия установлены между указанными типами и Cu-Mo-порфировыми месторождениями, но и в этом случае область перекрытия составляет не менее 20-30 % (Рисунок 1.12). Подобный характер распределения установлен и для значений Au/Mo отношения (Рисунок 1.11 Б, Рисунок 1.12 Б).

Типы			Содержания	и металлов		Запасы металлов				
месторож- дений	Q, млн т	Cu (%)	Mo (%)	Ag (Γ/τ)	Au (г/т)	Си, млн т	Мо, млн т	Ag, т	Аи, т	Cu : Mo
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
						Очень мелки	e			
Au-Cu	25,3 (8)	0,4225 (8)	н/д	н/д	0,53(6)	0,07 (8)	н/д	н/д	14 (6)	н/д
Mo-Cu	23,8 (14)	0,31 (14)	0,010 (7)	н/д	0,37 (4)	0,06 (14)	0,002 (6)	н/д	5,5 (5)	36 (7)
Cu-Mo	19 (17)	0,37 (17)	0,039 (5)	н/д	0,36 (4)	0,06 (17)	0,006 (6)	н/д	8,8 (5)	10 (5)
						Мелкие				
Au-Cu	44 (22)	0,44 (22)	0,011 (11)	5,3 (11)	0,39 (18)	0,18 (22)	0,005 (11)	230 (11)	21 (19)	82 (11)
Mo-Cu	60,2 (15)	0,37 (15)	0,008 (4)	н/д	0,30 (5)	0,18 (15)	0,006 (4)	н/д	25 (7)	59 (4)
Cu-Mo	68 (25)	0,37 (25)	0,039 (13)	н/д	0,26 (8)	0,21 (25)	0,029 (14)	н/д	21 (8)	14 (13)
						Средние				
Au-Cu	287 (52)	0,51 (52)	0,007 (27)	2,4 (28)	0,36 (46)	1,2 (52)	0,03 (27)	782 (28)	99 (47)	211 (27)
Mo-Cu	259 (50)	0,50 (50)	0,009 (30)	3,4 (21)	0,30 (29)	1,1 (50)	0,023 (30)	686 (21)	63 (29)	72 (30)
Cu-Mo	263 (91)	0,53 (91)	0,031 (45)	3,3 (29)	0,23 (39)	1,2 (91)	0,077 (45)	583 (31)	90 (41)	21 (45)
						Крупные				
Au-Cu	946 (10)	0,49 (10)	0,011 (9)	1,2 (8)	0,33 (10)	4,5 (10)	0,11 (9)	1233 (8)	302 (10)	53 (8)
Mo-Cu	845 (18)	0,59 (18)	0,009 (14)	2,8 (8)	0,19 (11)	4,7 (18)	0,074 (14)	2617 (8)	151 (11)	92 (14)
Cu-Mo	884 (27)	0,61 (27)	0,018 (11)	3,0 (16)	0,17 (13)	4,5 (27)	0,22 (11)	3084 (16)	126 (13)	28 (11)
		Сверхкрупные								
Au-Cu	3254 (5)	0,60 (5)	н/д	н/д	0,41 (5)	16,8 (5)	н/д	н/д	1094 (5)	н/д
Mo-Cu	3889 (13)	0,63 (13)	0,009 (13)	1,6 (9)	0,11 (11)	19,5 (13)	0,23 (13)	6980 (9)	410 (11)	83 (13)
Cu-Mo	3462 (21)	0,71 (21)	0,024 (18)	3,5 (14)	0,16 (11)	24,8 (21)	1,06 (18)	16141 (14)	271 (13)	37 (18)

Таблица 1.7 – Среднестатистические значения запасов руды, металлов и их содержаний в месторождениях меднопорфирового семейства различных классов крупности. С использованием БД [Singer, Berger, Moring, 2008]

Примечания

1 В БД учтены данные по 440 объектам. Мо-порфировые – исключены из-за недостатка данных по запасам и содержаниям.

2 В скобках – количество месторождений по типам и классам крупности, н/д - нет данных.

Типы	Запасы руды	Запасы металлов					
месторождений	Q, млн т	Си, млн т	Мо, млн т	Ag, т	Au, т		
1	2	3	4	5	6		
		Очень мел	кие				
Au-Cu	202	0,6	н/д	н/д	84		
Mo-Cu	334	0,9	0,01	н/д	28		
Cu-Mo	327	1,0	0,03	н/д	44		
		Мелкие	2				
Au-Cu	975	3,9	0,05	2529	394		
Mo-Cu	903	2,7	0,02	н/д	175		
Cu-Mo	1707	5,2	0,41	н/д	170		
Средние							
Au-Cu	14913	60	0,9	21886	4665		
Mo-Cu	12966	56	0,7	14402	1828		
Cu-Mo	23926	107	3,5	18076	3679		
		Крупны	e				
Au-Cu	9462	45	1,0	9864	3016		
Mo-Cu	15216	85	1,0	20940	1662		
Cu-Mo	23878	122	2,4	49352	1634		
	Сверхкрупные						
Au-Cu	16269	84	н/д	н/д	5468		
Mo-Cu	50557	253	2,9	62822	4508		
Cu-Mo	72709	522	19,2	225980	3518		

Таблица 1.8 – Суммарные запасы руды и металлов в месторождениях меднопорфирового семейства различных классов крупности. С использованием БД [Singer, Berger, Moring, 2008]

#### Примечание

Количество учтенных объектов по классам крупности приведено в Таблице 1.7

Существенное наложение областей распределения Cu/Mo и Au/Mo отношений не позволяет рассматривать их в качестве надежных критериев разделения месторождений меднопорфирового семейства на типы. Более достоверным критерием типизации МПМ является их геотектоническая позиция, определяющая различие в составе и металлоносности материнских магматических очагов, которые, в свою очередь, отражаются в петрологии продуктивных плутоногенных формаций, метасоматической зональности месторождений и составе руд. По этому критерию *месторождения семейства и вмещающие их РМС в принципе могут быть разделены на две* группы, принадлежащие базальтоидным и андезитоидным ВПП – золото-медные и молибденово-медные. Первые связаны с магматическими формациями габбро-диорит-тоналитового ряда Na-го профиля, вторые – с K-Na- и Na-K-ми формациями габбро-диорит-гранодиоритового и диорит-гранодиорит-монцонитового рядов.

Металлогеническая специализация ВПА и вещественный состав руд сопровождающих их месторождений зависят от первичной рудоносности формаций субстрата ВПП, как это неоднократно



Рисунок 1.9 – Распределение суммарных (А) и усредненных (Б) запасов металлов в месторождениях меднопорфирового семейства (Си – млн. т, Мо – n\*10<sup>-1</sup> млн. т, Ад – тыс. т, Аи – n\*10<sup>-1</sup> тыс. т). С использованием БД Д.Сингера с соавторами [Singer, Berger, Moring, 2008]



Рисунок 1.10 – Распределение средних содержаний металлов в месторождениях меднопорфирового семейства (Cu – n\*10<sup>-1</sup> %, Mo – n\*10<sup>-2</sup> %, Ag – г/т, Au - в n\*10<sup>-1</sup> г/т). С использованием БД Д.Сингера с соавторами [Singer, Berger, Moring, 2008]

		запасы		
	Cu	Mo	Ag	Au
Cu	1,00			
Mo	0,83	1,00		
Ag	0,75	0,88	1,00	
Au	0,33	0,14	0,23	1,00
	(	Содержани	я	
	Cu	Mo	Ag	Au
Cu	1,00			
Mo	0,09	1,00		
Ag	0,17	0,13	1,00	

Таблица 1.9 – Матрица корреляционных связей между запасами и содержаниями металлов в месторождениях меднопорфирового семейства

n

#### Примечание

Выделены значимые для 5 % уровня коэффициенты

отмечалось ранее [Кривцов, 1983, 1989, Кривцов и др., 1985, 1986, 2001]. Переплавление (ассимиляция) блоков фундамента при возникновении «материнских» магматических очагов, с ремобилизацией рудного вещества древних месторождений (медно-цинково-колчеданных, стратиформных полиметаллических и др.) и последующим его выведением на верхние уровни ЗК с накоплением в новых рудных телах, безусловно отразилось на зональности и минералого- геохимических особенностях руд МПМ. В частности, довольно высокие содержания золота в рудах таких крупных месторождений, как Алмалык в Узбекистане, Песчанка в РФ, Бингхэм в США, могут быть объяснены присутствием базитовых блоков с повышенной золотоносностью в субстрате ВПП. Наиболее ярко процессы регенерации проявились в андезитоидных поясах, в которых выделены и описаны так называемые «комплексные рудные районы и узлы», эквивалентные крупным полихронным и полиформационным РМС с месторождениями не только меднопорфирового, но и других геолого-промышленных типов.

Построение ГПКМ позволило показать существенное различие запасов разнотипных месторождений меднопорфирового семейства, особенно в классах средних, крупных и сверхкрупных объектов. Си-Мо-порфировые месторождения «лидируют» по числу гигантских и супергигантских. Индекс аккумуляции (масса корового эквивалента), рассчитанный по методике [Laznicka, 1999] по среднестатистическим запасам меди месторождений данной группы размерности (72,19 млн. т – см. Таблицу 1.3) и кларку этого металла в земной коре (25 г/т), составляет около 2,89x10<sup>12</sup> т, что соответствует объему пород (с принятой плотностью в 2,7 т/м<sup>3</sup>) в 1070 км<sup>3</sup>. Геометрически этот объем может быть представлен в виде куба с размером сторон более 10 км. Те же параметры, вычисленные для группы Мо-Си-порфировых сверхкрупных объектов (10,74 млн. т Cu), равны, соответственно, 0,43x10<sup>12</sup> т, 159 км<sup>3</sup> и 5,42 км, а для Au-Cu-порфировых



Рисунок 1.11 – Гистограммы распределения средних величин отношений Cu/Mo (A) и Au/Mo (Б) в рудах месторождений меднопорфирового семейства. С использованием БД Д.Сингера с соавторами [Singer, Berger, Moring, 2008]



Рисунок 1.12 – Графики распределения рядовых величин отношения Си/Мо (А) и Аи/Мо (Б) в рудах месторождений меднопорфирового семейства. С использованием БД Д.Сингера с соавторами [Singer, Berger, Moring, 2008]

(16,44 млн. т Cu) – 0,66 x $10^{12}$  т, 244 км<sup>3</sup> и 6,25 км. Понятно, что сделанные расчеты отражают максимально возможное количество металла в блоках земной коры, часть которого могла быть «вовлечена» в процессы рудогенеза. Более реальные оценки должны учитывать металлогеническую специализацию рудоносных формаций и, соответственно, исходные (фоновые) содержания металлов в породах провинций и зон меднопорфирового оруденения, а также масштабы заимствования (степень экстракции) металлов из вмещающих пород и уровни их накопления в рудных телах (более подробно вопрос рассмотрен в разделе 4). Тем не менее, можно предположить, что и в этом случае продемонстрированная с помощью ГПКМ зависимость запасов и содержания металлов месторождений меднопорфирового семейства от геотектонической позиции «сохранится».

Понятно, что устанавленные границы классов разноранговых объектов зависят от их количества в выборке и значений запасов наиболее крупных (гигантских и супергигантских) и самых мелких месторождений, что обусловлено спецификой метода ранговых рядов. При исключении из анализируемых выборок таких объектов эти границы в абсолютном выражении существенно изменятся. Вместе с тем, анализ положения точек, соответствующих запасам конкретных объектов, на гиперболических кривых распределения и расчеты «шагов» между ними приводят к выводу о непрерывности кумулятивных ранговых рядов, то есть об отсутствии резких «ступеней» между классами разноранговых объектов. Таким образом, в геолого-промышленном смысле крупные и сверхкрупные месторождения, занимающие крайнее положение в рядах распределения, отличаются от рядовых лишь масштабами, а в геолого-генетическом – они являются производными тех же рудообразующих процессов, но в наивысшей степени проявления, обусловленной сочетанием ряда благоприятных факторов – наличием мощных магматических очагов, продуцирующих крупные порфировые интрузивы, длительностью функционирования гидротермальных рудообразующих систем, благоприятными структурно-петрофизическими и геохимическими (барьерами) обстановками рудоотложения, первичной обогащенностью вмещающих пород рудным веществом и другими. Эти факторы будут рассмотрены в следующих разделах работы.

## 1.4 Комплексные меднопорфировые рудно-магматические системы (КМП РМС)

Месторождения меднопорфирового семейства локализованы во внутренних частях МПС, обычно в эндо-экзоконтактовых зонах порфировых интрузивов, являющихся выступами-апофизами находящихся на глубине многофазных массивов, иногда в брекчиевых трубках, возникавших при их становлении. Описанные выше элементы строения МПС и МПМ выступают в качестве прогнозных и поисковых критериев и признаков при оценке перспектив той или иной

территории. Они составляют *прогнозно-поисковые модели (ППМ)* рудных полей, соответствующих таким системам, и поисковых участков (потенциальных месторождений) в их внутренних частях. Эти модели, дополненные перечнем необходимых видов и методов ГРР разных стадий, положены в основу *прогнозно-поискового комплекса (ППК)*, всесторонне описанного в серии методических руководств по прогнозу, поискам и оценке объектов меднопорфирового ГПТ [«Принципы и методы прогноза...», 1987, «Методическое руководство...», 2001 и др.]. Таким образом, крупномасштабный и локальный прогноз меднопорфирового оруденения осуществляется с использованием классификационно-признаковой модели МПС (в качественном и количественном (параметрическом) выражении), эквивалентной потенциальному рудному полю.

На рубеже нынешнего тысячелетия, однако, понятие МПС существенным образом «расширилось». В появившихся в 90-х годах западных научных работах в эту систему начали включать эпитермальные золоторудные и золото-серебряные месторождения, в отечественной практике относимые [«Металлогенические таксоны», 2002] к самостоятельным РФТ — золото-(мышьяково)-сульфидному (алунитовому), золото-адуляр-кварцевому, золото-теллуровому и др. Пионерными в этом отношении явились работы [Sillitoe, 1991; Sillitoe, Hedenquist, 2003; Corbett, Leach, 1998; Muntean, Einaudi, 2000], показавших на основе данных исследований рудных районов Эль Индио и Рефуджио (Чили), Янакоча (Перу), Лепанто и Баджио (Филлипины), Бату Хайджау (Индонезия), Речк-Лахоца (Венгрия) генетическую связь меднопорфировых и находящихся в верхних периферийных частях РМС эпитермальных месторождений золота и серебра с едиными магматическими очагами.

В зависимости от кислотного потенциала (уровня pH и степени окисления серы – SO<sub>2</sub> либо H<sub>2</sub>S) рудоносных растворов, участвовавших в образовании золоторудных месторождений, последние были разделены на типы «высокой (high-sulfidation – HS тип) и средней (intermediatesulfidation – IS тип) сульфидизации». Они характеризуются соответственно Cu-Au- и Au-Ag-ным типом руд. Эти месторождения сформированы в сегментах базальтоидных и некоторых периокеанических андезитоидных ВПП («известково-щелочных андезит-дацитовых магматических дуг» в терминологии упомянутых авторов) с нейтральным состоянием либо слабой степенью растяжения 3K, т.е. в обстановках активного вулканизма, не способствовавших возникновению крупнообъемных магматических очагов («материнских» плутонов) и соответственно крупных МПМ. Поэтому в РМС со значительными золоторудными месторождениями названных типов крупные меднопорфировые объекты практически не встречаются и наоборот. Яркий пример – РМС с гигантским (запасы Au около 2400 т по состоянию на 2004 г.) золоторудным месторождением Янакоча HS типа, на глубоких горизонтах которого бурением обнаружены убогие меднопорфировые руды. Напротив, гигантские и супергигантские Au-Cu-порфировые месторождения Новогвинейского ВПП – Грасберг в Индонезии, Фрида Ривер и Ок Теди в Папуа – Новая Гвинея, связанные с мощными магматическими очагами, возникшими в обстановке интенсивного коллизионного сжатия, обладают безрудными аргиллизитовыми «шляпами» при повышенных содержаниях золота в собственно порфировых рудах. Аu-(Cu) и Au-Ag месторождений HS и IS типов в верхних частях РМС, вмещающих такие объекты нет. (Причины рассмотрены в разделе 2).

Кроме золоторудных месторождений названных типов выделена также группа Au-Ag- и Au-Te-вых месторождений типа низкой сульфидизации (low-sulfidation – LS тип), сформировавшихся в режиме регионального растяжения в базальтоидных поясах в островодужных обстановках с базальт-риолитовым вулканизмом и постколлизионных рифтах с щелочным магматизмом. В таких ситуациях МПМ, как правило, отсутствуют, а среди Au-Ag месторождений встречаются крупные и гигантские, такие как Лихир, Ладолам, Поргера в Папуа – Новая Гвинея, Балейское, Многовершинное, Покровское в России.

Размеры РМС с комплексной металлогенией, называемых разными авторами «*меднопорфировыми»*, «*порфировыми» или порфирово-эпитермальными»*, могут достигать 20-30 и более км в поперечнике, т.е. сотен км<sup>2</sup>, и приблизительно соответствуют параметрам батолитоподобных «материнских» многофазных плутонов (очагов). В иерархии металлогенических таксонов им соответствуют рудные районы (узлы). *Центральные и фланговые части* таких систем с меднопорфировыми, Au-Cu- и Au-Pb-Zn-выми скарновыми, жильными и жильно-прожилковыми золото-кварцевыми, золото-полисульфидными, иногда золотопорфировыми месторождениями, и *верхние периферийные* с эпитермальными Cu-Au- и Au-Ag-ми месторождениями HS и IS типов, а также самородной серы, сурьмы и ртути, могут рассмариваться как отдельные рудные поля – меднопорфировые и золоторудные.

Крупномасштабные РМС с месторождения разных РФТ, известны практически во всех глобальных металлогенических поясах Мира (Рисунок 1.13). Как показали многолетние исследования геологического строения и металлогении ряда рудных районов и узлов в главных минерагенических провинциях бывшего СССР, а также зарубежных стран, проведенные автором и другими специалистами ЦНИГРИ с применением структурно-формационного и рудно-формационного анализов, характер проявления разнотипной минерализации в объеме таких систем, как и минералого-геохимические особенности руд МПМ, описанные в разделах 1.1 – 1.2, зависит от геотектонических обстановок формирования ВПП. Последние предопрелеляют геохимический профиль рудоносных магматических очагов и продуцируемых ими продуктивных ВПА. По этому критерию *РМС с меднопорфировыми месторождениями могут быть разделены на две* 



Рисунок 1.13 – Положение рудно-магматических систем с меднопорфировыми месторождениями мирового класса и сопряженными с ними скарновыми серебро-полиметаллическими и эпитермальными золоторудными (HS и IS типов) месторождениями в глобальных минерагеничекских поясах. По Р.Силлитоу [Sillitoe, 2010] с изменениями и дополнениями

*группы, свойственные базальтоидным и андезитоидным ВПП.* Для каждой из групп по данным сравнения характеристик более 100 месторождений Мира, в том числе открытых в последние два десятилетия в Юго-Восточной Азии, установлены «свои» сочетания разнотипной минерализации [Мигачев, Звездов, Минина, 2022].

# 1.4.1 Строение и металлогения вулканоплутонических поясов и принадлежащих им меднопорфировых РМС

РМС с золото-меднопорфировые месторождения выделены в базальтоидных ВПП, «входящих» в состав островодужных либо рифтогенных структур, возникших на коре океанического типа. Обычно эти пояса располагаются между фронтальными прогибами и внутренними либо тыловыми зонами островодужного пространства, а во внутриконтинентальных обстановках – над самими рифтами либо на их флангах (плечах). Базальтоидные ВПП обладают простым строением. Они сложены продуктами мантийного базальтоидного магматизма, завершающими развитие островодужных и рифтогенных структур. Вулканиты базальт-андезибазальтовой и плутониты габбро-диорит-кварц-диоритовой-(плагиогранитной) формаций составляют ВПА натриевой серии, продуктивную на золото-меднопорфировые, золото-сульфидно-кварцевые, золотопорфировые, а также магнетитовые руды. Основные фазы интрузивов продуктивной плутоногенной формации сложены диоритами, кварцевыми диоритами, реже габброидами и плагиогранитами. Порфировые фазы представлены в основном диоритовыми и кварцевыми диоритовыми порфиритами. В основании (субстрате) базальтоидных поясов нередко присутствуют вулканиты контрастной и непрерывной колчеданоносных формаций. Из наиболее известных базальтоидных ВПП можно отметить Новогвинейский (Прибрежный) Филиппинско-Новогвинейской провинции, Карибский Антильской провинции, Прибрежный и Островной на Аляске, Ирендыкский на Южном Урале. Принципиальная схема строения последнего с установленными в его пределах основными типами месторожлений приведена на Рисунке 1.14 и в Таблице 1.10.

*РМС с медно-молибденпорфировыми и молибден-меднопорфировыми месторождения* присутствуют в *андезитоидных окраинно- и внутриконтинентальных ВПП*, формирующихся на субстрате разного состава и возраста в орогенно-активизационном режиме и завершающих развитие подвижных поясов. Слагающие их вулканогенные и плутоногенные формации обладают более разнообразным составом в сравнении с базальтоидными. Выделяются до трех структурно-формационным этажей (СФЭ), отвечающих соответствующим этапам эволюции андезитоидных ВПП. Продукты магматизма разных этапов обычно разделены вулканогеннотерригенными толщами или молассами. Для каждого из этажей характерна «собственная»



1 – докембрийские отложения; 2 – осадочные и вулканогенно-осадочные образования досреднеордовикского возраста; 3 – базальтоиды недифференцированной формации в ассоциации с углисто-глинистыми и кремнистыми отложениями; 4 – углисто-глинистые и кремнистые отложения; 5 – вулканиты контрастной и непрерывной колчеданоносных формаций; 6 – вулканиты базальт-андезит-базальтовой формации базальтоидных поясов; 7 – осадочные отложения, включая флишоиды и турбидиты; 8 – глубинные разломы; 9 – месторождения: а – цинково-медноколчеданные, б – железо-марганцевые, в – меднопорфировые, г – жильные полиметаллические

Рисунок 1.14 – Принципиальная схема строения Ирендыкскиого ВПП на Южном Урале с установленными в его пределах основными типами месторождений. По [«Методическое руководство...», 2002] с изменениями

Структурно-формационные этажи (СФЭ) ВПП	Рудоносные вулканоплутони- ческие ассоциации (ВПА)	Месторождения различных рудно-формационных типов
1	2	3
Верхний	Габбро-диорит-кварц-диорито- вая (плагиогранитная)	Меднопорфировые и золото- меднопорфировые
Нижний	Колчеданоносные: контрастная базальт-риолитовая и непре- рывная базальт-андезит-дацит- риолитовая	Свинцово-цинково-меднокол- чеданные и свинцово-цинково- колчеданные

Таблица 1.10 – Характеристика вулканоплутонических ассоциаций и рудно-формационных типов месторождений базальтоидных вулканоплутонических поясов

металогения, то есть набор месторождений разных РФТ, сопряженных с определенными геологическими формациями [Мигачев, Волчков, 1987, 1988; Evstrakhin et al., 1986; Migachev, 1993].

На начальных этапах развития поясов возникают месторождения меднопорфирового семейства, ассоциирующие с (базальт-)-андезит-дацит-риолит-гранодиорит-гранитной, андезитлатит-диорит-монцонитовой, андезит-риолит-гранодиоритовой ВПА, которые представляют собой полные либо редуцированные гомодромные серии пород. С ними также связаны месторождения меди других формационных типов, а также железа, золота. В средние этапы в связи с (андезит)-дацит-риолит-гранодиорит-гранитной и риолит-лейкогранит-щелочногранитной ВПА образуются месторождения молибдена, вольфрама, олова, урана, золото-серебряные, сереброполиметаллические. На поздних или завершающих этапах формируются месторождения редких металлов и редких земель, флюорита, сурьмы и ртути, ассоциирущие со щелочными магматическими формациями (Рисунок 1.15, Таблица 1.11).

На состав руд месторождений меднопорфирового семейства в андезитоидных ВПП, как это было отмечено выше, в значительной мере влияет состав блоков их основания (фундамента), в котором, кроме того, присутствуют «древние» месторождения. Сиалический субстрат (эпикратонный по А.И. Кривцову [Кривцов, 1983]) характеризуется скоплением гранитофильных рудных элементов, сиалофемический – присутствием месторождений стратиформных полиметаллических, золотых и железных руд, фемический – колчеданных, железорудных и марганцевых залежей. В представленной на Рисунке 1.14 схеме строения и металлогении андезитоидных поясов отражены установленные и возможные (допускаемые) пространственно- временные связи рудных и геологических формаций, а также случаи преобразования рассеянной и концентрированной (в месторождениях) минерализации поздними магматическими и рудогенными процессами. Формационно-металлогеническая зональность имеет как латеральное, так и вертикальное выражение и отвечает разновременному ряду геологических и рудных формаций – от слагающих субстрат поясов до формирующихся на поздних этапах их развития.

Среди андезитоидных ВПП устанавливаются пояса с полным и редуцированным (неполным) циклом развития. Первые проходят все три этапа формирования, состоят из образований трех структурно-формационных этажей и могут вмещать наиболее полный набор рудных объектов. В поясах неполного развития отсутствуют комплексы среднего или верхнего этажей, что определяет специфику их металлогенических рядов. Достаточно сходные последовательности формирования структурно-вещественных и металлогенических рядов андезитоидных ВПП могут быть вызваны близкими и однотипными механизмами и способами генерации магматических и изотопных данных наиболее полно отвечает модель петрогенезиса андезитовых магм, выдвинутая Р. Торпом, П. Поттсом и П. Френсисом с учетом схемы А. Рингвуда и основанная на изучении андезитоидного магматизма Анд. Согласно этим авторам, такие магмы являются продуктом сложного взаимодействия процессов парциального плавления, фракционной кристаллизации и контаминации на мантийных уровнях и в земной коре [Мигачев, Звездов, Минина, 2022].

В настоящее время не вызывает сомнения генерация риолитовых магм в результате анатексиса верхних частей сиалической коры. Можно полагать, что для ВПП существует причинная обусловленность продуцирования этих магм андезитоидными колоннами, выступающими в качестве



Геологические и рудные формации, их группы, комплексы и семейства: 1–11 – основания ВПП: 1 – базальтандезит-дацит-риолитовая вулканогенная и базальт-риолитовая терригенно-флишоидная, 2 – углеродисто-терригенно-флишоидная, 3 - карбонатно-терригенно-флишевая, 4 - известняково-доломитовая, 5 - трахиандезит-трахиориолит-кремнисто-карбонатная, 6 - медно-цинково-колчеданная и колчеданно-полиметаллическая, 7 - золото-сульфидная, 8 – магнетит-гематитовая, 9 – железо-марганцевая, 10 – свинцово-цинковая стратиформная, 11 – гранитизированные и метаморфические сиалические серии; 12-27 - нижнего этажа ВПП: 12 - вулканогенно-терригеннокарбонатная, 13 – андезитовая, 14 – габбро-диорит-гранодиоритовая, 15 – диорит-гранодиорит-гранитная, 16 – диорит-монцонит-гранодиоритовая, 17 – (серебро)-золото-полисульфидно-кварцевая, 18 – меднорудная типа «манто», 19 – полиметаллическая жильно-штокверковая, 20 – молибденово-медная жильная, 21 – молибден-меднопорфировая, 22 – медно-молибден-порфировая, 23 – молибденпорфировая, 24 – полиметально-оловянная, 25 – группа скарновых формаций (железо, железо-медная, молибденово-медная), 26 - свинцово-цинковая скарновая, 27 - оловоносная скарново-грейзеновая; 28-40 - среднего этажа ВПП: 28 - дацит-риолитовая, 29 - гранит-лейкогранитная-щелочногранитная-аляскитовая группа, 30 - золото-серебро-адуляр-кварцевая, 31 - молибден-урановая жильно-штокверковая, 32 – редкометально-оловянная, 33 – (бериллий)-вольфрам-молибденовая группа, 34 – редкометальная (тантало-ниобиевая), 35 - кварц-полевошпатовая редкометальная (тантало-ниобиевая), 36 - вольфам-молибденовая скарновая, 37 – оловорудная скарновая, 38 – скарново-магнетитовая, 39 – свинцово-цинковая жильно-штокверковая, 40 – полиметально-медная жильно-штокверковая; 41–51 – верхнего этажа ВПП: 41 – трахибазальт-трахиандезиттрахириолитовая, 42 – монцосиенит-щелочногранитная, 43 – серебро-полиметаллическая, 44 – редкометально-редкоземельная, 45 – сурьмяно-ртутная, 46 – флюорит-бертрандитовая, 47 – кварц-полевошпатовая редкометально-редкоземельная, 48 – свинцово-цинковая скарновая и жильных зон, 49 – золото-кварцевая, 50 – железорудная скарновая и жильных зон, 51 – полиметально-медная жильно-штокверковая; прочие обозначения: сплошные и пунктирные стрелки – установленные и возможные (допускаемые) пространственно-временные связи плутоногенных и рудных формаций, а также установленные и возможные случаи преобразования рудных формаций; сводообразные линии в контурах плутоногенных формаций – установленные и возможные верхние (апикальные) уровни формирования интрузивных колонн; римские цифры – основные типы субстрата ВПП: I – фемический, II – сиалофемический, III – сиалический (метаморфизованный и гранитизированный, эпикратонный)

Рисунок 1.15 – Принципиальная схема строения и рудно-формационные типы месторождений андезитоидных ВПП с разным субстратом: А – сиалическим, Б – фемически-сиалическим, В – сиало-фемическим. По [Migachev, 1993; Мигачев, Звездов, Минина, 2022].

Таблица 1.11 – Ха	практеристика вул	іканоплутонических	к ассоциаций и р	удноформационных
ТИ	пов месторожден	ий андезитоидных В	ВПП (к Рисунку	1.15)

Структурно-фор- мационные этажи (СФЭ) и фунда- мент ВПП	Рудоносные формации вулканоплутонических ассоциаций (ВПА) и фундамента ВПП	Месторождения различных рудно-формаци- онных типов
1	2	3
Верхний	Монцонит-сиенит-щелочно- гранитная Трахибазальт-траниандезит- трахириолитовая	Жильные и штокверковые: редких металлов и земель, серебра, флюорита, сурьмы и ртути
Средний	(Андезит)-дацит-риолит-гра- нодиорит-гранитная Риолит-лейкогранит-щелоч- ногранитная	Жильные и штокверковые: золото-серебря- ные с ведущей ролью серебра в рудах, медно-полиметаллические, (олово)-серебро- полиметаллические, молибден-урановые, тантал-ниобиевые, (бериллий)-вольфрам- молибденовые Скарновые и скарново-грейзеновые: олово- рудные, вольфрам-молибденовые
Нижний	(Базальт)-андезит-габбро- диорит-гранодиоритовая Андезит-латит-диорит-мон- цонит-гранодиоритовая Андезит-риодацит-диорит- гранодиорит-гранитная	Меднопорфировое семейство: молибден-меднопорфировые с Au, медно-молибденпорфировые, молибденпорфировые Скарновые железа, меди и полиметаллов Жильные и штокверковые золото-полисуль- фидные, золото-серебряные преимуще- ственно золотого и золото-теллурового ми- нералого-геохимических типов
Фундамент (субстрат) ВПП	Базальт-андезит-дацит-рио- литовая (непрерывная) Базальт-риолитовая (кон- трастная) Углеродисто-терригенно- флишоидная, карбонатно- терригенно-флишевая Известняково-доломитовая Прахиандезит-трахириолит- кремнисто-карбонатная (пред- и запоясных тыловых прогибов) Существенно сиалические,	Свинцово-цинково-медноколчеданные и свинцово-цинковоколчеданные Золото-сульфидные (в черносланцевых тол- щах) Свинцово-цинковые стратиформные (мис- сиссипского типа) Железорудные магнетит-гематитовые Колчеданные, полиметаллические, железо- марганцевые
	гранитизированные и мета- морфические серии	

источников тепла и потока петрогенных (и рудных) компонентов для анатектического магмообразования. Возможно, одним из условий возникновения риолитовых магм в структуре ВПП является достаточная мощность их сиалического основания. С этой позиции становится понятным отсутствие кислых магматитов средних этапов развития в некоторых ВПП Андийского подвижного пояса, Курьинском ВПП Чукотки, формирующихся на островодужном субстрате. Породы щелочных непрерывных и контрастных серий третьего этапа развития андезитоидных ВПП, согласно их изотопным, геохимическим и петрохимическим характеристикам, обязаны своим возникновением процессам на нижнекоровых или мантийных уровнях.

В качестве основной причины наблюдаемой структурно-вещественной и металлогенической зональности андезитоидных ВПП может рассматриваться эволюция сложно построенных диапироподобных, валообразных магматических колонн в линейных зонах субдукции и орогенеза, связанная со сменой тектонических режимов сжатия и растяжения и связанной с ней сменой мантийных источников магм и рудной минерализации – корово-мантийными, затем коровыми и вновь глубиннокоровыми или мантийными. Конечные продукты такой эволюции представлены образованиями соответствующих СФЭ поясов.

Очевидно, что геотектоническая позиция, состав и происхождение рудоносных магматических ассоциаций в значительной степени определяют и другие особенности строения МПМ, относящихся к выделенным типам ВПП. Наиболее заметны отличия в составе рудоносных порфировых интрузивов, минерально-геохимическом составе руд и рисунке метасоматической зональности, как это отмечено в [Кривцов и др., 1985, 1986, 2001].

В Аu-Cu-порфировых и Cu-порфировых месторождениях базальтоидных ВПП интрузивные тела, представляющие собой стержневые элементы МПМ, представлены порфировыми диоритами и кварцевыми диоритами (80 % выборки из 50 месторождений), реже плагиогранитами (20 %). В Mo-Cu- и-Cu-Mo-порфировых объектах андезитоидных поясов рудоносные интрузивы сложены преимущественно гранодиорит-порфирами (68 % выборки из 128 месторождений) и породами монцонитоидного ряда (32 %).

Руды Au-Cu-порфировых месторождений отличаются от Mo-Cu- и Cu-Mo-порфировых повышенным содержанием Au (0,5-1,5 г/т) и отсутствием либо незначительным количеством Mo (тысячные доли %). В то же время, в ряде случаев Mo и Re содержатся в заметных объемах, достаточных для попутного извлечения.

Отличается, как было отмечено в разделах 1.1 и 1.2, и метасоматическая зональность месторождений названных типов, которая отражена соответственно в «диоритовой» модели [Hollister, 1974, 1978], «гранодиоритовой» [Кривцов, 1983] и «монцонитовой» [Lowell, Guilbert, 1970], причем зональность двух последних типов в принципе близка друг другу.

Проведенное ранее обобщение данных по минеральному составу руд более чем 60 отечественных и зарубежных МПМ [Кривцов, Мигачев, Минина, 1985] с привлечением материала еще по нескольким десяткам объектов позволяет выделить следующие типы первичных руд:

 – магнетит-пиритовый, который в Au-Cu-порфировых месторождениях обычно развит во всем объеме рудных тел, в то время как в Mo-Cu- и Cu-Mo-порфировых – локально в виде тонкой вкрапленности;

– молибденитовый – слагает значительные части рудных тел в Мо-Си- и Си-Мо-порфировых объектах, а в Аи-Си-порфировых практически отсутствует;

– халькопирит-борнитовый и халькопирит-пиритовый типы широко развиты на Мо-Си- и Си-Мо-порфировых месторождениях, являясь для них определяющими, в то время как на Au-Cuпорфировых объектах встречаются реже;

– полисульфидный – достаточно часто проявлен на Мо-Си- и Си-Мо-порфировых месторождениях, иногда в значительных объемах, а на Аu-Сu-порфировых развит незначительно.

Таким образом, даже достаточно краткое перечисление различий между МПМ базальтоидных и андезитоидных ВПП, в том числе принципиальных, таких как геотектоническая позиция, пространственно-временные и генетические связи с разными по составу и происхождению магматическими формациями, которые, в свою очередь, отражаются в рудно-метасоматической зональности, минеральном и вещественном составе руд (отношениях Cu/Mo и содержании Au), позволяют, исходя из понятия о рудных формациях [Кривцов, 1989; Российский металлогенический словарь, 2003], разделить РМС, вмещающие месторождения меднопорфирового ГПТ на две формационные группы. Причем в отличие от базальтоидных в отдельных РМС андезитоидных ВПП могут быть пространственно совмещены как продукты рудогенеза разных стадий формирования поясов, так и древние месторождения их фундамента, что послужило основанием для формирования представлений о комплексных рудных узлах.

Из генерализованных (синтетических) моделей комплексных меднопорфировых РМС наиболее известна модель Р.Силлитоу (Рисунок 1.16) [Sillitoe, 2010]. В ее структуре показаны связи меднопорфировых месторождений с многофазными порфировыми штоками и проявлениями Cu, Au, Ag, Pb, Zn иных РФТ во вмещающих породах: проксимальными и дистальными скарновыми, типа манто, эпитермальными высокой (HS) и средней (IS) сульфидизации в зонах передовой аргиллизации (области смешивания магматических растворов и вадозных вод).

В целом, меднопорфировые системы (МПС) с МПМ во внутренных частях, эквивалентные рудным полям (РП), целесообразно рассматривать как «стержневые» части более крупных комплексных меднопорфировых рудно-магматических систем (КМП РМС), в прикладном выражении отвечающих рудным районам или узлам с комплексной полиформационной металлогенией.



1-4 – порфировый шток: 1 – поздние порфиры, 2 – промежуточные гидротермально-магматические брекчии, 3 – промежуточные порфиры, 4 – ранние порфиры; 5 – равномернозернистые интрузивные породы; 6-9 – вмещающие породы: 6 – дацитовый купол, 7 – фельзитовые туфы, 8 – андезиты, 9 – породы основания (а) с карбонатным горизонтом (б); 10-15 – перекрывающие комплексы – кратерный и диатремовый: 10 – фреатоагматические брекчии в зоне аргиллизации (литокапа), 11 – некк-купол дацит-порфиров, 12 – озерные осадки, 13-14 – фреатомагматические брекчии маар-диатремового комплекса: 13 – поздние, 14 – ранние; 15 – пострудные порфиры

Рисунок 1.16 – Модель телескопированной МПС системы по Р.Силлитоу [Sillitoe, 2010]

В таком понимании термин КМП РМС «приближается» к определениям магматогенно-рудных систем [Власов, Мищин, 1992], узлам длительной эндогенной активности [Фаворская и др., 1974], рудным кластерам П. Биллингслея и А.Локка [Migachev, 1993].

Необходимо отметить, что унифицированные модели МП РМС Р.Силлитоу, Дж.Хеденквиста, Дж. Мантейна, М.Эйнауди, Г.Корбе, Т.Лича и других западных специалистов созданы для всего меднопорфирового семейства в целом без учета отмеченных выше различий между МПМ разных РФТ, а также отличий в «наборе» возможных типов руд, сопряженных с меднопорфировыми в объеме таких систем. С учетом ассоциации Au-Cu-порфировых месторождений с диоритовыми порфиритами, а Mo-Cu- и Cu-Mo-порфировых – с гранодиорит-порфирами и кварцевыми монцонит-порфирами И.Ф.Мигачевым с соавторами [Мигачев, Звездов, Минина, 2022] предложено выделять КМП РМС двух типов – «Au-Cu-порфировые диоритовые» и «Mo-Cu-порфировые гранодиорит-монцонитовые». Принципиальные различия между ними отражаются как в рудно-метасоматической зональности и составе руд принадлежащим им МПМ, так и в сочетаниях объектов иных рудноформационных типов «сопряженного» и «совмещенного» (возможного) оруденения. Месторождения первого из них формируются близодновременно с меднопорфировыми, т.е. генетически связаны с теми же рудоносными магматическими очагами, тогда как объекты второго присутствуют в полихронных (полиформационных) КМП РМС, иногда называемых системами «с унаследованной металлогенией», и являются рузультатом совмещения в пространстве месторождений ВПП и более древних месторождений СВК их фундамента. В КМП РМС базальтоидных поясов, имеющих более сложное строение и разнообразный состав субстрата, могут быть месторождения как «сопряженного», так и «совмещенного» типов.

Среди сопряженных с МПМ объектов в КМП РМС ведущую роль в промышленном значении имеют эпитермальные золото-медные жильные и стратоидные месторождения HS типа и золото-серебряные преимущественно жильные IS типа, локализованные в вулканитах, комагматичных рудоносным плутоногенным формациям. Особенности рудно-формационной зональности таких систем в каждом конкретном случае обусловлены, прежде всего, термодинамическими и физико-химическими условиями газоотделения в «материнских» плутонах (промежуточных магматических очагах) и их апофизах (порфировых штоках, брекчиевых трубках), которые, в свою очередь, зависят от геодинамических обстановок формирования РМС [Звездов, 2019<sup>2</sup>].

В КМП РМС островодужных базальтоидных и андезитоидных периокеанических ВПП эпитермальные месторождения золота и серебра, как правило, локализованы в верхних периферийных, а не в осевых (над порфировыми штоками) частях систем. Такие пространственные соотношения благороднометального и меднопорфирового оруденения наблюдаются в Алмалыкской (Узбекистан), Лепанто (Филиппины), Андаколло, Рефуджио (Чили), Янакоча (Перу), Речк-Лахоца (Венгрия) и многих других системах. Большинству РМС северо-восточных ВПП России (Егдэкгычской, Бургачанской, Ольховкинский, Ольдянской, Уктурской и др.) также свойственна латеральная рудно-формационная зональность [Звездов и др., 2010, 2011].

В верхних частях КМП РМС типа «интрузив под вулканом» локализованы эпитермальные Au-Ag, Au-Te и золото-полисульфидные объекты типа низкой сульфидизации (LS), составляющие до 60 % мировых запасов Au. Примерами служат месторождения Лихир, Ладолам, Поргера в Папуа – Новая Гвинея; Слиппер, Буллфрог, Крипл Крик, Раунд Моунтин в США, Белая Гора,

Покровское, Буриндинское, Прогнозное и другие в России. Однако, промышленных скоплений меднопорфировых руд в центральных, внутренних зонах таких систем не известно. В глубинных частях некоторых из них (Многовершинное, Нявленга, Джульетта, Кумроч) известны незначительные проявления меднопорфировой минерализации, в том числе совмещенные с золото-серебряными рудами.

В то же время, практически все гигантские и супергигантские Au-Cu-порфировые месторождения ВПП Тихоокеанского кольца (Грасберг в Индонезии; Фрида Ривер, Ок Теди в Папуа – Новая Гвинея) при повышенных содержаниях золота в собственно меднопорфировых рудах, вблизи поверхности «увенчаны» мощными безрудными аргиллизитовыми «шляпами», что обусловлено геодинамическими обстановками возникновения магматических очагов («материнских» плутонов), а также структурно-петрофизическими и геохимическими условиями их разгрузки (рудоотложения), рассмотренными в недавних публикациях [Звездов, 2019<sup>1</sup>, 2019<sup>2</sup>, 2021] и разделе 2 представленной работы.

В структурах КМП РМС меднопорфировые месторождения нередко сопряжены с мезотермальными золото-полисульфидными, золото-кварцевыми, золотопорфировыми, а также жильными полиметаллическими объектами, локализованными во фланговых зонах в плутонитах основных фаз рудоносных формаций либо в вулканитах. Присутствие в породах рамы рудоносных интрузивов реакционно-способных карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей) предопределяет проявление в таких системах проксимальных золотоносных (медно)-магнетитовых, золото-медных и дистальных свинцово-цинковых скарновых и скарнированных залежей. Они отмечаются во многих РМС (Алмалыкская, Ауэрбаховская, Бингхэм, Грасберг, Ок Теди, Кэдья Хилл и др.), отличаясь повышенным содержанием металлов, включая Au.

Целесообразно рассмотреть архитектуру конкретных КМП РМС базальтоидных и андезитоидных поясов с целью показать принципиальные различия между ними, подтверждающие обоснованность их разделения на две формационные группы.

### 1.4.2 Меднопорфировые РМС базальтоидных ВПП

Для золото-меднопорфировых диоритовых КМП РМС характерно присутствие мезо- и эпитермальных золоторудных (серебро-золоторудных, золото-теллуровых), а также медных и медно-магнетитовых вулканогенных и скарновых месторождений и проявлений. Золоторудные (с серебром) месторождения возникают в заключительные этапы формирования РМС и обычно располагаются на их периферии, но в отдельных случаях – в центральных частях, накладываясь на меднопорфировые руды. Подобные соотношения характерны для многих рудных районов и узлов островных дуг Новой Гвинеи, Явы, Филлипин и о. Сумбава (Индонезия), возникших в

широком возрастном диапазоне – от палеоцена до плейстоцена [«Полезные ископаемые...», 1980; Gervasio, 1973; Motegy, 1977; Corbett, Leach, 1998 и др.].

Серия диоритовых КМП РМС, представляющих собой вулканоплутонические структуры с Au-Cu-порфировыми и сопряженными с ними золоторудными (HS и IS типов) месторождениями и проявлениями расположена в восточном сегменте магматической дуги (островодужного ВПП) Санда [Maryono et al., 2018]. Наиболее крупные из них вмещают меднопорфировые месторождения *Бату Хайджау, Тумпангпиту, Иланг, Хуу* (Рисунок 1.17).

Основная фаза рудоносного комплекса представлена крупными диоритовыми массивом (5,81-5,18 млн. лет), вскрытыми эрозией в вулканоплутонических центрах. МПМ, сформировавшиеся в плиоцене-плейстоцене (5,0-2,5 млн. лет), ассоциируют с небольшими штоками и дайками тоналит-порфиров и диорит-порфиритов нескольких фаз внедрения (4,89-2,7 млн. лет). В их структуре выделяются дорудные и пострудные тела брекчий; развиты биотит-магнетит-актинолитовая, хлорит-серицит-гематитовая и аргиллизитовая метасоматические зоны.

В состав КМП РМС, помимо меднопорфировых, входят эпитермальные серебро-золототеллуридные (IS типа) и кварц-энаргит-теннантит-тетраэдритовые (HS типа) преимущественно жильные проявления, в которых золото, как правило, представлено теллуридами и электрумом. Золотоносные жилы и зоны формируются в заключительные этапы развития КМП РМС (2,4-1,5 млн. лет) в ее периферических, а также центральной частях. Они рассекают меднопорфировые руды и поздние брекчиевые тела. На флангах систем известны также золотосодержащие магнетитовые скарны, сопряженные во времени образования с золото-меднопорфировыми рудами.

Комплексные РМС магматической дуги Санда характеризуются типичной для островодужных ВПП метасоматической, геохимической и рудно-формационной зональностью (Рисунок 1.18). Вмещающие вулканогенные и интрузивные, в различной степени измененные и минерализованные, породы контрастны по физическим свойствам и отчетливо фиксируются в магнитном и электрическом полях (Рисунок 1.19).

В *рудном районе Баджио* на острове Лусон (Филиппины) выявлено несколько Au-Cu-порфировых месторождений, сформировавшихся в диапазоне 3,0-0,51 млн. лет, а также эпитермальные золото-серебряные месторождения на флангах этого района.

Золото-меднопорфировая диоритовая КМП РМС, эквивалентная названному району, расположена в Центральной Кордильере позднемиоцен-плиоцен-плейстоценового базальтоидного островодужного ВПП [Waters et al., 2011]. На флангах пояса распространены вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи эоцена-олигоцена-нижнего миоцена – базальты, андезибазальты, песчаники, алевролиты, рифогенные известняки. Они вмещают крупный интрузив



Месторождения: Бату Хайджау (Batu Hijau), Тумпангпиту (Tumpangpitu), Иланг (Elang), Хуу (Hu'u); Селогёрл (Selogirl), Тренггалек (Trenggalek), Маланг (Malang), Брамбанг (Brambang), Селодонг (Selodong).Поднятие Ру (Roo). Активная зона субдукции (Active Subduction Zone)

Рисунок 1.17 – Аи-Си-порфировые и золоторудные (HS и IS типов) месторождения и проявления в эродированных вулканоплутонических центрах палеоцен – эоценового (Западная Ява), олигоцен – миоценового и поздний миоцен – плиоценового (Ява – о. Сумбава) возрастов [Maryono et. al., 2018].



1-2 – породы интрузивной рамы: 1 – туфы дацитов, 2 – лавы андезитов с линзами известняков; 3-9 – интрузивные образования: 3 – поздние дацитовые дайки и купола, 4 – диатремовые брекчии, 5 – андезитовые и диоритовые дайки, 6 – поздние тоналит-порфиры, 7 – интрузивные брекчии, 8 – рудоносные тоналит-порфиры, 9 – диориты; 10-17 – метасоматиты: 10-11 – аргиллизитовые: 10 – диккит-каолинитовые, 11 – кварц-диккит-каолинит-пирофиллитовые, 12 – кварц-алунитовые, 13 – хлорит-серицит-гематитовые, 14 – биотит-магнетит-актинолитовые; 15-17 – ореолы слабого изменения пород: 15 – биотитизации, 16 – аргиллизации (серицит, иллит, смектит) диатремовых брекчий, 17 – аргиллизации диоритов; 18-24 – руды: 18 – продукты гипергенного обогащения, 19 – эпитермальные серебро-золото-теллуридные IS типа, 20 – кварц-энаргит-теннантит-тетраэдритовые HS типа, 21 – золотосодержащие скарновые магнетитовые, 22-24 – золото-меднопорфировые: 22 – халькопирит-пиритовые, 23 – преимущественно халькопиритовые, 24 – халькопирит-борнитовые

Рисунок 1.18 – Обобщенная модель геологического строения, рудно-метасоматической, геохимической и рудно-формационной зональности РМС восточной части магматической дуги Санда (Индонезия) [Магуопо et. al., 2018].

«центрально-кордильерского» габбро-диорит-гранодиоритового комплекса (12-13 млн. лет), вскрытый эрозией в восточной части КМП РМС. В вулканогенном разрезе продуктивной ВПА выделяются андезибазальтовая и андезитовая толщи с прослоями граувакков и горизонтами известняков. Субвулканические порфировая и дайковая фазы интрузивного комплекса представлены штоками андезитовых и рудоносных роговообманковых диоритовых порфиритов, дайками андезитов и дацитов (Рисунок 1.20).

КМП РМС включает Au-Cu-порфировые, эпитермальные золото-серебряные, серебро-золото-полисульфидные и скарновые золото-сульфидно-магнетитовые месторождения и проявления, которые в западной части района (Блэк Маунтин и Мехико) датируются интервалами 3,09





и 2,81 млн. лет, в южной (Санто Томас II) – 1,5 млн. лет, а в восточной (Хазтви и Ампакао) – 1,09 и 0,51 млн. лет. Все это указывает на длительное функционирование рудообразующей системы. Au-Cu-порфировые руды локализованы в верхних и апикальных частях штоков рудоносных диоритовых и андезитовых порфиритов, а также в вулканитах вмещающей андезибазальтовой толщи. Для них характерны внутренние зоны биотитизации и мощные пропилитовые

ореолы. Кварц-карбонат-полисульфидные жилы с Au и Ag со временем образования 0,65 млн. лет (Акупан) рассекают меднопорфировый штокверк и брекчиевую трубку. Золотосульфидосодержащие тела скарнов магнетит-хлорит-кальцит-гранат-цоизит-кварцевого состава приурочены к прослоям известняков и тяготеют к их контактам с андезитовыми порфиритами.



1-9 – интрузивные и субвулканические породы: 1 – дациты, 2 – диатрема Балатос, 3 – дайки андезитов, 4-5 – рудоносные штоки: 4 – андезитовых порфиритов, 5 – роговообманковых диоритовых порфиритов; 6 – дайки диабазов, 7 – гранодиориты Вирас, 8. – габбро Лукбабан, 9 – диоритовый комплекс Центральной Кордильеры; 10-15 – стратифицированные отложения ВПП: 10 – туфы андезитов, песчаники, сланцы, 11 – верхний горизонт известняков, 12 – андезиты, граувакки, 13 – средний горизонт известняков, 14 – андезибазальтовые граувакки, песчаники, сланцы с нижними горизонтами известняков, 15 – базальты и андезиты метаморфизованные; 16-20 – типы оруденения: 16 – эпитермальное жильное золото-серебряное и кварц-карбонат-полисульфидное с Аu и Ag, 17 – минерализованные брекчии, 18 – скарновое магнетит-хлорит-кальцит-гранат-цоизит-кварцевого состава, 19 – золото-сульфидсодержащее в скарнах, 20 – золото-меднопорфировое; 21 – разломы

На рисунке также показаны: «частные» МПС, сопряженные с отдельными штоками роговообманковых диоритовых порфиритов: Блэк Маунтин (Black Mountain), Наггет Хилл (Nagget Hill) и Мехико (Mexico); диатрема Акупан (Acupan)/Балаток (Balatoc) с эпитермальными жильными Au-Ag рудами; уровень современной дневной поверхности (Present Surface), уровень моря (SeaLevel)

Рисунок 1.20 – Принципиальная модель строения РМС с золото-меднопорфировыми, скарновыми золото-сульфидно-магнетитовыми и эпитермальными золото-серебряными рудами. Рудный район Баджио на острове Лусон. По [Waters et al., 2011] с изменениями

Крутопадающие жилы с эпитермальной золото-серебряной минерализацией сопровождают диатрему Балаток, «выполненную» дацитами, которая завершает становление пояса.

*КМП РМС Манкайян* в северной части о. Лусон содержит несколько крупных рудных скоплений на площади около 25 км<sup>2</sup> [Chang, Hedenquist, White, 2011]: Au-Cu-порфировые месторождения Фар Саузист (FSE), Гуанаоуанг и проявления Буаки и Палидан, а также эпитермальные месторождения – стратоидное золото-медное Лепанто и жильные золото-серебряные Виктория и Тереза, сформировавшиеся в интервале 2-3 млн. лет назад. Во внутренней части рудообразующей системы находится шток кварцевых диоритов с Au-Cu-порфировыми рудами месторождения FSE. В ее фланговой зоне гипсометрически выше располагается месторождение Лепанто HS типа, которое представлено серией горизонтально залегающих пластообразных тел кварц-алунитовых метасоматитов общей протяженностью около 4 км с люцонит-энаргитовыми рудами. Оба месторождения имеют общий возраст кварц-алунитовых и калиевых метасоматитов (1,4 млн. лет). Во фланговой зоне РМС ниже и выше золото-медных залежей располагаются што-кверки и жилы эпитермальных золото-серебряных руд.

*КМП РМС Фрида-Ривер–Нена* (Папуа – Новая Гвинея) во внутренней зоне содержит крупное меднопорфировое месторождение Фрида-Ривер, а на фланге – месторождение Нена с запасами энаргит-люцонитовых руд 60 млн. т при содержании Сu 2,0 %, Au 6,0 г/т. Стратоидные руды этого месторождения, относимые к HS типу, развиты в зоне окварцевания вулканитов с выходом в кварцево-алунитовую зону. Вертикальный размах оруденения превышает 400 м, при этом люцонитовые и ковеллин-энаргитовые руды верхних горизонтов с глубиной сменяются энаргит-люцонитовыми [Кривцов и др., 2001].

Сочетание подобных типов руд наблюдается в *Кедабекском рудном районе* среднеюрского ВПП Малого Кавказа. Карадагское и Хар-Харское меднопорфировые месторождения, приуроченные к эндо-экзоконтактовой зоне габбро-диорит-плагиогранитного интрузива, соседствуют с Битти-Булагским энаргит-люцонитовым Au- и Ag-содержащим месторождением, локализованным в кальдере проседания, выполненной вулканитами комагматичной андезибазальтандезитовой формации.

На Урале, в структурах палеозойских базальтоидных Ирендыкского, Новоалексеевского и Гумбейского ВПП выделяется ряд золото-меднопорфировых диоритовых КМП РМС, в которых проявлена ассоциация меднопорфирового, золото-сульфидно-кварцевого и золотопорфирового вого оруденения.

К их числу относится *Вознесенская РМС* в краевом выступе фундамента Ирендыкского ВПП, где в массиве диоритов салаватского комплекса локализовано Вознесенское (Mo)-Cu-порфировое месторождение. В контурах вмещающего его магматогенного поднятия размещены небольшие золоторудные месторождения Камышканское, Большой и Малый Каран, локализованные в вулканокластических отложениях нижней части разреза вулканитов базальтандезибазальтовой формации, комагматичной плутонитам рудоносного комплекса. Золоторудные тела представляют собой залежи альбит-слюдяных и альбит-хлоритовых сланцев с вкрапленностью золотоносного пирита и халькопирита по туфогенно-осадочным породам и залегают с ними согласно. В Северо-Миасской металлогенической зоне, включающей Вознесенский рудный узел, с массивами диоритов салаватского комплекса ассоциируют месторождения золотопорфирового типа (Тыелгинское, Наилинское и др.), представленные золото-сульфидно-кварцевыми штокверками в эндо- и экзоконтактах интрузивов.

В позднедевонском Гумбейском базальтоидном ВПП совмещение меднопорфирового и золото-(сульфидно)-кварцевого оруденения проявлено в *Верхнеуральской КМП РМС*. Основным рудным объектом является Верхнеуральское (Мо)-Си-порфировое рудопроявление, приуроченное к западной части одноименного интрузива габбродиорит-монцонитовой формации. Прожилково-вкрапленная и штокверковая молибденово-медная минерализация локализована в интенсивно альбитизированных, калишпатизированных, серицитизированных и окварцованных порфировидных кварцевых монцодиоритах второй фазы. В эндоконтакте и породах рамы рудоносного интрузива локализованы сопряженные жильные золото-кварцевые и золото-полисульфидные руды Верхнеуральского золоторудного месторождения, а в экзо- эндоконтактовой зоне Северокассельского массива – многочисленные золото-полисульфидные проявления. Присутствие на обоих золоторудных полях комплексных площадных литохимических ореолов Ag, Au, Cu, Мо, с учетом ассоциации с массивами продуктивной формации, подтверждает их принадлежность периферии МПС.

В обстановках, где в породах рамы рудоносного интрузива в том или ином объеме присутствуют карбонатные породы, в структуре золото-меднопорфировых КМП РМС возможно появление золотосодержащих (медно)-магнетитовых и медных скарновых залежей, сопряженных с меднопорфировыми в рамках становления рудоносной ВПА. Это особенно характерно для Au-Cu-порфировых объектов остороводужных поясов ЮВ Азии, где содержания Au в рудах иногда достигают аномально высоких (для МПМ) значений, причем существенная часть его запасов нередко сосредоточена именно в скарновых залежах, локализованных в экзоконтактах рудоносных интрузивов.

Наиболее ярким примером золото-медных скарнов является крупное *месторождение Ок Tedu* с 5 млн. т запасов меди (ср. сод. 0,76 %) и 490 т золота (ср. сод. 1,1 г/т). Золотосодержащие магнетит-сульфидные скарновые руды, вмещающие основные запасы меди и золота, развиты в известняках на фланге рудоносного штока кварцевых монцонит-порфиров с меднопорфировыеми рудами, в которых главные пирит и халькопирит ассоциируют с пирротином и магнетитом.
Показателен также *рудный район Эртсберг* (Индонезия) с несколькими медно-золоторудными месторождениями, включая Грасберг – одно из крупнейших Au-Cu-порфировых месторождений Мира. Плиоценовые рудоносные интрузивы от диоритового до кварц-монцонитового состава, образованные продуктами нескольких продуктивных стадий внедрения, размещены в меловых и третичных обломочных и карбонатных породах. Кроме основных меднопорфировых, здесь находится несколько медноскарновых месторождений – *Эртсберг* и его восточная скарновая зона, Биг Госсан, Кусинг Лиар и ДОМ, которые расположены вокруг интрузивов Эртсберг и Грасберг, а также вдоль основных разломов вблизи них. Основной объем золото-медноскарновых руд связан с ранней интрузивной стадией Далам, представленной диоритами [Pollard, Taylor, Peters, 2007].

Сопряженность в пространстве меднопорфирового, скарнового медного и медно-магнетитового, а иногда и золотого оруденения, обусловленная их связью с массивами одной и той же плутоногенной формации продуктивной ВПА, характерна для рудных узлов Урала, где выделяется целая группа таких КМП РМС – Воскресенская, Ключевская, Круглогорская, Кияктинская и др. Наблюдаемые в их пределах сочетания типов руд полностью определяются металлогеническим профилем ВПА базальтоидных ВПП, которым они принадлежат. *На Гумешевском месторождении*, приуроченном к структурам Новоалексеевского ВПП (Ср. Урал), скарновые медные и медно-магнетитовые руды, относящиеся к скарново-меднопорфировому типу, выделенному ранее М.Эйнауди с коллегами [Эйнауди М.Т., Мейнерт Л.Д., Ньюбери, 1984], определяют основную промышленную значимость этого объекта, а меднопорфировое оруденение развито в кварцевых диоритах Восточного массива. Все типы скарновых руд отличаются повышенной золотоносностью, достигающей промышленных концентраций в коре выветривания.

Необходимо сказать, что отмечавшееся в отдельных РМС (*рудные районы Эртсберг и Ок Tedu в Новогвинейском ВПП; Верхнеуральский PP в Гумбейском поясе на Урале*) появление в составе рудоносных плутоногенных комплексов (формаций) монцонитоидных пород, а в составе околорудных метасоматитов калишпатсодержащих разностей, не характерно для базальтоидных ВПП островодужного и рифтогенного типов. Они могут быть объяснены присутствием в их фундаменте помимо фемических блоков океанической ЗК сиалических континентальной. В частности, южная часть Новогвинейского пояса частично наложена на СВК окраины Австралийской платформы.

#### 1.4.3 Меднопорфировые РМС андезитоидных ВПП

Для *молибден-меднопорфировых гранодиорит-монцонитовых КМП РМС* андезитоидных ВПП наиболее характерна сопряженность меднопорфирового оруденения с эпитермальным золото-медным HS типа, реже золото-серебряным IS типа, мезотермальным золото-полисульфидным, золото-(сульфидно)-кварцевым, золотопорфировым, жильным и скарновым полиметаллическим, а также совмещение в пространстве со скарнированными и частично регенерированными стратиформными свинцово-цинковыми залежами в карбонатных породах рамы рудоносных интрузивов.

Наиболее представительным примером Мо-Си-порфировой гранодиорит-монцонитовой КМП РМС является *Алмалыкская*, включающая рядовые и крупные меднопорфировые, а также золоторудные и полиметаллические месторождения. Она расположена на юго-восточном фланге Бельтау-Кураминского андезитоидного ВПП, сформированного в три этапа в среднем карбоне-перми на южной окраине Северокызылкумского микроконтинента (Узбекистан).

Алмалыкская КМП РМС, которой эквивалентен одноименный рудный район, образовалась на раннем этапе становления пояса на сочленении двух взаимосвязанных структур: магматогенного поднятия длительного унаследованного развития и примыкающего к нему компенсационного вулкано-тектонического грабена (Рисунок 1.21, Рисунок 1.22). Поднятие представляет собой выступ фундамента ВПП, сложенный среднепалеозойскими терригенно-флишоидными, вулканогенными, карбонатными отложениями и массивами разновозрастных гранитоидов. В строении крупного полифазного Алмалыкского плутона (C<sub>2</sub>) участвуют габбро, габбродиориты, диориты, сиенитодиориты, гранодиориты, а также порфировые породы – гранодиорит-порфиры и кварцевые монцонит-порфиры, завершающих его становление.

Более ранние плутониты принадлежат серпуховско-раннебашкирской рифтовой системе, пересекающей северный фланг поднятия, а поздние – Бельтау-Кураминскому ВПП. Вулкано-тектонический грабен, облекающий магматогенное поднятие с юга и востока, выполнен андезитовыми и андезидацитовыми вулканитами с интервалом накопления C<sub>2</sub> раннемосковский век – C<sub>3</sub>. Вместе с поздними гранитоидами Алмалыкского плутона они образуют рудоносную ВПА раннего этапа становления Бельтау-Кураминского ВПП.

В выступе фундамента, в Алмалыкском плутоне и породах его рамы, размещена внутренняя (стержневая) зона КМП РМС с гигантским Au-Mo-Cu-порфировым месторождением Большой Алмалык (одноименного рудного поля), «разбитым» пострудными перемещениями по Карабулакскому и Кальмакырскому глубинным разломам на участки (с севера на юг): Карабулак, Дальнее, Кальмакыр и Северо-Западный Былыкты с различными уровнями эрозионного среза.



1-4 – рудоносная вулканоплутоническая ассоциация: 1-2 – андезит-дацитовая формация ( $C_2m$ - $C_3$ ): 1 – андезидацитовая и андезидацит-дацитовая толщи нерасчлененные, 2 – андезитовая толща, 3-4 – алмалыкский габбро-диорит-сиенитодиорит-кварцмонцонитовый комплекс ( $C_2$ ), продуктивный на меднопорфировое оруденение: 3 – рудоносные кварцевые монцонит-порфиры и гранодиорит-порфиры, 4 – диориты и сиенитодиориты; 5 – фундамент ВПП (S, D<sub>1</sub>, D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>), 6 – контур Алмалыкского вулкано-тектонического грабена, 7 – контур Каульдинской палеокотловины, 8 – Ангрен-Чаткальская рифтовая зона ( $C_1v$ -s), 9 – основные разрывные нарушения, 10 – геологические границы: а) установленные, б) предполагаемые по геофизическим данным под рыхлыми отложениями долины р. Ангрен; 11-14 – месторождения и их участки: 11 – меднопорфировые (1. Дальнее, 2. Кальмакыр, 3. Нижнекаульдинское, 4. Кызата, 5. Сары-Чеку), 12 – жильные золото-кварцевые (Актурпак, Гольдуран, Акджен, Сартабуткан) и полиметаллические (Накпай, Карахана, Кальтасай), 13 – эпитермальные золото-халцедон-кварцевые (Каульдинское, участки: 6. Центральный, 7. Южный, 8. Южный-П), 14 – колчеданно-полиметаллические: а) не преобразованные (9. Кульчулак), б) скарнированные и частично регенерированные (10. Кургашинкан).

Рисунок 1.21 – Схема геологического строения Алмалыкской КМП РМС, эквивалентной одноименному рудному району. Срединный Тянь-Шань, Узбекистан [Мигачев, Звездов, Минина, 2022].



1 – андезит-дацитовая формация (C<sub>2</sub>m-C<sub>3</sub>) нерасчлененная, 2 – андезидацитовые экструзивные купола ранней генерации, продуктивные на эпитермальное золотое оруденение, 3 – граносиениты и граниты (C<sub>3</sub>-P), 4-5 – фундамент ВПП: 4 – терригенно-карбонатная толща (D<sub>3</sub>fm), 5 – андезиты, риодациты (D<sub>1</sub>); 6-8 – руды Алмалыкской комплексной РМС: 6 – золото-молибден-меднопорфировые, 7 – золото-кварцевые: а) жильные, б) стратоидные эпитермальные, 8 – скарновые колчеданно-полиметаллические. Остальные обозначения см. на Рисунке 1.20

Рисунок 1.22 – Схематический сводный геологический разрез Алмалыкской КМП РМС [Мигачев, Звездов, Минина, 2022].

Традиционно большинством исследователей перечисленные меднопорфировые штокверки, сопряженные с отдельными апофизами единого на глубине крупного штока гранодиорит-порфиров – кварцевые монцонит-порфиров, рассматриваются как отдельные месторождения. Основные запасы объекта сосредоточены на участках Дальнее и Кальмыкыр. Последний с 20-х годов прошлого столетия отрабатывается карьером, обеспечивая существенную долю добычи меди и золота в Узбекистане.

Наименее эродированное месторождение Дальнее локализовано в эндо-экзоконтактовой зоне удлиненного в субширотном направлении порфирового штока, ветвящегося на верхних горизонтах на дайкоподобные крутопадающие апофизы. На Кальмакыре среди апофиз порфирового штока помимо крутопадающих отмечаются полого залегающие – под останцами известняково-доломитовой толщи, задокументироваными в устьях разведочных скважин (см. Рисунок 1.22).

Меднопорфировые месторождения Алмалыкской КМП РМС отличаются высокой золотоносностью руд, которая, как показано Е.И. Николаевой [Николаева, 1981], обусловлена широким распространением в рудах более поздних собственно золоторудных полисульфидных минеральных комплексов. В периферических зонах МПС локализованы самостоятельные золоторудные жильные объекты (Актурпак, Гольдуран, Акджен, Сартабуткан), сложенные кварц-пирит-золоторудным комплексом с золотоносным пиритом, теллуридами золота, халькопиритом, галенитом, сфалеритом и блеклыми рудами.

Характерным объектом внутренней зоны Алмалыкской КМП РМС являлось (к 80-м годам прошлого века полностью отработано) частично регенерированное, изначально стратиформное полиметаллическое месторождение *Кургашинкан*, локализованное в карбонатной толще

фундамента (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>) и образовавшееся в ходе ее накопления. При становлении МПМ его пластообразные залежи, сохранившиеся в провисе кровли Алмалыкского плутона, были интенсивно скарнированы, обогащены медью, золотом, селеном и теллуром и осложнены жилообразными апофизами со стороны висячего бока (см. Рисунок 1.22). Часть рудного вещества этого объекта, была, по-видимому, экстрагирована и переотложена активизированными в тепловом поле интрузива метеорными водами в виде ореола золото-серебро-полисульфидной прожилково-жильной минерализации, составляющей фланговые части меднопорфирового штокверка. К нему, в частности относятся мелкие полиметаллические жилы Накпай, Карахана, Кальтасай и др. Аналогичное по типу месторождение *Кульчулак*, расположенное во внешней зоне КМП РМС, таким преобразованиям не подверглось. Возможно, продуктами регенерации стратоидных залежей под воздействием Алмалыкского плутона могут быть и мелкие поллиметаллические жилы (Накпай, Карахана, Кальтасай и др.) на периферии меднопрфировых штокверков Кальмакыр и Дальнее.

Внешняя зона Алмалыкской РМС размещена в Центрально-Алмалыкском грабене, примыкающем к выступу фундамента с крупными меднопорфировыми месторождениями внутренней зоны. Грабен выполнен вулканитами (С<sub>2</sub>*m*-С<sub>3</sub>) мощностью до 800 м, залегающими на терригенно-карбонатных отложениях с базальным горизонтом в основании. В разрезе выделяются нижняя андезитовая, средняя андезидацитовая и верхняя андезит-дацитовая толщи. В вулканитах локализованы залежи Каульдинского эпитермального золоторудного месторождения и несколько рудопроявлений, а в выступах и относительно поднятых блоках основания грабена – рядовые меднопорфировые месторождения Сары-Чеку и Кызата Саукбулакского РП и рудопроявление Нижнекаульдинское Каульдинского РП (см. Рисунок 1.21).

В отличие от внутренней зоны РМС, где рудовмещающими являются в основном фанеритовые фазы Алмалыкского плутона – сиенитодиориты и диориты, а в эндоконтактах рудоносных интрузивов гранодиорит-порфиров – кварцевых монцонит-порфиров отмечается менее интенсивная минерализация, во внешней зоне вышеперечисленные МПМ локализованы в апикальных частях порфировых штоков. Последние имеют лакколитоподобную морфологию с уплощенной кровлей, сопряженные с ними штокверки – линзо- или грибообразную форму, обусловленную «экранирующим» воздействием вышележащих фаменских известняков и доломитов и андезидацитовых экструзивных куполов [Звездов, Мигачев, Минина, 2018]. Месторождения Кызата и Сары-Чеку расположены по обе стороны крутопадающего Мисканского разлома, ограничивающего Алмалыкский грабен. Они являются частями некогда единого объекта, «разорванного» взбросо-сдвигом с амплитудой вертикального перемещения 500-700 м, горизонтального – 2,0-2,5 км. Нижнекаульдинское меднопорфировое проявление и Каульдинское эпитермальное золоторудное месторождение, образующие Каульдинскую РМС второго порядка (см. Рисунок 1.21, Рисунок 1.22), находятся в центральной части грабена [Минина, 2006]. Нижнекаульдинское рудопроявление локализовано в поднятом блоке субстрата грабена, над которым мощности фаменской карбонатной и перекрывающей среднекаменноугольной андезитовой толщ резко сокращены. Рудоносный порфировый интрузив состоит из крутопадающего подводящего канала и апофиз-силлов, залегающих в толще известняков и доломитов. Выше по разрезу находится экструзив андезидацитов мощностью до 400 м, который, по-видимому, повлиял на температурный режим формирования меднопорфировых руд, «дополняя» своим объемом сокращенную мощность карбонатных и вулканогенных пород кровли.

Каульдинское месторождение малосульфидной кварц-халцедон-золоторудной формации представлено 10 линзо- и пластообразными залежами на трех участках. Все они приурочены к палеовулканической котловине с наиболее полным разрезом вулканитов. Золотоносность связана с линзами, гнездами и прожилками криптозернистого колломорфно-полосчатого халцедоновидного кварца с высоким (до 17 г/т) содержанием золота. Ж.Н.Кузнецовым в рудах выявлены два продуктивных комплекса: основной золото-пирит-кварцевый с тонкодисперсным и коллоидным золотом и поздний кварц-карбонат-полисульфидный (присутствующий и в меднопорфировых рудах Нижнекаульдинского рудопроявления) с более крупным и низкопробным золотом.

Рудоносным является Каульдинский андезидацитовый экструзив, сформированный на палеоповерхности андезитовой толщи. К куполу выжимания высотой до 150 м примыкает лавовый шлейф протяженностью до 1 км, который вмещает золоторудные залежи, локализованные в кластолавах. В качестве рудоконтролирующих рассматриваются палеовулканические депрессионные структуры. Присутствие рудокластов в породах кровли залежей указывает на их сингенетичность вмещающим породам, а также на близсинхронное формирование золоторудного месторождения и меднопорфирового проявления вслед за накоплением андезитовой толщи. От стержневой зоны Каульдинской КМП РМС с Нижнекаульдинским меднопорфировым проявлением эпитермальные золоторудные залежи удалены по латерали на расстояние от 1 до 2,5 км, что отражает свойственный этой системе латеральный тип рудно-формационной зональности (см. Рисунок 1.21, Рисунок 1.22).

В Мо-Си-порфировых КМП РМС сопряженные типы оруденения часто представлены жильно-штокверковыми мезо-эпитермальными объектами золото-полисульфидного типа, тяготеющими к периферии систем. Обычная для этих объектов золотоносная халькопирит-галенитсфалеритовая минеральная ассоциация отличается несколько повышенной сульфидностью (1-5 %), иногда содержит теллуриды, а Au/Ag – от 1-2:10 до 1:1. По составу она близка полисульфидному типу руд фланговых частей МПМ, описанных А.И.Кривцовым с соавторами [Кривцов, Мигачев, Минина, 1985] и многими другими исследователями. Сопряженность таких типов оруденения с меднопорфировым свойственна ряду рудных районов и узлов андезитоидных ВПП Чукотки, Корякско-Камчатского, Малокавказского и других регионов. Примером является *Екдэкгычская КМП РМС* (Баимский рудный район) в юго-восточном звене позднеюрского Курьинского ВПП (Чукотка), где плутониты продуктивной монцонитовой формации слагают крупный Екдэгкычский плутон. Основными промышленно значимыми объектами являются золотосодержащие Мо-Си-порфировые месторождения – крупное Песчанка и рядовое Находка. Кроме них и нескольких меднопорфировых проявлений, присутствуют золото-серебросодержащие кварц-карбонат-полисульфидные и золото-кварцевые проявления (Рисунок 1.23).

Центральную часть КМП РМС занимает Au-Cu-порфировое месторождение Песчанка (Баимское) с дайкообразным телом рудоносных кварцевых монцонит-порфиров протяженностью до 6 км [Мигачев, Гирфанов, Шишаков, 1995]. От центра к периферии здесь отмечена смена следующих рудно-метасоматических зон: интенсивного штокверкового окварцевания («кварцевое ядро») с магнетит-сульфидной минерализацией — калиево-кремниевая с молибденит-блеклорудно-борнит-халькопиритовыми рудами — внутренняя пропилитовая и сменяющая ее филлизитовая с молибденит-содержащими пирит-халькопиритовыми рудами — внешняя пропилитовая с «пиритовым ореолом». Основными полезными компонентами руд являются медь и молибден, главными попутными – золото и серебро. Расположенное южнее меднопорфировое месторождение Находка, локализованное в крупной вулканоструктуре комагматичной субщелочной андезитовой формации, имеет более высокий эрозионный срез – над выклинками рудоносных порфировых интрузивов.

На южном и юго-западном флангах рудного района, во внешней верхней зоне КМП РМС распространена золото-серебро-полисульфидная минерализация (проявления Весеннее, Верное, Смешливое). На рудопроявлении Весеннее рудоносный шток монцонит-порфиров в приконтактовых зонах аргиллизитов и вторичных кварцитов содержит полисульфидную минерализацию, состоящую из халькопирита, галенита, сфалерита, блеклой руды и аргентита, с повышенным содержанием Au и Ag.

Совмещение меднопорфирового и золотого оруденения проявлено и в отдельных блоках Охотско-Чукотского андезитоидного ВПП (Ольховкинская, Бургачанская КМП РМС). В *Чаплинской КМП РМС* с раннемеловой андезит-диоритовой ВПА связаны меднопорфировые проявления Синвеем и Гагачье, локализованные в выступе фундамента, и золото-серебряные преимущественно золото-полисульфидного типа Хед, Алеут и Журавленок – в примыкающей к нему вулкано-тектонической депрессии.



1-3 – позднеюрская (J<sub>3</sub>v<sub>3</sub>) андезит-монцонитовая ВПА Курьинского ВПП: 1-2 – монцонитовая формация, продуктивная на меднопорфировые руды: 1 – рудоносные кварцевые монцониты и монцонит-порфиры, 2 – равномернозернистые и порфировидные монцониты, 3 – субщелочная андезитовая формация; 4-5 – предрудная позднеюрская (J<sub>3</sub>v<sub>3</sub>) ВПА: 4 – габбро-плагиогранитная формации, 5 – базальт-андезитовая молассовая формация; 6-8 – образования фундамента ВПП: 6-7 – позднеюрские: 6 –терригенно-вулканогенные с базальтами, андезитами, дацитами, риолитами, 7 – существенно терригенные, 8 – PZ<sub>2-3</sub> Алучинского поднятия, включая гипербазитовую и кремнисто-базальтовую формации; 9-10 – раннемеловые образования Охотско-Чукотского ВПП: 9 – терригенные верхнемолассовые, 10 – экструзивно-субвулканические и интрузивные среднего и кислого состава; 11-12 – месторождения (крупный знак) и рудопроявления (мелкий знак): 11 – золотосодержащие молибден-меднопорфировые (1. Низовья р. Егдэкгыч, 2. Лучик, 3. Руч. Удачный, 4. Егдэкгыч, 5. Песчанка, 6. Малыш, 7. Третий Весенний, 8. Находка, 9. Прямой), 12 – золото-серебряные полисульфидные (10. Весеннее). Прочие обозначения: 13 – основные разломы, 14 – четвертичные отложения, 15 – граница Баимского рудного района

Рисунок 1.23 – Схема геологического строения Екдэкгычской КМП РМС (Баимский рудный район), Чукотка [Мигачев, Звездов, Минина, 2022] Рудный узел Левинсон-Лессинга выделен в северном окончании Срединного выступа фундамента неогенового Корякско-Центрально-Камчатского андезитоидного ВПП. Он представляет собой одноименную вулканоструктуру, сложенную вулканитами продуктивной андезит-диоритовой ВПА и перекрывающей ее андезибазальтой толщи (Рисунок 1.24). В примыкающих к ней блоках фундамента, в диорит-гранодиоритовых массивах продуктивного лавкинского комплекса размещены меднопорфировые проявления (Лагерное и Туманное), а в вулканитах их рамы – золото-серебо-полисульфидные (Оганчинское, Лазурное), локализованные в комагматичных вулканитах. На Оганчинском проявлении, изученном Ю.М.Щепотьевым и др. [Щепотьев и др., 1989], жильно-штокверковые золото-полисульфидные руды в кварц-серицит-гидрослюдистых метасоматитах приурочены к экзоконтакту массива диоритов-кварцевых диоритов с Мо-Си-порфировым проявлением Туманное, а на участке Интрузивный оба типа руд совмещены.

Золото-серебро-полиметаллические (галенит-сфалерит-халькопиритовые) руды Оганчинского проявления с низкими значениями Au/Ag=1:1–2:1 и возрастающим с глубиной количеством сульфидов идентичны золото-полисульфидному минералого-геохимическому типу руд, формирующемуся на поздних этапах образования меднопорфировых месторождений, в их периферических частях. Тесная пространственная связь этих проявлений, сформированных в ходе становления рудоносной андезит-диоритовой ВПА, подтверждает их принадлежность единой КМП РМС.

Данные последних лет свидетельствуют о частом присутствии в Мо-Си-порфировых КМП РМС эпитермальных золото-медных и золото-серебряных месторождений HS типа и несколько реже IS типа. Они формируются в вуланоструктурах в верхних периферийных частях систем и представлены стратоидными залежами, жилами, штокверками, оруденелыми брекчиями и зонами вкрапленности в алунитсодержащих метасоматитах (вторичных кварцитах). В рудах преобладают сульфиды с серой высшей окисленной формы – энаргит, люцонит, теннантит; главными компонентами руд являются высокопробное Au и Cu (до 2-2,5 %). Такие объекты известны в основном в кайнозойских ВПП со сравнительно небольшим эрозионным срезом. К их числу относятся месторождения: Лахоца (Венгрия); Пьерина, Янакоча, Эль Индио, Тамбо и Паскуа (Перу); Чекьюлимпе, Ла Пепа, Эль Хуесо (Чили); Нена и Уафи (Папуа – Новая Гвинея); Маунт Каси (Фиджи); Гиджинбунг и Пик Хилл (Австралия).

*КМП РМС Речк–Лахоца* (Венгрия) размещена в выступе триасового основания позднезоценового Внутренне-Карпатского андезитоидного ВПП. Она включает Мо-Си-порфировое месторождение Речк и расположенное на его юго-западном фланге и выше по разрезу Au-Ag месторождение Cu-Au-Ag (HS типа) и Au-Ag-Pb-Zn (IS типа) руд Лахоца (Рисунок 1.25, Рисунок 1.26). Штоки диоритовых порфиритов, прорывающие толщу триасовых известняков и постепенно переходящие



1 – современные отложения, 2-6 – образования неогенового Корякско-Центрально-Камчатского ВПП: 2 – андезибазальты, 3-6 – рудоносная ВПА: 3 – экструзивы риодацитов-риолитов, 4 – гранодиоритпорфиры, 5 – диориты, гранодиориты, 6 – андезиты, дациты; 7 – вулканогенно-терригенные отложения палеогена (основания ВПП), 8 – разломы, 9 – границы кальдеры, 10-11 – месторождения и рудопроявления: 10 – меднопорфировые, 11 – золото-полисульфидные и золото-серебряные; 12 – контур потенциального рудного узла

Рисунок 1.24 – Схематическая геологическая карта рудного узла Левинсон-Лессинга, Камчатка. По [Щепотьев и др., 1989] с изменениями

на верхних уровнях в андезиты, являются центром рудообразующей системы и контролируют положение разнообразной рудной минерализации [[Кривцов, Мигачев, Попов, 1986; Molnar, Lexa, Hedenquist, 1999; Takács et al., 2017].

В эндоконтактовой зоне и силлообразных апофизах интрузива прожилково-вкрапленные (Au-Mo)-Cu-порфировые руды (в серицит-кварцевых метасоматитах) пространственно совмещены с гранат-актинолитовыми эндоскарнами с халькопирит-пиритовыми. В экзоконтактах штока по известнякам развиты известковые скарны с медными и цинково-медными рудами, слагающими пластообразные тела и линзы, в которых пирит ассоциирует с магнетитом, халькопиритом и пирротином, а на более высоких горизонтах – со сфалеритом. Некоторые из них



Рисунок 1.25 – Схематическая геологическая карта рудного поля Речк (А) и план поверхности с проекцией рудоносного субвулканического интрузива диоритовых порфиритов в изолиниях его мощностей, Си-Аи рудным телом и древними выработками (Б), совмещенные с топографической основой. По А.Такачу с соавторами [Takács et al., 2017]



1 – песчано-глинистые отложения олигоцена; 2 – шток диоритовых порфиритов; 3 – туфы и лавы андезитов позднего эоцена; 4 – известняки и сланцы триаса; 5 – эндоскарны; 6 – экзоскарны; 7-10 – рудная минерализация: 7 – меднопорфировая, 8 – скарновая полиметаллическая, 9 – прожилковая энаргит-люцонитовая с золотом и серебром (месторождение Лахоца), 10 – жильная полиметаллическая; 11 – разрывные нарушения

Рисунок 1.26– Геологический разрез Au-Mo-Cu-порфирового месторождения Речк с «проекцией» положения эпитермального золото-медного месторождения HS типа Лахоца, находящегося в периферийной части РМС. По И. Киссу и др., 1980 г. [Кривцов, Мигачев, Попов, 1986] с изменениями.

представляют собой залежи массивных колчеданных руд. На дальних флангах месторождения медная и медно-цинковая скарновая минерализация сменяется субпластовыми скарнированными свинцово-цинковым залежами в известняках, которые могут иметь сингенетичное с вмещающей карбонатной толщей происхождение. Поздние полиметаллические жилы развиты как в рудоносном интрузиве, так и в скарнах.

Месторождение Лахоца HS типа, представленное субпластовыми, трубообразными и штокверковыми стратоидными залежами пирит-энаргит-люцонитовых руд с высокими содержаниями Au и Ag, а также Au-Ag-полиметаллическими жилами, локализовано на фланге КМП РМС в аргиллизированных андезитах надынтрузивной зоны в удалении до 1,0-1,5 км от центральной, стержневой части системы. Собственно, меднопорфировый штокверк Речк был обнаружен в ходе поискового глубокого бурения на флангах золото-медного месторожения Лахоца. В Корякской и Северо-Камчатской частях неогенового Корякско-Центрально-Камчатского андезитоидного ВПП меднопорфировые проявления известны в пределах крупных вулканоплутонических структур (Малетойваямской, Сеэрваямской, Ваняваямской, Тыкляваямской, Шаманкинской, Тымлатской), в которых они нередко сопряжены с проявлениями эпитермальных золотоносных медно-сульфосолевых, сурьмяно-ртутных руд, а также самородной серы.

Малетойваямская КМП РМС (рудный узел) выделена в контуре вулканоплутонической постройки (типа «интрузив под вулканом), сформировавшейся на локальном выступе фундамента названного пояса. Структура сложена породами рудоносной миоценовой андезит-диоритовой ВПА раннего этапа формирования ВПП. На ее северо-восточном фланге выявлено проявление меднопорфировых (борнит-халькопирит-пиритовых) руд участка Октябрьский, сопряженное с небольшим телом диоритовых порфиритов, которое является, по-видимому, апофизой крупного гранитоидного массива, прогнозируемого на глубине по данным гравиразведки. Во внутренней части системы, вмещающей чрезвычайно пестрые по составу аргиллизиты и вторичные кварциты с самородной серой (здесь в начале 70-х годов разведано крупнейшее в стране Малетойваямское серное месторождение), обнаружена прожилково-вкрапленная медно-мышьяковая (энаргит-люцонитовая) Аu-Ag-содержащая минерализация (участок Юбилейный), относящаяся к HS типу. (Более полное описание объекта см. в разделе 5.5.2). Вероятно, к этому же типу может быть отнесено и эпитермальное золото-теллуровое *месторождение Озерновское*, содержащее сульфосольную фаматинит-энаргит-люцонитовую и серную минерализацию в алунитовых кварцитах.

В КМП РМС в качестве сопряженных с меднопорфировыми могут находиться также *золотопорфировые* объекты, представленные штокверковым рудами в эндо- и экзоконтактовых зонах порфировых интрузивов рудоносной ВПА.

В Томинско-Березняковской КМП РМС андезитоидного Увельско-Еленовского ВПП (Ю.Урал), содержащего в основании (фундаменте) продукты базальтоидного магматизма, раннекаменноугольная рудоносная андезит-диоритовая ВПА сопровождается меднопорфировыми (Томинское, Калиновское, Биргильдинское) и золотопорфировым (Березняковское) месторождениями. Основной объект – Томинское (Au-Mo)-Cu-порфировое месторождение локализовано в эндо-экзоконтактовой зоне массива диоритов-кварцевых диоритов. На Березняковском золотопорфировом месторождении рудоносным является экструзивно-субвулканический массив порфировых диоритов-андезитов. Золото-сульфидный штокверк, прослеженный до глубины более 450 м, локализован в порфировидных кварцевых диоритах, превращенных в рудной зоне в кварцсерицитовые метасоматиты и кварциты. На расположенном в том же районе Николае-Святительском месторождении промышленное золотопорфировое оруденение на глубоких горизонтах сменяется минерализацией меднопорфирового типа.

Присутствие карбонатных пород в породах рамы рудоносных интрузивов обусловливает появление в КМП РМС андезитоидных ВПП скарновых месторождений, состав которых напрямую зависит от типа фундамента пояса. В ВПП с присутствием в фундаменте наряду с сиалическими фемических блоков – это золотоносные медные и медно-магнетитовые скарны, совозрастные (медные) или предшествующие (магнетитовые) меднопорфировым рудам (Майданпек, Великий Кривель, Сербия; Саяк и Каратас, Казахстан). Типичные для таких обстановок рудные узлы (Fe, Cu, Au) широко распространены на Урале, образуя группу КМП РМС «ауэрбаховского типа», связанную со становлением рудоносной известково-щелочной габбро-андезибазальт-андезит-диоритовой ВПА. В эту группу входят (с севера на юг): Янаслорский, Хараматолоуский, Новогодненский, Элькошорский, Масловский, Ауэрбаховский, Травянский, Тахталымский, Круглогорский, Тарутинский, Варваринский и Баталинский рудные узлы. В их пределах наблюдается пространственное совмещение нескольких типов оруденения из числа перечисленных: магнетитового (магматического, вулканогенно-осадочного, в том числе скарнированного, и скарнового); халькопирит-пиритового (меднопорфирового, скарнового, стратиформного вулканогенно-осадочного и вулканогенного); золоторудного (мезотермального золото-кварцевого жильного и штокверкового, вкрапленного золото-кварц-сульфидного, Au-Hg-As-ного стратоидного). Из редко встречающихся типов можно отметить боро-силикатное стратоидное и жильное оруденение в Ауэрбаховской КМП РМС и медно-титаномагнетитовое магматическое – в Круглогорской [Мигачев, Звездов, Минина, 2022].

Ярким примером разнообразия «совмещенного» оруденения служит *Ауэрбаховская КМП РМС* в раннедевонском Ауэрбаховско-Новогодненском андезитоидном ВПП, в субстрате которого присутствуют блоки фемического состава. Как было ранее показано О.В.Мининой [Минина, 1994], здесь сосредоточено несколько десятков месторождений магнетитовых, медных и золотых руд всех перечисленных выше типов (Рисунок 1.27).

Сопряженное скарново-меднопорфировое и золотое оруденение проявлено и в отдельных блоках Охотско-Чукотского андезитоидного ВПП. В *Медьгорской КМП РМС* на северо-восточном фланге Омолонского массива присутствуют скарново-золото-меднопорфировый (месторождения Медь-Гора и Кэн), жильный золото-кварцевый и золото-сульфидно-кварцевый, а также золото-серебряный, преимущественно золото-серебро-полисульфидный (проявление Извилистый и др.) типы руд. Все они сопряжены с раннемеловой рудоносной андезит-диоритовой ВПА. Характерно проявление латеральной рудно-формационной зональности с размещением скарновомеднопорфировых и мезотермальных золоторудных объектов в выступе фундамента, а золото-серебряных – в примыкающей к нему вулкано-тектонической депрессии [Звездов, Минина, 2010].

Вместе с тем, ряд андезитоидных ВПП сформирован на терригенно-карбонатных толщах чехлов платформенных окраин с характерными для них стратиформными свинцово-цинковыми



1 – серпентиниты, 2-3 – породы основания ВПП: 2 – базальты и андезибазальты, 3 – трахибазальты и трахиандезиты; 4-7 – рудоносная габбро-диорит-андезибазальт-андезитовая ВПА раннедевонского Ауэрбаховско-Новогодненского ВПП: 4 – андезибазальты и андезиты нижней толщи, 5 – известняки, 6 – плутониты габбро-диорит-гранодиоритовой формации, 7 – андезибазальты, андезиты, дациты верхней толщи (вулканокластиты, лавы, пирокласты, экструзивы), 8 – разломы; 9-15 – типы оруденения: 9-10 – магнетитовое: 9 – вулканогенное, скарновое и скарнированное (стратиформные, секущие и комбинированные рудные тела), 10 – вкрапленное гистеромагматическое и ксенолиты в андезибазальтовом экструзиве; 11 – сульфидное магнетитсодержащее (стратиформные и комбинированные залежи); 12 – медноскарновое (скарново-меднопорфировое) и меднопорфировое в диоритах; 13 – жильное золото-кварцевое; 14 – золото-реальгар-пиритовое (Au-As-Hg) стратоидное; 15 – золото-полисульфидное.

Местоположение месторождений: 1-6 – магнетитовые: 1 – Ново-Песчанское, 2 – Северо-Песчанское, 3 – Западно-Песчанское, 4 – Южно-Песчанское, 5 – Северо-Воронцовское, 6 – Ауэрбаховское; 7 – Воронцовское золото-реальгар-пиритовое, 8 – Вадимо-Александровское скарново-меднопорфировое, 9 – Башмаковское и Богословское сульфидные пирит-пирротин-халькопиритовые (в том числе магнетитсодержащие), 10 – Васильевское золото-полисульфидное

Рисунок 1.27 – Схема геологического строения Ауэрбаховского рудного района (Сев. Урал) [Минина, 1994]

месторождениями миссисипского типа, которые оказываются в сфере воздействия плутонитов рудоносных формаций. Подвергаясь скарнированию и частичной регенерации, эти залежи утрачивают признаки сингенетичности с образованием скарновых свинцово-цинковых рудных тел, а также полиметаллических жил. Таким образом, в структуре КМП РМС реализуется вариант совмещения разновозрастного и разнотипного оруденения – первичного стратиформного свинцовоцинкового (сингенетичного вмещающим породам), скарнированного и регенерированного в тепловом поле интрузивов, и генетически связанного с последними меднопорфирового. Так, в Карпато-Балканском регионе свинцово-цинковые с золотом и серебром проявления известны на флангах многих меднопорфировых месторождений – Златица-Плавица, Медет, Златно и других [Кривцов, 1999; Кривцов, Мигачев, Попов, 1986].

Наиболее масштабно этот тип Cu-Mo-порфировых КМП РМС представлен в горнорудном районе Бингхэм Каньон (штат Юта, США) эоценового андезитоидного Уосатчского ВПП, сформированного на мощном осадочном чехле окраины Вайоминского кратона. Стратоидные свинцово-цинковые залежи и жилы в известняках располагаются как в ореоле пиритизации, так и за его пределами, на удалении до 8 км от штока кварцевых монцонит-порфиров, с которым сопряжено гигантское Au-Mo-Cu-порфировое месторождение Бингхэм [Gruen, Heinrich, Schroeder, 2010]. (Детальнее этот объект описан в разделе 2.2.1). Это дает достаточные веские основания для отнесения стратоидных свинцово-цинковых залежей района Бингхэм к первично сингенетичным, частично метаморфизованным и регенерированным под воздействием продуктов многофазного монцонитового плутонизма, включая внедрение порфирового штока, с которым сопряжено названное месторождение.

Такую же природу имеют свинцово-цинковые залежи в рудных полях некоторых меднопорфировых месторождений Юго-Восточной Европы (Речк, Венгрия; Злата Баня, Словакия; Окно-де-Фьер, Румыния). Особенно наглядно процесс преобразования подобных залежей проявлен, как было отмечено выше, на месторождении Кургашинкан Алмалыкской КМП РМС (Узбекистан), где в фундаменте ВПП присутствуют и первичные свинцово-цинковые залежи, сохранившие все признаки сингенетичности (месторождение Кульчулак).

Имеется достаточно оснований для включения в КМП РМС *мезотермальных жильных полиметаллических руд*, являющихся продуктами поздних стадий развития меднопорфировых систем и тяготеющих к внутренним частям пропилитовых ореолов. В то же время, среди таких жил, как и среди находящихся на флангах и в верхних частях МПС, могут присутствовать полиметаллические жилы, являющиеся продуктами регенерации свинцово-цинковых залежей, сингенетичных вмещающим карбонатным породам рамы рудоносных интрузивов. Примером являются проявления полиметаллической минерализации (Накпай, Карахана, Кальтасай и др.) на периферии меднопорфировых штокверков месторождений Кальмакыр и Дальнее в Алмалыкской КМП РМС (Узбекистан). Отличительная особенность КМП РМС с Мо-Сu-порфировыми месторождениями заключается в возможности появления в их структуре рудных объектов, сформировавшихся на более поздних этапах развития андезитоидных ВПП. Они сопряжены со «своими» рудоносными ВПА и формациями, продуктивными на определенные типы руд (см. Рисунок 1.14 и Таблицу 1.11). Такие системы представляют собой рудные районы и узлы с комплексной металлогенией, возникшие в связи с телескопированием оруденения, принадлежащего нижним и средним, реже верхним этажам поясов, а также их фундаменту (Златно, Сербия; Коунрад, Акчатау, Карагайлы, Казахстан). Обычно они приурочены к плутогенным поднятиям, к участкам резкого нарушения линейной конфигурации ВПП и пересечения крупных региональных и глубинных разломов. Положение таких комплексных РМС контролируется длительно существовавшими областями интенсивного тепломассопереноса в структуре поясов.

Коунрадская (Коныратская) КМП РМС (Казахстан) приурочена к крупному выступу фундамента Прибалхашско-Илийского андезитоидного ВПП. Сопоставление палеотектонических схем позднего палеозоя [«Геологическое строение СССР..., 1989; Даукеев и др., 2002] позволило выделить в истории формировании пояса три этапа: С<sub>2-3</sub>, С<sub>3</sub>-Р<sub>2</sub> и Р<sub>2</sub>-Т<sub>1</sub>. В первый из них образуется андезит-риолит-гранодиоритовая ВПА, с плутонитами которой (балхашский и топарский комплексы) ассоциируют меднопорфировые (Коунрад, Актогай и др.), а также золоторудные мезотермальные (Слушокы, Музбель) месторождения, а с вулканитами – золото-серебряные месторождения и проявления (Таскора, Караоба, Аяк-Уайт, Бесшокы, Наурызбай и др.) [Кошкин, Сушков, 1995]. Ко второму этапу отнесена дацит-риолит-гранит-лейкогранитной ВПА, с которой связаны редкометальные (Мо, W, Sn-W, Hg) объекты. Со щелочными магматитами третьего этапа ассоциирует редкоземельное оруденение.

«Стержневым» элементом КМП РМС служит крупное Мо-Си-порфировое месторождение Коунрад (Конырат), размещающееся в выступе фундамента в пределах Токрауского плутона балхашского комплекса. Рудовмещающей является палеовулканическая постройка центрального типа, сложенная вулканитами рудоносной андезит-риолит-гранодиоритовой ВПА раннего этапа ВПП. Интрузив гранодиорит-порфиров третьей фазы балхашского комплекса и сопряженный с ним рудный штокверк сложной воронкообразной формы локализованы в жерловой зоне. Вулканиты в ней превращены во вторичные кварциты, сменяющиеся в направлении флангов кварцсерицитовыми метасоматитами, аргиллизитами и пропилитами. В рудоносных гранодиорит-порфирах до глубины 80-300 м в кварц-серицитовых метасоматитах были развиты (к настоящему времени полностью отработанные) богатые энаргит-халькозиновые руды зоны вторичного сульфидного обогащения, а ниже, до глубины 700 м и более – убогие гипогенные существенно халькопиритовые руды с содержанием Си 0,3 % [Даукеев и др., 2002; Хомичев, 2018 и др.].

С востока и северо-востока к вулканоструктуре, вмещающей месторождение Коунрад, примыкает Восточно-Коунрадский массив продуктивной на редкометальное оруденение гранодиорит-гранит-лейкогранитной формации (акчатауский комплекс) второго этапа становления ВПП. К его апикальной части приурочены жильно-штокверковые Мо-W-вые месторождения Восточный, Северный и Южный Коунрад и Вольфрамовые сопки. Крутопадающие кварцево-жильные рудные тела имеют кулисообразное строение по простиранию и падению и контролируются трещинными зонами протяженностью до нескольких км при мощности десятки-сотни метров. В.Ф. Чухровым [Чухров, 1960] установлено 3 типа жил: высокотемпературные кварцевые молибденовой и вольфрамовой формаций, разобщенные в пространстве, и среднетемпературные позднего полосчатого кварца. Крупное месторождение Восточный Коунрад представлено кварц-молибденитовыми жилами протяженностью до 8 км и двумя более поздними кварц-молибденитвольфрамитовыми жилами. Кроме жильного типа руд на объекте развиты околожильные слюдяно-кварцевые грейзены с высокими содержаниями молибдена. Среднее содержание молибдена по месторождению – 0,424 %, вольфрама – 0,013 %.

Совмещение рудных образований раннего и среднего этапов становления Прибалхашско-Илийского ВПП характерно и для *Акчатауской КМП РМС*, также приуроченной к выступу фундамента пояса. Оруденение раннего этапа развития пояса представлено меднопорфировым, золото-кварцевым и жильно-штокверковым свинцово-цинковым типами. С интрузивным массивом продуктивного топарского комплекса в названной системе связаны меднопорфировые проявления Алтуайт, Жакедуан и Косчеко-Восточный, а также жильное золото-кварцевое Аэродромное. К относительно опущенному тектоническому блоку, сложенному вулканитами дацит-риолитовой формации в объеме керегетасской свиты (С2-3), приурочено жильно-штокверковое свинцовоцинковое проявление Кузюкадыр. Рудные жилы, штокверки и минерализованные брекчии локализованы в туфах кислого состава, в экзоконтактовой зоне штока гранодиоритов рудоносного топарского комплекса. Главные рудные минералы – пирит, галенит, сфалерит, второстепенные – халькопирит и самородное серебро.

Со вторым этапом становления Прибалхашско-Илийского ВПП в Акчатауской КМП РМС связано крупное месторождение Акчатау и ряд проявлений (Акчатау-Западный, Аксай, Карашин) редкометальной кварцево-жильно-грейзеновой формации. Все они локализованы в апикальной части слабоэродированного массива лейкократовых гранитов продуктивного акчатауского комплекса гранит-лейкогранитной формации.

В Акчатау-Коунрадском рудном районе, включающем обе рассмотренные КМП РМС, в последние десятилетия выявлен ряд золото-серебряных объектов, сформированных, как и меднопорфировые объекты, на раннем этапе становления ВПП. Среди них – мелкое месторождение Наурызбай с запасами 478 кг Au при среднем содержании 17 г/т, а также несколько рудопроявлений золото-серебряного типа в вулканитах андезит-дацитовой формации [Сайдашева, 2000]. На месторождении Наурызбай рудная минерализация ассоциирует с линзовидным телом монокварцитов. В золото-серебряных рудах с отношением Au/Ag – 1:20 среди рудных минералов преобладают пирит (5-10%) и антимонит (до 5-40%), менее распространены колорадоит, высокопробное самородное золото и его теллуриды, а также пираргирит, реальгар, галенит, гидрослюдами и пирофиллитом.

Таким образом, Акчатау-Коунрадский рудный район, в пределах которого выделены Коунрадской и Акчатауской КМП РМС, характеризуется комплексной металлогенией, обусловленной телескопированием меднопорфирового, золото-кварцевого, золото-серебряного и жильно-штокверкового свинцово-цинкового оруденения, генетически связанного с андезит-риолит-гранодиоритовой ВПА раннего этапа становления Прибалхашско-Илийского ВПП, и более позднего редкометального (Mo W), ассоциирующего с гранит-лейкогранитной формацией второго этапа его развития.

В комплексах основания КМП РМС, принадлежащих андезитоидным ВПП, в отдельных случаях присутствуют медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические руды (Панагюрский рудный район в Болгарии, Кедабекский в Закавказье), за счет которых формируются комплексные рудные узлы с «унаследованной металлогенией» [Migachev, 1993]. Воздействие высокотемпературного поля, сопровождающего становление интрузивов МПС, приводит к перекристаллизации колчеданных руд и формированию новых минеральных ассоциаций в виде жил и прожилков (Карагайлы, Казахстан; Бор, Сербия). На месторождении Таш-Яр (Ю. Урал) на основе анализа изменений содержаний железа и элементов-примесей в рудных минералах различных генераций и восстановления температурных режимов образования и преобразования колчеданных руд установлено, что последние в течение длительного времени (около 1 млн. лет) находились в высокотемпературном и высокоградиентном поле более позднего гранитоидного интрузива [Сначев, Романовская, 1989]. Результатом стало возникновение метаморфической зональности, почти полная перекристаллизация колчеданных руд и формирование новых высокотемпературных минеральных парагенезисов, экстракция и рассеяние рудного вещества с образованием новых рудных тел – жильных и прожилковых в крутопадающих зонах (Рисунок 1.28).

Следует отметить, что для базальтоидных ВПП присутствие подобных колчеданных залежей в основании золото-меднопорфировых КМП РМС не характерно, что обусловлено автономностью зон развития колчеданоносных вулканогенных формаций и следующих за ними ВПА, продуктивных на меднопорфировые и сопряженные руды. Это обстоятельство, а также относительно простое строение базальтоидных поясов, состоящих из единственной рудоносной ВПА, ограничивает возможности формирования в них КМП РМС с «совмещенным» оруденением. Совместное нахождение в единых РМС месторождений, принадлежащих базальтоидным ВПП, и более древних рудных объектов СВК их фундамента, может наблюдаться только в шовных зонах интенсивных тектонических процессов (надвигов). Примером может служить рассмотренная выше Воскресенская КМП РМС, содержащая в блоках базит-гипербазитового субстрата ВПП проявления хромитовых руд.



1 – гнейсы, 2 – порфировые базальты, 3 – риолитовый порфир, 4 – гранитоиды, 5 – первичные колчеданные руды и их контур, 6 – жильно-прожилковые рудные тела, 7 – метасоматиты, 8 – изограды

Рисунок 1.28 – Строение месторождения Таш-Яр, Ю.Урал. По [Сначев, Романовская, 1989], с упрощением

Таким образом, КМП РМС базальтоидных и андезитоидных ВПП, вмещающие соответственно Au-Cu-порфировые и Mo-Cu- и Cu-Mo-порфировые месторождения, отличаются сочетаниями развитых в их объеме рудно-формационных типов оруденения – «сопряженного» и «совмещенного». В системах базальтоидных поясов обычно присутствуют рудные объекты лишь первого типа, в РМС второго – месторождения обоих выделенных типов оруденения (Таблица 1.12).

Приведенные в разделе материалы свидетельствуют о существенных различиях в составе руд меднопорфировых месторождений базальтоидных и андезитоидных ВПП, а также о разной рудно-формационной зональности комлексных рудно-магматических систем, во внутренних (стержневых) частях которых эти месторождения находятся. Эти различия обусловлены строением ВПП – сравнительно простым в первом случае и более сложным во втором, а также геохимическим профилем магматических формаций, слагающих эти пояса.

В базальтоидных поясах, сформировавшихся на океанической коре и характеризующихся простым строением, выделены «диоритовые» РМС с Au-Cu- и Cu-порфировыми месторождениями, сопровождающиеся в некоторых из таких систем эпитермальными Cu-Au- и Au-Ag-ми стратоидными, жильными и жильно-прожилковыми месторождениями HS и IS типов, реже скарнового и вулканогенного медного (типа манто) и медно-магнетитового типов.

# Таблица 1.12 – Комплексные меднопорфировые рудно-магматические системы (КМП РМС) базальтоидных и андезитоидных ВПП (составлена с использованием данных [Кривцов и др., 2001; Мигачев, Звездов, Минина, 2022])

Характеристики	Золото-меднопорфировые диорито- вые КМП РМС	Молибден-меднопорфировые гранодиорит-монцонитовые КМП РМС
1	2	3
Геотектоническая позиция	Базальтоидные ВПП – барьерные	Андезитоидные ВПП: окраинно- (периокеанические) и
	зоны островодужных структур, рифты	внутриконтинентальные
Состав фундамента поясов	Фемический	Сиало-фемический, фемически-сиалический
Рудоносные интрузивные формации	Габбро-диорит-кварцеводиоритовая	Габбро-диорит-гранодиоритовая, калиево-натриевая
	(плагиогранитная), натриевая	Диорит-гранодиорит-монцонитовая, натриево-калиевая
Отношение К <sub>2</sub> О/Na <sub>2</sub> О	0,1-0,4	0,7 – 1,1
Рудоносные порфировые фазы	Диоритовые, кварцевые диоритовые порфириты, плагиогранит-порфиры	Гранодиорит-порфиры, кварцевые монцонит-порфиры
Значение индекса S/I = Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : (Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O + CaO). По Дж.Гриффитсу и К.Гудвину	0,6-0,9	0,5-1,2
Значение индекса S/I = Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / (Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O + CaO). По Дж.Гриффитсу и К.Гудвину, 1982 г.	0,6-0,9	0,7-1,1
Геохимические характеристики по С.Титли и Р.Бину Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	0,705	0,703-0,710
Рудно-формационные типы меднопорфирового се-	Аи-Си-меднопорфировый	Аи-Мо-Си-порфировый
мейства	Си-порфировый	Си-Мо-порфировый
Основные и (второстепенные) типичные рудообразующие минералы	Пирит, халькопирит, магнетит, гема- тит, борнит (пирротин)	Пирит, халькопирит, молибденит, борнит (магнетит, гале- нит, сфалерит)
Геохимические особенности руд: Отношение Си/Мо в первичных рудах Отношение Си/Аи Содержание Re в молибдените	250:1 и более 9000:1-75000:1 600-1500 (до 1800)	15-30:1 15000:1-200000:1 50-1000 (до 1600)
Состав метасоматических изменений и их зональ- ность (от центра к периферии): К – калишпатизация, Б – биотитизация, Ф – филлизитизация, А – аргиллизация, П - пропилитизация	С-Б-П, Ф-А-П, Б-П	К-Б (+Б)-Ф-А-П, Б-Ф-А-П, Ф-А-П

### Продолжение таблицы 1.12

1	2	3	4
Месторождения, сопряжен- ные с меднопорфировыми в объеме единых КМП РМС, сформировавшисся на раз- ных этапах становления ВПП	Поздний этап	Отсутствуют	Жильные и штокверковые редких металлов и земель, сере- бра, флюорита, сурьмы и ртути
	Средний этап	Отсутствуют	Редкометальные (Mo,W, Sn, W) кварцево-жильно-грейзе- новые, скарновые и скарново-грейзеновые
	Ранний этап	Эпитермальные Cu-Au- и Au-Ag-ные стратоидные, жильные и жильно-про- жилковые HS и IS типов; Au-Cu- и Cu- скарновые; редко: вулканогенные медные (типа манто) и жильные поли- металлические	Эпитермальные Cu-Au-ные HS типа и реже Au-Ag-ные IS типа – стратоидные, жильные и жильно-прожилковые; са- мородной серы; Au-порфировые, мезотермальные жиль- ные и штокверковые Au-кварцевые, Au-сульфидно- кварцевые, Au- и Au-Ag-полисульфидные; проксимальные Au-Cu- и дистальные Au-Pb-Zn-вые скарновые; редко: бо- росиликатные стратоидные
Месторождения фундамента андезитоидных ВПП, совмещенные с меднопорфировыми в объеме единых КМП РМС		Отсутствуют	Полиметаллические стратиформные; железорудные (маг- нетит-гематитовые, магнетитовые, медно-титано-магнети- товые) магматические и скарновые; редко: медноколче- данные и колчеданно-полиметаллические; Au-Cu-Fe- оксидные
Примеры КМП РМС		Воскресенская, Верхнеуральская, Ключевская, Круглогорская, Кияк- тинская, Кедабекская (Россия); Эртсберг, Бату Хайджау, Тум- пангпиту, Иланг, Хуу (Индонезия); Баджио, Манкайян, Тампакан (Фи- липпины); Фрида-Ривер-Нена, Уафи- Голпу (Папуа – Новая Гвинея); Сепон (Лаос)	Екдэкгычская, Чаплинская, Левинсон-Лессинга, Цен- трально-Камчатская, Малетойваямская, Сеэрваямская. Медьгорская, Томинско-Березняковская, Янаслорская, Но- вогодненская, Элькошорская, Ауэрбаховская, Круглогор- ская, Тарутинская, Кедабекская (Россия); Алмалыкская (Уз- бекистан); Коунрадская, Акчатаусская, Карагайлы (Казах- стан); Речк-Лахоца (Венгрия); Бор, Златно (Сербия); Злата Баня, Словакия; Окно-де-Фьер, Румыния; Панагюрская (Болгария); Андакколо (Чили); Бингхэм Каньон, Супериор, Минерал Парк; Коппер Каньон (США)

В андезитоидных ВПП с континентальным (сиалическим) либо «переходным» (сиало-фемическим, фемически-сиалическим) типом фундамента (субстрата), в строении которых присутствуют структурно-вещественные комплексы (СВК) нескольких (до трех) этапов развития, распространены Мо-Си- и Си-Мо-порфировые месторождения. На флангах «гранодиорит-монцонитовых» КМП РМС, во внутренних зонах которых они локализованы, отмечаются золотопорфировые, мезотермальные жильные золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые, Au- и Au-Agполисульфидные, а также (при наличии среди вмещающих пород карбонатных отложений) проксимальные Au-Cu- и дистальные Au-Pb-Zn-вые скарновые, а также Au-полисульфидные метасоматические залежи. В верхах таких систем (с Au-Mo-Cu-порфировые объектами) присутствуют эпитермальные проявления Cu-Au руд HS типа, реже Au-Ag руд IS типа. В некоторых из таких систем отмечается пространственное совмещение меднопорфировых месторождений, возникпиих на раннем этапе развития ВПП с объектами других рудно-формационных типов, генетически связанных с магматическими формациями среднего и позднего этапов, а также структурновещественными комплексами фундамента поясов.

В целом, комплексные РМС представляют собой закономерные сообщества магматических и рудных формаций, возникающих в ходе эволюции очагов и образующих вертикальнолатеральные ряды. Проявления эпитермальной золотой, золото-серебряной, медно-сульфосолевой, серной минерализации, широко распространенные в вулканических областях, могут рассматриваться как «крайние» члены таких рядов, доступные для наблюдений на дневной поверхности, а некоторые из них как поисковые признаки находящихся на глубине (во внутренних частях систем) меднопорфировых объектов.

По представленным в разделе материалам сформулировано <u>первое защищаемое положе-</u> ние. В семействе меднопорфировых месторождений выделены две формационные группы, свойственные базальтоидным и андезитоидным вулканоплутоническим поясам (ВПП). Различия в строении и составе субстрата этих поясов отражаются не только в петрологии рудоносных плутоногенных формаций, рудно-метасоматической зональности месторождений, запасах и содержаниях Си, Мо, Аи и Ag в рудах, но в вертикально-латеральной рудноформационной зональности рудно-магматических систем (РМС), во внутренних (стержневых) частях которых эти месторождения локализованы. Комплексная металлогения, т.е. сочетание месторождений разных типов в объеме таких систем, предопределяется составом и степенью дифференциации магматических очагов.

Для РМС андезитоидных ВПП характерно пространственное совмещение рудных объектов, сформированных на разных этапах развития поясов, и месторождений их фундамента.

## 2. ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ И СВЕРХКРУПНЫХ МЕДНОПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (МПМ), КРИТЕРИИ ИХ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ

Месторождения меднопорфирового семейства являются ведущими в мире по запасам и добыче Си и Мо, а также сопутствующих Au, Ag, Re. Среди них наибольшее количество гигантских (>10 млн. т Cu) и супергигантских (>25 млн. т Cu) объектов, в т.ч. самые крупные из известных - чилийские месторождения Чукикамата и Эль Теньенте с запасами Си более 100 млн. т. Промышленное освоение месторождений данного типа требует значительных инвестиций из-за больших запасов руды (сотни млн. – млрд. т) при сравнительно невысоких содержаниях металлов. Поэтому поискам крупных объектов, отработка которых была бы экономически целесообразна, всегда уделялось особое внимание. В России за постсоветский период разведаны и поставлены на госбаланс шесть меднопорфировых месторождений, из которых Ак-Сугское, Малмыжское и Песчанка – крупные, причем последнее при доразведке имеет перспективы отнесения к гигантским. Тем не менее, проблема актуальна и в настоящее время, поскольку основными перспективами для обнаружения новых объектов обладают недостаточно экономически развитые регионы Дальневосточного ФО. Одним из направлений ее решения является совершенствование геолого-генетических основ прогнозирования, с учетом которых построены прогнозно-поисковые модели рудных районов и полей, с целью модернизации методов и технологий прогноза, поисков и оценки месторождений и, прежде всего, скрытых, т.е. не выходящих на дневную поверхность.

Разработки в этом направлении проводились, как в СССР и России, так и за рубежом. Проблеме посвящены монографии и статьи в отечественных [Кривцов и др., 2001; Звездов, 2005, 2019; «Крупные и сверхкрупные...», 2006 и др.] и зарубежных [Laznicka, 1983, 1999; Singer, Berger, Moring, 2002, 2008; Clark, 1993; Cook, Hollings, Walshe, 2005; Gow, Walshe, 2005; Sillitoe, 2010; Lang et al., 2013; Steinberger et al., 2013; Baker et al., 2020; Cooke et al., 2020; Eppinger et al., 2020; Wilkinson et al., 2020 и др.] изданиях, в том числе в специализированных выпусках журнала «Economic Geology» 2005, 2010, 2013, 2020 гг. В них рассмотрены геодинамические обстановки формирования меднопорфировых месторождений, включая крупные и сверхкрупные, частота встречаемости разноранговых (по запасам и содержаниям) объектов в мире, по отдельным металлогеническим провинциям и эпохам, пространственные и генетические связи с месторождениями других формационных типов, рудно-метасоматическая зональность и вещественный состав руд, термодинамические и физико-химические условия рудообразования, возможные источники гидротермальных растворов и металлов и др. вопросы, связанные с происхождением этих объектов и принципами их прогноза, поисков и оценки.

Мировая практика геологоразведочных работ последних десятилетий в странах Ю.Америки (Чили, Перу, Аргентина, Боливия), Европы (Венгрия, Сербия, Болгария), Азии (Узбекистан, Турция, КНР), ЮВ Азии (Филиппины, Папуа – Новая Гвинея, Индонезия) свидетельствует о генетической связи меднопорфировых месторождений с эпитермальными золоторудными и золото-серебряными. В вулканоплутонических поясах эти объекты нередко сопряжены в РМС с комплексной металлогенией, часто называемых «порфировыми» или «порфирово-эпитермальными». Рудно-формационная зональность таких систем описана в обобщенной модели Р.Силлитоу (см. Рисунок 1.13 в разделе 1). Меднопорфировые месторождения локализованы во внутренних частях РМС - в эндо-экзоконтактовых зонах гипабиссальных и субвулканических порфировых интрузивов (штоков, даек) или брекчиевых трубках завершающих фаз продуктивных плутоногенных формаций, которые являются апофизами находящихся на глубине крупных массивов. В верхних частях таких систем, обычно в аргиллизированных комагматичных вулканитах, при малом или умеренном уровнях эрозии нередко отмечаются эпитермальные золоторудные (с медью) жильные и стратоидные месторождения HS типа и золотосеребряные, преимущественно жильные, месторождения IS типа. Во фланговых зонах, в фанеритовых интрузивах основных фаз рудоносных формаций либо вулканитах, присутствуют мезотермальные золото-полисульфидные жильные месторождения, а при наличии карбонатных толщ – проксимальные Au-Cu- и реже дистальные (Au)-Pb-Zn-скарновые, (Au/Cu)-Ag-Pb-Zn метасоматические и (Sb)-(Hg)-Au-As рассеянно-вкрапленные [Sillitoe, 2010].

Эпитермальные месторождения и проявления золота и серебра, таким образом, являются ведущими поисковыми признаками меднопорфировых объектов на глубине. По мнению Д.Кука, П.Холлингса, Г.Корбе, Т.Лича, Р.Силлитоу, Дж. Уолша, Дж. Хеденквиста, М.Эйнауди и ряда других исследователей источником рудного вещества для тех и других служат единые магматические очаги, продуцирующие рудоносные интрузивные и вулканогенные формации, а отмеченная рудно-формационная зональность порфировых РМС обусловлена, прежде всего, термодинамическими и физико-химическими условиями газоотделения в «материнских» плутонах (промежуточных магматических очагах) и их апофизах (порфировых штоках), а также составом вмещающих пород.

Однако, как было отмечено в предшествующем разделе, примеров рудообразующих систем, вмещающих меднопорфировые и сопряженные золотые и золото-серебряные руды, зональность которых полностью соответствовала бы модели «телескопированной» РМС Р.Силлитоу в природе практически нет, а включенные в нее «метасоматические» залежи полиметаллических руд в некоторых случаях могут представлять собой частично регенерированные стратиформные месторождения в карбонатных толщах.

Для Cu-Mo-порфировых месторождений андезитоидных ВПП Тихоокеанского кольца,

наиболее крупными из которых являются Чукикамата, Эль Теньенте, Рио Бланко–Лос Бронсес, Сьерро Колорадо, Розарио и Юджина (рудного района Коллахаузи), Лос Пеламбрес, Манза Мина в Чили; Ла Гранья, Куахоне, Торо Мочо, Сьерро Верде, Токепала в Перу, Багдад, Континентэл-Бьютт, Рэй, Тайрон, Супериор, Резолюшион в США; Ла Каридад в Мексике, золото в рудах не имеет промышленного значения из-за низких содержаний, что объясняется геохимическим профилем материнских магматических очагов. Соответственно, в верхних частях РМС с такими объектами золоторудные проявления отсутствуют.

Описания Au-Mo-Cu- и Au-Cu-порфировых месторождений и сопряженных с ними эпитермальных месторождений золота и серебра в островодужных базальтоидных и части периокеанических андезитоидных ВПП свидетельствуют о том, что благороднометальная минерализация, как правило, локализована в верхних периферийных, а не в осевых (т.е. над порфировыми штоками) частях РМС. Примерами таких систем являются Алмалыкская (Узбекистан), Лепанто (Филиппины), Андаколло, Рефуждио (Чили), Янакоча (Перу), Речк (Венгрия) и др. Для большинства изученных порфировых РМС северо-восточных ВПП России (Бургачанской, Кавральянской, Танюрер-Канчалинской в Охотско-Чукотском поясе, Центрально-Камчатской, Малетойваямской в Корякско-Центрально-Камчатском, Покровской в Умлекано-Огоджинском, Многовершинной, Уктурской в Восточно-Сихотэ-Алинском и др.) также установлена латеральная рудно-формационная зональность [Звездов, Минина, 2010]. Более того, практически все гигантские и супергигантские Au-Cu-порфировые месторождения Новогвинейского ВПП -Грасберг, в Индонезии, Фрида Ривер и Ок Теди в Папуа – Новая Гвинея и др.) обладают безрудными аргиллизитовыми «шляпами» при повышенных содержаниях золота в собственно порфировых рудах; Au-(Cu) и Au-Ag месторождений в верхних частях РМС (непосредственно над сверхкрупными МПМ) нет. Исключением является открытое около 20 лет назад крупное Аи-Си-порфировое месторождение Голпу на востоке о. Новая Гвинея, на верхние горизонты которого (в объеме единой РМС) наложена золоторудная минерализация HS и IS типов месторождения Уафи, однако временной интервал между порфировым и эпитермальным жильным оруденением, сопряженным, соответственно, с диорит-тоналитовым интрузивом и полифазной вулканической брекчиевой трубкой (диатремой), составляет по геохронологическим данным М.Ринее и др. [Rinne et al., 2018] от 120 тыс. до 220 тыс. лет.

Отмеченные особенности строения РМС, которые должны учитываться при построении прогнозно-поисковых моделей рудных районов и полей, обусловлены *геодинамическими обстановками возникновения магматических очагов («материнских» плутонов), а также структурно-петрофизическими и геохимическими условиями их разгрузки (рудоотложения).* 

#### 2.1 Геодинамические обстановки формирования меднопорфировых месторождений

Анализ отечественных и зарубежных разработок последних 20 лет показал, что главным условием формирования МПМ «мирового класса» (гигантских и супергигантских) является наличие мощных, флюидонасыщенных магматических очагов. Они возникали в верхней части земной коры (на глубинах до 15 км), в основном в магматических дугах, мигрировавших («накатывавшихся») в направлении ранее существовавших задуговых (тыловых) бассейнов структур растяжения и осадконакопления, и контролировались областями сопряжения парных систем глубинных «внутридуговых» («бывших» синседиментационных листрических) разломов, параллельных зонам субдукции, и крутопадающих поперечных трансформных разломов. Такие участки в период третичной коллизии магматических дуг Тихоокеанского кольца «фокусировали» тектонические напряжения с аномально высоким давлением. Разрядка этих напряжений с воздыманием участков ЗК, взбросо-сдвиговыми деформациями и эрозией приводила к возникновению глубинных магмо- и/или флюидовыводящих крутопадающих каналов («полостей» в местах пересечения разломов, перегибов, флексур), контролировавших размещение магматических очагов («материнских» плутонов), «питавших» гипабиссальные и субвулканические порфировые интрузивы (штоки, рои даек, брекчиевые трубки), с которыми ассоциируют МПМ [Cook, Hollings, Walshe, 2005, Sillitoe, 2010 и др.]. Именно в таких областях сосредоточено большинство из известных гигантских Си-Мо-, Аи-Мо-Си- и Аи-Си-порфировых месторождений мира (см. Рисунок 1.13 разделе 1).

Ярким примером упомянутых магматических дуг являются кордильерские и андийские андезитоидные ВПП, «омолаживающиеся» в направлении вглубь континента. Для них характерны многократные металлогенические циклы образования порфировых руд. В чилийских Андах, например, разными исследователями [Кривцов, Мигачев, ВПП, 1997; Sillitoe, 2010; Vry, Wilkinson, Millan, 2010 и др.] выделяются до шести «металлоносных» ВПП, где сосредоточены крупнейшие в мире Си-Мо-порфировые (Чукикамата, Эль Теньенте, Розарио и Юджина (района Коллахаузи), Ла Эскондида, Лос Пеламбрес, Портреллилос-Эль Пачон, Рио Бланко-Лос Бронсес) и Au-Cu-Mo-порфировые (Эль Абра, Эль Сальвадор) месторождения (Рисунок 2.1). Эти пояса позднемелового, палеоценового, позднезоцен-олигоценового, миоценового и среднемиоценраннеплиоценового возраста сформированы на субстрате раннетриасового-юрского тылового (задугового) бассейна глубоководного осадконакопления (структуры растяжения), фиксирующегося субмеридиональной полосой распространения морских отложений шириной до 120 км (Рисунок 2.2 А), а перечисленные месторождения приурочены преимущественно к местам пересечений внутридуговых разломов надвигового типа (изначально листрических) с крупными трансформными разломами, поперечными по отношению к зонам субдукции (Рисунок 2.2 Б). В этих областях при взбросо-сдвиговых деформациях возникали глубоко проникающие каналы, по



Рисунок 2.1 – Си-Мо- и Аи-Си-Мо-порфировые месторождения чилийского сегмента Андийских вулканоплутонических поясов. По [Vry, Wilkinson, Millan, 2010] с изменениями. Крупными значками показаны месторождения мирового класса (гигантские и супергигантские)

по которым магматические расплавы и флюиды поднимались в верхнюю часть земной коры. Причем мощные, не глубоко залегающие, флюидонасыщенные магматические очаги возникали лишь на отдельных участках кордильерских (Запад США) и андийских (Перу, Чили, Панама) поясов (Рисунок 2.3), где на начальных стадиях формирования господствовал режим коллизионного сжатия, с перерывом в вулканизме. Такой режим возникал в результате пологой субдукции океанических плит (Кокос, Наска) с асейсмичными океаническими хребтами (Кокос, Малпело, Карнеги, Наска, Хуан Фернандес) под Южноамериканскую континентальную плиту [Cook, Hollings, Walshe, 2005].



1 – задуговой (тыловой) бассейн глубоководного осадконакопления; 2 – линеаменты, отражающие трансформные разломы; 3 – внутридуговые разломы; 4 – меднопорфировые месторождения: гигантские (а), крупные и рядовые (б)

Рисунок 2.2 – Геотектоническая позиция крупных и сверхкрупных меднопорфировых месторождений Республики Чили.

А – положение раннетриасового – юрского тылового (задугового) бассейна глубоководного осадконакопления (структуры растяжения), на месте которого в эоцен-олигоценовое и миоцен-плиоценовое время сформировались ВПП с крупнейшими в мире месторождениями меднопорфирового типа [Gow, Walshe, 2005]; Б – приуроченность гигантских месторождений к местам пересечений внутридуговых разломов надвигового типа (изначально листрических) с крупными трансформными разломами, поперечными по отношению к зонам субдукции, в северо-чилийском сегменте Центрально-Андийского ВПП среднезоценового – раннеолигоценового возраста [Sillitoe, 2010].



1 – континентальная окраина; 2 – асейсмичные океанические хребты Наска (Nazca), Хуан-Фернандес (Juan Fernandes Ridge), хребет Кокос (Cocos Ridge) и др. и плато Инков (Inca), субдуцирующие под континентальную плиту; 3 – зоны субдукции (океанические желоба); 4 – проекция поверхности зоны Беньоффа до глубины 150 км; 5 – глубинные разломы; 6 – направления дрейфа литосферных плит; 7 – активные вулканы; 8-11 – крупные и сверхкрупные месторождения: 8 – Си-Мо-порфировые, 9 – Аи-Мо-Си-порфировые, 10 – Аи-(Си)- и Аи-Аg-рудные НS и IS типов. Названия месторождений (в скобках их возраст в млн. лет): Ла Гранья (La Granja), Минас Конга (Minas Conga), Янакоча (Yanacocha), Пьерина (Pierina), Сьерро Касале (Cerro Casale), Баджо де ла Алумбрера (Bajo de la Alumbrera), Паскуа-Лама (Pascua-Lama), Эль Индио (El Indio), Лос Пеламбрес (Los Pelambres), Рио Бланко (Rio Blanco), Сьерро Колорадо (Cerro Colorado), Чауча (Chaucha)

Рисунок 2.3 – Сегменты андийских андезитоидных ВПП, сформировавшиеся при пологой субдукции океанических хребтов и плато под континентальную окраину. Основные тектонические элементы строения западной окраины южноамериканского континента и Центральной Америки и положение молодых (< 20 млн. лет) Си-Мо-, Аи-Мо-Си-порфировых и золоторудных месторождений HS типа на территории Чили и Перу (А), Панамы, Колумбии и Эквадора (Б). По [Cook, Hollings, Walshe, 2005] с изменениями

Действительно, практически все Cu-Mo- и Au-Cu-Mo-порфировые месторождения андийских ВПП, включая вышеназванные крупные и сверхкрупные, сосредоточены исключительно в северном и центральном сегментах Андийской складчатой системы, в так называемом «Flat-Slab» тектоническом блоке, для которого установлены пологие углы (до 30°) субдукции океанической плиты Наска под Южноамериканскую континентальную при общей мощности земной коры 55-65 км, из-за чего вулканизм в кайонозое был «подавлен» и проявлен слабо.

Южный сегмент – «Южная вулканическая зона» – характеризуется более крутым погружением океанической плиты под континентальную, меньшей мощностью земной коры (35-40 км) и, соответственно, активным вулканизмом вплоть до сегодняшнего дня [Cahill and Isaaks, 1992]. В этой зоне меднопорфировых месторождений нет.

Подобная геодинамическая ситуация отмечается и для Новогвинейского, индонезийских и филлипинских базальтоидных ВПП (Рисунок 2.4), сформировавшихся на океанических островодужных и сиалических (окраины Австралийской платформы) блоках фундамента. Режим интенсивного сжатия с подавлением вулканизма здесь возникал на участках пологой субдукции Каролинской океанической плиты с подводным поднятием (плато) Еурипик под Австралийской с континентальную, Индиано-Австралийской с поднятием Ру под Евразийскую, Евразийской с хребтом Скарборо под Филлипинскую. Именно в этих сегментах поясов сосредоточены крупнейшие Au-Cu-порфировые месторождения Грасберг, Фрида Ривер, Ок Теди и Уафи-Голпу, а также рядовые по запасам объекты того же типа Бату Хайджау и Фар Саузист.

Аналогичные режимы формирования МПМ установлены также для Тетиса, Монголо-Охотского и др. поясов, о чем свидетельствует проведенный Д.Куком, П.Холлингсом, Дж.Уолше [Cook, Hollings, Walshe, 2005] анализ геотектонической позиции 42 крупнейших Си-Мо-, Аи-Мо-Си- и Аи-Си-порфировых месторождений мира, который показал, что не менее половины из них сформировались именно в такой специфической геотектонической обстановке, способствовавшей утолщению земной коры, выплавлению известково-щелочных магм при взаимодействии с астеносферой, насыщению их летучими веществами за счет субдуцирующих океанических плит, мантийного клина (слэба) и дегидратации металлоносных осадков, что, в итоге, приводило к появлению окисленных расплавов, способных к переносу Cu, Au, Ag, SO<sub>2</sub> [Kay, Mpodozis, Coira, 1999; Richards, 2003]. Коллизионное сжатие препятствовало подъему магмы в верхние части земной коры, т.е. «подавляло» вулканизм, приводя к возникновению крупных магматических камер (промежуточных очагов) на глубинах от 5 – 15 км, в которых скапливались большие объемы отделявшихся от кристаллизующихся расплавов металлоносных флюидов. Кроме того, сжатие ограничивало количество апофиз в кровле магматической колонны, обеспечивая сосредоточение флюидов в апикальной зоне единого крупного плутона, а не в нескольких мелких.

Состояние «неустойчивого равновесия» подобных систем с небольшим, варьирующим по интенсивности, флюидным потоком, отражающим кинетически медленные процессы газоотделения и дренирования всё более глубинных частей остывающих и кристаллизующихся «материнских» гранитоидных батолитов, могло продолжаться до нескольких миллионов лет. В ядерной части плутонов по мере становления и дегазации фанеритовых фаз скапливался остаточный расплав, обогащенный летучими и металлами. На дневной поверхности магматические



1 – зоны глубинных разломов сдвигового типа; 2-3 – крупные и сверхкрупные месторождения: 2 – Аu-Сu-порфировые, 3 – Au-Ag-рудные LS типа. Остальные обозначения см. на Рисунке 2.3

Показано положение субдуцирующих океанических плато Ру (Roo), Еурипик (Euripik), Снеллиус (Snellius) и хребта Скарборо (Scarborough).

Названия месторождений (в скобках их возраст в млн. лет): Тампакан (Tampakan), Бату Хайджау (Batu Hijau), Грасберг (Grasber), Ок Теди (Ok Tedi), Фрида Ривер (Frieda River), Голпу (Golpu), Уафи (Wafi), Понгера (Pongera), Лихир (Lihir), Пангуна (Panguna), Лепанто-Фар Саузист (Lepanto-Far Southeast), район Баджио (Baguio district)

Рисунок 2.4 – Сегменты ВПП юго-восточной Азии, сформировавшиеся при пологой субдукции океанических хребтов и плато под островные дуги и окраину Австралийской платформы. Основные тектонические элементы строения литосферных плит Индонезии и южных Филиппин (А), Филиппин (Б), Папуа – Новой Гвинеи, Ириан Ява и Соломоновых островов (В). По [Cook, Hollings, Walshe, 2005] с изменениями

очаги проявлялись слабой вулканической и фумарольной активностью.

Возможными тригтерами, вызывавшими «вскрытие» магматических камер при орогенезе с катастрофичными по масштабам декомпрессией и выбросом флюидной фазы, могли быть надвиговые (взбросо-сдвиговые) деформации с разрядкой тектонических напряжений, сопровождаемые сильными землетрясениями, обрушение вулканических сооружений, а также эрозия земной коры, приводившая к превышению гидростатического давления над литостатическим [Richards, 2019].

Эти процессы приводили как к масштабным эксплозивным вулканическим извержениям с «распылением» рудного вещества в случае взламывания вскрыши, так и к появлению рудогенерирующих меднопорфировых систем (МПС), если имелись препятствия к достижению флюидным потоком дневной поверхности Во втором случае, при «прорыве» металлоносного оста-

точного расплава, «инкапсулированного» в период охлаждения и кристаллизации фанеритовых фаз в ядерной части «материнского» плутона, в верхние части ЗК возникали порфировые интрузивы, часто трубки эксплозивных брекчий, а также каркасы мелких «взрывных» и контракционных трещин, по которым флюиды поднимались от источника – промежуточного магматического очага к областям разгрузки (рудоотложения).

Меднопорфировые месторождения формировались сравнительно быстро, по разным оценкам от ≤100 тыс. лет до сотен тыс. лет [Кривцов и др., 2001; Henley, McNabb, 1978; Sillitoe, 2010; Steinberger et al., 2013 и др.] на небольших глубинах (до 3 км). Значительные по запасам месторождения сопряжены с многофазными интрузивами, строение которых отражает дискретное поступление расплава из длительно функционировавших магматических очагов. Для таких объектов характерны несколько порфировых фаз (штоков, даек, брекчиевых трубок), каждая из которых сопровождается «своей» минерализацией, хотя, отложение основной массы руд обычно связано со становлением интрузивов одной, реже двух из них. Их морфология в основном и определяет форму рудных тел. Многостадийность рудоотложения выражается в многочисленных рудообразующих минеральных ассоциациях, что нетипично для рядовых МПМ.

Спецификой РМС, вмещающих меднопорфировые месторождения-гиганты, является то обстоятельство, что на раннем этапе их развития режим интенсивного регионального сжатия наряду с «экранирующими» перекрывающими толщами (их влияние будет описано ниже) препятствовал проникновению золотоносных флюидов, отделявшихся от магматических очагов, в верхние зоны систем. Для сформировавшихся в таких условиях гигантских и супергигантских Au-Mo-Cu- и Au-Cu-порфировых месторождений базальтоидных и ряда андезитоидных ВПП Тихоокеанского кольца характерны мощные безрудные аргиллизитовые «шляпы» при повышенных содержаниях золота в собственно порфировых рудах в эндо-экзоконтактовых зонах рудоносных интрузивов.

Мелкие и средние по запасам Au-Mo-Cu- и Au-Cu-порфировые месторождения третичных магматических дуг (ВПП) Тихоокеанского кольца, Тетиса, Карпато-Балканской и др. минерагенических провинций сформировались в режиме слабого растяжения [Cook, Hollings, Walshe, 2005; Sillitoe, 2010] и приурочены ко внутренним частях порфировых РМС со сравнительно небольшими магматическими очагами. В верхних периферийных зонах таких систем, в близповерхностной зоне интенсивных аргиллизитовых изменений, нередко присутствуют Au-Cu- и Au-Ag месторождения HS и IS типов со стратоидными и жильными рудами. Последние являются продуктами разгрузки металлоносных флюидов, отделившихся от тех же магматических очагов, что и высококонцентрированные гидротермальные растворы (рассолы), участвовавшие в отложении меднопорфировых руд. Примеры подобных систем: Лепанто, Баджио (Филиппины), Андаколло, Рефуждио (Чили), Янакоча (Перу), Речк (Венгрия), Бор (Сербия), Кёплер (Турция), Озерновская, Авачинско-Китхойская, Малетойваямская (Россия).

Около- и задуговые обстановки с базальт-риолитовым вулканизмом и постколлизионные рифты с щелочным магматизмом с *режимами регионального растяжения* не благоприятны для возникновения меднопорфировых объектов [Sillitoe, 2010]. В верхних частях распространенных здесь РМС типа «интрузив под вулканом» локализованы эпитермальные, преимущественно жильные, Au-Ag месторождения LS типа (до 60 % мировых запасов Au) и Au-Te объекты. Примеры месторождений: Лихир, Ладолам, Поргера в Папуа – Новая Гвинея, Слиппер, Буллфрог, Крипл Крик, Раунд Моунтин в США, Балейское, Тасеевское, Многовершинное, Покровское, Желтулакское, Буриндинское, Прогнозное и др. в России. В глубинных частях отдельных РМС известны мелкие проявления Au-Cu- и Au-Mo-Cu-порфировых руд. На некоторых объектах (Многовершинное, Нявленга, Джульетта) ареалы развития золото-серебряных и Au-Mo-Cu-порфировых руд совмещены в пространстве [Звездов, Минина, 2010].

«Металлогенический» облик РМС, как было отмечено в предшествующем разделе работы, зависит, прежде всего, от геотектонической позиции (принадлежности базальтоидным либо андезитоидным ВПП), определявшей состав и геохимическую специализацию магматических очагов, а также от геодинамических режимов возникновения и разгрузки последних. В объеме РМС могут находиться как одно, так и несколько меднопорфировых месторождений, а кроме них, в периферийных частях систем – Au-Cu- и Au-Ag месторождения HS и IS типов, а на флангах – мезотермальные жильные Au-полисульфидные, а при наличии вмещающих карбонатных пород Au-Cu-скарновые, Pb-Zn-скарновые с Au, метасоматические полиметаллические с Au и Ag месторождения. Поперечные размеры таких систем, которые могут быть выделены как рудные районы, до 20-30 км и более.

Как отмечено Р.Силлитоу [Sillitoe, 2010], количество МПМ в системах зависит от размеров и условий становления промежуточных магматических очагов – материнских плутонов. Реальные их размеры, как правило, не известны. Эрозией обычно вскрыты лишь верхние их части «ранней консолидации», в то время как более глубокие, сложенные равномернозернистыми и слабо порфировидными гранодиоритами и/или монцонитами, из которых остаточный флюидонасыщенный расплав поднимался в верхние части ЗК (с возникновением порфировых интрузивов), доступны для изучения лишь в случае «вывода» на дневную поверхность в результате пострудного воздымания и глубокой эрозии, как в Йерингтонском районе в Неваде. Принципиальная модель становления «материнского» полифазного плутона для меднопорфировых систем, предложенная этим исследователем, включает (Рисунок 2.5): зоны последовательной кристаллизации магматического тела (фанеритовые фазы); «инкапсулированные» области остаточного расплава, «питавшие» раннюю, среднюю и позднюю рудоносные порфировые фазы,



1-3 – порфировые фазы: 1 – поздняя, 2 – средняя, 3 – ранняя; 4 – зоны становления (охлаждения, дегазации и кристаллизации) магматического тела; 5-7 – фанеритовые фазы: 5 – поздняя, 6 – средняя, 7 – ранняя; 8 – комагматичные вулканогенные породы; 9 – субвулканический субстрат; 10 – «аргиллизитовая шляпа»

Рисунок 2.5 – Принципиальная схема становления «материнского» полифазного плутона (промежуточного магматического очага) для меднопорфировых систем [Sillitoe, 2010].

которые представлены вертикально вытянутыми (>3 км) штоками-апофизами; «литоидную оболочку» (аргиллизитовую «шляпу») в ранее накопившихся комагматичных вулканитах. Из модели следует, что при наличии нескольких разобщенных порфировых штоков возможно образование группы рудообразующих систем со своей «собственной» зональностью вокруг отдельных магматических тел.

Прообразом данной модели, судя по форме гипотетического магматического очага, послужила РМС с супергигантским Au-Mo-Cu-порфировым месторождением Бингхэм (полное название – Бингхэм Каньон), которое эксплуатируется в штате Юта, США уже более 100 лет. Возможные объем и время кристаллизации «материнского» монцонитового батолита, кровля которого прогнозируется на глубине 2,0 – 3,5 км от нижних горизонтов карьера глубиной 1200 м, а подошва на 3000 м от уровня моря, оценены в работе И.Штейнберга с соавторами [Steinberger et al., 2013]. На основе объемного моделирования по данным магнитной съемки и разведочного бурения ими предполагается лакколитоподобная морфология плутона с несколькими волнообразными выступами-апофизами (порфировыми штоками), ориентированными в B-CB направлении. Не выходящий на дневную поверхность интрузив фиксируется обширной положительной аэромагнитной аномалией на фоне полей с пониженными и отрицательными значениями магнитной восприимчивости вмещающих осадочных пород, а находящееся на CB фланге системы месторождение, приуроченное к штоку кварцевых монцонит-порфиров, отрицательной аномалией за счет разложения акцессорного магнетита в результате околорудных гидротермально-метасоматических изменений (Рисунок 2.6).

В построенной (по профилям через 1 – 2 км) трехмерной модели морфологии плутона с дайкообразным «питающим» магматическим каналом и выступами-апофизами, с одним из которых сопряжено месторождение Бингхэм (Рисунок 2.7), средняя мощность интрузива оценивается от 2,0 до 3,5 км, а объем от 1400 до 3000 км<sup>3</sup>. При принятом среднем значении объема в 2000 км<sup>3</sup> расчетное время кристаллизации плутона около 230 000 лет. Сопоставление теплофизических расчетов с высокоточными геохронологическими и петрологическими данными свидетельствует о том, что около 1000 км<sup>3</sup> магмы было «инкапсулировано» в ходе кристаллизации интрузии при затвердевании дорудных фанеритовых фаз монцонитов. Этот «остаточный» объем водонасыщенного расплава содержал до 150 млрд. т магматической воды, что, по мнению авторов статьи, более чем достаточно для последующего фракционирования в замкнутой системе с отделением металлоносных флюидов и образования рудоносного кварцевого штокверка.



Рисунок 2.6 – Аэромагнитная аномалия, вызванная скрытым лаколлитоподобным плутоном, к одному из выступов-апофиз которого приурочено гигантское Au-Mo-Cu-порфировое месторождение Бингхэм, штат Юта, США [Steinberger et al., 2013].


Рисунок 2.7 – Трехмерная модель «материнского» плутона, с которым связано формирование Au-Mo-Cu-порфирового месторождение Бингхэм, штат Юта, США [Steinberger et al., 2013].

Модель состоит из двухмерных моделей-разрезов по профилям через 1 – 2 км. Средняя мощность лакколитоподобного плутона – от 2,0 до 3,5 км

По расчетам, 115 млрд. т воды были достаточны для осаждения всего кварца дорудных и продуктивных Cu-Au и Мо стадий минерализации. Около 250 км<sup>3</sup> кварц-монцонитовой магмы с температурой ~690°С оставались частично жидкими примерно через 215 000 лет после момента внедрения лакколита. К этому времени из отделившихся флюидов в порфировом штоке (апофизе плутона) и окружающих породах был отложен основной объем жильного кварца. Рудные минералы «осаждались» позже. Интенсивность этого процесса определялась пульсационным режимом внедрения порций остаточного расплава и становления порфирового штока. С учетом экспериментальных данных по растворимости металлов и их содержаниям во флюидных включениях, сделан вывод о том, что даже малая доля доступной массы магматического флюида достаточна для переноса и осаждения всех рудных металлов после осаждения большей части кварца. Однако, для объяснения всего количества S, заключенного в халькопирите, молибдените, пирите и др. сульфидах, предполагается дополнительная инъекция мафического расплава в остаточную магматическую камеру, ранее заполненную эволюционировавшим «фельзическим» (кислым по составу) расплавом (т.е. допускается смешение магм от двух производных очагов, которое многими западными специалистами рассматривается как одно из условий формирования гигантских МПМ). Именно с этой инъекцией авторами связывается образование минерализованного монцонит-порфирового штока, поздних порфировых даек основного состава и насыщенность рудоносных флюидных включений СО2.

## 2.2 Структурно-петрофизические обстановки образования меднопорфировых месторождений

Геодинамическими режимами, влиявшими на размеры возникавших магматических камер (очагов) и объемы отделявшихся от них металлоносных флюидов и растворов, от которых, несомненно, зависели масштабы формирующихся месторождений, не исчерпываются условия, необходимые для возникновения крупных объектов. Не менее важны *структурнопетрофизические обстановки* их «вскрытия». В отсутствии «литолого-структурных ловушек» разгрузка восходящего из очага металлоносного флюидного потока могла привести к образованию обширных минерализованных ореолов с низкими содержаниями металлов (геохимических аномалий) либо мелких объектов [Gow, Walshe, 2005; Sillitoe, 2010]. Рудонакоплению способствовали петрофизически неоднородные (гетерогенные) среды. Наличие малопроницаемых, пластично деформирующихся толщ, либо «жестких» блоков над рудоносными интрузивами обуславливало региональную анизотропию полей тектонических напряжений, отражалось в стилях и интенсивности деформаций пород при их разрядке, приводило к появлению структур, в которых происходила разгрузка рудоносных растворов [Звездов, 2019<sup>1</sup>, 2019<sup>2</sup>, 2021].

Анализ геолого-структурных условий локализации большинства МПМ «мирового класса» показал, что в их геологических разрезах в тех или иных масштабах присутствуют реликты перекрывающих толщ, в целом не благоприятных к хрупким деформациям – пластичных либо с высокими значениями порогов упругости и разрушения. По известным классификациям [Гзовский, 1975] и [Старостин, 1988] они могут быть отнесены, соответственно, к *«упругопластичному» и «упруго-вязкому»* типу сред структурообразования.

К *первому* из названных типов «компетентных» толщ в рудных районах с МПМ принадлежат карбонатные, терригенно-карбонатные, иногда флишоидные отложения, широко развитые в фундаменте (субстрате) островодужных базальтоидных и некоторых периокеанических андезитоидных ВПП. При высоких температурах и давлении они подвержены пластичным деформациям. Ко *второму*, характерному для андезитоидных поясов с сиало-фемическим и сиалическим фундаментом, можно отнести лавовые фации вулканитов среднего состава, габбродиориты и диориты ранних фанеритовых фаз рудоносных магматических комплексов, в редких случаях мафические (базальты, диабазы, габбро) и метаморфогенные (гранито-гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы) комплексы субстрата. Они обладают повышенными упругопрочностными свойствами (порогами прочности), но растрескиваются при приложении высоких нагрузок. При существенных различиях в деформационном поведении толщи обоих типов обладают низкими фильтрационными свойствами, т.е. малопроницаемы для гидротермальных растворов, являясь для них своеобразными «структурно-петрофизическими экранами». К *толщам с «упруго-пластичным» деформационным поведением* могут быть отнесены третичные известняки Новогвинейской (Дарай/Менди) формации, перекрывающие по данным [Gow, Walshe, 2005], мезозойские обломочные породы формаций Йеру и Чим и участвующие в строении субстрата кайнозойского Новогвинейского ВПП, с плутоногенными формациями которого сопряжены Au-Cu-порфировые месторождения-гиганты Грасберг, Уафи-Голпу, Ок Теди и Фрида Ривер (Рисунок 2.8 А). Слагая верхние части рудовмещающего геологического разреза, они, при «вскрытии» (разгрузке) флюидонасыщенных очагов, оказывали экранирующее воздействие на восходящий флюидный поток, приводя к рудонакоплению в значительных масштабах. Естественно, что в такой обстановке существенная часть запасов меди и золота сосредоточена в скарновых залежах в экзоконтактах рудоносных порфировых интрузивов.

Влияние «экранирующих» карбонатных и терригенно-карбонатных толщ на рудогенез отмечается не только в поясах ЮВ Азии, но и в ВПП Северной и Южной Америки, Европы и Азии – на Аи-Мо-Си-порфировых месторождениях – сверхкрупных, таких как Бингхэм, Санта Рита, Пеббл и др. (США), Алмалык (Узбекистан), и рядовых объектах – Речк (Венгрия), Кызата, Сары-Чеку, Нижнекаульдинское (Узбекистан), Цаган-Субурга, Хармагтай (Монголия), Златно (Чехия), Злата Баня (Словакия), Майданпек (Сербия), Кёплер (Турция) и др. Отмечаются эти признаки и на отдельных крупных Си-Мо-порфировых объектах – Резолюшион (шт. Аризона, США), Торомоча (Перу). На верхних горизонтах и флангах названных месторождений присутствуют ксенолиты (до гигантских размеров) мраморизованных известняков, доломитов, мергелей, алевролито-глинистых пород.

К «упруго-вязкому» muny сред относятся миоценовые андезитовые лавы формации Фареллонес с прорывающими их субвулканическими силлами и штоками базальт-андезитового состава позднемиоценового мафического комплекса Теньенте. Они перекрывают олигоценовую толщу переслаивающихся песчаников, алевролитов и туфобрекчий формаций Абанико и Гойя Мачали фундамента андезитоидных ВПП в центральной части Чили, где находятся уникальные по запасам Си-Мо-порфировые месторождения Эль Теньенте, Рио Бланко–Лос Бронсес, Лос Пеламбрес (см. Рисунок 2.8 Б). При коллизионном сжатии разрядка тектонических напряжений происходила в основном по подошве «компетентной» толщи формации Фареллонес с возникновением срывов надвигового типа, в то время как более хрупкие нижележащие туфогенноосадочные отложения претерпевали интенсивное смятие в складки и растрескивание. Возникали многочисленные трещины и разломы преимущественно сколового типа, по которым рудоносные магматические расплавы поднимались до гипсометрических уровней формации Фареллонес [Gow, Walshe, 2005]. Избыточное давление газов, отделявшихся от охлаждающихся и



Рисунок 2.8 – «Компетентные» малопроницаемые «экранировавшие» толщи (выделены черным цветом) в субстрате ВПП Новой Гвинеи и Чилийских Анд, способствовавшие формированию гигантских Си-Мо-, Аи- Мо-Си- и Аи-Си-порфировых месторождений. По [Gow, Walshe, 2005] с изменениями

А. Складчатый пояс Новой Гвинеи. Мезозойский субстрат кайнозойского ВПП состоит из терригенной толщи (благоприятна для хрупких деформаций), перекрытой известняками новогвинейской (Дарай/Менди) формации (малопроницаемые, пластично деформирующиеся при высоких температурах и давлении).

**Б. Чилийский сегмент мезо-кайнозойской Центрально-Чилийской магматической дуги.** Субстрат ВПП – олигоценовая толща переслаивающихся песчаников, алевролитов и туфобрекчий (высоко проницаемые, благоприятные для хрупких деформаций), перекрытая миоценовыми *андезитовыми лавами формации Фареллонес* (с повышенным пределом прочности, сравнительно малопроницаемые). кристаллизующихся магматических тел, приводило к неоднократному прорыву флюидов сквозь эту толщу с взрывным растрескиванием окружающих пород и образованием эруптивных брекчий. Они встречаются на многих МПМ, в т. ч. перекрытых карбонатными отложениями, являясь следствием «вторичного вскипания» расплава (потери летучих) при кристаллизации, однако, в рассматриваемой обстановке названные процессы проявлялись в катастрофических масштабах. В результате формировались многофазные, сложно построенные, крупные брекчиевые трубки, вмещающие значительные запасы руд, как на выше названных супергигантских Cu-Mo-порфировых месторождениях центрально-чилийского сегмента Андийской минерагенической провинции.

В андезитоидных поясах с сиалическим фундаментом «экранирующее» воздействие, способствующее концентрации металлов, могли оказать породы фундамента с высокими упруго-прочностными параметрами, такие как рифейско-раннекембрийские гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы, в виде останцов присутствующие в провисах кровли рудоносного интрузива крупного Mo-Cu-порфирового месторождения Эрдэнтуин-Обо (Монголия).

Подэкранные обстановки наряду с коллизионным сжатием способствовали накоплению флюидов и концентрации металлов в верхних (головных) частях магматических колонн. При разрядке тектонических напряжений в результате орогенных деформаций и вызванной ими декомпрессии магматических камер (промежуточных очагов) происходил неоднократный «прорыв» остаточного расплава, «инкапсулированного» в период охлаждения и кристаллизации фанеритовых фаз в ядерных частях «материнских» плутонов, и отделяющихся от них газов в вышележащие толщи. Возникали порфировые интрузивы нескольких фаз, брекчиевые трубки и сопряженная с ними меднопорфировая минерализация. Перекрывавшие «экранировавшие» вулканогенные, интрузивные, в редких случаях метаморфогенные, породы подверглись интенсивному метасоматическому преобразованию, карбонатные толщи - контактовому метаморфизму с возникновением мраморов, скарнированию, частичной диссоциации (доломиты, мергели) и ассимиляции магмой с образованием гибридных гранитоидов, таких как сиенито-диориты на крупнейшем Алмалыкском месторождении в Узбекистане и «гибридные кварцевые монцониты» на супергигантском месторождении Бингхэм в штате Юта, США. Скарны в экзоконтактах рудоносного порфирового интрузива на последнем из названных Аи-Мо-Си-порфировых объектах обогащены золотом.

Гипсометрический уровень подъема «остаточного» металлоносного расплава зависел от соотношения магматического и литостатического (мощности вскрыши) давлений, содержаний SiO<sub>2</sub> и летучих компонентов, определяющих вязкость и, соответственно, скорость его подъема, и, конечно же, от объема (энергетического потенциала) промежуточного магматического очага. В зависимости от деформационного поведения вмещающих пород формировались порфировые

интрузивы различной морфологии (штоки, дайки), либо брекчиевые тела. Обычная их вертикальная протяженность до 5 км. Завершающие «рудоносные» порции расплава (порфировые фазы) обычно внедрялись в благоприятные для хрупких деформаций фанеритовые породы главных фаз плутонов, включая их «гибридные» разности, и в ряде случаев поднимались выше, взламывая и ассимилируя вышележащие породы, включая малопроницаемые.

При охлаждении, дефлюидизации и кристаллизации рудоносных порфировых интрузивов в результате явлений гидроразрыва, контракции и сопряженного с ними обрушения пород надынтрузивной кровли (с приоткрыванием более древних трещин) образовывались системы (каркасы) мелкой густой трещиноватости, по которым в тепловом поле магматических тел развивалась широкомасштабная многооборотная циркуляция магматогенных рудоносных флюидов и активизированных метеорных вод. Такие условия способствовали выносу металлов с нижних уровней систем на верхние с их интегральным накоплением. Источниками рудного вещества, наряду с магматическими очагами, могли быть породы интрузивной рамы, например, гранитоиды главных фаз плутоногенных формаций с надфоновыми содержаниями металлов, а также более древние стратиформные полиметаллические, медно-цинково-колчеданные и иные месторождения субстрата ВПП, подвергшиеся регенерации.

В итоге формировались штокверки значительных размеров, охватывающие эндоэкзоконтактовые зоны порфировых интрузивов. Геометрически, в первом приближении, эти штокверки и выделенные в их пределах по промышленным кондициям рудные тела могут быть описаны сочетанием разновысоких, вложенных друг в друга, параболоидов вращения, полыми конусами или цилиндрами, крутопадающими пластинами и клиньями, что нашло свое отражение в морфологической типизации рудных тел меднопорфировых месторождений [Кривцов, Мигачев, Шишаков, 1980]. Такими морфологическими особенностями обладает большинство объектов рассматриваемого геолого-промышленного типа. Для них характерны отчетливо проявленная рудно-метасоматическая зональность, широкомасштабные надрудные геохимические ореолы и обычно невысокие (для рядовых и крупных месторождений) содержания Си и попутных компонентов в рудах. При этом основные запасы вкрапленно-прожилковых руд обычно сосредоточены в надынтрузивных (экзоконтактовых) зонах. Вместе с тем, практически все гигантские и супергигантские Cu-Mo-, Au-Mo-Cu- и Au-Cu-порфировые месторождения ВПП Тихоокеанского кольца (Чукикамата, Эль Теньенте, Рио Бланко-Лос Бронсес, Ла Эскондида и др. в Чили; Бингхэм, Пеббл, Резолюшион и др. в США; Ла Гранья, Куахоне в Перу, Грасберг в Индонезии, Фрида Ривер, Ок Теди, Уафи-Голпу в Папуа – Новой Гвинея и др.) отличаются повышенными (для МПМ) концентрациями металлов в рудах (среднее содержание Си – до 1,0 % и выше), что является следствием наложения продуктов многостадийного рудогенеза, связанного с длительно функционировавшими крупнообъемными материнскими магматическими очагами,

и «экранирующего» воздействия пород вскрыши с *«упруго-пластичым» либо «упруго-вязким» деформационным поведением* [Звездов, 2019<sup>1</sup>, 2019<sup>2</sup>, 2021]. Для Аu-Cu-порфировых объектов островодужных (индонезийских и филлипинских) и окраинно-континентального *(Новогвиней*ского) поясов ЮВ Азии с мафическим и сиало-мафическим фундаментом содержания Au в рудах иногда достигают аномально высоких (для МПМ) значений (до первых г/т), причем существенная часть запасов золота сосредоточена в скарновых залежах в экзоконтактах рудоносных интрузивов, как на крупном месторождении Ок Теди.

До настоящего времени влияние «экранировавших» толщ на возникновение МПМ в должной мере недооценивалось, поскольку на большинстве из них они в значительной мере ассимилированы магматическим расплавом, преобразованы наложенными метасоматическими процессами, либо уничтожены эрозией и сохранились лишь на флангах рудных районов и полей или в виде ксенолитов в интрузивных массивах. Между тем, подобные толщи отмечаются на большинстве месторождений–гигантов андийских, кордильерских, новогвинейских, азиатских ВПП. Кроме очевидного влияния на концентрацию металлов в рудах, «бронирующие» толщи способствовали сохранности МПМ от эрозии. В условиях активных континентальных окраин и островных дуг, при резком воздымании тектонических блоков ЗК, месторождение может быть полностью уничтожено в короткий (в геологическом смысле) промежуток времени – десятки–сотни тысяч лет [Wainwright et al., 2017], чем объясняется мезозой-кайнозойский возраст большинства меднопорфировых объектов мира.

## 2.2.1 Меднопорфировые месторождения, сформировавшиеся под толщами «упруго-пластичного» деформационного типа

Среди меднопорфировых месторождений, сформировавшихся под *терригеннокарбонатными и карбонатными* толщами, известны как гигантские, так и рядовые по запасам объекты. На первых из них такие толщи, как правило, практически полностью ассимилированы магматическим расплавом (с образованием гибридных гранитоидов), мраморизованы, скарнированы и сохранились лишь в виде ксенолитов и «реликтовых полей» на периферии РМС. На вторых из-за недостаточного «энергетического потенциала» магматических тел они сохранились в большем объеме, присутствуют непосредственно над рудоносными интрузивами, и доступны для наблюдений в настоящее время.

Примерами *первой группы* объектов являются такие сверхкрупные Au-Mo-Cu- и Cu-Moпорфировые месторождения андезитоидных ВПП, как Бингхэм, Санта Рита и Резолюшион в США, Алмалыкское одноименного рудного района в Узбекистане (описано в следующем разделе) и, возможно, самое крупное в мире месторождение Чукикамата в Чили. В Новогвинейском ВПП, северная островодужная часть которого сформирована на базальтоидном основании, а южная, наложенная на окраину Австралийской платформы, на сиало-фемическом, к этой же группе относятся гигантские Au-Cu-порфировые месторождения Грасберг в Индонезии, Фрида Ривер, Ок Теди, Уафи-Голпу в Папуа – Новой Гвинея. Ко *второй группе* могут быть отнесены сравнительно немногочисленные, рядовые по запасам (мелкие и средние), Au-Mo-Cu-порфировые месторождения: Речк в Венгрии, Златно в Чехии, Майданпек в Сербии, Кёплер в Турции, Каульдинского и Саукбулакского РП Алмалыкского РР в Узбекистане. Встречаются и единичные крупные объекты, например, Cu-Mo-порфировое месторождение Торомоча в Перу. Приведем краткие описание некоторых из названных месторождений обеих групп.

Одним из крупнейших Аи-Си-Мо-порфировых объектов, на формирование которых влияли перекрывающие карбонатные отложения, в значительной мере ассимилированные магматическим расплавом и сохранившиеся фрагментарно на флангах полифазного интрузивного массива, является месторождение Бингхэм (Бингхэм Каньон) с запасами: Си – 28,5 млн. т (0,88 %), Мо – 1,71 млн. т (0,053 %), Аu – 1227 т (0,38 г/т), Аg – 10,7 тыс. т (3,3 г/т) [Singer, Berger, Moring, 2008] в штате Юта, США, разрабатываемое карьером с начала прошлого века. Оно расположено в одноименном горнорудном районе, эквивалентном крупной РМС, в восточной части минерагенической провинции Бассейнов и Хребтов и генетически связано со становлением монцонитовой формации эоценового Уосатчского ВПП, сформированного на мощном осадочном фундаменте окраины Вайоминского кратона на удалении от полого падающей на восток зоны субдукции Североамериканской океанической плиты. Ареал распространения рудоносной ВПА протягивается в субширотном направлении в соответствии с простиранием выступа фундамента, до орогенеза представлявшим собой внутриконтинентальный рифт, заполненный мощными палеозойскими (с кембрийских до пермских) терригенно-карбонатными отложениями [Gruen, Heinrich, Schroeder, 2010]. Непосредственно на площади рудного района они представлены кварцитами, известняками, известковистыми алевролитами и песчаниками каменноугольно-пермского возраста, которые при среднеюрском и позднемеловом орогенезе были метаморфизованы (карбонатные до мраморов) и смяты в антиклинальные и опрокинутые складки (Рисунок 2.9). Полифазный лакколитоподобный плутон, сложенный равномернозернистыми монцонитами, порфировидными и «гибридными» (возникшими при ассимиляции известняков) кварцевыми монцонитами [Redmond, Einaudi, 2010] фиксируется, как было отмечено выше, положительной аэромагнитной аномалией. Меднопорфировая минерализация сопряжена с завершающей фазой рудоносного магматического комплекса – вытянутым (1500 х 500 м) в СЗ направлении штоком кварцевых монцонит-порфиров. Она охватывает его апикальные части и вмещающие гидротермально измененные фанеритовые и «гибридные» монцониты, в меньшей степени известняки, превращенные в мрамора с золотоносными скарнами, и кварциты.



Рисунок 2.9 – Рудный район Бингхэм. По [Gruen, Heinrich, Schroeder, 2010] с изменениями

**А.** Схематическая геологическая карта района, иллюстрирующая положение третичных вулканогенных и интрузивных пород, осадочных отложений фундамента ВПП, главных складчатых и разрывных структур, Au-Mo-Cu-порфирового месторождения Бингхэм Каньон и золоторудных месторождений Барнис Каньон, Мелко и BCS.

Б. Принципиальный геологический разрез.

Наиболее поздними являются пострудные дайки латитовых и кварцевых латитовых порфиров (Рисунок 2.10). Предполагается [Waite et al., 1998], что на восточном фланге РМС их излившимися на дневную поверхность аналогами являются латитовые лавы и вулканокластические породы, имеющими восточное падение под рыхлые третичные и четвертичные отложения бассейна Солт Лэйк Сити (см. Рисунок 2.9).

Меднорудное тело месторождения конформно апикальной части штока кварцевых монцонит-порфиров, круто падающего на СЗ, и по форме соответствует усеченному толстостенному полому конусу с безрудным ядром. Контуры молибденовой и золотой промышленной минерализации не выходят за пределы медной и также зависят от морфологии порфирового штока (Рисунок 2.11).



1 – кварцевые латитовые порфиры; 2 – латитовые порфиры; 3 – кварцевые монцонит-порфиры; 4 – «гибридные» кварцевые монцониты; 5 – порфировидные кварцевые монцониты; 6 – равномернозернистые монцониты; 7 – песчаники; 8 – кварциты; 9 – известняки и скарны; 10-12 – контуры промышленной медной, молибденовой и золоторудной минерализации по бортовым содержаниям: 10 – Си - 0,35%, 11 – MoS<sub>2</sub> - 0,08%, 12 – Аи - 0,30 г/т; 13 – точки документации уступов карьера; 14 – задокументированные скважины

Рисунок 2.10 – Геологическая карта месторождения Бингхэм Каньон. По [Gruen, Heinrich, Schroeder, 2010] с изменениями



1-4 – рудовмещающие породы: 1 – кварцевые монцонитовые порфиры, 2 – «гибридные» кварцевые монцониты, 3 – равномернозернистые монцониты, 4 – осадочные породы, нерасчлененные; 5-13 – медно-, молибден- и золоторудные рудные тела, оконтуренные по бортовому содержанию: 5-7 – Cu, %: 0,15 (5), 0,35 (6), 0,70 (7); 8-10 – Au, г/т: 0,15 (8), 0,30 (9), 1,00 (10); 11-13 – MoS<sub>2</sub>, %: 0,02 (11), 0,08 (12), 0,25 (13)

Рисунок 2.11 – Геологические разрезы Au-Mo-Cu-порфирового месторождение Бингхэм, штат Юта, США. По [Gruen, Heinrich, Schroeder, 2010] с изменениями

На кварцевые монцонит-порфиры и фанеритовые породы главных фаз массива наложено ранее высокотемпературное калиево-кремниевое изменение, выраженное в виде калишпатизации плагиоклаза и биотитизации роговой обманки. На участках интенсивного преобразования, где прожилковая масса рудоносных прожилков и жил достигает 10 и более % объема вмещающих пород, основная масса и порфировые вкрапленники первичных КПШ и плагиоклаза перекристаллизованы (на 75 % и более) в тонко- и неравномернозернистый кварцкалишпатовый агрегат. На участках среднего по интенсивности изменения степень замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом (ортоклазом), слагающим вместе с кварцем оторочки рудных прожилков и жил, выше 25 %, а на участках слабого – до <10 % [Redmond, Einaudi, 2010]. Биотит представлен магнезиальной разновидностью, т.е. флогопитом, который иногда слагает до четверти и более объема пород. Ареал его развития прослежен более чем на 700 м от контактов штока кварцевых монцонит-порфиров. Кроме названных минералов в зоне ранних изменений отмечаются апатит, актинолит, развитый по первичному авгиту, и наложенный хлорит, замещающий оба последних минерала. В центральной части месторождения локально проявлены линейные зоны более поздних кварц-серицитовых метасоматитов. По известнякам на контактах с порфировым штоком развиты волластонитовые, гранатовые и амфиболэпидотовые скарны с наложенной золото-медной богатой минерализацией. Главными минералами руд являются пирит, халькопирит, молибденит, борнит, магнетит, по которому развиваются более поздние сульфиды. Золото присутствует как в самородной форме, так и в виде элемента-примеси, в основном, в пирите [«Bingham mining district», 1975; Кривцов, Мигачев, Попов, 1986].

Штокверк Au-Mo-Cu-порфировых руд окружен мощным пиритовым ореолом (количество пирита – до 5–7 %), который с частичным перекрытием сменяется обширной зоной развития Pb-Zn минерализации овальной в плане формы (см. Рисунок 2.9). В ее пределах присутствуют как полисульфидные жилы, так и стратоидные залежи, имеющие, по мнению Р.Силлитоу, Г.Груена, К.Хейнрича, К.Шредера, метасоматический генезис, а с точки зрения других исследователей – сингенетичное (с вмещающими карбонатными пачками осадочной толщи) происхождение. Действительно, залежи полиметаллических руд отмечаются не только вблизи, но и на существенном удалении (до нескольких км) от порфирового штока Бингхэм, а из работ Дж.Хатчинсона и Дж.Алберса [Hutchinson, Albers, 1992] и других исследователей известно, что каменноугольно-пермские карбонатные формации Северо-Американской платформы вмещают стратиформные свинцово-цинковые месторождения миссисипского типа (рудные районы Лидвилл в шт. Колорадо, Три-Стейт в шт. Миссури и др.). Это дает достаточные веские основания для отнесения свинцово-цинковых руд стратоидных залежей района Бингхэм к первично сингенетичным, частично метаморфизованным и регенерированным под воздействием продуктов многофазного монцонитового плутонизма, включая внедрение штока кварцевых монцонит-порфиров, с которым сопряжено описанное Au-Cu-Mo-порфировое месторождение.

Такие же выводы ранее были сделаны [Кривцов, 1989, Кривцов, Мигачев, 1997, 2007] в отношении свинцово-цинковых залежей, известных в рудных полях некоторых меднопорфировых месторождений Юго-Восточной Европы (Речк, Венгрия; Злата Баня, Словакия; Окно-де-Фьер, Румыния). В металлогеническом обобщении по этому региону Я.Лекса [«European Copper Deposits», 1980] показал общий литолого-стратиграфический контроль свинцово-цинковых месторождений карбонатными отложениями триаса, которыми сложена часть основания (фундамента) неогеновых ВПП некоторых РМС порфирового типа. Об этом же свидетельствуют данные С.Т.Бадалова, И.М.Голованова, М.А.Кажихина и других специалистов по Алмалыкскому рудному району (Узбекистан), где терригенно-карбонатные толщи позднего девона – раннего карбона субстрата Бельтау-Кураминского ВПП прорваны и частично ассимилированы дифференциатами рудоносной габбро-диорит-монцодиорит-гранодиоритовой формации среднекаменноугольного возраста. Процессы скарнообразования здесь проявлены относительно слабо (первые метры от контактов интрузивов) и в целом (в объеме) реликты перекрывавшей мраморизованной известняково-доломитовой толщи безрудны. Вместе с тем, на северном фланге Алмалыкского РП с гигантским одноименным Au-Mo-Cu-порфировым месторождением (рядом с Кальмакырским карьером), в крупном ксенолите карбонатных пород в сиенито-диоритах интрузивного массива, находится частично регенерированное стратиформное колчеданнополиметаллическое месторождение Кургашинкан (к настоящему времени полностью отработано карьером), а на юго-востоке центрального опущенного тектонического блока рудного района «не затронутое» такими преобразованиями месторождение того же типа Кульчулак. (Более подробно месторождения Алмалыкского РР будут описаны ниже).

К числу Au-Cu-порфировых объектов, на образование которых существенное влияние оказали вмещающие карбонатные толщи, частично ассимилированные и скарнированные при внедрении магматического расплава, но к настоящему времени сохранившиеся лишь фрагментарно на периферии РМС, относятся гигантские месторождения Грасберг, Ок Теди, Фрида Ривер и Уафи-Голпу Новогвинейского окраинно-континентального ВПП, в строении фундамента которого принимают участие как фемические (океанической плиты), так и древние сиалические (окраины Австралийской платформы) комплексы, а также перекрывающие их мезокайнозойские терригенно-карбонатные отложения.

Крупнейшее в мире по запасам золота месторождение *Грасберг* (24 млн. т Cu (ср. сод. 0,60 %), 2560 т Au (0,64 г/т), 8000 т Ag (2,0 г/т)) [Singer, Berger, Moring, 2008] горнорудного района Эртсбер в индонезийской части упомянутого пояса сопряжено с многофазным интрузивным массивом плиоценового возраста, в составе которого выделены фанеритовые гранитоиды Na и Na-К профиля (от диоритов до кварцевых монцонитов) и их порфировые фазы. Вмещающими являются обломочные и карбонатные отложения мелового и третичного возраста. В периферийной зоне РМС (на флангах интрузивов Грасберг и Эртсберг) расположены медноскарновые (с золотом) залежи месторождений Эртсберг, Биг Госсан, Кусинг Лиар и др., формирование которых связывается с ранней стадией становления рудоносной натровой плутоногенной формации Далам, представленной диоритами [Pollard, Taylor, Peters, 2007].

Крупное, самое молодое в мире (плейстоценовое – около 1,2 млн. лет), месторождение *Ок Tedu* (5 млн. т Cu (ср. сод. 0,76 %) и 490 т Au (ср. сод. 1,1 г/т)), описанное в работах [Van Dongen et al., 2013; Large et al., 2018 и др.], расположено на юге центрального сегмента Новогвинейского ВПП. Субстрат пояса сложен палеозойскими платформенными комплексами, перекрытые юрскими терригенными и карбонатными отложениями позднего мела – среднего миоцена. Формирование месторождения связано со становлением габбро-монцонит-сиенитовой формации плиоцен-плейстоценового возраста, Na-K профиль которой «отражает» наложение южной части пояса на структурно-вещественные комплексы Австралийского кратона. Золотомедная штокверковая и сопряженная скарновая минерализация локализована в основном в экзоконтактовых зонах полифазного плутона (Рисунок 2.12). Его фанеритовые фазы представлены биотитовыми габбро, биотитовыми монцодиоритами, сиенитами (монцодиоритами группы Сидней), а завершающая порфировая – округлым в плане штоком граносиенит-порфиров (кварцевых монцонит-порфиров) Маунт Фубилан диаметром около 900 м (Рисунок 2.13).

В эндоконтактах порфирового штока выделены «интрузивные брекчии», образующие кольцевую зону с развитием кварц-ортоклаз-биотитовых метасоматитов и штокверка кварцевых прожилков и жил. Последний в направлении к центру интрузива «сливается» в безрудное «кварцевое ядро» площадью 250 х 120 м, прослеженное на несколько сот метров на глубину. На ранние калиево-кремниевые метасоматиты наложены каолинит-монтмориллонитовые аргиллизиты – продукты позднего кислотного выщелачивания с участием активизированных метеорных вод.

Прожилково-вкрапленные руды, главными минералами которых являются халькопирит, борнит, марказит, пирит, а попутными – самородные золото и серебро, сосредоточены исключительно в эндоконтактовой зоне штока граносиенит-порфиров, в основном в магматических брекчиях, не распространяясь во вмещающие алевролиты формации Йери. Известняки формации Дарай в экзоконтактах фанеритовых фаз интрузивного массива – монцодиоритах (биотитовых и группы Сидней) – интенсивно скарнированы; по самим монцодиоритам развиты эндоскарны. В «магнетитовых экзоскарнах», а точнее в апоскарновых метасоматических залежах с массивными магнетит-халькопиритовыми рудами, содержащими также пирит, пирротин,



Рисунок 2.12 – Схематическая геологическая карта территории Стар Моунтенс (Star Mountains) в южной части центрального сегмента Новогвинейского ВПП, иллюстрирующая положение многофазного плутона Ок Теди и одноименного крупного Au-Cu-порфирового месторождения. По [Large et al., 2018] с изменениями

марказит, сфалерит и галенит, сосредоточена существенная доля запасов меди и золота месторождения Ок Теди. Эти залежи, скорее всего, сформировались при участии рудоносных флюидов, отделившихся при охлаждении и кристаллизации штока граносиенит-порфиров (кварцевых монцонит-порфиров) Маунт Фубилан, а сформировавшиеся ранее (при внедрении монцодиоритов основных фаз плутона) тела богатых железом магнетитовых скарнов являлись геохимическими барьерами для гидротермальных растворов. Наличие перекрывавшей карбонатной толщи, игравшей роль «структурно-петрофизического экрана» при образовании штокверковых руд, а также развитых по известнякам скарнов, являвшихся геохимическими барьерами, вызывавшими разгрузку растворов, выразилось в высоких (для МПМ) содержаниях меди и золота.



Рисунок 2.13 – Геологический план Au-Cu-порфирового месторождения Ок Теди. По [Large et al., 2018] с изменениями. Наиболее высокие содержания меди и золота в магматических брекчиях эндоконтактовой зоны штока граносиенит-порфиров Маунт Фубилан (Mountain Fubilan), а также в апоскарновых метасоматических залежах массивных магнетитхалькопиритовых руд в экзоконтактах монцодиоритов (биотитовых и группы Сидней) фанеритовых фаз интрузивного массива

Не исключено, что и самое крупное в мире Си-Мо-порфировое месторождение *Чукикамата*, Чили (запасы Си при разных бортовых содержаниях от 92 млн. т (при среднем 1,2 %) до 111 млн. т (0,65 %) и 126 млн. т (0,59 %), Мо – 6,84 млн. т (0,04 %) [Singer, Berger, Moring,

2008]) также сформировалось в «подэкранной» обстановке, о чем свидетельствует его внутриинтрузивная позиция, морфология минерализованной зоны, частичное совмещение в оруденелом пространстве разновозрастных метасоматитов и рудообразующих минеральных ассоциаций и исключительно высокие (для МПМ) содержания меди и молибдена, отмеченные в работах Г.Оссандона с соавторами [Ossandon et al., 2001], Дж.Скарметы [Scarmeta, 2021] и многих других исследователей.

Месторождение расположено в одноименном рудном районе андезитоидного ВПП позднезоценового-раннеолигоценового возраста в пределах полифазного гранитоидного массива протяженностью не менее 14 км при ширине до 0,5 до 2,0 км, который контролируется субмеридиональным Западным глубинным разломом правосторонней взбросо-сдвиговой кинематики. Плутон сложен породами двух комплексов: рудоносного Чукикамата (Chuquicamata), часто называемого сокращенно – «Чуки (Chuqui)», и более позднего (пострудного) Фортуна (Fortune). Первый из них представлен гранодиорит-порфирами Уэст (West) и Ист (East), второй (мелкие штоки), гранодиоритами Фиеста (Fiesta), порфирами Тетера (Tetera) с аплитовидной основной массой и Сан Лоренцо (San Lorenzo). Медно-молибденовые штокверковые руды локализованы исключительно в восточной части (East Porphyry) гранодиорит-порфирового штока, в поднятой западной они отсутствуют. В центральной (осевой) части месторождения, вдоль зоны Западного разлома, развита мощная зона интенсивно раздробленных (до брекчий), окварцованных и серицитизированных гранодиорит-порфиров с высокосортными (Си до 1,5 % и выше, Мо - от 0,025 до первых десятых %) рудами. Ее протяженность – до 3,2 км, мощность в раздуве центральной части свыше 400 м (Рисунок 2.14). В восточном направлении (к флангу МПС) она сменяется биотит-калишпатовой и далее пропилитовой метасоматической зонами (Рисунок 2.15). В этом же направлении богатые халькопирит-борнитовые с молибденитом руды сменяются пирит-халькопиритовыми (также с молибденитом и др. сульфидами) и далее пиритовым ореолом (Рисунок 2.16). Филлизитовая зона наложена на более раннюю Ксовмещением В минерализованном пространстве кремниевую с ареалов развития разновозрастных рудных ассоциаций, что привело к повышенной (для МПМ) концентрации металлов в рудах.

В плане рудное тело обладает формой усеченного (с запада разломом) эллипсоида, в продольном разрезе – пластообразной, в поперечных сечениях – клиновидной, сужающейся с глубиной (Рисунок 2.17). По первичным рудам развита мощная зона окисления и вторичного обогащения, отработка которой началась еще в 1915 г. и продолжалась вплоть до 80-х годов прошлого столетия, когда основной объем добычи стал обеспечиваться за счет гипогенных руд.



Названия разломов: Уэст (West fissure), Панизо-Родероса (Panizo-Roderosa), Caparoca (Zaragosa), Американа (Americana), Арсенико (Arsenico), Портесуэло (Portezuelo), Эстакуэс Бланкос Норз (EBN – Estanques Blancos North), Эстакуэс Бланкос Соуз (EBS – Estanques Blancos South)

Рисунок 2.14 – Геологическая карта полифазного интрузивного массива Чукикамата, «разбитого» с правым всбросо-сдвигом Западным глубинным разломом (West fissure) на Западную (West Porphyry) и Восточную (East Porphyry) части. Одноименное месторождение расположено в последней из них. Вмещающие породы: триасовые гранодиориты групп Ист (East) и Елена (Elena), мезозойские известняки, сланцы и песчаники. Разновозрастные фазы рудоносного интрузивного комплекса Чукикамата (от ранних к поздним): гранодиорит-порфиры Уэст (West) и Ист (East), Банко (Banco). Пострудный комплекс малых интрузий Фортуна (Fortune): гранодиориты Фиеста (Fiesta), порфиры Тетера (Tetera) с аплитовидной основной массой и Сан Лоренцо (San Lorenzo). В центральной «осевой» зоне брекчированных кварц-серицитовых (Qtz-Ser) метасоматитов сосредоточены самые богатые руды. По [Ossandon et al., 2001; Scarmeta, 2021].



3600

1 ZZZ SILICIFICATION

3 QUARTZ- SERICITE

5 POTASSIC

2 WEAK QUARTZ-SERICITE

4 SERICITE OVER POTASSIC

6 CHLORITIC

7 OXIDIZED

8 - FAULT VEIN

10 QUARTZ STOCKWORK

9 - FAULT

 DOMINANT SULFIDE

 1 COXIDIZED
 6 CHALCOPYRITE-BORNITE

 2 COXIDE - Cu
 7 CHALCOPYRITE

 3 CHALCOCITE
 8 CLOW SULFIDE (Chalcopyrite)

 4 CHALCOCITE-COVELITE
 9 CLOW SULFIDE

 5 COVELITE
 10 ENARGITE

А. Зоны метасоматических изменений: 1 – интенсивного окварцевания (кварц+КПШ), 2–3 – окварцевания и серицитизации (филлизитовая): 2 – слабого, 3 – интенсивного; 4 – наложения филлизитовой на биотит-калишпатовую, 5 – биотит-калишпатовая, 6 – пропилитовая; 7 – зона окисления; 8 – жилы; 9 – разломы; 10 – контур кварцевого штокверка.

**Б.** Рудные зоны (с названиями по преобладающим сульфидным и развитым по ним вторичным минералам): 1-5 –зона окисления и вторичного обогащения: 1 – окисленная, 2 – окисленная медная, 3 – халькозиновая, 4 – халькозин-ковеллиновая, 5 – ковеллиновая; 6-10 – гипогенных руд: 6 – халькопиритборнитовая, 7-8 – халькопиритовая: 7 – с богатыми и 8 – бедными рудами; 9 – убогие (халькопирит)пиритовые; 10 – энаргитовая

Рисунок 2.15 – Метасоматическая и рудно-минералогическая зональность месторождения Чукикамата на плане поверхности [Ossandon et al., 2001]

## Разрез по линии 3600-N



Усл. обозначения: 1–5 — см. на Рисунке 2.15; 6 – гранодиориты; 7 – метаосадочные породы; 8 – разломы; 9 – кварцевые жилы; 10 – метабрекчии; 11 – буровые скважины.

Названия главных рудных минералов: Во – борнит, СС – халькозин, СV – ковеллин, DG – дигенит, СР – халькопирит

Рисунок 2.16 – Метасоматическая и рудно-минералогическая зональность месторождения Чукикамата в разрезе 3600 N [Ossandon et al., 2001]

Породы вскрыши рудоносного интрузива полностью эродированы. Их «реликты» – триасовые фанеритовые гранодиориты групп Ист (East) и Елена (Elena) и перекрывающие их мезозойские известняки, сланцы и песчаники субстрата ВПП – вскрыты восточным бортом карьера. По периметру участка месторождения (вне контура карьера) они перекрыты четвертичными рыхлыми отложениями. Однако, можно предположить, что на момент образования месторождения существовала мощная вскрыша «экранировавших» терригенно-карбонатных отложений, которая в сочетании с громадным магматическим очагом и долгоживущим глубинным Западным разломом, контролирующим рудоносный гранодиорит-порфировый шток Чуки, могла способствовать образованию колоссальных запасов высокосортных руд, локализованных исключительно во внутриинтрузивной зоне.



Рисунок 2.17 – Планы (А, Б) и поперечные разрезы (В, Г) рудного тела Си-Мопорфирового месторождения Чукикамата с распределением Си и Мо [Ossandon et al., 2001]

К группе меднопорфировых объектов, сформировавшихся под покровом «экранировавших» карбонатных отложений, сохранившимися в разной степени до настоящего времени, относятся рядовые по запасам Au-Mo-Cu-порфировые месторождения Речк в Венгрии, Златно в Чехии, Майданпек в Сербии, Нижнекаульдинское, Кызата и Сары-Чеку в Узбекистане (изучены при участии автора и описаны ниже), (Cu)-Au-порфировое месторождение *Кёплер* в Турции, а также крупное Cu-Mo-порфировое месторождение Торомоча (6 млн. т Cu при ср. сод. 0,51 %,

0,248 млн. т Мо при 0,018 %, 9,7 тыс. т Ад при 7,1 г/т) [Catchpole et al., 2015]) в рудном районе Морокоча, Перу.

Месторождение *Речк* (4,6 млн. т Сu (ср. сод. 0,66 %), 35 тыс. т Мо (0,005 %), 196 т Au (0,28 г/т) [Singer, Berger, Moring, 2008]), геологическое строение которого описано в публикациях [Кривцов и др., 1986, 2001; Molnar, Lexa, Hedenquist et al., 1999; Takács et al., 2017 и др.], принадлежит крупной РМС, выделенной в пределах выступа палеозойского основания Внутренне-Карпатского андезитоидного ВПП. Штокверковая Au-(Mo)-Cu минерализация сопряжена с тремя сближенными крутопадающими трубообразными штоками позднеэоценовых диоритовых порфиритов, прорывающих толщу триасовых известняков и перекрывающих их олигоценовых песчано-глинистых отложений. Вмещающие карбонатные породы интенсивно скарнированы. Проявления этого процесса установлены на удалении до 2–2,5 км от центров штоков. Выделены гранат-диопсидовые, гранат-актинолитовые, диопсид-актинолитовые, актинолит-эпидотовые, флогопитовые скарны и наложенные на них апоскарновые ассоциации с магнетитом.

Расположенные «цепочкой» (субмеридиональной ориентировки) рудоносные порфировые штоки, на верхних горизонтах постепенно переходящие в андезиты, являются центром системы с комплексной металлогенией. Прожилково-вкрапленные меднопорфировые руды локализованы в серицит-кварцевых (с ангидритом) метасоматитах эндоконтактовой зоны штоков и их силлообразных апофизах (с изменениями пропилитового типа) во вмещающей карбонатной толще. В апикальных частях штоков в области «фациального перехода» в андезиты, где развита интенсивная аргиллизация, присутствуют сложные по морфологии тела гранат-актинолитовых эндоскарнов с халькопирит-пиритовой минерализацией. В известняках в «боковых» экзоконтактах интрузивов размещены пластообразные тела и линзы известковых скарнов (гранатдиопсидовых, диопсид-актинолитовых и др.) с медными и цинково-медными рудами, сложенными магнетитом, халькопиритом, пирротином и сфалеритом (на высоких горизонтах). Некоторые из них представляют собой залежи массивных колчеданных руд. На дальних флангах месторождения описанная скарновая минерализация сменяется субпластовыми скарнированными свинцово-цинковым залежами в известняках, имеющими, по-видимому, сингенетичное с последними происхождение. Поздние полиметаллические жилы развиты как в рудоносных интрузивах и сменяющих их на верхних уровнях системы андезитах, так и в скарнированных известняках боковых экзоконтактов (см. Рисунок. 1.26 в разделе 1.4).

На фланге РМС в аргиллизированных андезитах надынтрузивной зоны находится разрабатывавшееся со средних веков эпитермальное золото-серебряное месторождение Лахоца. Оно представляет собой субпластовые стратоидные и трубообразные штокверковые залежи пиритэнаргит-люцонитовых руд с высокими содержаниями Au и Ag и по всем характеристикам может быть отнесено к объектам HS типа. Именно при разбуривании глубоких горизонтах золотомедных залежей и было в 1959 г. обнаружено Au-(Mo)-Cu-порфировое месторождение Речк.

(Cu)-Аи-порфировое проявление (потенциальное месторождение) Кёплер (прогнозные ресурсы Au – 209 т (ср. сод. 1,7 г/т), Ag – 590 т (4,8 г/т)), описанное А.Имером с соавторами и отнесенное к группе золоторудных объектов IS типа [Imer et. al, 2016], принадлежит РМС, на ранних стадиях развития которой проявлена меднопорфировая минерализация. Месторождение локализовано в штоке гранодиорит-порфиров среднезоценового магматического комплекса Коплер-Кабатас (в него также включены более поздние дайки роговообманковых диоритовых порфиритов) Тауридского ВПП, сформированного на континентальной окраине в позднем эоцене – олигоцене. Названный пояс расположен в Таурид-Анатолийском блоке Тетиса, который возник при «схлопывании» неотетисного морского бассейна, разделявшего Евразийский и Афро-Аравийский континенты, в результате мезозойско-кайонозойского альпийского орогенеза (аккреции). Субстрат (фундамент) ВПП сложен в слабой и средней степени метаморфизованными (при позднемеловом и эоцен-олигоценовом орогенезе) пермско-триасовыми породами (сланцами, мраморами, филлитами и более редкими метаконгломератами и амфиболитами) и перекрывающими их поздними триасовыми – юрскими карбонатными отложениями (в основном известняками). В центральной и юго-западной частях участка месторождения наблюдаются реликты (ксенолиты значительных размеров) пермско-триасовых метаосадочных пород. Известняки на контактах порфирового интрузива интенсивно мраморизованы и скарнированы.

Гранодиорит-порфиры преобразованы К-кремниевым изменением с возникновением биотит-калишпатовой метасоматической зоны с волосовидными магнетитовыми и секущими кварц-магнетит-сульфидными (пирит, халькопирит) прожилками ранней (меднопорфировой) стадии рудоотложения. На эти ранние высокотемпературные метасоматиты, а также вмещаюцие метаморфизованные терригенные породы в боковых экзоконтактах порфирового штока, наложены кварц-серицит-пиритовые метасоматиты (филлизитовая зона), сменяющиеся в периферийных частях РМС пропилитами (кварц-карбонат-эпидот-хлоритовыми с пиритом). Выделена также зона пострудной интенсивной карбонатизации, охватывающая южный экзоконтакт интрузива и северо-восточный фланг системы, где развиты дайки диоритовых порфиритов. Серицитсодержащие метасоматиты, являющиеся продуктом позднего кислотного выщелачивания, вмещают минерализацию IS типа средней (главной продуктивной) стадии рудообразования, представленную карбонат-полисульфидными (пирит, халькопирит, марказит, теннантиттетраэдрит, галенит, сфалерит) прожилками с Au, а также прожилками «сажистого» пирита с тонким золотом поздней стадии. Дистальные золотоносные метасоматические залежи в подошвенной части перекрывающей карбонатной толщи, в которых заключены основные ресурсы объекта, характеризуются минеральным парагенезисом, сходным с эпитермальными карбонатными сульфидными прожилками (Рисунок 2.18).

Описанные особенности геологического строения и рудно-метасоматической зональности месторождения Кёплер свидетельствуют о явном «экранирующем» воздействии мощной толщи известняков при внедрении и становлении штока рудоносных гранодиорит-порфиров.

Нижнекаульдинское Аи-Мо-Си-порфировое проявление Каульдинского РП и небольшие по запасам месторождения того же типа Кызата и Сары-Чеку Саукбулакского РП расположены, соответственно, в основании и прибортовых частях Центрально-Алмалыкского вулканотектонического грабена (центральная и ЮВ части Алмалыкского РР) (Рисунок 2.19) Кураминской металлогенической зоны генетически связаны с той же габбро-диорит-монцодиорит-И гранодиоритовой формацией (алмалыкский комплекс, C2) раннего этапа формирования Бельтау-Кураминского ВПП, что и находящееся в СЗ части района сверхкрупное Алмалыкское месторождение одноименного РП (описано в следующем разделе). В отличие от последнего вышеназванные объекты локализованы в апикальных зонах лакколитоподобных штоков гранодиорит-порфиров – кварцевых монцонит-порфиров и обладают в разрезах линзоообразной формой



1 – рудоносный интрузив гранодиорит-порфиров; 2-4 – вмещающие породы: 2 – мрамора, 3 – известняки, 4 – метаморфизованная песчано-сланцевая толща; 5-9 – рудная минерализация: 5 – меднопорфировая (кварц-магнетит-сульфидные прожилки) ранней стадии рудоотложения, 6-7 – золото-полисульфидная IS типа (главная продуктивная) средней стадии: 6 – карбонат-полисульфидные прожилки с Au, 7 –золото-полиметаллическая в метасоматических залежах; 8 – прожилки «сажистого» пирита с тонким золотом поздней стадии

Рисунок 2.18 – Схематическая геологическая модель строения (Cu)-Аu-порфирового месторождения Кёплер, Турция [Imer et al., 2016]



Формации Бельтау–Кураминского вулкано–плутонического пояса (ВПП): 1 – позднего этапа (С<sub>3</sub>– Р<sub>1</sub>): а) габбро-монцодиорит-монцонитовая, б) гранодиорит-адамеллитовая; 2-7 – раннего этапа (С<sub>2</sub>m<sub>1</sub>-С3): 2-5 – андезит-дацитовая, продуктивная на золото-гидрослюдисто-кварцевое оруденение: 2 – надакский андезидацит-дацитовый лавово-пирокластический комплекс, 3-5 – акчинский андезитандезидацитовый экструзивно-лавово-субвулканический комплекс: 3 – надрудная андезидацитовая толща нерасчлененная, 4 – экструзивные купола андезидацитов ранней генерации, 5 – подрудная андезитовая толша: 6-7 – габбро-диорит-моншодиорит-гранодиоритовая формация (алмалыкский комплекс. С.). продуктивная на Au-Mo-Cu-порфировое оруденение: 6 – рудоносные гранодиорит-порфиры и кварцевые монцонит-порфиры, 7 – породы фанеритовых фаз: а) сиенито-диориты, б) диориты; 8-13 – фундамент ВПП: 8 – минбулакский трахибазальт-трахиандезит-дацит-риолитовый комплекс (С2b); 9 – доломиты и известняки с прослоями мергелей, песчаников, гравелитов, конгломератов (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>); 10-12 – андезибазальт-андезит-риодацитовая формация (D<sub>1</sub>): 10 – риодациты (кварцевые порфиры), 11 – андезиты, 12 – андезибазальты; 13 – дислоцированные терригенные и вулканогенно-терригенные отложения (О-S); 14 – геологические границы: а – рудоносных порфировых интрузивов, б – вмещающих и более поздних пород; 15 – главные разломы: Карабулакский (1), Кальмакырский (2), Бургундинский (3), Мисканский (4); 16 – горизонтальные проекции (на дневную поверхность) штокверковых рудных тел Аи-Мо-Си-порфировых месторождений, их номера: Карабулак (1), Дальнее (2), Северо-Западный Балыкты (3), Кальмакыр (4), Нижнекаульдинское (5), Кызата (6), Сары–Чеку (7); месторождения и проявления иных рудно-формационных типов, их номера: 17 – золото-кварцевые жильные: Актурпак (8), 18 – золотогидрослюдисто-кварцевые: Каульдинское (9), Бичанзор (10); 19 – стратиформные колчеданнополиметаллические в карбонатной толще: а – не преобразованное Кульчулак (11), б – частично регенерированное Кургашинкан (12); 20 – линии опорных профилей, по которым проведены специализированные исследования

Рисунок 2.19 – Схематическая геологическая карта Алмалыкского рудного района (составлена с использованием материалов Алмалыкской ГРЭ и САИГИМС) [Звездов и др., 2018; Звездов, 2021] рудных тел, что послужило основанием дополнения ранее разработанной морфологической классификации МПМ четвертым морфологическим типом. Над расположенными в грабене-Нижнекаульдинским проявлением и месторождением Кызата мощность вскрыши, сложенной частично ассимилированными мраморизованными известняками и доломитами (с прослоями мергелей, песчаников и гравелитов) ( $D_3$ – $C_1$ ) и залегающими на них вулканитами андезитдацитовой формации ( $C_{2m}$ – $C_3$ ), достигает 1 км. Месторождение Сары-Чеку, находящееся в приподнятом юго-восточном тектоническом блоке, является частью некогда единого с Кызатой объекта, «разорванного» взбросо-сдвигом по зоне Мисханского глубинного разлома с амплитудой вертикального перемещения в 500-700 м, горизонтального – в 2,0-2,5 км [Туляганов и др., 1974; Голованов, 1978; Ахмедов и др., 2001].

Нижнекаульдинское Au-Mo-Cu-порфировое проявление (потенциальное месторождение) локализовано на глубинах 580–960 м от дневной поверхности в лакколитоподобном штоке гранодиорит-порфиров (сменяющихся кварцевыми монцонитами в корневых частях), сиенитодиоритах (в лежачем боку) и вмещающих раннедевонских риолитах (кварцевых порфирах). Морфология кровли рудоносного интрузива, а также его апофиз-силлов, определяется элементами напластования перекрывающей карбонатной толщи, мощность которой сокращена в результате ассимиляции магматическим расплавом. Над ней находится куполообразное экструзивно-субвулканическое тело комагматичных андезидацитов мощностью до 400 м, залегающее в толще андезитовых лав (Рисунок 2.19). Это тело, как было отмечено в разделе 1, повидимому, оказало экранирующее воздействие при отложении меднопорфировых руд, «дополняя» своим объемом сокращенную мощность пород кровли – мраморизованных известняков, доломитов и вулканитов андезитовой толщи [Звездов, Мигачев, Минина, 2018].

Рудное тело – грибообразное, подобное форме порфирового интрузива. Руды представлены вкрапленностью и прожилками пирита, халькопирита и молибденита в карбонатсерицит-хлорит-кварцевых метасоматитах, развитых по гранодиорит-порфирам, сиенитодиоритам и риолитам. Известняки рамы мраморизованы и слабо минерализованы. В экзоконтактах гранодиорит-порфиров локально проявлена наиболее ранняя скарновая халькопиритмагнетит-пиритовая минерализация. Главной рудообразующей является золото-молибденитхалькопирит-пиритовая минеральная ассоциация, проявленная в виде разноориентированных прожилков и гнезд. Выделены также слабо проявленная более поздняя кварц-ангидриткарбонат-полисульфидная (с содержаниями Au до 2,2 г/т, Ag до 39 г/т) и пострудная кварцкарбонатная ассоциации. При оконтуривании по бортовому содержанию Cu 0,2 % средние содержания металлов в рудах месторождения: Cu 0,32 %, Mo 0,007 %, Au 0,4 г/т, Ag 2,8 г/т.

Вулканиты андезидацитовой формации, залегающие в надрудной зоне Нижнекаульдинского месторождения, не содержат эпитермальной золоторудной минерализации, однако, ее проявления известны на периферии (Каульдинское золото-гидрослюдисто-кварцевое месторождение и рудопроявления того же типа) на расстоянии от 800 до 1300 м от центра РМС, во внутренней зоне которой локализованы меднопорфировые руды (см. Рисунок 2.20), что противоречит модели рудно-формационной зональности «телескопированной» МПС, построенной Р.Силлитоу [Sillitoe, 2010].

Поскольку гранодиорит-порфиры, вмещающие Аи-Мо-Си минерализацию и комагматичные им андезиты и андезидациты с золотым оруденением принадлежат одной и той же продуктивной ВПА, т.е. являются производными единого рудоносного магматического очага, можно предположить, что одним из факторов, предопределивших латеральный тип рудноформационной зональности Каульдинской МПС, может быть «растекание» металлоносных флюидов под толщей малопроницаемых пород. Возможность возникновения латерального флюидного потока, приводящего к образованию «передовых» аргиллизитов с золоторудными месторождениями типа «высокой» сульфидизации на флангах рудообразующих систем, а не непосредственно над порфировыми интрузивами, с которыми сопряжена меднопорфировая минерализация, подтверждена геологическими наблюдениями в ряде рудных районов: Лепанто (Филиппины), Уафи-Голпу (Новая Гвинея), Андаколло, Рефуждио (Чили), Янакоча (Перу), Речк (Венгрия), Малетойваямском (Россия) и др. Она также обоснована в расчетной физикохимической модели образования литоидных оболочек передовых аргиллизитовых изменений фазы порфировыми при конденсации паровой над интрузивами, предложенной Дж.Хеденквистом и Ю.Тараном [Hedenquist, Taran, 2018].

Определенным сходством геологического строения с вышеописанным объектом обладает *месторождение Кызата*, где мощность толщи мраморизованных известняков и доломитов над рудоносным штокверком достигает 500 м. Прожилково-вкрапленная молибденовомедная с золотом минерализация развита в апикальной части лакколитоподобного штока гранодиорит-порфиров, «срезанного» на ЮЗ фланге Мисханским разломом. Экранирующее воздействие карбонатной толщи отразилось в линзообразной форме рудного тела и отсутствии отчетливой рудно-метасоматической зональности. Высокотемпературные биотит-ортоклазовые метасоматиты и прожилки ранних безрудных кварцевой, кварц-калишпатовой и кварцмагнетитовой минеральных ассоциаций практически полностью «уничтожены» наложенными серицитсодержащими (с пиритом) метасоматитами филлизитовой зоны (продуктами кислотного выщелачивания), во внутренних подзонах которой и локализован штокверк основной продуктивной кварц-молибденит-халькопирит-пиритовой и завершающей (кварц-халькопирит)пиритовой ассоциаций (детально объект описан в следующем разделе).

Уплощенная морфология рудовмещающих метасоматических зон и штокверковых рудных тел меднопорфировых месторождений Каульдинского и Саукбулакского РП



1-2 – надрудная андезидацитовая толща акчинского андезит-андезидацитового комплекса: 1 – полифировые андезидациты (туфы, лавы, экструзивные купола), 2 – мелкопорфировые андезидациты; 3 – рудоносные экструзивные купола андезидацитов поздней генерации; 4 – вулканомиктовые породы, продукты разрушения и перемыва экструзивных куполов; 5 – базальная толща известняковых конгломератов, песчаников, алевролитов; 6 – золотосодержащие кварциты; 7 – контур меднопорфировой минерализации (по бортовому содержанию Cu 0,2 %); 8 – залежи золото-гидрослюдисто-кварцевых руд; 9-11– литолого-стратиграфические уровни локализации золоторудных залежей и горизонтов повышенной концентрации золота: 9 – нижний кварцитовый на палеоповерхности карбонатной толщи, 10 – средний (основной) гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов и золоторудных залежей на палеоповерхности андезитовой толщи, 11 – верхний гематит-алунит-каолинит-пирофиллитовых кварцитов и аргиллизитов на палеоповерхности андезидацитовой толщи.

Остальные обозначения см. на Рисунке 2.19

Рисунок 2.20 – Обобщенная геологическая модель (в разрезе) Каульдинской РМС [Минина, 2006]

свидетельствует о том, что они сформировались в условиях «подэкранных» РМС. Роль структурно-петрофизических экранов для металлоносных гидротермальных растворов, сформировавших меднопорфировые штокверки, играли малопроницаемая, склонная к пластичным деформациям (при высоких температурах и давлении) известняково-доломитовая толща, в которую непосредственно внедрился рудоносный расплав, и перекрывающие ее куполообразные экструзивно-субвулканические тела андезидацитов. Такие условия определили не только специфическую форму гранодиорит-порфировых штоков и сопряженных с ними зон метасоматических изменений и меднопорфировых штокверков, но и латеральную рудно-формационную зональность рудообразующей системы в целом, отличную от «классических» модельных построений Р.Силлитоу, Дж.Лоуэлла и Дж.Джильберта, В.Холлистера и др. исследователей.

Приведенный фактический материал по геологическому строению МПМ, сформировавшихся под покровами карбонатных пород, «охватывает» лишь часть известных подобных объектов. Вне зависимости от степени сохранности таких толщ к настоящему времени, их влияние (в сочетании с другими описанными в данном разделе факторами) на рудоотложение очевидно. Кроме того, толщи известняков и доломитов являлись геохимическими барьерами для кислых гидротермальных растворов, вызывающими реакционное взаимодействие с выпадением рудного вещества, а развитые по ним на контактах с интрузивами рудоносных формаций богатые железом (магнетитсодержащие) скарны – благоприятной средой для наложения меднопорфировой минерализации (с замещением магнетита сульфидами).

## 2.2.2 Меднопорфировые месторождения, сформировавшиеся под толщами «упруго-вязкого» деформационного типа

К группе МПМ, на формирование которых оказали влияние перекрывающие толщи с «упруго-вязким» деформационным поведением, принадлежат супергигантские Си-Мо-порфировые месторождения Эль Теньенте, Рио-Бланко-Лос Бронсес и Лос Пеламбрес-Эль Пачон одноименных горнорудных районов в Чили. Они находятся на юге Центрально-Чилийского «меднопорфирового» пояса (Андийской минерагенической провинции с пятью ВПП, омолаживающихся в направлении от западной окраины вглубь южноамериканского континента) и являются самыми молодыми (поздний миоцен – плиоцен) среди чилийских месторождений рассматриваемого типа (см. Рисунок 2.1). Названные объекты расположены в палеоцен-плиоценовом андезитоидном окраинно-континентальном ΒΠΠ, фундамент которого сложен триасовонеокомовыми морскими отложениями и перекрывающими верхнемеловыми континентальными вулканогенно-осадочными толщами. На этом субстрате пояса залегают вулканиты средневерхнемиоценовой формации Фараллонес, включающие излившиеся лавовые, экструзивные и субвулканические фации.

Общей чертой геологического строения месторождений Эль Теньенте, Рио-Бланко–Лос Бронсес и Лос Пеламбрес, как было отмечено выше, является резкая петрофизическая гетерогенность геологического разреза, вмещающего рудоносные интрузивные комплексы. Его верхняя часть сложена миоценовыми лавовыми и субвулканическими фациями основного и среднего состава формации Фареллонес и мафического комплекса Теньенте, игравшими в силу повышенных упруго-прочностных свойств («упруго-вязкий» тип сред) роль «структурнопетрофизических экранов», а нижняя – позднемеловыми туфогенно-осадочными отложениями формаций Абанико и Гойя Мачали, которые при коллизионном сжатии и орогенезе испытывали интенсивные пликативные и дизъюнктивные деформации с возникновением складок и разломов сколового типа, по которым металлоносные магматические расплавы поднимались до гипсометрических уровней формации Фареллонес. Избыточное давление газов, отделявшихся от охлаждающихся и кристаллизующихся магматических тел, приводило к неоднократному прорыву флюидов сквозь эту толщу с взрывным растрескиванием окружающих пород и образованием многофазных, сложно построенных тел эруптивных брекчий, в которых сосредоточена существенная доля запасов этих месторождений.

*Месторождение* Эль *Теньенте* с запасами меди около 78 млн. т (при ср. сод. 0,65 %) и молибдена 2,28 млн. т (0,019 %) [Vry, Wilkinson, Millan, 2010], а по данным USGS [Singer, Berger, Moring, 2008] (с включением прогнозных ресурсов, равноценных категории P<sub>1</sub> по классификации P $\Phi$ ) – 109 млн. т меди (0,92 %) и 2,24 млн. т (0,019 %) молибдена, расположено в одноименном рудном районе и является вторым в мире (после Чукикаматы) по запасам МПМ.

Месторождение, описанное в многочисленных публикациях [Кривцов, Мигачев, Попов, 1986, Попов, 1977; Camus, 1975; Cannell et al.; 2005, Vry et al., 2010; Wilkinson et al., 2020 и др.], сформировалось при становлении многофазного интрузивного комплекса плиоценового возраста, представленного дифференциатами Na и Na-K (поздние порфировые фазы) профиля. Вмещающими являются породы базальт-андезитовой формации Фареллонес, перекрывающие туфогенно-осадочные отложения формации Гойя Мачали (Рисунок 2.21). В составе этой формации выделены покровы средне-позднемиоценовых андезитовых лав с редкими прослоями агломератовых туфов и прорывающие их субвулканические силлы, штоки и дайки базальтов, андезибазальтов, реже габбро и диабазов позднемиоценового мафического комплексе Теньенте.

Рудоносный интрузивный комплекс включает несколько фаз, наиболее ранней из которых являются кварцевые диориты Сеуэлл, слагающие массив на восточном фланге рудного поля. Последующие фазы представлены мелкими штоками среднего состава: А-порфиров, порфиров Груесо и дацитовых (диоритовых) порфиров, субмеридиональным дайкообразным



Рисунок 2.21 – Схематическая геологическая карта района Эль Теньенте, иллюстрирующая ареалы распространения рудовмещающих, подстилающих и перекрывающих формаций, метасоматическую зональность одноименного Си-Мо-порфирового месторождения и главные разрывные нарушения. Выделены калишпатовая, филлизитовая, аргиллизитовая и периферийная пропилитовая зоны; последняя разделена на 3 подзоны по степени преобразования исходных пород. По [Cannell et al., 2005; Wilkinson et al., 2020] с изменениями интрузивом дацитовых (диоритовых) порфиров Теньенте (протяженность до 1300 м, мощность до 500 м) и дайками андезитов (латитов) и дацитов (лампрофиров). Со становлением глубинного магматического очага, апофизами которого являются штоки дацитовых порфиров двух из названных фаз, связано образование тел магматических и гидротермально-магматических (с калиево-полевошпатовым, биотитовым, ангидритовым и турмалиновым цементом) брекчий, а также наиболее поздней брекчиевой трубки Браден (с обломками ранее измененных и минерализованных пород), слагающей безрудное «ядро» месторождения (Рисунок 2.22, Рисунок 2.23). Принципиальная модель последовательности формирования магматического комплекса Эль Теньенте представлена на Рисунке 2.24.

Вмещающие породы на участке месторождения интенсивно преобразованы ранним калиево-кремниевым изменением и более поздним кислотным выщелачиванием. Метасоматическая зональность объекта характеризуется сменой (от центра к флангам МПС) калишпатовой (с биотитом) зоны филлизитовой, аргиллизитовой и пропилитовой. Последняя по степени преобразования исходных пород может быть разделена на 3 подзоны (см. Рисунок 2.21).

Си-Мо-порфировый штокверк охватывает биотит-калишпатовую и филлизитовую зоны. Основная доля запасов промышленных руд сконцентрирована в гидротермально измененных породах мафического комплекса Теньенте формации Фареллонес, а меньшая – в турмалиновых брекчиях «Краевого пояса», слагающих кольцо в плане дневной поверхности (вокруг брекчиевой трубки Браден) с «апофизой» на север, а на глубоких горизонтах в штоках дацитовых порфиров. Форма рудного тела подобна трубе – полому цилиндру с субвертикальными стенками. Его внутренний диаметр по поверхности около 800 м при ширине кольца от 400 до 700 м; на глубину оруденение прослежено до 2000 м [Camus, 1975].

На верхних гипсометрических уровнях (горизонты 2350 м и 2170 м) установлен концентрический ореол повышенных содержаний Мо в рудах (в турмалиновых брекчиях «Краевого пояса»), который на глубине (горизонт 1890 м) «распадается» со смещением максимальных концентраций к штокам и дайкам дацитовых порфиров («пальцеобразным» апофизам находящегося на глубине крупного интрузива). К ним же тяготеют наибольшие концентрации Сu, которые на верхних горизонтах смещаются в экзоконтактовые зоны штока дацитовых порфиров Теньенте (Рисунок 2.25).

Первичные рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом, борнитом, молибденитом, магнетитом, теннантитом-тетраэдритом и более редкими спекуляритом, галенитом, сфалеритом и энаргитом. В центральной части штокверка выделена существенно борнитовая зона, обрамленная пирит-халькопиритовой, которая переходит в ореол пиритизации в пропилитизированных породах.



Штоки и дайки дацитовых порфиров: Северный (Northern Dacite), Северный Центральный (North Central Dacite), Центральный (North Dacite), Южный (Southern Dacite)

Рисунок 2.22 – Месторождение Эль Теньенте. Геологический план горизонта 2165 м. По [Vry, Wilkinson, Millan, 2010] с изменениями.

Рудоносный магматический комплекс включает фанеритовые кварцевые диориты основной фазы плутона и пять порфировых фаз. Со становлением двух последних из них («пальцеобразных» по морфологии штоков дацитовых (диоритовых) порфиров и более крупного, вытянутого в северном направлении штока Теньенте аналогичного состава) связано образование эруптивных брекчий четырех типов (по составу цемента): магматического, биотитового, ангидритового и турмалинового (рудоносного «Краевого пояса»), а также штокверковой Сu-Mo минерализации в породах мафического (габбро-диабаз-базальтового) комплекса Теньенте формации Фареллонес. Брекчиевая трубка Браден слагает безрудное «ядро» месторождения.



Рисунок 2.23 – Геологические разрезы месторождения Эль Теньенте. На глубине рудовмещающие тела турмалиновых брекчий сменяются субвулканическими дацитовыми (диоритовыми) порфирами [Vry, Wilkinson, Millan, 2010]. Усл. обозначения см. на Рисунке 2.22



A – внедрение кварцевых диоритов Сеуэлл (Sewell) и возникновение ореола магнетитовой вкрапленной минерализации и ранних «дорудных» прожилков и жил (биотитовых и/или калишпат±кварц-ангидрит-альбит-магнетит-актинолит-эпидотовых) во вмещающих породах мафического комплекса Теньенте (Teniente Mafic Complex);  $\mathbf{b}$  – внедрение А-порфиров и дацитовых (диоритовых) порфиров («пальцеобразные» штоки – апофизы единого на глубине крупного материнского плутона – магматического очага), образование гидротермально-магматических брекчий с биотитовым, ангидритовым и турмалиновым цементом и мегаштокверка (ангидрит)-кварцевых с сульфидами прожилков и жил главных продуктивных минеральных ассоциации (калишпатовая зона);  $\mathbf{B}$  – мультифазная интрузия дацитовых (диоритовых) порфиров Теньенте (the Teniente Dacite Porphyry) из того же глубинного очага, образование ангидритовых брекчий и преимущественно сульфидных жил, завершающих продуктивную стадию (филлизитовая зона);  $\Gamma$  – формирование брекчиевой трубки Браден (the Braden Breccia Pipe) с сульфосолевой жильной минерализацией поздней стадии

Рисунок 2.24 – Принципиальная модель последовательности формирования магматического комплекса и рудоотложения на месторождении Эль Теньенте. По [Vry, Wilkinson, Millan, 2010] с изменениями



Рисунок 2.25 – Распределение концентраций Си и Мо в рудном теле месторождения Эль Теньенте [Vry, Wilkinson, Millan, 2010]. Планы горизонтов 1890, 2170 и 2350 м. На планах горизонта 2350 м показаны контуры штоков рудоносных дацитовых порфиров (их названия приведены на Рисунке 2.22). На плане горизонта 2170 м отмечены места отбора проб и значения абсолютного возраста (в млн. лет), определенного Re-Os методом по молибдениту. Цвет и форма знаков проб отражает разные стадии рудообразования.


В.Враем с соавторами [Vry, Wilkinson, Millan, 2010] выделены 13 генераций (типов) прожилков и жил (из них 10 рудные) трех главных стадий минералообразования (см. Рисунок 2.24, Рисунок 2.26). К ранней (дорудной) стадии отнесены биотит и/или калишпат±кварцангидрит-альбит-магнетит-актинолит-эпидотовые жилы (типы 1 и 2), возникшие при становлении кварцевых диоритов Сеуэлл. К средней – жилы и прожилки главных продуктивных минеральных ассоциаций (типы 3-8): сульфидно-кварцевые (с ангидритом), образовавшиеся в период К-кремниевого преобразования пород при внедрении и кристаллизации «пальцеобразных» штоков А-порфиров и дацитовых (диоритовых) порфиров (апофиз крупного материнского плутона – магматического очага), которые сопровождались многоактным взрывным растрескиванием пород с возникновением брекчиевых трубок с различным цементом, включая рудоносные турмалиновые. К этой же стадии отнесены сульфидные жилы и прожилки (часто без жильного сопровождения) в филлизитовой зоне, формирование которых связывается с гидротермальной деятельностью, сопутствующей мультифазной интрузии дацитовых (диоритовых) порфиров Теньенте. Сульфосолевая жильная минерализация поздней стадии (типы 9-10), не имеющая промышленного значения, связана с самой поздней брекчиевой трубкой Браден.

Приведенное описание геологического строения месторождения Эль Теньенте свидетельствует о том, что этот уникальный по запасам объект сформировался в результате многоактной (цикличной), «телескопированной» магматической и гидротермальной активности, связанной со становлением неглубоко залегающего мощного магматического очага, производными которого явились многочисленные порфировые фазы, брекчиевые трубки, околорудные метасоматиты и рудоносный мегаштокверк, сложенный разновозрастными минеральными ассоциациями. Особенностью месторождения, приведшей к столь значительной концентрации металлов, является наличие в период его формирования в верхних частях геологического разреза лавовых и субвулканических фаций основного и среднего состава мафического комплекса Теньенте формации Фареллонес. Эти малопроницаемые породы «упруго-вязкого» деформационного типа с высоким порогом прочности, способствовали накоплению флюидов в апикальных частях кристаллизующихся порфировых интрузий, но при достижении избыточного флюидного давлении, что происходило многократно, подвергались взрывному растрескиванию, в результате чего возникали многофазные брекчиевые трубки и «наращивался» каркас мелкой рудовмещающей трещиноватости. Кроме того, богатые железом породы мафического комплекса Теньенте являлись геохимическим барьером для рудоносных гидротермальных растворов, приводившим к их разгрузке с отложением высокосортных руд с необычно высокими (для МПМ) содержаниями Си и Мо.

Таким образом, перекрывавшая вулканогенная толща формации Фареллонес, игравшая роль «структурно-петрофизического экрана» и геохимического барьера для металлоносных



Рисунок 2.26 – Принципиальная модель многостадийного формирования мегаштокверка месторождения Эль Теньенте. Реконструкция на основе геологического разреза по профилю 700 N с поворотом оси системы на восток на 10° для устранения эффекта постминерализационного наклона. По [Vry, Wilkinson, Millan, 2010] с изменениями.

Показаны: рудоносные штоки дацитовых (диоритовых) порфиров и связанные с их становлением магматические и гидротермально-магматические (с ангидритовым цементом) брекчии; вмещающие породы мафического комплекса Теньенте; нижняя граница филлизитовой зоны; зона высокосортных руд (>1.5% Cu); пространственное положение и возрастные соотношения жил и прожилков 10 типов (рудообразующих минеральных ассоциаций) трех стадий рудоотложения, из которых шесть первых развиты в основном на верхних уровнях системы, а четыре наиболее поздних – на нижних.

флюидов, способствовала наложению (телескопированию) в пространстве разновозрастных продуктов минералообразования, что несомненно отразилось на масштабах месторождения и концентрациях металлов в его рудах.

Подобная геолого-структурная ситуация локализации Си-Мо-порфирового оруденения установлена и на супергигантском месторождении *Рио-Бланко–Лос Бронсес* (Си – 40 млн. т (0,95 %), Мо – 0,95 млн. т (0,019 %)) [Singer, Berger, Moring, 2008]), однако, есть и отличия, в частности в морфологии минерализованной зоны и большей доли запасов руд в брекчиевых

146

трубках. В геологическом строении одноименного рудного поля, эквивалентного крупной МПС и описанного в серии работ [Кривцов, Мигачев, Попов, 1986; Warnaars et. al., 1985; Serrano et. al., 1996; Vargas et. al., 1999; Deckart et. al., 2005; Frikken et. al., 2005; Piquer, Skarmeta, Cooke, 2015 и др.], принимают участие все те же позднемеловые смятые в складки и раздробленные вулканокластические породы формации Абанико фундамента ВПП и перекрывающие их слабо деформированные андезиты миоценовой формации Фареллонес.

Месторождение расположено в пределах полифазного гранитоидного батолита Сан Франциско позднемиоцен – раннеплейстоценового возраста. Его основная фанеритовая фаза представлена гранодиоритами, рудоносные порфировые – кварцевыми монцонит-порфирами, полевошпатовыми порфирами (гранодиорит-порфирами), эруптивными брекчиями как минимум 7 типов цементного выполнения, пострудные фазы – дацитовыми и риолитовыми экструзивами (Рисунок 2.27).

В центральной части участка месторождения находится реликтовое (сохранившееся от эрозии) поле андезитов формации Фареллонес, интенсивно брекчированных на СВ фланге (над брекчиевой трубкой с «магматическим» цементом (Рисунок 2.28)). Под толщей этих вулканитов в эндо-экзоконтактовой зоне штока гранодиорит-порфиров локализовано полого залегающее плитообразное рудное тело *Рио Бланко* (530х230 м в плане, мощностью до 400 м). Штокверковые медно-молибденовые руды, главными сульфидными минералами которых являются пирит, халькопирит и молибденит, а второстепенными – борнит и энаргит, сосредоточены в основном в апоэффузивных кварц-турмалиновых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитах.

На западном и юго-восточном флангах объекта расположены брекчиевые трубки Лос Бронсес и Сур Сур с запасами меди около 10 млн. т каждая (со ср. сод. Си более 1 %), в строении которых принимают участие многофазные брекчии с различным составом цемента (от магматического до турмалинового). Главными рудовмещающими из них являются турмалиновые.

*Трубка Лос Бронсес*, имеет в плане овальную форму (2,0х0,7 км), вытянутую в СЗ румбах, вертикальные стенки в разрезе, прослежена на глубину более 1700 м: сложена гидротермально-магматическими брекчиями 7 типов, различающихся пропорциями турмалина, кварца, спекулярита, хлорита, серицита, мелкообломочного материала и сульфидов в цементирующей массе. Главные минералы руд – халькопирит, пирит, молибденит. Две трети площади участка охвачены зоной вторичного сульфидного обогащения, в которой содержание меди в 2–3 раза выше, чем в первичных рудах [Кривцов, Мигачев, Попов, 1986].

Описанное П.Фриккеном с соавторами [Frikken et. al., 2005] брекчиевое тело *Сур-Сур,* вмещающее высокосортные (с содержанием Си до 2,5 %) руды, обладает на дневной поверхности криволинейной дайкоподобной морфологией, имеет субмеридиональное простирание,



Рисунок 2.27 – Геологический план Си-Мо-порфирового месторождения Рио Бланко – Лос Бронсес, Чили. По [Vargas, 1999; Frikken, 2005] с изменениями.



Рисунок 2.28 – Геологические разрезы брекчиевых трубок Рио Бланко и Сур-Сур Си-Мопорфирового месторождения Рио Бланко–Лос Бронсес, Чили. По [Vargas, 1999; Frikken, 2005].

протяженность более 3 км при мощности в центральной части до 300–350 м (см. Рисунок 2.28). В поперечных сечениях – вертикальные ограничения. Это тело слагает восточный фланг сложно построенной брекчиевой трубки, в западной части которой выделены три фазы: Монолито, Палома и Кастеллано. Две последние являются более поздними с апофизами, рассекающими трубку Сур-Сур. По составу цемента в ней выделены 7 типов, в т. ч. рудоносный «турмалиновый». Брекчии сцементированы ранним биотитом и ангидритом на глубине, на более высоких (приблизительно с 3000 м) гипсометрических уровнях – турмалином и спекуляритом (зона кварц-серицит-турмалиновых изменений). Названные минералы частично, а на некоторых участках полностью, замещены более поздними халькопиритом, магнетитом, пиритом и кварцем. Отмечается вертикальная зональность развития преобладающих железо-окисных минералов: магнетит – ниже уровня 3300 м, магнетит + спекулярит – 3300–3600 м, спекулярит – выше 3600 м. Выше уровня 4000 м среди сульфидов доминирует пирит.

Отмеченные геолого-структурные особенности локализации месторождения Рио-Бланко–Лос Бронсес, на различных участках которого имеются как плитообразное штокверковое (Рио Бланко), так и трубообразные брекчиевые (Лос Бронсес, Сур-Сур) рудные тела, свидетельствуют об «экранирующем» воздействии мощной перекрывающей андезитовой толщи формации Фареллонес. В силу своего «упруго-вязкого» деформационного поведения она повлияла на гипсометрические уровни подъема магматического расплава из неглубоко залегающего крупнообъемного корового очага, а также режимы охлаждения, кристаллизации и дегазации порфировых интрузивов. Сосредоточение флюидной фазы в апикальных частях последних под этой толщей при цикличном проявлении интрузивного магматизма и взрывное растрескивание пород при неоднократном прорыве флюидов (при превышении гидростатического давления над литостатическим) привели к формированию многофазных сложно построенных гидротермально-магматических брекчиевых трубок, в которых локализовано не менее половины запасов месторождения.

Приведены лишь два примера супергигантских Си-Мо-порфировых месторождений, сформировавшихся под покровом вулканических и субвулканических пород среднего и основного состава формации Фареллонес и мафического комплекса Теньенте, игравших роль «структурно-петрофизического экрана». Третьим является находящееся севернее однотипное крупнейшее месторождение Лос Пеламбрес (Си – 20,8 млн. т (0,63 %), Мо – 0,53 млн. т (0,016 %) [Singer, Berger, Moring, 2008]).

Имеются и другие Cu-Mo-порфировые объекты подобного «подэкранного» типа, в частности, в рудном районе Супериор в Аризоне, США, где расположены позднемеловые месторождения Супериор Ист и Резолюшион. Второе – гигантское; локализовано в грабене под мощной (до 1400 и более метров) толщей меловых вулкано-кластических и перекрывающих кайнозойских осадочных и туфовых отложений. Его плащеообразное рудное тело находится на гипсометрических уровнях развития протерозойских диабазовых силлов и вышележащих палеозойских карбонатных отложений (петрофизических и геохимических «флюидоупоров») и сопряжено со штоками дацитовых порфиров – апофизами крупного плутона, основными фазами которого являются диориты и кварцевые диориты.

К группе месторождений, на образования которых повлияли перекрывающие породы с «упруго-вязким деформационным поведением» можно также отнести ряд крупных и сверхкрупных Си-Мо-порфировых месторождений азиатских андезитодных ВПП палеозойского возраста. Среди них: Коунрад в Казахстане, где над рудоносным гранодиоритпорфировым штоком каменноугольного возраста залегают малопроницаемыми девонские апоэффузивные кварциты с аномально высокими упруго-прочностными параметрами; Эрдэнтуин-Обо (Монголия), где отмечаются блоки субстрата (фундамента) ВПП, сложенные гнейсами и амфиболитами; Ойу Толгой (Монголия) со скрытым под покровом толеитовых базальтов рудным телом Хьюго Даммет с необычайно высокими (для МПМ) содержаниями меди и молибдена.

Таким образом, уникальные по запасам месторождения мирового класса возникали при наличии над крупнообъемными, флюидонасыщенными очагами («материнскими» плутонами) мощной вскрыши пород с «упруго-пластичным» либо «упруго-вязким» деформационным поведением при приложении тектонических напряжений. Такие малопроницаемые толщи, наряду с латеральным сжатием, на ранних стадиях эволюции ВПП способствовали накоплению флюидов и металлов в головных частях магматических колонн. В период их «вскрытия» при инверсии тектонических напряжений с декомпрессией и прорывом остаточного металлоносного расплава на гипабиссальные и субвулканические уровни ЗК они играли роль структурнопетрофизических «экранов» («флюидоупоров») для металлоносных растворов. Карбонатные отложения (доломиты, известняки) и богатые железом базитовые комплексы в составе таких барьерами, приводившими образованию толщ являлись также геохимическими К высокосортных руд.

В отсутствии «экранирующих» толщ, но при наличии мощных магматических очагов, формировались крупнообъемные меднопорфировые штокверки с невысокими содержаниями металлов. К их числу относится ряд средних и крупных месторождений с запасами меди до 5-6 млн. т, таких как Малмыжское в России, Актогайское и Айдарлинское в Казахстане. Эти объекты локализованы в многофазных интрузивах, рамой которых являются вулканогенноосадочные либо терригенные породы с благоприятными для хрупких деформаций свойствами. Как следствие – значительные размеры штокверковых систем (Малмыжское – 1,1 х 1,8 км, Актогай – 2,0 х 2,4 км и Айдарлы – 1,2 х 1,9 км по дневной поверхности) при средних содержаниях Си менее 0,4 %. К этой же группе объектов, по-видимому, относятся рядовые по запасам месторождения Михеевское, Томинское и Зеленый Дол на Урале, Борлы, Кенькудук и Каскыр-Казган в Казахстане.

В вариантах с отсутствием «литолого-структурных ловушек» и небольшими очагами разгрузка восходящего флюидного потока приводила к «распылению» рудного вещества с образованием обширных минерализованных ореолов с низкими содержаниями металлов (геохимических аномалий) либо мелких объектов с бедными рудами. В России их примерами являются Au-Cu- и Au-Mo-Cu-порфировые проявления ВПП Северо-Востока России: Ольховка, Ракетное, Базовое в Чукотском АО, Лора, Уптар, Викинг, Антара, Прямой в Магаданской области, Лагерное, Туманное, Кумроч, Китхой, Тымлат на Камчатке, в Казахстане – Кепчам, Аузбыкы и множество других.

### 2.3 Влияние карбонатных отложений, богатых железом мафических комплексов и вод немагматического происхождения, игравших роль геохимических барьеров, на рудоотложение

Кроме выше проанализированных факторов на масштабы формирующихся меднопорфировых объектов влияли и иные, в частности геохимические барьеры, представляющие собой, по определению А.И.Перельмана (термин предложен в 1961 г.), «участки земной коры, в которых на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов и, как следствие, их концентрация». Не вдаваясь в детали описания таких барь-(температурного, декомпрессионного, кислотно-щелочного, окислительноеров восстановительного, сульфатного, карбонатного и др.) в формировании рудных месторождений и сопутствующих эндогенных аномалий и вторичных ореолов рассеяния элементов, рассмотренных в работах А.И.Перельмана [Перельман, 1989], С.В.Григоряна [Григорян, 1987], Л.Н.Овчинникова [Овчинников, 1990], А.П.Соловова [Соловов, 1985] и многих других исследователей, приведем примеры меднопорфировых месторождений, в строении которых участвуют толщи, игравшие такую роль.

Действительно, на большинстве вышеописанных МПМ, как гигантских, так и рядовых, перекрывавшие (на момент рудообразования) толщи с *«упруго-пластичным»* либо *«упруговязким»* деформационным поведением, являлись не только *«флюидоупорами»*, но и геохимическими барьерами для металлоносных растворов, вызывавшими их разгрузку с осаждением рудного вещества и возникновением высокосортных руд.

При внедрении магматических тел присутствие реакционно-способных карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей), особенно алевритистых их разностей, приводило к формированию проксимальных золотоносных Au-Cu- и дистальных Pb-Zn-скарновых залежей. Они встречаются на многих меднопорфировых месторождениях (Бингхэм, Грасберг, Ок Теди, Кэдья Хилл и др.) в экзоконтактовых зонах рудоносных интрузивов и отличаются довольно высокими содержаниями металлов, включая золото. В России к подобным объектам принадлежат месторождения Быстринское (Cu – 2,3 млн. т (0,72 %), Au – 291 т (0,92 г/т)) и Култуминское (Au – 125 т (0,79 г/т)) в Забайкальском крае. В государственном балансе запасов полезных ископаемых Российской Федерации они отнесены к скарновому геолого-промышленному типу, но, судя по геологическому строению, принадлежат комплексным меднопорфировым РМС. Но есть и исключения, например, Au-Mo-Cu-порфировые месторождения Алмалыкского района, на которых скарнирование известняково-доломитовой толщи на контактах с рудоносными порфировыми штоками проявлено слабо. При этом мраморизованные карбонатные породы практически безрудны. Как отмечено Р.Силлитоу [Sillitoe, 2010], богатые железом базитовые комплексы интрузивной рамы, также являлись геохимическими барьерами из окисленных гидротермальных растворов, приводя к образованию руд с высокими (для меднопорфирового типа) содержаниями меди. До половины запасов ряда сверхкрупных месторождений сосредоточено в гидротермально-измененных разностях таких пород: габбро-диабаз-базальтовом комплексе на Эль Теньенте (Чили), силлах протерозойских диабазов на Резольющион, Рэе и Минерал Парке в Аризоне (США), толеитовых базальтах на участке Хьюго Даммет на Оюу Толгое (Монголия).

Уникальный пример пространственного совмещения двух типов структурнопетрофизических и геохимических барьеров – карбонатной толщи и диабазовых силлов можно наблюдать на крупнейшем Мо-Си-порфировом месторождении *Резолюшион* (прогнозные ресурсы, сопоставимые с категорией  $P_1$  классификации  $P\Phi$ : Си – 27,3 млн. т при ср. сод. 1,53 %, Мо – 0,7 млн. т при ср. сод. 0,039 %), описанное Д.Куком и др. [Сооке et al., 2020]). Оно расположено в центральном опущенном тектоническом блоке (грабене Резолюшион) рудного района Супериор, штат Аризона, США. Северо-восточнее в 4 км от него, в приподнятом блоке, находится однотипное месторождение Супериор Ист, а западнее, в борту грабена, в палеозойской осадочной толще, эпитермальные Си-Аg жильное (с залежами типа «мантос») месторождение Магма и Аg-рудное в брекчиях Сильвер Кинг, а также серия рудопроявлений того же типа (Рисунок 2.29).

Месторождение Ризолюшион – наиболее глубоко залегающее из известных скрытых меднопорфировых объектов. Его особенностью является локализация рудоносного штокверка на гипсометрических уровнях развития мезопротерозойских диабазовых силлов и вышележащих палеозойских карбонатных отложений фундамента андезитоидного ВПП. Сu-Мопорфировая минерализация ассоциирует с ларамийскими штоками диоритов – кварцевых диоритов – дацитовых порфиров, являющимися апофизами находящегося на глубине крупного плутона. Овальное в плане и плащеобразное в разрезе, рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию Cu 1,0 %, охватывает апикальные части порфировых интрузивов и вмещающие их породы – мезопротерозойские долеритовые силлы, вышележащие палеозойские карбонатные и меловые терригенные отложения, а также низы вулканогенной (комагматичной рудоносным интрузивам) толщи. Они, в свою очередь, перекрыты более поздними третичными терригенными и вулканогенными отложениями.

Весь геологический разрез субстрата (фундамента) ВПП, а также перекрывающих его отложений в коренном залегании доступен для изучения в западном глубоко эродированном борту грабена (Рисунок 2.30). На осадочных формациях субстрата (от палеопротерозойского до позднекаменноугольного возраста, с мезопротерозойскими долеритовыми силлами и редкими базальтовыми покровами) залегают меловые вулканиты продуктивной на медно-молибденовые



Рисунок 2.29 – Геологическая карта рудного района Супериор (Superior). По [Cooke et al., 2020] с изменениями.

Показано местоположение Cu-Mo-порфировых месторождений (Резолюшион (Resolution) и Супериор Ист (Superior East)) и «закрытых» рудников на эпитермальных Cu-Ag жильных и типа манто месторождениях: Магма (Magma), Лэйк Супериор и Аризона майн (LSA - Lake Superior and Arizona mine), Бельмонт (Belmont) и Сильвер Кинг (Silver King)).

Сокращенные названия разломов (F-faults): AF – Анксиети (Anxiety), CF – Концентратор (Concentrator), CSF – Конли Спрингс (Conley Springs), DCF – Девилс Каньон (Devils Canyon), MF – Мэйн (Main), ограничивающих грабен Резолюшион: NBF – Северный (North Boundary), SBF – Южный (South Boundary), WBF – Западный (West Boundary).

руды ВПА (от андезибазальтов до дацитовых порфиров, с мощными туфогенно-осадочными пачками), а на них – кайонозойские вулканогенные и осадочные отложения. Непосредственно на участке месторождения мощность толщи меловых вулканитов свыше 600 м, а перекрывающей третичной терригенно-вулканогенной толщи – 800 м. Таким образом, общая мощность вскрыши на объекте не менее 1400 метров (Рисунок 2.31).

По данным глубокого разведочного бурения установлена метасоматическая зональность, характеризующаяся сменой от центра МПС к ее периферийным частям ранней К-кремниевой (биотит-калишпатовой) зоны (с молибденит-пирит-халькопиритовыми рудами) пропилитовой (эпидот-хлорит-карбонатной с рассеянной пиритизацией) и наложенными на них более поздними филлизитовой (кварц-серицит-пиритовой с халькопирит-борнит-пиритовой минерализацией) и аргиллизитовой (кварц, пирит, глинистые минералы, поздняя борнит-халькоцит-дигенитпиритовая ассоциация HS типа, но без золота) [Cooke et al., 2020].

Пластообразная форма рудного тела месторождения Резолюшион, наложение разновозрастных метасоматических зон и рудообразующих минеральных ассоциаций, приведшее к высоким (для МПМ) содержаниям Си и Мо в рудах, свидетельствуют об «подэкранной» обстановке формирования этого объекта. Меловая карбонатная толща и мезопротерозойские силлы долеритов, «богатых» железом, являлись, по-видимому, и структурно-петрофизическими, и геохимическими барьерами для рудоносных растворов.

Геохимическими барьерами, вызывавшими разгрузку металлоносных растворов, могли также быть воды немагматического происхождения, вовлекаемые в циркуляцию в тепловом поле интрузивов, о чем свидетельствуют данные П.Фриккена и др. [Frikken et al., 2005] по минеральной зональности и изотопии руд многофазной трубки магматических брекчий Сур-Сур, в которой сосредоточена четверть запасов (10 млн. т Сu) супергигантского месторождения Рио-Бланко–Лос-Бронсес в Чили.



Рисунок 2.30 – Схематическая стратиграфическая колонка рудного района Супериор. По [Cooke et al., 2020] с изменениями. Толщи, предположительно, игравшие роль структурнопетрофизических и геохимических барьеров на месторождении Резолюшион, выделены красным контуром. Условные обозначения см. на Рисунке 2.29



Русскоязычные названия формаций и разломов см. на Рисунке 2.29.

Красными кружками показаны проекции на вертикальную плоскость местоположения проб для масс-спектроскопических (LA-ICP-MS) исследований хлорита и эпидота

Рисунок 2.31 – Схематический геологический разрез АБ грабена Резолюшион, с меднорудным телом одноименного Си-Мо-порфирового месторождения, оконтуренным по бортовому содержанию Си 1,0 % [Сооке et al., 2020].

Эта трубка образовалась в результате объемного взрыва и брекчирования батолита Сан-Франциско и перекрывающих его андезитов формации Фареллонес. Рудовмещающие брекчии сцементированы турмалином и спекуляритом (зона кварц-серицит-турмалиновых изменений), сменяющихся на глубине биотитом и ангидритом (зона ранних калиево-кремниевых изменений). Названные минералы частично, а на некоторых участках полностью, замещены более поздними халькопиритом, магнетитом, пиритом и кварцем. Отмечается вертикальная зональность развития преобладающих железо-окисных минералов: магнетит – ниже уровня 3300 м, магнетит + спекулярит – 3300-3600 м, спекулярит – выше 3600 м. Выше уровня 4000 м среди сульфидов доминирует пирит (Рисунок 2.32 А).

Температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварцевом и турмалиновом цементах брекчий – от 300° до 450°С, концентрация солей – от 0 до 69 весовых % NaCl эквивалента. Изотопный состав серы в сульфидном цементе варьирует в интервале значений  $\delta^{34}$ S от -4,1 до +2,7 ‰. Самые низкие значения  $\delta^{34}$ S<sub>(sulfide)</sub> – в образцах, отобранных с горизонтов между 3700 и 4000 м (верхи системы), где отмечаются наиболее высокие содержания меди в турмалиновой брекчии (Рисунок 2.32 Б, Рисунок 2.32 В). Эта зона высокосортных руд также богата спекуляритом, местами замещенным магнетитом. Моделирование равновесия «сульфат – суль-

156

фид» указывает, что для возникновения наблюдаемой вертикальной изотопной (по сере) зональности сульфидов трубки Сур-Сур необходимо охлаждение приблизительно на 150°С на каждые 100 м глубины, что невозможно только при кондуктивном теплообмене и, соответственно, предполагает конвекцию тепла, а значит и гидротермальных растворов с вовлечением сравнительно холодных метеорных вод.



A – геологический разрез по профилю XC 50ss; Б – распределение значений  $\delta^{34}S(\%)$  сульфидов; В – распределение содержаний Cu (%).

1 – шток пострудных кварцевых монцонит-порфиров; 2-4 – магматические брекчии: 2 – с турмалиновым цементом, 3 – с биотитовым цементом, 4 – Рио Бланко; 5 - гранодиориты батолита Сан-Франциско; 6 – разведочные скважины и их номера

Mt – магнетит, spec – спекулярит, anh – ангидрит, gyp – гипс.

Рисунок 2.32 – Брекчиевая трубка Сур-Сур Си-Мо-порфирового месторождения Рио Бланко–Лос Бронсес, Чили. По П.Фриккену и др. [Frikken et al., 2005] с изменениями.

Отношения изотопов <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb в ангидритовом цементе турмалиновой брекчии Сур-Сур и магматической брекчии Рио-Бланко находятся в диапазоне от 17,558 до 18,479, изотопов <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb – от 15,534 до 15,623, а изотопов <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb – от 37,341 до 38,412. Свинец в ангидрите существенно менее радиогенный, чем свинец из сульфидных руд и вмещающих магматических пород месторождения Рио-Бланко–Лос-Бронсес, что свидетельствует о его заимствовании из пород фундамента ВПП.

Термобарогеохимические и изотопно-геохимические данные в сочетании с минералогическим изучением руд и определением абсолютного возраста пред-, син- и позднеминерализованных вулканических и интрузивных пород – U-Pb датированием (SHRIMP по циркону),  $^{40}$ Ar/ $^{39}$ Ar (по биотиту, мусковиту, ортоклазу метасоматитов) и Re-Os (по молибдениту) позволили П.Фриккену с коллегами [Frikken et al., 2005] расшифровать стадийность рудоообразования и объяснить повышенные содержания меди на верхних уровнях брекчиевой трубки Сур-Сур. Предполагается, что ангидрит, спекулярит и турмалин цемента рудоносных брекчий отложены низкоконцентрированным окисленным раствором, который возник при конденсации флюидной фазы (H<sub>2</sub>O, SO<sub>2</sub>, HCl, B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), отделившейся от кристаллизующегося плутона и поднявшейся по каркасу взрывных трещин, в зоне присутствия амагматичных вод. Последующее образование высокосортных сульфидных руд связывается с разгрузкой медьсодержащих – концентрированных магматических рассолов, «заполнивших» брекчиевую трубку, при их реакционном взаимодействии с кислыми по составу метеорными (возможно морскими) водами, сыгравшими роль *геохимического (окислительно-восстановительного) барьера*.

# 2.4 Влияние исходной рудоносности вмещающих пород на формирование меднопорфировых месторождений

Исходная металлоносность пород интрузивной рамы (субстрата ВПП и фанеритовых фаз продуктивных плутоногенных формаций), вмещающих рудоносные порфировые штоки, влияла на вещественный состав руд МПМ.

Древние *геохимические аномалии* могли являться одним из источников рудного вещества, о чем свидетельствуют часто наблюдаемые обширные отрицательные (с содержаниями ниже фоновых) аномалии меди и др. металлов на флангах РМС. Они рассматриваются некоторыми исследователями как области рудосбора, т.е. выщелачивания металлов из пород, вмещающих рудоносные интрузивы, а последние – как источники необходимого тепла для деятельности рудообразующих гидротермальных систем.

Примеры подобных систем – рудные районы Хайлэнд Вэлли в Канаде, Дексинг и Дуобоашан в КНР, Актогайское рудное поле (РП) в Казахстане приведены в статье И.С.Гольдберга, Г.Я.Абрамсона и В.Л.Лося [Гольдберг и др., 2014], материалами для которой послужили результаты анализа строения вторичных ореолов рассеяния элементов, выявленных площадными (масштаба 1:50 000) и специализированной профильной (для Актогайского РП) геохимическими съемками. Тип зональности геохимического поля с наличием отрицательных аномалий вокруг высокоградиентных положительных, фиксирующих МПМ, предложено называть термином *«полярная зональность»*.

Характерной особенностью вышеназванных районов является присутствие в их пределах нескольких в основном мелких, реже средних по запасам МПМ.

В рудном районе *Хайлэнд Вэлли* металлогенической провинции Гадчон Канадских Кордильер известно 16 Си-Мо-порфировых объектов. Из них 4 наиболее крупные: Бетлехэм, Вэлли Коппер, Лорнекс и Гигмонт с запасами меди от 0,27 до 3,8 млн. т при средних содержаниях Си от 0,42 до 0,70 % (в сумме около 9,3 млн. т) по данным USGS [Singer, Berger, Moring, 2008]. Все они, а также жильные меднорудные месторождения Элвин, Сноусторм и Аберидин, сосредоточены в крупном многофазном батолите Гатчон Крик площадью примерно 1300 км<sup>2</sup>, сложенном диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, кварцевыми монцонитами и гранодиоритпорфирами (порфировая фаза) [Brabes, White, 1971; Olade, Fletcher, 1976; McMillan, 2005].

Участки месторождений отражаются во ВОР аномалиями повышенных значений содержаний Cu (>200 ppm), вокруг которых установлены обширные области с содержаниями ниже фоновых (<50 ppm), т.е. отрицательные аномалии (Рисунок 2.33 A) общей площадью около 800 км<sup>2</sup>. При принятии глубины распространения зон истощения (рудосбора) в 500 м объем деплитированных пород составит 440 км<sup>3</sup>. При усредненных значениях концентрации Cu в них в 25 ppm, возможного выноса металла из пород в 70 г/м<sup>3</sup>, общий дефицит меди для этих зон составит по расчетам примерно 12 млн. т, что сопоставимо с суммарными запасами всех МПМ района, и, по мнению авторов, свидетельствует о том, что основным источником рудного вещества были породы интрузивной рамы.

Такой же анализ баланса меди был проведен и для рудных районов с Au-Cuпорфировыми месторождениями (юго-восточной и северо-восточной частей КНР) Центрально-Азиатского орогенического пояса: Дексинг (Dexing) с крупным месторождением Тонгчанг (Tongchang) с запасами Cu 5,2 млн. т (ср. содержание. 0,45 %) и Au 190 т (0,16 г/т) по данным [Kejian, Xuehan, Guobing, 1992; «Mineral deposits of China», 1992] и двумя небольшими объектами того же типа (Рисунок 2.33 Б) и месторождением Дуобоашан (Duobaoshan) (2,4 млн. т Cu и 73 т Au по [Zhou, Goldfarb, Phillips, 2002]). При более высоких значениях фоновых концентраций меди (в сравнении с районом Гатчон) расчеты баланса металла дали в целом сопоставимые результаты, подтверждающие возможность формирования названных месторождений за счет металла, экстрагированного из пород, вмещающих рудоносные интрузивы.



1 – меднопорфировые месторождения – крупные (а) и рядовые (б); 2-4 – зоны конвективнорециклинговых гидротермальных рудообразующих систем: 2 – разгрузки рудоносных растворов (положительные аномалии Cu), 3 – застоя (с фоновым содержанием Cu), 4 –рудосбора, т.е. выщелачивания (с содержанием Cu ниже фонового); 5 – точки отбора литохимических проб

Рисунок 2.33 – Полярные геохимические системы рудных районов Хайлэнд Вэлли, Канада (А) и Дексинг, КНР (Б). По [Гольдберг и др., 2014] с изменениями

**А.** 16 меднопорфировых месторождений – Бетлехем, Вэлли Копер, Лорнекс, Хаймонт и др. в пределах крупного (около 1300 км<sup>2</sup>) нижнеюрского гранитоидного батолита Гатчон Крик.

**Б.** Меднопорфировые месторождения Тонгчанг, Фоджайу, Зушахаунг и Уангшан, сопряженные со штоками гранодиорит-порфиров мезозойского возраста. Вмещающие породы: верхнепротерозойские слабо метаморфизованные туфовые пелиты, известняки и андезиты; туфы и известняки венда и кембрия; юрские конгломераты и андезиты

Для проведения подобного анализа для Актогайского РП одноименного рудного района Баканасской металлогенической зоны Балхашско-Илийской провинции (ВПП) авторами статьи были использованы данные профильной геохимической съемки на площади около 30 км<sup>2</sup>, выполненной Геологической службой Казахстана с использованием малоглубинного бурения.

Рудное поле выделено в центральной части Колдарского полихронного плутона (Рисунок 2.34 А), сложенного гранитоидами двух формаций К-Na профиля – габбро-диоритгранодиоритовой (С<sub>2-3</sub>) и лейкогранитной (С<sub>3</sub>). Первая из них вместе с базальт-андезитриолитовой формацией составляет продуктивную на меднопорфировые руды вулканоплутоническую ассоциацию раннего этапа формирования пояса. Мо-Сu- порфировые месторождения

160



Cu Troop Troop





**А.** Геологическая схема строения: 1 – четвертичные рыхлые отложения; 2 – вулканогенноосадочные породы; 3 – монцониты; 4 – гранодиорит - порфиры; 5 – гранодиориты; 6 – рудонесущие гранодиориты; 7 – граниты; 8 – кварцевые диориты; 9 – андезиты, дациты, туфы; 10 – разломы; 11 – медномолибденовые рудные тела (1-Айдарлы, 2-Актогай, 3-Кызылкия). **А** и **Б** – вторичные ореолы рассеяния меди и ванадия.

Рисунок 2.34 – Актогайское рудное поле. Вторичные ореолы рассеяния меди и ванадия [Гольдберг и др., 2014]

Актогай, Айдарлы, Кзылкия (суммарные запасы около 12,5 млн. т Сu) и рудопроявления Промежуточного и Восточного участков сопряжены со штоками гранодиорит-порфиров – выступами-апофизами находящегося на глубине «материнского» массива. Они различаются эрозионным срезом. Наименьший – на Айдарлы, рудный штокверк которого имеет форму полого конуса, а также на не выходящих на дневную поверхность рудопроявлениях. Актогай с морфологией рудного тела, геометрически подобного опрокинутому усеченному конусу, «наполовину» эродирован. Самый глубокий срез на месторождении Кзылкия, представляющего собой сближенные корневые минерализованные зоны [Кривцов, Гирфанов, Шишаков, 1995; Кривцов и др. 1987]. Более подробно Актогайское РП описано в разделе 3.

По данным эмиссионно–спектрального анализа 240 проб были отстроены планы распределения широкого спектра элементов. В качестве индикаторных элементов выбраны *медь*, как основной рудообразующий элемент, и *ванадий*, как сидерофильный элемент, в соответствии с моделью полярных геохимических систем, образующий на флангах месторождений кольцевые положительные аномалии. (Рисунок 2.34 Б, Рисунок 2.34 В). Установлено, что все месторождения и рудопроявления Актогайского РП сопровождаются положительными аномалиями меди (>25 ppm) с максимальными содержаниями (>60 ppm) в центральных частях этих объектов. За их пределами наблюдается единый ореол отрицательных (ниже фоновых) значений (<11 ppm). На северо-востоке и западе отрицательная аномалия меди ограничена областями фоновых концентраций металла (11–25 ppm). Ванадий характеризуется пониженными концентрациями в пределах положительных аномалий меди и накапливается на их периферии, создавая полярную геохимическую зональность [Гольдберг и др., 2014].

Надо отметить, что в 80-х годах геохимическая зональность Актогайского РП была детально изучена специалистами Актогайской ГРП ПГО «Южказгеология» в ходе поисковых и разведочных работ. Она детально описана в серии отчетов и публикаций Л.У.Кадырбекова, Ю.А.Сергийко, А.М.Красникова, А.И.Полетаева и др., в которых, в частности, отмечены обширные области аномально низких содержаний меди вокруг актогайских месторождений.

Около 20 лет назад эта зональность была проанализирована специалистами ЦНИГРИ в рамках исследований по программе создания: «Моделей месторождений благородных и цветных металлов», выполненных под научным руководством А.И.Кривцова Первичными материалами для анализа послужили результаты площадной съемки по ВОР масштаба 1:10 000, обработанные с применением градиентно-векторного анализа изменений концентраций меди. На Рисунке 2.35 представлена результирующая схема концентрационных потоков меди в плане поверхности Актогайской гидротермальной системы (рудного поля), некогда построенная автором этих строк и «вошедшая» в числе других объектов в изданную в 2001 г. монографию



1-3 – области и вектора изменения концентраций меди: роста (1) и убывания (2) в зонах рудной разгрузки; 3 – убывания в зонах рудосбора (выщелачивания); 4 – линии инверсии (с роста на убывание) концентрационных потоков; 5 – контуры промышленных меднорудных тел; 6 – границы зон рудной разгрузки; 7 – зоны застоя (с фоновым содержанием Cu); 8 – метасоматические изменения во внутренних частях меднопорфировых систем; 9 – контуры пиритовых ореолов; 10 – контур площади геохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния меди. Cu-Mo-порфировые месторождения: Актогай (1), Айдарлы (2), Кызылкия (3) и рудопроявления участков: Промежуточный (4) и Восточный (5).

Рисунок 2.35 – Актогайское рудное поле, Казахстан. Схема концентрационных потоков в плане поверхности [Кривцов и др. 2001].

«Меднопорфировые месторождения» [Кривцов и др., 2001]. На этой схеме отчетливо видны области и вектора роста и убывания концентраций меди в рудных телах, фиксирующие зону рудной разгрузки (рудоотложения), области «застоя» с фоновыми содержаниями, а также периферийные участки снижения концентраций до аномально низких (ниже фоновых) значений, интерпретируемых как зона рудосбора (выщелачивания металла из вмещающих пород). В принципе, материалы выполненных градиентно-векторных построений, наряду с данными изотопных исследований, «допускают» заимствование, по крайней мере, части рудного вещества из интрузивной рамы с последующим переотложением в виде штокверковых рудных тел, что более подробно будет рассмотрено в разделе 4 настоящей работы.

*Рудные месторождения субстрата* ВПП, подвергавшиеся регенерации в тепловом поле интрузивов, также могли быть источником металлов. На это указывает, как было отмечено в разделе 1, развитие жильной и прожилковой полисульфидной (с Au и Ag) минерализации на флангах многих МПМ андезитоидных поясов, в субстрате которых присутствуют карбонатные отложения со стратиформными сингенетичными полиметаллическими залежами, что не характерно для систем базальтоидных ВПП.

В частности, жильно-прожилковая Au-Ag-полиметаллическая минерализация фланговых частей рудоносных штокверков Au-Mo-Cu-порфировых месторождений Алмалыкского РП могла образоваться за счет экстракции рудного вещества разогретыми метеорными водами (с последующим переотложением в трещинах) из стратиформных залежей свинцово-цинковых руд учкулакского типа, присутствующих во вмещающей фаменской известняково-доломитовой толще фундамента Бельтау-Кураминского ВПП. В непосредственной близости к северу от Кальмакырского месторождения находится частично регенерированное (в тепловом поле плутона) месторождение такого типа Кургашинкан. На удалении же, в южной части Алмалыксого грабена известно не затронутое этим процессом однотипное месторождение Кульчулак (см. Рисунке 2.20 в разделе 2.2.1).

Примерами подобных объектов также являются МПМ Карпато-Балканского региона: Златица-Плавица, Медет, Златно, Речк, Злата Баня, Окно-де-Фьер и др., на флангах которых отмечаются проявления жильно-прожилковых свинцово-цинковых (с Au и Ag) руд, а во вмещающих карбонатных толщах скарнированные и частично регенерированные стратиформные полиметаллические залежи, а также гигантское Au-Mo-Cu-порфировое месторождение Бингхэм (США) Уосатчского ВПП, в каменноугольно-пермских карбонатных формациях фундамента которого присутствуют стратоидные свинцово-цинковые залежи миссисипского типа. Ареол развития прожилковой полисульфидной минерализации вокруг последнего простирается далеко за пределы пиритового ореола – на расстояние до 8 км от штока кварцевых монцонитпорфиров, с которым сопряжено названное месторождение. Это не может быть объяснено только рудно-метасоматическими процессами, связанными с проникновением магматогенных растворов из материнских очагов, как это сделано в известной модели МП РМС Р.Силлитоу [Sillitoe, 2010]. Более приемлемым кажется предположение об участии метеорных вод, вовлеченных в циркуляцию в тепловом поле интрузивного массива, с частичным заимствованием рудного вещества из вмещающих карбонатных пород и его последующим переотложением в трещинах с образованием кварц-полисульфидных прожилков.

Возможность такого процесса рассматривалась еще с 70-х годов минувшего столетия. О роли вод немагматического происхождения (метеорных, морских, возникавших при дегидратации минералов при метаморфизме) в рудогенезе свидетельствуют многочисленные данные по изотопному составу кислорода разновозрастных генераций жильного кварца меднопорфировых штокверков. Оцененная по ним доля таких вод в общем объеме циркулирующих гидротермальных растворов к поздним стадиям деятельности рудообразующих систем, на которых образуются низкотемпературные фации метасоматитов филлизитовой, аргиллизитовой и пропилитовой метасоматических зон, а также развитые во фланговых частях систем зоны жильнопрожилковой кварц-полисульфидной минерализации и пиритовые ореолы, возрастает до 70-90 % [Тэйлор, 1982; Звездов и др., 1989; Кривцов и др., 2001; Sheppard et al., 1971, 1976; Norton, 1983; Reynolds, Beane, 1985; Bowman et. al., 1987; Muntean, Einaudi, 2000; Sillitoe, 2010 и др.].

Роль многократного переотложения рудного вещества с его интегральным накоплением на верхних уровнях РМС показана в расчетной конвективно-рециклинговой модели массопереноса А.И.Кривцовым с соавторами [Кривцов и др., 1995, 2001], а также имитационным математическим моделированием перераспределения элементов в гидротермальных системах В.Л.Лосем [Лось, 2012]. В названных моделях количественными методами обосновывается участие метеорных вод в рудообразовании и, по крайней мере, частичное заимствование рудного вещества из пород, вмещающих порфировые интрузивы.

В отличие от ортомагматической модели «смешанно-флюидная» конвективная модель рудогенеза «снимает» проблему дефицита масс рудного вещества и транспортирующих агентов (флюидов, растворов) для случаев, когда меднопорфировые месторождения сопряжены с небольшими по объему магматическими телами, а крупных («материнских») интрузивных массивов под ними не зафиксировано. Исходя из допустимых значений первичного содержания воды в магме (до 4 вес. %) и растворимости Cu (до 5 г/т в современных геотермальных системах) [Кривцов и др., 2001], невозможно предположить, что небольшие порфировые интрузивы могли продуцировать необходимые объемы вод и рудного вещества для накопления установленных запасов таких месторождений, что свидетельствует в пользу концепции многооборотной гидротермальной конвекции, сопровождаемой экстракцией металлов из вмещающих пород в зонах «поглощения» (рудосбора) с их последующих переотложением в зонах рудной разгрузки. Эти представления не противоречат расчетным теплофизическим моделям становления магматических тел и возникающих гидротермальных потоков [Cathles, 1977; Henley, McNabb, 1978; Norton, 1983; Звездов, Тихонов, 1995; Волчков, Тихонов, Калачинская, 1997; Савилкин, 1997], а также гидродинамическим моделям современных природных высокотемпературных гидротермальных резервуаров (ВГР), детально изученных как источники энергии [«Геотермические...», 1986; Кирюхин, Делемень, Гусев, 1991; Donaldson I.G., Grant, 1981 и др.] и представляющих собой ближайшие естественные аналоги верхних частей анализируемых систем. Вместе с тем, роль процессов выщелачивания и последующего переотложения металлов, в том числе с регенерацией более древних рудных месторождений различной формационной принадлежности, в образовании крупных и сверхкрупных меднопорфировых объектов, до сих пор должным образом не оценена. Имеющиеся модельные расчеты баланса вещества в его предполагаемых источниках (рудоносных вмещающих породах, т.е. геохимических ореолах), переносящих гидротермальных растворах и рудных телах (зонах рудной разгрузки) базируются на исходных параметрах (значениях объемов порфировых интрузивов, минерализованных зон и рудных тел, запасов и среднего содержания меди и прочих) рядовых месторождений. Более подробно эти вопросы будут рассмотрены в разделе 4 настоящей работы.

Проанализированными обстановками не исчерпывается многообразие условий формирования меднопорфировых месторождений. Возможны многочисленные переходные варианты PMC с «промежуточными» элементами строения. Подавляющее большинство МПМ с рядовыми запасами сформировались именно в таких обстановках. Они ассоциируют с интрузивами, связанными с небольшими магматическими очагами; во вмещающих толщах преобладают породы с «упруго-хрупким» деформационным поведением.

Для образования крупных и сверхкрупных объектов необходимо сочетание нескольких благоприятных факторов. К числу главных из них следует отнести геодинамический режим коллизионного сжатия, возникавший в отдельных сегментах магматических дуг (ВПП) при пологой субдукции литосферных плит, который «подавлял» вулканизм и способствовал возникновению крупнообъемных, не глубоко залегающих, флюидонасыщенных магматических очагов, а также области пересечения глубинных трансформных разломов с внутридуговыми (бывшими листрическими), где при взбросо-сдвиговых деформациях в период разрядки тектонических напряжений возникали глубоко проникающие «каналы», по которым магма и отделяющиеся от нее летучие поднимались в верхние зоны земной коры.

В России к сегментам ВПП, сформировавшимся в подобных условиях, относится ряд магматогенных поднятий длительного развития, в пределах которых выявлены крупномасштабные РМС с крупными МПМ либо имеются перспективы для их обнаружения: Алучинское с Баимской (месторождение Песчанка) и Иннахской РМС в Курьинском ВПП, Болоньское с Малмыжско-Болоньской (Малмыжское м-ние) – в Западно-Сихотэ-Алиньском поясе, Гонжинское с Арбинской (Иканское м-ние) и Пионерной, Октябрьское с Елна-Адамихинской – в Умлекано-Огоджинском ВПП.

Не менее важным фактором является петрофизическая гетерогенность структурновещественных комплексов субстрата ВПП с присутствием малопроницаемых толщ в верхах геологических разрезов. При орогенных деформациях она приводила к появлению локальных «структурных ловушек», способствовавших накоплению флюидов и концентрации металлов в верхних (головных) частях магматических колонн. Без благоприятных структурно-петрофизических условий мощный флюидный поток, восходивший из магматических очагов при декомпрессии, приводил к возникновению обширных геохимических ореолов, либо мелких объектов с убогими рудами.

Определенную, но не главную, роль в формировании крупных объектов играли геохимические барьеры (карбонатные либо обогащенные железом базитовые породы), приводившие к отложению высокосортных руд и исходная рудоносность интрузивной рамы – надфоновые содержания металлов во вмещающих породах и древние рудные месторождения субстрата ВПП, подвергавшиеся регенерации в тепловом поле интрузивов с переотложением металлов активизированными метеорными водами на верхних уровнях систем.

# 2.5 Критерии прогноза и поисков крупных и сверхкрупных меднопорфировых месторождений

## 2.5.1 Прогноз меднопорфировых месторождений с использованием геолого-промышленных количественных (статистических) моделей (ГПКМ)

Прогнозно-поисковые комплексы (ППК), созданные в ЦНИГРИ применительно к месторождениям цветных и благородных металлов ведущих геолого-промышленных типов [«Прогнозно-поисковые комплексы», 1983; «Принципы и методы прогноза...» 1987; «Методика крупномасштабного...», 1989; «Методическое руководство...», 2002, «Принципы, методы и порядок..., 2010 и др.], включая меднопорфировый, позволяют выделять разноранговые прогнозно-металлогенические категории (таксоны) перспективных площадей — металлогенические провинции и зоны, рудные районы и поля, поисковые участки — и оценивать их металлогенический потенциал и прогнозные ресурсы. В зарубежной практике для определения последних применяются методы количественного прогнозирования и геолого-экономической оценки [Rowlands, Sampey, 1977; Laznicka, 1983, 1999; Singer, 1995; Singer, De Young, 1980; Singer et al., 2001, 2002, 2008 и др.], дающие возможность не только оценивать общие перспективы изучаемых территорий, но и определять число и размерность (масштабность) объектов, которые могут быть обнаружены в их пределах. При этом основным из дискуссионных вопросов остается «положение» крупных и сверхкрупных (гигантских и супергигантских) месторождений. Являются ли они уникальными по своим характеристикам объектами или отличаются от рядовых лишь масштабами и поэтому не требуют особой методики поисков и оценки?

Этот вопрос отчасти был затронут в разделе 1.1 при описании построенных *геологопромышленных количественных (статистических) моделей (ГПКМ)* месторождений меднопорфирового семейства, показывавших зависимость запасов и содержаний основных полезных компонентов руд (Cu, Mo, Au, Ag) от геотектонической позиции МПС.

Месторождения меднопорфирового семейства играют ведущую роль в мировой добыче меди, составляя значительную долю как текущих глобальных запасов, так и начального металлогенического потенциала (НМП) этого металла. За десятилетия исследований по ним накоплен гигантский объем информации, что делает эти объекты наиболее интересными для разработки методов количественного прогнозирования ресурсов и запасов металлов, в частности для построения ГПКМ. Возможность применения таких моделей для прогноза числа и запасов «неоткрытых» объектов определяется гиперболической зависимостью между запасами известных месторождений и частотой их встречаемости (т.е. ранговыми номерами) в кумулятивных (искусственно упорядоченных по убыванию запасов) рядах распределения в представительных статистических выборках. Математически она описывается законом Ципфа. Для выявления количества необнаруженных объектов в комплексе с ГПКМ может применяться метод оценки плотности месторождений на единицу площади. Он заключается в интерполяции количества известных месторождений, приходящихся на 1 км<sup>2</sup> сопредельных, хорошо изученных территорий (с расчетом частоты их встречаемости), на исследуемую площадь, где ожидается обнаружение объектов того же геолого-промышленного типа, с расчетом процентного уровня вероятности их открытия [Singer et al., 1991].

По поводу достоверности результатов применения ГПКМ для прогнозирования числа и ресурсов необнаруженных месторождений, включая крупные и сверхкрупные, имеются диаметрально противоположные мнения. При всех достоинствах главным недостатком ГПКМ, по мнению [Мигачев, Сальников, 1986; Кривцов, 1989; Булкин, Неженский, 1991 и др.], является сложность определения соответствия построенных моделей ранговых рядов распределения месторождений конкретным геологическим условиям прогнозирования, под которыми подразумеваются: единство и цельность проявления (завершенность) процесса рудообразования; адекватность ему реально наблюдаемых исходных эмпирических данных; различная денудация объектов, включенных в статистические выборки; мера представительности среди них месторождений известного интервала глубинности; неоднозначность выделения границ металлогенических таксонов – провинций, зон, рудных районов и полей.

А.И.Кривцовым [Кривцов, 1989] отмечены следующие ограничения применения моделей данного типа для прогноза рудных месторождений:

 – с их помощью могут быть предсказаны как объекты, находящиеся на недосягаемых для обнаружения и освоения глубинах, так и месторождения, к настоящему времени уничтоженные эрозией;

 – открытие каждого нового крупного месторождения, по запасам превосходящего самый крупный объект в ранговом ряду распределения, нарушает его последовательность, приводя к прогнозу все большего числа необнаруженных месторождений и соответственно их суммарных ресурсов;

 возможность обнаружения новых месторождений нередко ограничена дефицитом пространства анализируемой территории.

В дополнение к ним можно отнести часто отмечающееся (для статистических выборок по континентам и миру в целом) наличие нескольких месторождений какого-либо типа с примерно равными запасами, то есть соответствующих одному рангу в фактических рядах распределения, из чего следует, что, в принципе, возможен прогноз не одного, а нескольких необнаруженных объектов «вакантного» ранга, что будет показано ниже на примере меднопорфировых месторождений.

Перечисленные проблемы применения ГПКМ отчасти решаются с помощью метода эмпирической зависимости ресурсов от запасов крупнейшего месторождения и метода определения влияния геологоразведочного фильтра (ГРФ). Приемы их использования и методика необходимых математических вычислений подробным образом описаны в монографии [Булкин, Неженский, 1991].

Первый из этих методов дает возможность по запасам наиболее крупного месторождения и кларковому содержанию соответствующего элемента в земной коре рассчитать ресурсы металлогенической провинции или зоны, в пределах которой объект находится. Он пригоден в основном для региональных прогнозных оценок, а также для контроля полученных иными способами результатов. Главным недостатком метода является влияние неоднозначности определения границ и площадей оцениваемых территорий и уровней их эрозии.

Второй метод, предложенный В.И.Шпильманом [Шпильман, 1982] для количественного прогноза нефтегазоносности перспективных территорий, позволяет: учитывать систематические расхождения между теоретическим и реальным ранговыми рядами распределения месторождений, вызываемые проведением ГРР; рассчитывать вероятность пропуска объектов с заранее заданными порогами запасов; сопоставлять металлогенические провинции, зоны и рудные районы по запасам среднестатистического месторождения; сравнивать их по числу и запасам, приходящимся на объекты определенной размерности (например, крупные), и по перспективам открытия новых месторождений; а в итоге, оценивать эффективность и целесообразность проведения ГРР. Как и для ГПКМ, основным ограничением к применению метода ГРФ является неоднозначность определения соответствия моделей анализируемых ранговых рядов геологическим условиям прогнозирования, о которых было сказано выше. Главными же достоинствами – возможность оценки прогнозных ресурсов территорий с различной степенью изученности и контроль прогнозных оценок, полученных другими методами.

Для выяснения эффективности ГПКМ применительно к прогнозу меднопорфировых объектов автором в соответствии с законом Ципфа на основе базы данных по 381 месторождению мира, представленной в работе [Singer, Berger, Moring, 2008], рассчитаны теоретические ряды распределения запасов меди как по семейству в целом, так и по отдельным его типам [Звездов, 1995]. В качестве наиболее крупных объектов первого ранга, по запасам которых проведены необходимые вычисления, приняты: Чукикамата (111,15 млн. т меди) – для Си-Мопорфировых месторождений и семейства в целом; Рио Бланко (40,00) – для Мо-Сипорфировых; Ла Эскондида (47,14) – для Аи-Си-порфировых. В Таблице 2.1 приведены результаты анализа по меднопорфировому семейству в целом.

Сопоставление полученных теоретических рядов с реальными (эмпирическими) показало их наибольшую сходимость в верхних частях гиперболических кривых распределения, что объясняется, как ранее отмечалось Г.А.Булкиным и И.А.Неженским [Булкин, Неженский, 1991], тем, что крупные месторождения легче открываются и лучше известны, чем мелкие. Отсутствие объектов какого-либо ранга в реальных рядах по сравнению с теоретическими свидетельствует о принципиальной вероятности их существования. В классах крупных и особо крупных месторождений таких объектов: по семейству в целом (общее число известных объектов в выборке – n = 381) всего одно (с запасами меди 18,5 млн. т); Си-Мо-порфирового типа (n = 49) – пять (55,6, 18,5, 13,9, 11,1 и 9,3 млн. т); Мо-Си-порфирового (n = 217) и Аи-Си-порфирового (n = 115) – по одному (20,0 и 15,7 млн. т, соответственно). Основное количество необнаруженных месторождений со средними запасами приходится на Cu-Mo-порфировый тип (оно превышает число известных в 4 раза, что обусловлено «ураганным» влиянием уникальных запасов месторождения Чукикамата, принятых при расчетах в качестве объекта первого ранга). Среди Мо-Сии Au-Cu-порфировых месторождений таких объектов единицы. Более того, известно значительное число средних месторождений с примерно равными запасами, то есть соответствующих одним и тем же ранговым номерам в теоретических рядах распределения.

В классах мелких и очень мелких объектов для всех типов и семейства в целом установлено значительное превосходство числа «неоткрытых» месторождений над известными,

Janacki Cu, Mill, T         Observes         (const = 111.15) $I$ 2         3         4         5           (ypukkamara) $III.15$ 111.15         111.15         111.15           Эль Тевлентье         Чили         108,56         1         111.15           Га Эскопдида         Чили         40,00         55,58         1         111.15           Континентла-Быют         США         33,90         3         37.05           Коренск-Меткалф         США         33,20         2         2         2,23           Колтаказун         Чили         26,66         1         1         2,22,3           Пос Пеламбрее         Чили         26,66         1         1         2,2,23           Пос Пеламбрее         Чили         20,79         1         5         22,23           Пос Пеламбрее         Чили         10,79         1         8         13,89           Санга рита         США         15,88         7         15,88           Серро Колорадо         Пагранья         Перу         12,76         3           Актогай         Казакастан         12,21         10         11.12           Тамизка	Месторождение	Страна	Фактические	Ранг	Расчетные запасы Си, млн. т
I         2         3         4         5           Чукикамата         Чили         111,15         1         1         111,15         1         1         111,15         1 </td <td>L · · ·</td> <td>Ĩ</td> <td>запасы Си, млн. т</td> <td>объектов</td> <td>(const = 111, 15)</td>	L · · ·	Ĩ	запасы Си, млн. т	объектов	(const = 111, 15)
Чукиканата         Чили         111.15         1         111.15           Эль Теньентье         Чили         108.56         1         111.15           Эль Сеньентье         Чили         40.856         1         111.15           Па Оскопдида         Чили         40.00         55.58           Рио Бланко – Лос Бронсе         Чили         40.00         35.13         3         37.05           Континентъл-Бьютт         США         33.90         2         2         2         2           Кананеа         Мексика         29.99         4         27.79         2         2         2           Колтахаузи         Чили         23.01         23.71         5         22.23         2           Исобладузженный объект А         -         -         6         18.53         7         15.88           Серро Колорадо         Панама         14.58         7         15.88         13.89           Санта рита         США         15.83         7         15.88         13.89           Санта рита         США         14.18         8         13.89         13.89           Маниа         Чили         12.26         10         11.12         16	1	2	3	4	5
Эль Теньентье         Чяли         108.56         1         111.13           Заскондида         Чили         47,14         2         55,58           Ило Блако – Лос Бронсес         Чили         40,00         33,00         37.05           Контивентла-Быогт         США         33,20         37.05         37.05           Контивентла-Быогт         США         32,02         4         27.79           Кананса         Мексика         29.99         4         27.79           Колтахаузи         Чили         26.66         22.23           Пос Пеламбрес         Чили         20.79         4         27.79           Необнаруженный объект А         -         -         6         18.53         1.6           Га Гранья         Перу         16.80         7         15.88         22.23           Пос Пеламбрес         Чили         20.79         4         33.90         3.30         7         15.88           Серро Колорадо         Панама         14.55         8         13.98         3.89         3.39           Санта Рита         США         15.83         7         15.88         12.35         3.36           Серро Колорадо         Панама	Чукикамата	Чили	111,15	1	111 15
Ла Оскондида         Чяли         47.14         2         55.58           Рио Бланко – Лос Бронсес         Чили         40.00         3         37,05           Континстил-Бьютт         США         35,13         3         37,05           Коренск-Мстканф         США         33,00         2         2           Капанеа         Мексика         29,99         4         27,79           Бинтхом         США         23,02         3         37,05           Колавакузи         Чили         26,66         2         2           Грасберг         Индонезия         24,00         3         3           Алмалык         Узбекистан         23,71         5         22,23           Лос Пеламбрее         Чили         20,79         3         3           Необларуженный объект А         –         –         6         18,53           По Гранья         Перу         16,80         7         15,88           Санга Рита         США         15,83         7         15,88           Санга Рита         США         12,48         9         12,35           Эль Сольвадор         Чили         10,02         11,12         10	Эль Теньентье	Чили	108,56		111,15
Рао Бланко – Лос Бронсес         Чили         40,00         3         37,05           Континентол-Бьютт         США         35,13         3         37,05           Саффорд         США         33,00         3         37,05           Кананса         Мехсика         29,99         4         27,79           Коллахузи         Чили         26,666         7         7           Грасберг         Индонезия         24,00         7         15,83           Алмалык         Узбекистан         23,71         5         22,23           Лое Пеламбрее         Чили         20,79         6         18,53           Необнаруженный объект А         -         -         6         18,53           Ла Гранья         Перу         16,80         7         15,88           Сарро Колорадо         Панама         14,55         8         13,89           Санта Рита         США         14,18         8         13,89           Манка Мина         Чили         12,00         1         14,112           Казакстан         12,48         9         12,35         3           Эль Сара Алера         Чили         10,00         11,12         10	Ла Эскондида	Чили	47,14	2	55,58
Континентлат-Бьютт         США         35,13         3         37,05           Моренсн-Меткалф         США         33,90         2         2           Кананеа         Мексика         29,99         4         27,79           Бинтхэм         США         28,49         4         27,79           Кананеа         Мексика         29,99         4         27,79           Бинтхэм         США         28,49         4         27,79           Коллахаули         Чили         28,71         5         22,23           Лос Пелямбрес         Чили         20,79         6         18,53           Па Гранья         Перу         16,80         7         15,88           Санта Рита         США         14,85         8         13,89           Магза Мина         Чили         13,00         1         12,35           Окотай         Казахстаи         12,48         9         12,35           Эль Сальвадор         Чили         10,02         11         10,10           Казахстаи         12,48         9         12,35         2,26           Санта Рита         США         8,53         2,26         2,26         2,26         2,26<	Рио Бланко – Лос Бронсес	Чили	40,00		
Моренси-Меткалф         США         33.90           Саффорд         США         32.02           Кананеа         Мексика         29.99           Бинтхэм         США         28.49           Колахаузи         Чили         26.66           Грасберг         Индонезия         24.00           Алмалик         Узбекистан         23.71         5         22.23           Лос Пеламбрес         Чили         20.79         15.88         15.83           Рей         США         15.83         7         15.88           Серро Колорадо         Панама         14.55         8         13.89           Манза Мина         Чили         13.00         7         15.88           Серро Колорадо         Панама         14.455         8         13.89           Манза Мина         Чили         12.48         9         12.35           Эль Сальвадор         Чили         10.05         7         11.12           Потериллос         Чили         10.06         11         10.10           Манза Мина         Чили         10.02         12         9.26         13         8.55           Сальадор         Чили         10.04	Континентэл-Бьютт	США	35,13	3	37,05
Cadphop,1         CIIIA $32,02$ $Karaarea         Mekcuka         29,99 4 27,79           Karaarea         Mekcuka         29,99 4 27,79           Konnaxaysu         Чили         26,66 27,79           Jac Carbona         32,001 5 22,23           Joc Ilenamópee         Чили         20,79 6 18,53           Ja C Panisa         Ilepy         16,800 7 15,88           Peñ         CIIIA         15,83 7 15,88           Carra Purra         CIIIA         14,135 8 13,89           Maraa Muna         Чили         13,000 7 15,88           Tokenana         Ilepy         12,21 76 7 15,33           Aktroraii         Kaaaxcran         12,428 9 12,35 10 11,12           Townanakan         Филии         12,00 11,12 10,00 11,12           Markan-Unempsinum         10,045 11,12 10,01 10,02 92,6           Kasa Paugo   $	Моренси-Меткалф	США	33,90	-	
Кананса         Мексика         29.99         4         27,79           Бинтхом         США         28,49           27,79           Коллахаузи         Чилли         26,66           22,23            Пос Пеламбрес         Чилли         20,79          22,23             Лос Пеламбрес         Чилли         20,79               Лос Пеламбрес         Чилли         20,79               Исобларуженный объекя А         –         –         6         18,53	Саффорд	США	32,02		27.70
Бинтхэм         США         28,49         4         27,79           Коллахаузи         Чили         26,66	Кананеа	Мексика	29,99	4	
Коллахаузи         Чили         26,66           Грасберг         Индонезия         24,00           Алмалык         Узбекистан         23,71           Лос Пеламбрес         Чили         20,79           Исобларуженный объект А         –         –           Ла Гранья         Перу         16,80           Рей         США         15,83           Серро Колорадо         Панама         14,55           Санта Рита         США         14,18           Манза Мина         Чили         13,00           Токепала         Перу         12,76           Актотай         Казахстан         12,48         9           Эль Сальвадор         Чили         10,00         11,12           Потериллос         Чили         10,00         11           Куахове         Перу         1,2,5         10         11,12           Потериллос         Чили         10,04         11         10,10           Майами-Инспирэйши         США         8,53         2           Сан Галде Усьт         США         8,53         2           Сар чешме         Иран         8,40         13         8,55           Сар чешме         Ира	Бингхэм	США	28,49	4	27,79
Грасберг         Индонезия         24,00         5         22,23           Алмалык         Узбекистан         23,71         5         22,23           Лос Пеламбрес         Чили         20,79         6         18,53           Необларуженный объекм А         –         –         6         18,53           Ла Гранья         Перу         16,80         7         15,88           Серро Колорадо         Панама         14,55         8         13,89           Санта Рита         США         14,18         8         13,89           Манза Мина         Чили         13,00         7         12,35           Токепала         Перу         12,76         4         4           Актогай         Казахстан         12,48         9         12,35           Эль Сальвадор         Чили         10,00         11         10,10           Казамстан         Филин         10,02         11         10,10           Маѓами-Инспирэйши         США         10,02         11         10,10           Маѓами-Инспирэйши         США         8,53         2         2         9,26           Каа Ганде Уэст         США         8,53         2         2<	Коллахаузи	Чили	26,66		
Алмалык         Узбекистан         23,71         5         22,23           Лос Пеламбрес         Чили         20,79         6         18,53           Ла Гранья         Перу         16,80         7         15,88           Рей         США         15,83         7         15,88           Серро Колорадо         Панама         14,55         8         13,89           Санта Рита         США         14,18         8         13,89           Манза Мина         Чили         13,00         7         12,35           Эль Сальвадор         Чили         12,21         9         12,35           Тампакан         Филипины         12,00         11,12         10           Куахоне         Перу         11,25         10         11,12           Потрерилос         Чили         10,05         7         2,26           Саса Танде Уэст         США         8,53         2         2           Сар Мануль Каламазу         США         8,34         13         8,55           Сан Мануль Каламазу         США         8,34         14         7,94           Каса Ганде Уэст         Ша         8,34         14         7,94	Грасберг	Индонезия	24,00		
Лос Пеламбрес         Чили         20,79           Необларуженный объект А         –         –         6         18,53           Ла Гранья         Перу         16,80         7         15,88           Рей         США         15,83         7         15,88           Серро Колорадо         Панама         14,55         8         13,89           Санта Рита         США         14,18         8         13,89           Манза Мина         Чили         13,00         7         15,88           Токспала         Перу         12,76         4         7           Актогай         Казахстан         12,48         9         12,35           Эль Сальвадор         Чили         12,20         7         10         11,12           Потрериллос         Чили         10,05         11         10,10         10           Майами-Инспирэйшн         США         10,02         11         10,10         10,02         10         11,12         9,26         12         9,26         13         8,55         13         14         14         7,94         14         14         7,94         13         8,55         16         14         13         8,55	Алмалык	Узбекистан	23,71	5	22,23
Необнаруженный объект А         –         –         6         18,53           Ла Гранъя         Перу         16,80         7         15,88           Рей         США         15,83         7         15,88           Серро Колорадо         Панама         14,55         8         13,89           Санта Рита         США         14,18         8         13,89           Токепала         Перу         12,76         4         4           Актогай         Казахстан         12,248         9         12,35           Эль Сальвадор         Чили         12,21         10         11,12           Токепала         Перу         11,25         10         11,12           Погрериллос         Чили         10,05         11         10,10           Майами-Инспирэйшн         США         10,02         10         11           Полржина         Чили         9,22         12         9,26           Каса Ганде Уэст         США         8,53         13         8,55           Сан Мануль Каламазу         США         8,34         13         8,55           Сан Мануль Каламазу         США         8,34         13         8,55	Лос Пеламбрес	Чили	20,79		
Ла Гранья         Перу         16.80         7         15,88           Рей         США         15,83         7         15,88           Серро Колорадо         Панама         14,55         8         13,89           Санта Рита         США         14,18         8         13,89           Манза Мина         Чили         13,00         7         15,88           Токепала         Перу         12,76         8         13,89           Актогай         Казахстан         12,21         10         11,12           Тампакан         Филиппины         12,00         10         11,12           Куахоне         Перу         11,25         10         11,12           Потрериллос         Чили         10,04         11         10,10           Майами-Инспирэйшн         США         8,53         2         2           Сар Челиме         Иран         8,40         13         8,55         3           Сар Челиме         Иран         8,40         13         8,55         3           Сар Челиме         Арсентина         7,35         7,41         4           Каза Рака         Арсентина         7,30         15         7,41	Необнаруженный объект А	_	-	6	18,53
Рей         СПІА         15,83         7         15,88           Серро Колорадо         Панама         14,55         8         13,89           Санта Рита         США         14,18         8         13,89           Манза Мина         Чили         13,00         15         12,35           Токепала         Перу         12,76         9         12,35           Актогай         Казахстан         12,48         9         12,35           Эль Сальвадор         Чили         12,21         10         11,12           Токепала         Филиппины         12,00         11         10,10           Куахоне         Перу         11,25         10         11,12           Потрериллос         Чили         10,05         11         10,10           Майами-Инспиройшн         США         8,53         13         8,55           Сан Чанузь Каламазу         США         8,34         13         8,55           Сан Чанузь Каламазу         США         8,34         14         7,94           Квэбрада Бланка         Чили         7,85         7,41         6,695           Анарида         Мандонезия         7,14         16         6,95 <td>Ла Гранья</td> <td>Перу</td> <td>16,80</td> <td>-</td> <td>15.00</td>	Ла Гранья	Перу	16,80	-	15.00
Серро Колорадо         Панама         14,55         8         13,89           Санта Рита         США         14,18         8         13,89           Манза Мина         Чили         13,00         Токепала         Перу         12,76           Актогай         Казахстан         12,48         9         12,35           Эль Сальвадор         Чили         12,21         10         11,12           Тампакан         Филиппины         12,00         11         10,05           Куахоне         Перу         11,25         10         11,12           Потрерилос         Чили         10,05         11         10,10           Майамп-Инспирэйшн         США         8,53         2         9,26           Каса Ганде Уэст         США         8,53         3         3         8,55           Сар Ченме         Иран         8,40         13         8,55         3           Сар Ченме         Иран         8,40         13         8,55         3           Сар Ченме         Иран         7,30         15         7,41           Пакаридад         Мексика         8,14         14         7,94           Квобрада Бланка         Чили	Рей	США	15,83		15,88
Спта Рита         СППА         14,18         8         13,89           Манза Мина         Чили         13,00         1	Серро Колорадо	Панама	14,55		12.00
Манза Мина         Чили         13,00           Токепала         Перу         12,76           Актотай         Казахстан         12,48         9           Эль Сальвадор         Чили         12,21           Тампакан         Филиппины         12,00           Куахопе         Перу         11,25         10         11,12           Потрериллос         Чили         10,04         11         10,10           Майами-Инспирэйшн         США         10,02         11         10,10           Майами-Инспирэйшн         США         10,02         11         10,10           Майами-Инспирэйшн         США         13         8,55         8           Сар Челме         Иран         8,40         13         8,55           Сар Челме         Иран         8,40         13         8,55           Сар Челме         Иран         7,35         7,41         7,94           Квэбрада Бланка         Чили         7,35         7,41         7,41           Квэбрада Бланка         Чили         7,35         7,41         6,62           Серро Верле         Перу         7,30         15         7,41           Малонджханд         Индия	Санта Рита	США	14,18	8	13,89
Токепала         Перу         12,76           Актогай         Казахстан         12,48         9         12,35           Эль Сальвадор         Чили         12,21         7         7           Тампакан         Филиппины         12,00         1         1         1           Куахове         Перу         11,25         10         11,12         10           Потрерилос         Чили         10,05         7         7         10         1           Эль Абра         Чили         10,02         11         10,10         10         10           Майами-Инспирэйшн         США         10,02         12         9,26         Каса Ганде Уэст         5         6           Сар Чешме         Иран         8,40         13         8,55         8         8         5           Сар Чешме         Иран         8,40         13         8,55         7,41         7,94           Ква Рика         Аргентина         7,35         7,41         7,41         7,41           Каз Рика         Аргентина         7,22         15         7,41         6,54           Бату Хайджау         Индия         6,62         17         6,54         6,54 </td <td>Манза Мина</td> <td>Чили</td> <td>13,00</td> <td></td> <td></td>	Манза Мина	Чили	13,00		
Актогай         Казакстан         12,48         9         12,35           Эль Сальвадор         Чили         12,21              12,35           12,35           12,35          12,35          12,35          12,35          12,35          12,35          12,35          12,35          12,35          12,35          12,35          12,35          12,35          12,35          12,35          12,35          11         10,00          11         10,10           13         3	Токепала	Перу	12,76	-	
Эль Сальвадор         Чили         12,21           Тампакан         Филиппины         12,00           Куахоне         Перу         11,25         10         11,12           Потрериллос         Чили         10,05         3ль Абра         Чили         10,06           Эль Абра         Чили         10,02         11         10,10           Майами-Инспирэйшин         США         10,02         11         10,10           Юджина         Чили         9,22         12         9,26           Каса Ганде Уэст         США         8,53         8,55         3           Сар Чешме         Иран         8,40         13         8,55           Сан Мануэль Каламазу         США         8,34         14         7,94           Квзбрада Бланка         Чили         7,85         4         4         7,94           Ква Рика         Аргентина         7,35         7,41         5         6,62           Панудиля         6,62         17         6,54         6,54           Мулонг         Китай         6,45         17         6,54           Карадд         США         6,40         18         6,18           Дексинг	Актогай	Казахстан	12.48	9	12.35
Тампакан         Филиппины         12,00           Куахоне         Перу         11,25         10         11,12           Потрериллос         Чили         10,05         11         10,10           Эль Абра         Чили         10,04         11         10,10           Майами-Инспирэйши         США         10,02         11         10,10           Оджина         Чили         9,22         12         9,26           Каса Ганде Уэст         США         8,53         2         3           Сар Чешме         Иран         8,40         13         8,55           Сан Мануэль Каламазу         США         8,34         14         7,94           Ла Каридад         Мексика         8,14         14         7,94           Квэбрада Бланка         Чили         7,35         7,41           Серор Верде         Перу         7,30         15         7,41           Бату Хайджау         Индинзия         6,62         17         6,54           Мулонг         Китай         6,145         18         6,18           Дексинг         Битад         6,36         18         6,18           Кизата         Филиппины         6,36	Эль Сальвалор	Чили	12.21		,
Куахоне         Перу         11,25         10         11,12           Потрериллос         Чили         10,05         11         10,10           Эль Абра         Чили         10,04         11         10,10           Майами-Инспирэйши         США         10,02         11         10,10           Майами-Инспирэйши         США         10,02         11         10,10           Майами-Инспирэйши         США         8,53         2         9,26           Каса Ганде Уэст         США         8,53         3         8,55           Сар Чешме         Иран         8,40         13         8,55           Сан Мануэль Каламазу         США         8,34         14         7,94           Квэбрада Бланка         Чили         7,85         7,41         7,44           Квэбрада Бланка         Чили         7,22         15         7,41           Бату Хайджау         Индонезия         7,22         15         7,41           Бату Хайджау         Индонезия         7,22         16         6,60           Пантуна         Панама         7,20         15         7,41           Мэлрнджханд         Индия         6,62         17         6,54 <td>Тампакан</td> <td>Филиппины</td> <td>12.00</td> <td>-</td> <td></td>	Тампакан	Филиппины	12.00	-	
Потрериллос         Чили         10,05           Эль Абра         Чили         10,05           Эль Абра         Чили         10,04         11           Майами-Инспирэйшн         США         10,02         11           Юджина         Чили         9,22         12         9,26           Каса Ганде Уэст         США         8,53         7         7           Сан Чешме         Иран         8,40         13         8,55           Сан Мануэль Каламазу         США         8,34         14         7,94           Квэбрада Бланка         Чили         7,85         7,41         7,94           Квэбрада Бланка         Чили         7,85         7,41         7,41           Бату Хайджау         Индонезия         7,22         15         7,41           Петекуилла Ботиджа         Панама         7,20         15         7,41           Мулонг         Китай         7,14         16         6,95           Мэлэнджханд         Индия         6,62         17         6,54           Багдад         США         6,40         18         6,18           Дексинг         Китай         6,45         6,60         18         6,18 <td>Куахоне</td> <td>Перу</td> <td>11,25</td> <td>10</td> <td>11,12</td>	Куахоне	Перу	11,25	10	11,12
Эль Абра         Чили         10,04         11         10,10           Майами-Инспирэйшн         США         10,02         11         10,10           Юджина         Чили         9,22         12         9,26           Каса Ганде Уэст         США         8,53         13         8,55           Сар Чешме         Иран         8,40         13         8,55           Сан Мануэль Каламазу         США         8,34         14         7,94           Ла Каридад         Мексика         8,14         14         7,94           Квэбрада Бланка         Чили         7,85         7,41         15         7,41           Бату Хайджау         Индонезия         7,22         15         7,41         16         6,95           Мулонг         Китай         7,14         16         6,95         15         7,41           Истаку илла Ботиджа         Панама         7,20         15         7,41         16         6,55           Мальнджанд         Индия         6,62         17         6,54         17         6,54           Пануа Новая - Гвинея         6,60         17         6,54         18         6,18           Квэллейско         Перу<	Потрериллос	Чили	10.05		,
Майами-Инспирэйшн         США         10,02           Юджина         Чили         9,22         12         9,26           Каса Ганде Уэст         США         8,53         13         8,55           Сар Чешме         Иран         8,40         13         8,55           Сан Мануэль Каламазу         США         8,34         14         7,94           Ла Каридад         Мексика         8,14         14         7,94           Квэбрада Бланка         Чили         7,85         7,41         7,41           Квэбрада Бланка         Аргентина         7,35         7,41         7,41           Бату Хайджау         Индонезия         7,22         15         7,41           Истай         7,14         16         6,95         6,60           Мулонг         Китай         6,62         17         6,54           Пангуна         Пануа Новая - Гвинея         6,60         17         6,54           Дексинг         Китай         6,45         18         6,18           Багдад         США         6,33         18         6,18           Квэбллейско         Перу         6,02         19         5,85           Казата         Уз	Эль Абра	Чили	10.04	11	10.10
Юджина         Чили         9,22         12         9,26           Каса Ганде Уэст         США         8,53	 Майами-Инспирэйшн	США	10.02	-	- , -
Каса Ганде Уэст         США         8,53           Сар Чешме         Иран         8,40         13         8,55           Сан Мануэль Каламазу         США         8,34         14         7,94           Ла Каридад         Мексика         8,14         14         7,94           Квэбрада Бланка         Чили         7,85         7,41         7,41           Квэбрада Бланка         Аргентина         7,35         7,41         7,41           Бату Хайджау         Индонезия         7,22         7,41         7,41           Бату Хайджау         Индонезия         7,22         7,41         6,695           Мулонг         Китай         7,14         16         6,95           Мулонг         Китай         7,14         16         6,95           Мэлэнджханд         Индия         6,62         17         6,54           Багдад         США         6,45         17         6,54           Багдад         США         6,36         18         6,18           Майданпек         Сербия         6,00         18         6,18           Квэллейско         Перу         6,02         18         6,18           Квэллейско         П	Юлжина	Чили	9.22	12	9.26
Сар Чешме         Иран         8,40         13         8,55           Сан Мануэль Каламазу         США         8,34         14         14         7,94           Ла Каридад         Мексика         8,14         14         7,94         15         7,41           Квэбрада Бланка         Чили         7,85         15         7,41         16         6,95           Квуджау         Индонезия         7,22         15         7,41         16         6,95           Мулонг         Китай         7,14         16         6,95         17         6,54           Манууль Каламазу         Индонезия         7,22         17         6,54         6,62         17         6,54           Мулонг         Китай         6,45         17         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,54         6,18         6,18         6,18         6,18         6,18         6,18         6,18         6,18         6,18         6,18         6,18         6,18         6,18         6,18 <t< td=""><td>Каса Ганле Уэст</td><td>CIIIA</td><td>8.53</td><td></td><td>- ,</td></t<>	Каса Ганле Уэст	CIIIA	8.53		- ,
Сан Мануэль Каламазу         США         8,34         11         7,94           Ла Каридад         Мексика         8,14         14         7,94           Квэбрада Бланка         Чили         7,85         7,85           Аква Рика         Аргентина         7,35         15         7,41           Серро Верде         Перу         7,30         15         7,41           Бату Хайджау         Индонезия         7,22         15         7,41           Петакуилла Ботиджа         Панама         7,20         16         6,95           Мулонг         Китай         7,14         16         6,95           Мэлэнджханд         Индия         6,62         17         6,54           Дексинг         Китай         6,45         17         6,54           Багдад         США         6,36         17         6,54           Квэллейско         Перу         6,33         18         6,18           Квэллейско         Перу         6,00         18         6,18           Кизата         Сербия         6,00         19         5,85	Сар Чениме	Иран	8,40	13	8,55
Ла Каридад         Мексика         8,14         14         7,94           Да Каридад         Чили         7,85         4         14         7,94           Квэбрада Бланка         Чили         7,85         7         7         7           Аква Рика         Аргентина         7,35         7,41         7         7           Бату Хайджау         Индонезия         7,22         7         7         7         7           Петакуилла Ботиджа         Панама         7,20         7         7         6         7           Йулонг         Китай         7,14         16         6,95         6	Сан Мануэль Каламазу	CIIIA	8.34		
Квэбрада Бланка         Чили         7,85           Аква Рика         Аргентина         7,35           Серро Верде         Перу         7,30           Бату Хайджау         Индонезия         7,22           Петакуилла Ботиджа         Панама         7,20           Йулонг         Китай         7,14         16           Мэлэнджханд         Индия         6,62           Пангуна         Папуа Новая - Гвинея         6,60           Дексинг         Китай         6,45           Багдад         США         6,40           Атлас         Филиппины         6,36           Квэллейско         Перу         6,02           Майданпек         Сербия         6,00           Кызата         Узбекистан         5,95           Гару         6,51         19	Ла Карилал	Мексика	8.14	14	7.94
Аква Рика         Аргентина         7,35           Серро Верде         Перу         7,30         15         7,41           Бату Хайджау         Индонезия         7,22         15         7,41           Петакуилла Ботиджа         Панама         7,20         16         6,95           Мулонг         Китай         7,14         16         6,95           Мэлэнджханд         Индия         6,62         17         6,54           Пангуна         Папуа Новая - Гвинея         6,60         17         6,54           Дексинг         Китай         6,45         17         6,54           Багдад         США         6,40         18         6,18           Квэллейско         Перу         6,02         18         6,18           Кызата         Узбекистан         5,95         19         5,85	Квэбрала Бланка	Чили	7.85		.,
Серро Верде         Перу         7,30         15         7,41           Бату Хайджау         Индонезия         7,22         15         7,41           Петакуилла Ботиджа         Панама         7,20         16         6,95           Йулонг         Китай         7,14         16         6,95           Мэлэнджханд         Индия         6,62         17         6,54           Пангуна         Папуа Новая - Гвинея         6,60         17         6,54           Дексинг         Китай         6,45         17         6,54           Багдад         США         6,40         18         6,18           Квэллейско         Перу         6,02         18         6,18           Майданпек         Сербия         6,00         19         5,85	Аква Рика	Аргентина	7.35	-	
Бату Хайджау       Индонезия       7,22         Петакуилла Ботиджа       Панама       7,20         Йулонг       Китай       7,14       16       6,95         Мэлэнджханд       Индия       6,62       17       6,54         Пангуна       Папуа Новая - Гвинея       6,60       17       6,54         Дексинг       Китай       6,45       17       6,54         Дагдад       США       6,36       17       6,54         Квэллейеко       Перу       6,33       18       6,18         Майданпек       Сербия       6,00       19       5,85	Серро Верле	Перу	7,30	15	7,41
Пандику       Пандика       1,22         Петакуилла Ботиджа       Панама       7,20         Йулонг       Китай       7,14       16       6,95         Мэлэнджханд       Индия       6,62       16       6,95         Пангуна       Папуа Новая - Гвинея       6,60       17       6,54         Дексинг       Китай       6,45       17       6,54         Багдад       США       6,40       17       6,54         Квэллейско       Перу       6,33       18       6,18         Майданпек       Сербия       6,00       19       5,85         Глэйсер Цик       США       5,71       19       5,85	Бату Хайджау	Инлонезия	7 22	10	
Папила         Папила         Пара	Петакуилла Ботилжа	Панама	7,20		
Полти     Папла     Полти	Йулонг	Китай	7,14	16	6.95
Пантуна       Папуа Новая - Гвинея       6,60       17       6,54         Дексинг       Китай       6,45       17       6,54         Багдад       США       6,40       6,40       6,54         Атлас       Филиппины       6,36       18       6,18         Квэллейеко       Перу       6,02       18       6,18         Майданпек       Сербия       6,00       19       5,85         Глэйсер Цик       США       5,71       5,85	Мэлэнджханд	Инлия	6.62	10	0,70
Дексинг         Китай         6,45         17         6,54           Багдад         США         6,40         6,40         6,40         6,54         6,55         6,55         14	Пангуна	Папуа Новая - Гвинея	6,60		
Багдад         США         6,10           Багдад         США         6,40           Атлас         Филиппины         6,36           Квэллейеко         Перу         6,33           Торо Мочо         Перу         6,02           Майданпек         Сербия         6,00           Кызата         Узбекистан         5,95           Глэйсер Цик         США         5,71	Лексинг	Китяй	6.45	17	6,54
Атлас         Филиппины         6,36           Квэллейеко         Перу         6,33           Торо Мочо         Перу         6,02           Майданпек         Сербия         6,00           Кызата         Узбекистан         5,95           Глайсер Цик         США         5,71	Баглал	CIIIA	6.40	1	
Квэллейско         Перу         6,33         18         6,18           Торо Мочо         Перу         6,02         18         6,18           Майданпек         Сербия         6,00         19         5,85           Глэйсер Пик         США         5,71         19         5,85	Атпас	Филиппины	6 36		
Пору         0,55         18         6,18           Торо Мочо         Перу         6,02         18         6,18           Майданпек         Сербия         6,00         19         5,85           Кызата         Узбекистан         5,95         19         5,85	Квашейско	Перу	6 33		
Пору         0,02           Майданпек         Сербия         6,00           Кызата         Узбекистан         5,95         19         5,85           Глэйсер Цик         США         5,71         5,85	Торо Мочо	Перу	6.02	18	6,18
Кызата         Узбекистан         5,95         19         5,85           Глайсер Пик         США         5,71         5	Горо 100-10 Майланпек	Сербия	6.00		
Глэйсер Пик США 5.71 3,05	Кызата		5.95	10	5,85
	Глэйсер Пик	CIIIA	5 71	17	

Таблица 2.1 – Запасы реальных и «необнаруженных» крупных и сверхкрупных месторождений меднопорфирового семейства (рассчитаны по БД [Singer, Berger, Moring, 2008])

1	2	3	4	5	
Фрида Ривер	Папуа Новая- Гвинея	5,52	20	5,56	
Эрденет	Монголия	5,50		, -	
Гельвеция	США	5,26	21	5.20	
Рико Диг	Пакистан	5,21	21	5,29	
Пегадорсито-Пантанос	Колумбия	5,15			
Тайрон	США	5,15	22	5,05	
Супериор Ист	США	4,96			
Асанди	Колумбия	4,81			
Песчанка	Россия	4,79			
Ганновер Маунтинс	США	4,78	23	4,83	
Эсперанца-Сьеррита	США	4,76			
Кэстл Доум	США	4,75			
Твин Бьюттс	США	4,72			
Пайма Мишн	США	4,68			
Или	США	4,62	<b>a</b> (		
Речк	Венгрия	4,62	24	4,63	
Санган	Иран	4,62			
Мичикьюллэу	Перу	4,55			
Ок Теди	Папуа Новая- Гвинея	4,50	25	4,45	
Айджо	США	4,27			
Баджо Де Ла Аламбрера	Аргентина	4,27			
Сан Карьос	Эквадор	4,25	26	4,28	
Фар Саузист-Бато Табио	Филиппины	4,23		·	
Айдарлы	Казахстан	4,22			
Нэмози	Фиджи	4,19	27	4,12	
Серро Колорадо	Чили	4,02			
Розиа Поени	Румыния	4,00	20	2.07	
Эль Арко	Мексика	3,96	28	3,97	
Ла Канделариа	Чили	3,95			
Ойу Толгой	Монголия	3,90			
Вэлли	Канада	3,84			
Сипэлэй	Филиппины	3,82	29	3,83	
Каариако	Перу	3,80			
Антапассай	Перу	3,80			
Необнаруженный объект Б	_	_	30	3,71	
Рэд Маунтин	США	3,59	31	3,59	
Спинс	Чили	3,50			
Лэйкшор	США	3,43	32	3,47	
Ломас Байас	Чили	3,43		·	
Необнаруженный объект В	_	_	33	3,37	
Велики Кривельи	Сербия	3,30	34	3,27	
Мантос Бланкос	Чили	3.22			
Тантахуатау	Перу 3.19 35		35	3,18	
Шип Маунтин	США	3.15		- 7 -	
Гибралтар	Канада	3.09			
Бетлехем	Канада	3.05	36	3,09	
ТонгКуангью	Китай	3.04			
Пеббл Коппер (запалный фланг)	США	3.00	37	3.00	
Ла Фартуна	Чили	2.97		- , * *	
Серро Кэйсал	Чили	2,91	38	2,93	

## Продолжение таблицы 2.1

которое достигает, соответственно, двух и трех порядков, что может быть объяснено несколькими причинами. Часть из некогда сформировавших объектов могла быть уничтожена эрозией или находится на недоступных глубинах. Другая – к настоящему времени действительно не обнаружена либо должным образом не оценена и поэтому «не попала» в проанализированную базу данных. И, наконец, количество прогнозируемых объектов напрямую зависит от «полноты» статистических выборок и запасов самых крупных месторождений. При исключении из выборок супергигантов, таких как Чукикамата, Эль Теньенте, Рио Бланко и Ла Эскондида, число необнаруженных объектов снижается в несколько раз.

Необходимо отметить, что при расчетах кумулятивных кривых распределения запасов по меднопорфировому семейству и отдельно по Cu-Mo-порфировому типу к первому рангу было отнесено не одно, а фактически два супергигантских месторождения с примерно равными запасами меди – Чукикамата (111,15 млн. т) и Эль Теньенте (108,56 млн. т). Если строго следовать методике H.Poyлэндса и Д Сэмпи [Rowlands, Sampey, 1977], их следовало бы считать объектами второго ранга. В этом случае ресурсы меди гипотетического месторождения первого ранга должны были бы составить не менее 220 млн. т, а общее число необнаруженных объектов возрасти в два раза. Между тем, оба месторождения расположены в достаточно хорошо изученной Андийской провинции. Представить, что в пределах последней «пропущено» месторождение с подобными ресурсами трудно. Остается предполагать, что, если такой объект и существовал, то к настоящему времени уничтожен эрозией или находится на недоступных глубинах, либо одно из названных крупнейших меднорудных месторождений мира наполовину эродировано. (Скорее всего, это Чукикамата с колоссальной по масштабам зоной окисления и вторичного обогащения, отработка которой продолжалась более 70 лет). В противном случае, следует признать неоднозначность получаемых с помощью ГПКМ результатов.

Таким образом, проведенное по мировой статистической выборке ранжирование МПМ по запасам меди показало, что число и вероятные параметры «неоткрытых» месторождений прежде всего зависят от количества учтенных объектов и запасов наиболее крупных из них. Наличие в реальных рядах распределения равноценных по запасам (одноранговых) месторождений в принципе «не запрещает» прогноз не одного, а несколько объектов «вакантного» ранга. Поэтому к использованию ГПКМ для оценки прогнозных ресурсов по глобальным выборкам месторождений следует относиться с осторожностью. С одной стороны, эти модели позволяют сравнивать продуктивность металлогенических эпох и сопоставлять разнотипные месторождения по запасам руд, металлов и их содержаниям, с другой – строго определить количество и ресурсы «пропущенных» объектов с их помощью невозможно. По сути, в выборках по миру и континентам «совмещены» данные по более мелким металлогеническим таксонам, чем, в частности, объясняется наличие значительного числа месторождений с близкими запасам. Поэтому

применение ГПКМ в прогнозных целях более оправдано в пределах отдельных металлогенических провинций, зон и рудных районов, возможно, с исключением из анализируемых баз данных рудных гигантов, подобных вышеупомянутым чилийским месторождениям. Причем наиболее достоверные результаты могут быть получены при комплексном использовании геолого-промышленных моделей с другими методами количественного прогнозирования минеральных ресурсов и в первую очередь с методом определения влияния геологоразведочного фильтра (ГРФ).

Что касается крупных и сверхкрупных месторождений, то в ранговых рядах они занимают крайнее положение, но «подчиняются» тем же закономерностям в распределении запасов, что и рядовые. Четких геологических признаков отличия таких месторождений от более мелких, которые с достаточной уверенностью могли бы быть установлены при поисковых работах, нет. Основное различие заключается в масштабах проявления рудной минерализации, а их достоверная оценка возможна лишь на завершающих стадиях ГРР. При благоприятном стечении обстоятельств изучение перспективных объектов на глубину и на флангах в сочетании со снижением бортовых содержаний полезных компонентов в рудах, может привести к наращиванию запасов и ресурсов вплоть до гигантских. В качестве примеров можно упомянуть такие меднопорфировые месторождения как Чукикамата (Чили), Коунрад (Казахстан), Алмалык (Узбекистан), Пеббл (США). Отработка двух первых из них начиналась с зон вторичного обогащения, когда действительные запасы гипогенных руд, несоизмеримо превышающие запасы гипергенных, не были известны. Разведка и эксплуатация Алмалыкского месторождения начиналась с юго-восточного фланга (Кальмакыр), хорошо вскрытого эрозией. Впоследствии, в результате проведения ГРР были обнаружены и оценены его слабо эродированный юго-западный фланг (Северо-Западный Балыкты) и не выходящий на дневную поверхность северный (Дальнее). Снижение бортового содержания меди позволило «объединить» названные участки в одно гигантское по запасам месторождение. Поисково-оценочные и разведочные работы на месторождении Пеббл (США) продолжались (с перерывами) около 20 лет, вплоть до разбуривания глубокими скважинами его восточного фланга, перекрытого мощной (до 450 м) вулканогенноосадочной толщей, где сосредоточены около 70% запасов этого гигантского объекта.

Таким образом, для поисков и оценки крупных и особо крупных месторождений не требуется разработки особой методики, а должны применяться те же традиционные методы, что и для рядовых. По образному сравнению П.Лазнички [Laznicka, 1999] «поиск месторожденийгигантов подобен рыбной ловле, при которой (при правильном выбранном месте) среди пойманных рыб может оказаться особо крупная». Действительно, в мире не известны случаи обнаружения подобных объектов (не вскрытых эрозией) в результате целенаправленного поиска. Ни одно из сравнительно недавних открытий крупнейших месторождений, таких как железорудное Серро Дос Караджас (Бразилия) и месторождение пятиэлементной формации (Fe-Cu-U-Au-Ag) Олимпик Дэм (Австралия), Au-Mo-Cu-порфировое Пеббл на Аляске и Cu-Moпорфировое Резолюшион в Аризоне в США, не явилось следствием успешно реализованных проектов, с самого начала ориентированных на поиски рудных гигантов.

С другой стороны, как показывает мировой опыт проведения ГРР, крупномасштабные месторождения обычно обнаруживаются в первую очередь, поскольку их труднее «пропустить». В качестве примеров можно привести ряд меднопорфировых объектов, таких как Коунрад в Казахстане, Алмалык в Узбекистане, Песчанка в РФ и др., а также Удоканское (РФ) и Джезказганское (Казахстан) месторождения медистых песчаников, золоторудное месторождение Карлин (США), медно-цинково-колчеданное Гайское (Россия) и другие. Поэтому вопрос прогнозирования минеральных ресурсов по ранговым рядам распределения запасов известных месторождений может быть поставлен в виде «обратной» задачи – не прогноз гигантов по наличию мелких объектов на перспективной территории, а прогноз именно мелких при уже обнаруженных крупных, а, если последних нет, то объяснение причин их отсутствия [Звездов, 2005].

Вышеизложенное свидетельствует о том, что достоверная оценка металлогенического потенциала и прогнозных ресурсов разномасштабных территорий (от металлогенических провинций до рудных районов), а также числа и запасов необнаруженных месторождений в их пределах, включая крупные и сверхкрупные, возможна лишь при комплексировании описанных методов количественного прогнозирования с методами прикладной металлогении, базирующихся на формационном и рудно-формационном анализах.

Крупные МПМ и вмещающие их МП РМС отличаются от рядовых значительными параметрами. Для оценки степени информативности отдельных элементов их строения – многофазных интрузивов продуктивных плутоногенных формаций, их рудоносных порфировых фаз, зон гидротермально-метасоматических преобразований и минерализации пород – для прогноза крупных меднопорфировых месторождений были построены параметрические модели.

#### 2.5.2 Параметрические модели меднопорфировых систем и месторождений

Параметрические прогнозно-поисковые модели представляют собой те же классификационно-признаковые, но с геометризацией и количественным описанием различных элементов рудоносного пространства, что позволяет определять требования к плотности поисковых сетей для обнаружения возможных рудных тел.

Оценке геометрических параметров меднопорфировых РМС и месторождений посвящены работы Б.Г.Башкирова, В.С.Попова, Ю.В.Попова, А.И.Кривцова, И.Ф.Мигачева, О.В.Мининой, В.С.Звездова, М.М.Гирфанова, А.Драммонда, С.Гудвина, Дж.Джеффроя Т.Уинэлла и многих других исследователей. По данным А.Драммонда и С.Гудвина [«Porphyry deposits...», 1976] типовая модель промышленного меднопорфирового месторождения Канадской Кордильеры характеризуется следующими параметрами:

- площадь интрузивного массива главной фазы 136 × 10<sup>4</sup> м<sup>2</sup>;

- площадь порфирового тела  $25 \cdot 10^4 \text{ м}^2$ ;

- ширина зоны контактового метаморфизма 400 м;
- площадь развития гидротермальных изменений 196 · 10<sup>4</sup> м<sup>2</sup>;
- площадь пиритового ореола 167 · 10<sup>4</sup> м<sup>2</sup>;
- площадь зоны калишпатизации и березитизации 58 · 10<sup>4</sup> м<sup>2</sup>;
- площадь рудного тела на выходе  $50 \cdot 10^4 \text{ м}^2$ ;
- длина рудного тела 1000 м;
- ширина рудного тела 500 м;
- вертикальный размах промышленных руд 200 м;
- доля руд в порфировых интрузивах 54%;
- доля руд в породах рамы 46%;
- среднее содержание меди 0,67%, молибдена 0,015%.
- запасы меди в руде 1,5 · 10<sup>6</sup> т.

В.С.Поповым [Попов, 1977] для 86 рудных тел меднопорфировых месторождений было показано, что по форме и размерам горизонтальных сечений они принадлежат к двум главным группам. В первой группе отношение ширины к длине не превышает 0,33, а площади рудных тел в среднем составляют  $(0,1-0,2) \times (0,5-1,1)$  км<sup>2</sup>. Вторая группа с соотношением осей 0,33-1,0 включает 40 рудных тел площадью  $(0,47-0,64) \times (0,7-1,16)$  км<sup>2</sup> и 18 более крупных (0,9-1,85)  $\times (1,48-3,75)$  км<sup>2</sup>. Средние размеры горизонтальных сечений оценены в  $(600 \pm 250) \times (900 \pm 400)$  м<sup>2</sup>.

Б.Г.Башкировым и Ю.В.Поповым [Башкиров, Попов, 1981] было показано, что крупные и средние месторождения распределяются по диаметрам рудоносных штоков следующим образом: 0,50-0,75 км - (0,521); 0,75-1,0 км - (0,370); больше 1,0 км - (0,109). (В скобках приведена частота встречаемости объектов).

О.В.Мининой, В.С.Звездовым, И.Ф.Мигачевым, М.М.Гирфановым [Минина и др., 1991] сопоставлены геометрические параметры элементов строения МПС с запасами принадлежащих им месторождений. В выборку включены 90 отечественных и зарубежных объектов, по которым имелась наиболее полная информация. Установлено, что на крупных МПМ площади порфировых штоков (S<sub>порф</sub>) составляют в среднем 1,13 км<sup>2</sup>, на средних - 0,60 км<sup>2</sup>, на мелких 0,36 км<sup>2</sup> (Таблица 2.2). Вместе с тем, интервалы вариаций значений S<sub>порф</sub> довольно широки, что

Площади элементов строения МПС в горизонтальных сечениях		Масштабы месторождений			
		Крупные и уни- кальные	Средние	Мелкие	
1		2	3	4	
Фанеритовых интрузивов главных фаз про- дуктивной формации		<u>1,14-106,00</u> 29,27(6)	<u>0,30-41,80</u> 18,34(6)	<u>0,06-25,00</u> 5,76(10)	
Рудоносных порфировых интрузивов		<u>0,07-2,50</u> 1,13(12)	<u>0,02-2,50</u> 0,60(22)	<u>0,01-1,96</u> 0,36(34)	
Зон гидротермально-метасоматических из- менений:					
биотит-калишпатовой (биотитовой)	Ι	<u>1,25-3,17</u> 2,09(3)	<u>0,38-1,91</u> 1,17(5)	<u>0,03-1,72</u> 0,54(19)	
	Π	<u>0,01-1,39</u> 0,76(6)	<u>0,09-0,81</u> 0,38(7)	<u>0,01-0,72</u> 0,25(12)	
филлизитовой и аргиллизитовой	Ι	<u>1,34-4,70</u> 2,82(6)	<u>0,21-3,07</u> 1,19(4)	<u>0,02-2,66</u> 0,91(14)	
	Π	<u>0,65-3,09</u> 1,77(8)	<u>0,05-2,19</u> 1,14(9)	<u>0,01-1,00</u> 0,36(6)	
пропилитовой		<u>1,07-26,20</u> 6,71(17)	<u>0,21-16,50</u> 3,96(6)	<u>0,05-11,66</u> 2,90(16)	
Суммарные: биотит-калишпатовой, филлизитовой и аргиллизитовой	Ι	<u>2,06-4,83</u> 3,87(6)	<u>0,38-4,19</u> 1,99(5)	<u>0,13-2,66</u> 1,12(18)	
	Π	<u>1,33-3,10</u> 2,34(8)	<u>0,09-2,24</u> 1,29(10)	<u>0,04-1,51</u> 0,48(18)	
Пиритовых ореолов		<u>1,80-24,00</u> 8,43(10)	$\frac{0,10-15,00}{3,05(15)}$	<u>0,03-10,20</u> 1,68(25)	
Зон развития промышленной минерализации		<u>0,55-3,50</u> 1,62(16)	<u>0,12-1,99</u> 0,71(23)	<u>0,03-0,64</u> 0,24(34)	

Таблица 2.2 – Парам	етры меднопорфировых	систем и месторождений	[Минина и др.	, 1991]
				/

### Примечания

1 Варианты оконтуривания метасоматических зон по суммарным ареалам распространения метасоматитов: I - интенсивной, средней и слабой степеней преобразования исходных пород, II - интенсивной и средней степеней.

2 Рассчитанные значения площадей элементов строения МПС (км<sup>2</sup>): в числителе - диапазон вариаций, в знаменателе - средние значения, в скобках - количество учтенных объектов.

определяется уровнями эрозии систем. Истинные размеры интрузивов часто остаются неизвестными. В ряде случаев на дневной поверхности вскрыты лишь их верхние части (апофизы). Например, на таких крупных месторождениях, изученных на значительные глубины, как Актогай, Айдарлы, Эль-Теньенте, Токепала,  $S_{пор\phi}$  колеблется от 0,07 до 0,40 км<sup>2</sup>, а на Коунраде и Сар-Чешме составляют 0,48 и 0,74 км<sup>2</sup> соответственно. Поэтому оконтуренные на поверхности или на малоглубинных горизонтах площади рудоносных интрузивов не всегда отражают реальные масштабы многофазных «материнских» интрузивов и систем в целом.

Крупные и средние объекты приурочены преимущественно к интрузивам сложной формы, которая нередко обусловлена сочетанием магмовыводящих зон взаимоперпендикулярных направлений. В выборке из 33 месторождений 12 мелких (менее 1 млн. т меди) связаны исключительно с простыми по форме штоками или дайками одного структурного направления.

Многофазность проявления порфировых интрузивов и связанных со становлением интрузивных массивов брекчиевых трубок свидетельствует о длительном функционировании крупных «материнских» магматических очагов в верхних частях ЗК, т.е. о наиболее полной реализации рудогенетических процессов. На большинстве крупных и сверхкрупных Мо-, Си-Мои Мо-Си-порфировых объектов, таких как Клаймакс, Юрэд-Гендерсон, Бингхэм, Санта Рита, Моренси-Меткалф, Пеббл в США, Кананеа в Мексике, Чукикамата, Эль Теньенте, Рио Бланко, Ла Эскондида, Лос Пеламбрес, Эль-Сальвадор в Чили, Алмалык (Узбекистан), Актогай, Айдарлы, Коунрад (Казахстан), Песчанка, Ак Суг, Малмыжское (Россия), выделяется до трех и более порфировых фаз.

Использование геометрических параметров метасоматических зон для оценки масштабов меднопорфировых объектов затруднено из-за существенных колебаний состава и зональности гидротермально-метасоматических образований в зависимости от геотектонических обстановок нахождения и степени эродированности РМС. Одним из возможных подходов к решению данной задачи является разделение объектов по соотношениям объемов наиболее ранних биотит-калишпатовых метасоматитов и наложенных на них филлизитов и аргиллизитов.

Объемные соотношения разнотипных рудовмещающих метасоматитов, которые отражают масштабы участия метеорных вод в рудоотложении, могут рассматриваться в качестве косвенного прогнозного признака масштаба меднопорфировых месторождений. Для умеренно эродированных крупных объектов характерна отчетливо выраженная метасоматическая зональность с широким развитием продуктов кислотного выщелачивания.

Как показало сопоставление параметров метасоматических зон разномасштабных МПС (см. Таблицу 1.3), их площади в горизонтальных сечениях в целом отражают крупность МПМ. Наиболее информативным в этом отношении оказались значения суммы площадей биотиткалишпатовой, филлизитовой и аргиллизитовой зон при оконтуривании по средней и сильной степеням изменения исходных пород.

Между запасами месторождений и площадями рудных тел в плане (S<sub>p.т.</sub>), оконтуренных по минимальным промышленным содержаниям металлов, как и следовало ожидать, установлена прямая зависимость. В целом, значительные площади промышленной минерализации (S<sub>p.т.</sub>≥0,6 км<sup>2</sup>) являются ведущим признаком крупных и приближающихся к ним по запасам месторождений.

В случае выхода на дневную поверхность штокверки и сопряженные с ними ареалы рассеянной сульфидной минерализации маркируются зонами развития окисных соединений железа и марганца – «кэпинга» и «медной зелени». В близких физико-географических условиях площади таких зон отражают масштабы месторождений [Кривцов, 1983; Минина и др., 1991; Колесников и др., 1986; «Методика крупномасштабного...», 1989; «Методическое руководство...», 2002 и др.].

Одним из ведущих поисковых признаков крупных месторождения, к сожалению, в большинстве случаев устанавливаемый только на оценочной или разведочной стадиях их изучения, является значительный вертикальный размах гипогенного оруденения. По данным В.С.Попова [Попов, 1977] на 35 из 44 месторождений глубина распространения промышленных руд превышает 300 м, на 2 – 500 м, на 7 – 1000 м. На многих месторождениях рудные зоны разбурены до глубины не более 300-500 м и не прослежены до выклинивания, поэтому реальные значения вертикального размаха обычно занижены. Тем не менее, даже по самым скромным оценкам, вертикальный размах оруденения на особо крупных объектах обычно превышает 1000 м: Эль-Теньенте – более 1300 м, Дальнее – 1230 м, Лос-Пеламбрес – 1450 м, Сан-Мануэль-Каламазу – около 2000 м, Йафу-Голпу – более 1700 м. На уникальном по запасам месторождении Чукикамата скважинами до глубины 1000 м вскрыты руды с содержаниями меди 1,3-1,9 %, а в отдельных пробах – до 2,1-2,3 %.

На средних и мелких объектах, таких как Кызата, Сары-Чеку в Узбекистане; Салаватское, Андрюшинское, Зеленый Дол, Бенкала и Ново-Николаевское на Урале; Кенькудук, Каскырказган, Борлы, Бесшокы и Байское в Казахстане; Белл, Вэлли Коппер, Джей-Эй, Лорнекс, Окс-Лэйк, Фиш-Лэйк и Хаклберри в Канаде глубина распространения гипогенных руд не превышает 700-800 м. К одному из немногих исключений относится рядовое Коксайское месторождение в Казахстане, где интервал распространения руд по вертикали оценивается не менее, чем в 1000 м.

Геохимические аномалии отражают параметры внутренних (рудоносных) частей меднопорфировых РМС. Рудные штокверки могут быть оконтурены в соответствующих геохимических ореолах изоконцентратами 0,1 % Си и 0,001 % Мо, а ареалы рассеянной сульфидной вкрапленности – изоконцентратой 0,01 % Си [Кудрявцев и др., 1991; Кривцов и др., 1987; «Методика крупномасштабного...», 1989; «Принципы и методы прогноза...», 1987 и др.]. С учетом этих соотношений для 24 месторождений Средней Азии, Казахстана, России, США и Канады установлено, что значительные по запасам объекты выражены в геохимических полях крупномасштабными, высококонтрастными зональными аномалиями, а соответствующие рудные поля (перспективные МПС) – несколькими подобными аномалиями, объединенными общим контуром повышенных (относительно фоновых) содержаний главных элементов-индикаторов.

В проанализированной О.В.Мининой с соавторами [Минина, 1991] выборке на крупных месторождениях площади первичных ореолов рассеяния меди по изоконцентрате 0,1% составляют от 1,4 до 3,0 км<sup>2</sup> и более, а по изоконцентрате 0,01 % – свыше 5 км<sup>2</sup>. Аналогичные ореолы

меди на мелких объектах занимают площади от 1,1 до 3,0 км<sup>2</sup>. Площади первичных ореолов молибдена с содержаниями ≥0,001% на крупных месторождениях составляют от 1,8 до 2,9 км<sup>2</sup>, а на мелких – менее 0,5 км<sup>2</sup>.

Геофизические аномалии фиксируют различные элементы меднопорфировых РМС. Наиболее информативны электроразведочные аномалии, и прежде всего выявленные методом вызванной поляризации (ВП), а в ситуациях хорошо развитых зон гипергенеза – методом естественного поля (ЕП). В первом приближении они отражают параметры внутренних рудоносных частей РМС и пиритовых ореолов. Так, площадь аномалии ВП на рудном поле уникального по запасам месторождения Чукикамата составляет около 25 км<sup>2</sup>, а Актогайского (Казахстан) и Песчанка (Россия) – 10-12 км<sup>2</sup> [«Методическое руководство…», 2002].

Магнито- и гравиметрические аномалии фиксируют экзоконтактовые зоны интрузивов, сопровождающиеся ороговикованием и скарнированием вмещающих пород; участки окварцевания, серицитизации и аргиллизации, разрывные нарушения. Природа этих аномалий без дополнительной геологической информации не всегда поддается однозначной интерпретации. Тем не менее, совмещения широкоплощадных магнитометрических аномалий с электроразведочными и геохимическими с большой долей вероятности указывают на возможность обнаружения значительных по запасам месторождений.

Параметрические поисковые (ППМ) модели месторождений основаны на значениях линейных размеров главных геологических элементов объектов, а также размеров и интенсивности геофизических и геохимических аномалий, фиксирующих рудные тела и различные части околорудного пространства.

ППМ состоит из соподчиненных элементов рудоносного пространства, которое разделяется на надрудную, рудную и подрудную части [Кривцов, 1992, Кривцов, Гирфанов, Шишаков, 1995; Кривцов и др., 2001 и др.]. При более детальном подходе в надрудном пространстве месторождения выделяются собственно надрудное, надрудное фланговое и надрудное периферийное пространство. В подрудном пространстве месторождения выделяются такие же части. Рудовмещающая зона разделяется на собственно рудную и фланговую.

Созданные в ЦНИГРИ параметрические прогнозно-поисковые модели включают в себя следующие данные [Кривцов и др., 2001]:

 – геометризованные модели месторождений с выделением типовых зон рудовмещающего и околорудного пространства;

– перечень и значения главных элементов рудного и околорудного пространства;

– комплексные характеристики околорудного и рудовмещающего пространства с выделением основных элементов МПС и особенностей их отражения в геохимических и геофизических
полях в различных зонах рудовмещающего пространства с учетом линейных параметров.

В Таблице 2.3 в качестве примера приведены параметрические характеристики Михеевского месторождения на Урале, описанного в работах [Гирфанов и др., 1991; Грабежев, Белгородский, 1992; Кривцов и др., 1995, 2001]. Табличный вариант параметрической ППМ этого объекта сопровождается графическими геометризованными моделями – геологического строения, метасоматической и рудной зональности, сформированными на основе серии профилей, пересекающих участки месторождения с разным уровнем эрозионного среза, что обеспечивает достаточно полную качественную и количественную характеристики всех частей рудоносного пространства: надрудной, собственно рудовмещающей, подрудной, а также фланговых и периферических зон.

Таблица 2.3 – Параметрические характеристики Михеевского месторождения [Кривцов, Гирфанов, Шишаков, 1995]

	Размеры, м			Отношения		
части рудного и околорудного пространства	L	Н	Μ	L:H	L:M	H:M
1	2	3	4	5	6	7
Рудное пространство (РМ)	3150	550	450	5,73	7,00	1,22
Рудное тело (РТ)	2850	450	400	6,33	7,13	1,13
Рудовмещающая фланговая часть (РФ)	300	300	50	1,00	6,00	6,00
PM+PΦ	3450	850	500	4,06	6,90	1,70

Анализ названных моделей, детально описанный в монографии [Кривцов и др., 2001], позволяет количественно оценить все элементы строения МПС и их отражение в геохимических и геофизических полях, что может быть использовано при определении плотности сетей поисковых и оценочных работ, обеспечивающую достаточную достоверность выявления позиции рудных тел. А кроме того, по установленным параметрам можно прогнозировать вероятность обнаружения крупных МПМ.

## 2.5.3 Поисковые критерии и признаки крупных и сверхкрупных меднопорфировых месторождений

Проведенный автором анализ отечественных и зарубежных публикаций по геологии и генезису меднопорфировых месторождений, а также методам и технологиям их прогноза, поисков и оценки, позволил установить обстановки формирования крупных и сверхкрупных объектов этого ГПТ и определить основные критерии прогноза и поисков.

1. МПМ мирового класса формировались в специфических геодинамических и структурно-петрофизических обстановках. Благоприятными для их возникновения были сегменты магматических дуг (ВПП), на ранних стадиях развития которых господствовал режим интенсивного коллизионного сжатия, подавлявший вулканизм и приводивший к возникновению мощных флюидонасыщенных магматических очагов в верхней части земной коры. В период их разгрузки при инверсии тектонических напряжений необходимым условием для рудонакопления в значительных масштабах было наличие над рудоносными интрузивами (выступами-апофизами «материнских» плутонов) малопроницаемых толщ с «упруго-пластичным» либо «упруговязким» деформационным поведением, которые способствовали сосредоточению флюидной фазы в верхах магматических колонн и концентрации металлов. Благоприятную роль в образовании крупных и сверхкрупных МПМ играли карбонатные либо богатые железом мафические вмещающие породы, являвшиеся геохимическими барьерами для гидротермальных растворов и способствовавшие отложению высокосортных руд, а также древние рудные месторождения и геохимические аномалии в субстрате ВПП, подвергавшиеся регенерации в тепловом поле плутонов с переотложением рудного вещества активизированными метеорными водами на верхних уровнях систем.

2. Петрофизическая гетерогенность рудовмещающей среды, отмечающаяся для МП РМС с крупными месторождениями, способствовала рудоконцентрации. В присутствии малопроницаемой толщи над «материнским» многофазным интрузивом (промежуточным магматическим очагом) рудоотложение из высококонцентрированного раствора (рассола), отделявшегося от остаточного расплава, инкапсулированного в ядерной еще «не затвердевшей» части плутона, происходило преимущественно в эндо-экзоконтактовых зонах порфировых штоков – выступов-апофиз этого интрузива, являвшихся «проводниками» тепла и рудного вещества. «Экранировавшие» толщи препятствовали проникновению металлоносных флюидов в верхние и периферийные части РМС, где в иных условиях «смешанно-флюидными» растворами с участием активизированных метеорных вод могли отлагаться поздние рудообразующие минеральные ассоциации. Об этом свидетельствуют безрудные аргиллизитовые «шляпы» большинства МПМ мирового класса при повышенных содержаниях металлов в штокверках, охватывающих апикальные и экзоконтактовые зоны порфировых штоков. В РМС с Au-Mo-Cuи Au-Cu-порфировыми месторождениями базальтоидных и ряда андезитоидных поясов, в субстрате которых широко развиты карбонатные и терригенно-карбонатные формации, присутствие последних над рудоносными интрузивами препятствовало подъему легкой газовой фазы, отделявшейся от кристаллизующегося «остаточного» расплава и обогащенной благородными металлами, в верхние части ЗК, где в «обычных» условиях («открытых» системах) их разгрузка приводила к образованию эпитермальных Au-Cu и Au-Ag стратоидных и жильных месторождений типа «высокой» (HS) и «средней сульфидизации» (IS). Крупные объекты подобных «подэкранных» обстановок выделяются аномально высокими (для МПМ) содержаниями золота (г/т) в собственно порфировых рудах. Значительная часть запасов меди и

золота при этом сосредоточена в скарновых залежах в экзоконтактах порфировых штоков.

В отсутствии «литолого-структурных ловушек» разгрузка восходящего из очага флюидного потока приводила к «распылению» рудного вещества с образованием обширных минерализованных ореолов с низкими содержаниями металлов (геохимических аномалий) либо мелких объектов со сравнительно бедными рудами. В Казахстане их примерами являются месторождения Борлы, Кенькудук, Каскыр-Казган, Кепчам, Аузбыкы и др., в России – месторождения Михеевское, Томинское, Зеленый Дол на Урале, рудопроявления Ольховка, Ракетное, Базовое в Чукотском АО, Лора, Уптар, Викинг, Антара, Прямой в Магаданской области и множество других. Причинами небольших запасов убогих руд перечисленных объектов являлись, по-видимому, не только «ограниченный» металлоносный потенциал магматических очагов, но и отсутствие толщ, игравших роль петрофизических и геохимических барьеров («флюидоупоров»).

При «вскрытии» магматического очага при орогенезе гипсометрический уровень подъема металлоносного остаточного расплава, «инкапсулированного» в период охлаждения и кристаллизации фанеритовых фаз в ядерной части «материнского» плутона, зависел от соотношения магматического и литостатического (мощности вскрыши) давлений, содержаний SiO<sub>2</sub> и летучих компонентов, определяющих вязкость и, соответственно, скорость его подъема, а также от петрофизических характеристик окружающей среды. В зависимости от деформационного типа вмещающих пород формировались порфировые интрузивы различной морфологии (штоки, дайки), либо брекчиевые тела. Обычная их вертикальная протяженность до первых км. Завершающие «рудоносные» порции расплава (порфировые фазы) в большинстве случаев внедрялись в благоприятные для хрупких деформаций породы интрузивной рамы, включая «гибридные» гранитоиды, возникавшие при ассимиляции карбонатных толщ, в ряде случаев достигая и прорывая перекрывающие отложения. В таких обстановках формировались крупнообъемные меднопорфировые штокверки с отчетливой минеральной зональностью и сравнительно невысокими содержаниями металлов в рудах, за исключением гигантских и супергигантских месторождений, где они необычайно высоки (средние содержания меди обычно более 1%).

При «ограниченном» энергетическом потенциале небольшого очага, либо сателлита крупного, как на Каульдинском и Саукбулакском РП Алмалыкского РР, мощная перекрывающая карбонатная толща могла быть не полностью ассимилирована фанеритовыми фазами интрузивного массива. Сравнительно небольшое давление остаточного металлоносного расплава в сочетании со способностью доломитов и известняков к пластическим деформациям при высоких температурах привело к уплощенным формам кровли порфировых интрузивов и локализованных в их апикальных частях штокверков, для которых характерны отмеченные выше

небольшой вертикальный размах и повышенные концентрации металлов в рудах из-за наложения разновозрастных продуктов рудообразования.

В варианте мощных перекрывающих толщ, относящихся к «упруго-вязкому» типу сред, подобных лавовым и субвулканическим фациям мафического комплекса Теньенте формации Фареллонес, рудоносные интрузивы обычно локализованы на одном уровне либо под ними. Значительная доля запасов руд сопряженных с ними штокверков сосредоточена в апикальных частях порфировых штоков и брекчиевых трубках, возникших из-за избыточного давления газов, которые отделялись из кристаллизующейся магмы и скапливались под подобными малопроницаемыми толщами с повышенными прочностными свойствами, но склонными к хрупкому разрушению. Неоднократный прорыв флюидов со взрывным растрескиванием окружающих пород приводил к образованию многофазных, сложно построенных тел эруптивных брекчий, вмещающих значительные объемы руд, как на гигантских Cu-Mo-порфировых месторождениях Эль Теньенте, Рио Бланко-Лос Бронсес, Лос Пеламбрес в Чили. Формы рудных тел самые разнообразные – от воронко- и трубообразной (цилиндрической) до сложной комбинированной, зависящей от морфологии порфировых интрузивов и «надстраивающих» их брекчиевых тел. Содержания металлов в рудах довольно высокие из-за многократного, пульсационного поступления расплава и флюидов из магматического очага, о чем свидетельствуют многочисленные рудообразующие минеральные ассоциации, выделенные на названных объектах.

Очевидно, что рассмотренными ситуациями не исчерпывается многообразие возможных геодинамических и структурно-петрофизических обстановок формирования МПМ. Существуют многочисленные переходные варианты систем с «промежуточными» элементами строения. Рядовые по запасам и содержаниям объекты, к числу которых принадлежит подавляющее большинство МПМ мира, по-видимому, сформировались в обстановках со «средними параметрами» магматических очагов («материнских» плутонов) и рудовмещающими средами «упругого (упруго-хрупкого)» деформационного типа.

3. Для поисков крупных МПМ наиболее перспективны магматогенные поднятия длительного «воздымания» с многофазными плутонами рудоносных формаций в «ядрах» таких структур. К критериям прогноза таких объектов следует отнести *наличие нескольких порфировых фаз (штоков, даек, брекчиевых трубок),* каждая из которых сопровождается «своей» минерализацией, хотя основная масса руды обычно «связана» с одной-двумя из них. Практически все гигантские и супергигантские месторождения сопряжены с многофазными интрузивами, строение которых отражает цикличность проявления продуктивного плутонизма (многократное поступление расплава из магматического очага). Для таких объектов характерна *многостадийность рудообразования, выражающаяся в наличии многочисленных разновозрастных минеральных ассоциаций руд и их совмещение в объеме штокверков,* что отражается в повы-

шенных концентрациях металлов в рудах. Причины – телескопирование разновременных «порций» магматогенных флюидов, поднимающихся от кристаллизующихся глубинных частей «материнских» плутонов (очагов), а также описанные выше петрофизические и геохимические барьеры, безусловно влиявшие на масштабы рудонакопления. На мелких объектах обычно выделяются одна-две порфировые фазы и ограниченное число минеральных ассоциаций, причем наиболее поздние с полиметаллами слабо проявлены, либо отсутствуют вовсе.

Значительные размеры «материнских» интрузивов, с которыми сопряжены крупные месторождения, соответствующим образом отражаются в параметрах (поисковых признаках) связанных с их становлением гидротермальных рудогенерирующих систем. Об их масштабах можно судить по площадям развития и интенсивности зон рудовмещающих метасоматитов (n\*км<sup>2</sup>), первичных и вторичных геохимических (Cu, Mo, Pb, Zn) и пиритовых ореолов (n – n\*10 км<sup>2</sup>), электроразведочных и магнитометрических аномалий (n\*10 км<sup>2</sup>), а также вертикальному размаху оруденения, на месторождениях-гигантах обычно превышающему 1 км. Поэтому при оценке масштабности проявлений меднопорфировых руд целесообразно использование их параметрических моделей с количественным описанием частей рудоносного пространства: надрудной, собственно рудовмещающей, подрудной, а также фланговых и периферических.

4. Влияние «экранировавших» толщ на возникновение МПМ до сих пор недооценивалось, поскольку на большинстве из них они в значительной мере ассимилированы магматическим расплавом, преобразованы наложенными метасоматическими процессами, уничтожены эрозией и сохранились лишь на флангах рудных районов и полей либо в виде ксенолитов в интрузивных массивах. Между тем, подобные толщи отмечаются на большинстве месторождений–гигантов андийских, кордильерских, новогвинейских, азиатских ВПП. Кроме очевидного влияния на концентрацию металлов в рудах, «бронирующие» толщи способствовали сохранности МПМ от эрозии. В условиях активных континентальных окраин и островных дуг, при резком воздымании тектонических блоков ЗК, месторождение, как отмечено в [Wainwright et al., 2017], может быть полностью уничтожено в короткий (в геологическом смысле) промежуток времени – десятки–сотни тысяч лет, чем объясняется мезозой-кайнозойский возраст большинства меднопорфировых объектов мира.

Таким образом, положительными критериями для выделения территорий, перспективных для обнаружения скрытых, в том числе крупных, меднопорфировых месторождений, являются также реликты (ксенолиты) слабопроницаемых толщ, перекрывающих гранитоиды рудоносных плутоногенных формаций.

В ряде случаев, под такими толщами могут быть скрытые как крупные, так и рядовые по запасам месторождения, геохимические признаки которых на дневной поверхности (ВОР, потоки рассеяния и др.), выявляемые традиционными методами ГРР, слабо проявлены либо вовсе отсутствуют. Методика поисков таких объектов не разработана. Практически все известные МПМ «подэкранных» обстановок были открыты по «счастливому стечению обстоятельств».

Расположенное В центральном, опущенном тектоническом блоке (вулканотектоническом грабене) Алмалыкского РР Аи-Мо-Си-порфировое месторождение Кызата, которое локализовано под мощной (от 400 до 650 м) толщей вулканогенных и осадочных пород, в т. ч. малопроницаемых мраморизованных доломитов и известняков, обнаружено при глубоком бурении в гидрогеологических целях. Находящееся в том же блоке однотипное Нижнекаульдинское рудопроявление – при поисковом бурении на эпитермальные золотогидрослюдисто-кварцевые руды. Крупнейшее Мо-Си-порфировое месторождение Резолюшион в рудном районе Супериор в Аризоне (США) с плащеобразным полого залегающим рудным телом, локализованным под мощной (от 1200 до 1500 м !) вскрышей меловых и третичных вулканогенных и осадочных пород на уровнях развития палеозойских карбонатных отложений и протерозойских долеритовых силлов («экранировавшие» толщи), также было открыто с помощью глубокого бурения. К числу таких объектов относится и давно известное Au-Mo-Cuпорфировое месторождение Речк в Венгрии, сопряженное с ларамийским субвулканическим штоком диоритовых порфиритов, прорывающим известняки и сланцы триаса. Оно обнаружено при разбуривании глубоких горизонтов эпитермального золото-серебро-полиметаллического жильного месторождения Лахоца.

5. Для создания методики поисков МПМ, скрытых под малопроницаемыми толщами, необходимы новые методы и технологические средства. Целесообразно применение глубинных методов сейсмо-, грави- и магниторазведки с моделированием морфологии интрузивов и ниже залегающих промежуточных магматических очагов («материнских» массивов), а также космодешифрирование для выделения кольцевых и радиальных тектонических структур, фиксирующих тектонические «просадки» над ними. Среди современных геохимических поисковых методов перспективными представляются EnzymeLeachSM и BioLeach модификации ионносорбционного метода, позволяющие выявлять надрудные солевые ореолы рудных месторождений, в несколько раз превосходящие по интенсивности и размерам вторичные ореолы рассеяния элементов. Апробация этого метода, основанного на частично-фазовом анализе подвижных форм, на крупнейшем Аи-Мо-Си-порфировом месторождении Пеббл, Аляска, США позволил обнаружить солевой ореол Мо над перекрытым мощным (от 150 до 450 м) осадочновулканогенным чехлом восточным флангом этого объекта [Eppinger et al., 2013], где сосредоточено свыше 70% запасов. Для МПМ в «подэкранной» позиции данный метод, возможно, позволит выявлять солевые ореолы по крупным и оперяющим разломам, рассекающим скрытые рудные тела.

Периферийные (фланговые) части пропилитовых ореолов МПМ могут быть обнаружены с помощью изучения элементов-примесей (Bi, Ti, Mn, Zn, Pb, Mg As, Sb, Sn и др.) в минералахиндикаторах, таких как эпидот, хлорит, магнетит и др., как показано в серии опытнометодических работ USGS. Они были поставлены на ряде МПМ, среди которых были как сверхкрупные объекты, сформировавшиеся под петрофизическими «экранами»: Си-Мопорфировые гиганты Ю. Америки (Эль Теньенте одноименного района [Wilkinson et al., 2020], Росарио, Юджина и Куабрада Бланка района Коллахаузи [Baker et al., 2020] в Чили) и С. Америки (Резолюшион района Супериор в США [Cooke et al., 2020]), так и рядовые Au-Cuпорфировые месторождения Австралии (Е48 и Е26 рудного района Норзпаркс) [Расеу et al., 2020]. Определение элементного состава хлорита и эпидота современными методами микроанализа (LA-ICP-MS, SEM-EDS и WDS) показало, что эти минералы в пропилитовых ореолах МПМ и вмещающих зеленокаменно-измененных вулканитах различаются содержаниями халькофильных и сидерофильных элементов, что позволяет выявлять пропилитовые ореолы в областях регионального зеленокаменного метаморфизма, повсеместно развитого в ВПП. Причем повышенные содержания As, Sb, Ti, Mn, Zn, Pb, Mg, Co и др. элементов в хлорите и эпидоте фиксируются на площадях, значительно превосходящих эндогенные геохимические ореолы, выявляемые традиционными методами поисковой геохимии по валовому составу пород. По соотношениям содержаний Ті и Sr в эпидоте, Sb и As в хлорите были оценены расстояния до прогнозируемых центров рудообразующих систем, т.е. глубины залегания месторождений, которые затем были сопоставлены с их реальными величинами. В итоге, были получены в целом сопоставимые значения, что свидетельствует о возможности использования метода изучения элементов-примесей в минералах-индикаторах для выявления пропилитовых ореолов скрытых месторождений. Следует отметить, что его применение в практике ГРР потребует дорогостоящей аналитической аппаратуры (электронный микроскоп, микрозонд, масс-спектрометры и др.), создания банка данных по фоновым содержаниям микроэлементов в исследуемых минералах, по крайней мере, для металлогенических провинций и зон, а лучше для рудных районов, а кроме того, достаточной обнаженности изучаемых территорий либо поверхностных горных выработок и/или скважин, по которым должны отбираться образцы для анализов.

Несмотря на то, что апробация названных современных геохимических и минералогогеохимических методов была проведена на разведанных, хорошо разбуренных объектах, и до настоящего времени новых МПМ с их помощью не обнаружено, включение таких методов в поисковый комплекс необходимо, поскольку фонд месторождений, обнаруживаемых традиционными методами ГРР, практически исчерпан.

Таким образом, запасы и содержания меднопорфировых месторождений, локализованных во внутренних частях РМС, зависят от геодинамических режимов развития ВПП. Они влияли на размеры (объемы) промежуточных магматических очагов («материнских» гранитоидных плутонов), продуцировавших рудоносные порфировые штоки, дайки, брекчиевые тела, и условия их охлаждения и кристаллизации. МПМ мирового класса формировались при становлении не глубоко залегавших крупнообъемных флюидонасыщенных очагов, возникавших на ранних этапах развития отдельных сегментов ВПП в режиме интенсивного коллизионного сжатия, «подавлявшего» вулканизм. В период орогенеза при «вскрытии» этих очагов уровни подъема рудоносных расплавов и флюидов, а также условия их разгрузки, определялись петрофизическими характеристиками вмещающей среды. Присутствие над рудоносными интрузивами малопроницаемых терригенно-карбонатных и карбонатных толщ, пластично деформирующихся при высоких температурах и давлении, либо лавовых покровов и субвулканических тел среднего и основного состава, интрузивных мафических и метаморфических пород («упруго-вязкого» деформационного типа) приводило к сосредоточению флюидной фазы в апикальных частях порфировых штоков и рудонакоплению в значительных масштабах. Карбонатные отложения (доломиты, известняки) и богатые Fe базитовые комплексы в составе таких толщ являлись также геохимическими барьерами для гидротермальных растворов, способствовавшими отложению высокосортных руд. Определенную роль в рудообразовании играла исходная рудоносность интрузивной рамы – древние геохимические аномалии и рудные месторождения субстрата ВПП (стратиформные полиметаллические и др.), подвергавшиеся регенерации в тепловом поле плутонов с экстракцией и переотложением рудного вещества активизированными метеорными водами на верхних уровнях систем. Для обнаружения особо крупных МПМ не требуется специальная методика прогноза и поисков; целесообразно применение традиционных методов ГРР в комплексе с инновационными геофизическими, минералого-геохимическими и изотопногеохимическими.

Приведенные в разделе материалы обосновывают второе защищаемое положение.

Меднопорфировые месторождения «мирового класса» формировались в отдельных сегментах андезитоидных и базальтоидных ВПП, на ранних этапах развития которых преобладал режим интенсивного коллизионного сжатия, подавлявший вулканизм и приводивший к возникновению мощных флюидонасыщенных магматических очагов в верхней части земной коры. Необходимым условием для рудонакопления в значительных масштабах в период разгрузки этих очагов была петрофизическая неоднородность геологических разрезов, а именно наличие над рудоносными интрузивами малопроницаемых толщ, способствовавших концентрированию металлов. Благоприятную роль играли карбонатные либо богатые железом мафические вмещающие породы, являвшиеся геохимическими барьерами для гидротермальных растворов и приводившие к отложению высокосортных руд, а также рудное вещество геохимических аномалий и месторождений субстрата андезитоидных ВПП, подвергнувшихся регенерации в тепловом поле плутонов.

Сформировавшиеся в подобных обстановках объекты выделяются повышенными содержаниями металлов в рудах, отражающими совмещение в пространстве продуктов многостадийного магматизма и рудогенеза.

# 3. МЕДНОПОРФИРОВЫЕ ШТОКВЕРКИ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ

#### 3.1 Морфологическая типизация рудных тел меднопорфировых месторождений

Рудные тела (РТ) месторождений меднопорфирового семейства оконтуриваются в объеме рудоносных штокверков по бортовым содержаниям меди, удовлетворяющим промышленным кондициям. Форма РТ зависит от морфологии порфировых интрузивов либо брекчиевых трубок, в эндо-экзоконтактовых зонах которых они локализованы, а также от их ориентировки в пространстве (угла наклона оси к горизонту). Наблюдаемое разнообразие форм РТ отражено в морфологической типизации, разработанной А.И.Кривцовым, И.Ф.Мигачевым ИХ И В.Б.Шишаковым [Кривцов и др., 1980] по результатам морфоструктурного анализа более 100 детально разведанных и глубоко вскрытых МПМ мира с учетом систематик штокверковых месторождений В.И.Бирюкова, К.Л.Пожарицкого, Е.В.Пучкова, А.А.Фролова, Г.Н.Щербы. В их число вошли месторождения СНГ: Коунрад, Борлы, Коксай, Актогай, Айдарлы, Кальмакыр, Дальнее, Северо-Западный Балыкты, Сорское, Каджаран, Агарак, Аксуг, Кызыл-Каин, Салаватское, а также 90 зарубежных объектов: Клаймакс, Юрэд-Гендерсон, Бингхэм, Квеста, Рэдвелл-Бэзин, Санта Рита в США; Эндако, Мэгги, Лайм-Крик и Хадсон Бэй в Канаде; Мамут в Малайзии; Ок-Теди в Папуа-Новой Гвинее; Маркоппер на Филиппинах; Серро Колорадо в Панаме; Эль Абра и Эль Теньенте в Чили; Куахоне в Перу; Сар Чешме в Иране; Елаците и Медет в Болгарии, Эрдэнтуин-Обо и Цаган-Субурга в Монголии и многие другие.

Зависимость форм рудных тел от бортовых содержаний проанализирована названными авторами на примере 20 отечественных и зарубежных МПМ путем оконтуривания минерализованных зон по разным изоконцентратам Cu = 0,1, 0,2, 0,3, 0,4 % и Mo = 0,01, 0,02, 0,03, 0,04 %. Установлено, что на всех изученных объектах изоконцентрата Cu 0,1 % ограничивает рудоносную штокверковую систему или ореол меднопорфировой минерализации с сохранением его сплошности; содержания Cu и Mo испытывают тенденцию к постепенному снижению от центральных частей штокверков к их внутренним и внешним ограничениям. Таким образом, хотя РТ МПМ и не имеют видимых границ, они реально существуют как целостные геологические образования и могут сопоставляться между собой по морфологическим признакам независимо от содержания в них полезных компонентов. Рудные тела, оконтуренные по различным бортовым содержаниям Cu, составляют лишь часть оруденелой геологической среды, как это видно на примере месторождения Актогай (Рисунок 3.1), а их размеры и форма определяются принятыми кондициями.

По конфигурации горизонтальных сечений минерализованных зон и интрузивов, углам падения их ограничивающих поверхностей, вертикальному размаху оруденения А.И.Кривцовым



Рисунок 3.1 – Изменение формы горизонтального сечения рудного тела месторождения Актогай при разных значениях бортового содержания меди: 1 – 0,1 %; 2 – 0,2 %; 3 – 0,4 % [Кривцов и др., 2001]

с соавторами [Кривцов, 1980] были выделены *три морфологических типа* рудных тел МПМ с разделением первого на 4 подтипа (Таблица 3.1), проведена их геометризация, построены усредненные типовые модели, предложены формулы расчета объемов, приведены описания типовых объектов.

Зависимость форм штокверков и выделяемых в их объеме рудных тел от морфологии апикальных частей магматических тел (порфировых штоков, даек, брекчиевых трубок), с которыми они сопряжены, отражает структурно-генетическую связь процессов рудообразования со становлением этих тел, а также находящихся на глубине промежуточных магматических очагов (материнских плутонов), выступами-апофизами которых они являются. Ведущую роль при этом играли «каркасы» мелкой трещиноватости и ореолы повышенной пористости пород, необходимые для широкомасштабной циркуляции рудоносных растворов и образования меднопорфировых штокверков, представляющих собой системы разноориентированных рудных прожилков, жил с сопровождающей вкрапленностью сульфидов и оксидов Cu, Mo, Fe и др. металлов. Наряду с литолого-фациальными факторами (петрофизическими и геохимическими барьерами) они определяли морфологию метасоматических и минерализованных зон.

Следует также отметить, что среди МПМ, как сверхкрупных, так и рядовых, встречаются объекты с линзо- и пластообразными (полого залегающими) РТ, что послужило основанием для

## Таблица 3.1 – Морфологическая типизация рудных тел месторождений меднопорфирового семейства. По [Кривцов и др., 1980; Звездов и др., 2018]

Тип рудных тел	Подтип рудных тел	Идеальная поверхность, определяющая внешние и внутренние ограничения рудных тел	Приближенные объем- ные формы рудных тел при различном положе- нии эрозионного среза	Формы рудных тел в горизонтальных се- чениях разных уровней	Примеры месторождений
1	2	3	4	5	6
I. Конформные изоме- тричным в плане либо слабо удлиненным пор- фировым штокам и брекчиевым трубкам	I А. Конформные штокам с малыми и средними углами па- дения контактов	Разновысокие параболои- ды вращения, полные ли- бо усеченные	Сочетания разновысоких, вложенных друг в друга параболоидов вращения; конус; усеченный конус; усеченный полый тол-	Круг, кольцо (сплош- ное либо прерывистое), сближенные сегменты; серповидные фигуры	Клаймакс, Гендерсон, Квеста (США), Хадсон- Бей (Канада)
	I Б. Конформные штокам с большими углами падения кон- тактов	Разновысокие вертикаль- ные параболоиды враще- ния, высота внешнего из которых значительно пре- вышает высоту внутрен- него	стостенный конус		Бингхэм, Юрэд (США), Ок Теди (Папуа-Новая Гвинея), Мамут (Малай- зия); Ак-Суг (Россия)
	I В. Конформные изо- метричным штокам с субвертикальными контактами	Цилиндрические поверх- ности разного диаметра	Цилиндр; полый толсто- стенный цилиндр		Кызыл-Каин (Казах- стан), Элис (Канада)
	I Г. Конформные штокам либо брекчи- евым трубкам, сужа- ющимся с глубиной	Опрокинутые конусы с различными углами схож- дения образующих плос- костей	Опрокинутый усеченный полый толстостенный конус		Сорское (Россия), Акто- гай (Казахстан), Прохо- рово (Болгария), Эль Теньенте (Чили)
II. Конформные удли- ненным в плане порфи- ровым интрузивам либо брекчиевым трубкам с большими углами паде- ния контактов	_	Разновысокие эллиптиче- ские параболоиды, пол- ные либо усеченные	Сочетание разновысоких, вложенных друг в друга эллиптических параболо- идов; конус; усеченный конус; усеченный полый толстостенный конус	Эллипс; деформирован- ный эллипс; овал; вытя- нутое кольцо; группы утолщенных дуг раз- личных радиусов	Дальнее, Северо- Западный Балыкты (Уз- бекистан), Айдарлы (Ка- захстан), Агарак (Арме- ния), Лос Бронсес, Сур- Сур (Чили)

Продолжение таблицы 3.1

1	2	3	4	5	6
III. Конформные наклон-		Субпараллельные и сходя-	Пластина; клин с ветвле-	Вытянутый прямо-	Песчанка, Михеевское,
ным порфировым интру-		щиеся под небольшими	нием на мелкие апофизы	угольник с зубчатыми	Томинское, Салаватское
зивам, расщепляющимся		углами в горизонтальном		ограничениями по про-	(Россия), Коксай (Ка-
по восстанию на дайко-	—	и вертикальном направле-		стиранию; группа	захстан), Эндако (Кана-
образные апофизы		ниях плоскости		сближенных узких	да), Цаган-Субурга,
				субпараллельных полос	Сурвэн-Сухайт (Мон-
					голия)
IV. Конформные апи-		Сходящиеся под неболь-	Линзовидные, пласто- и	Эллипс; параболичес-	Кызата, Сары-Чеку,
кальным частям лакко-		шими углами в верти-	грибообразные	кий сегмент	Нижнекаульдинское
литоподобных (грибооб-		кальном направлении			(Узбекистан), Рио-
разных) порфировых ин-	—	плоскости			Бланко (Чили), Кёплер
трузивов под структур-					(Турция)
но-петрофизическими					
экранами					

дополнения морфологический типизации четвертым типом [Звездов и др., 2018; Звездов, 2019<sup>3</sup>]. Месторождения этого типа локализованы в апикальных частях порфировых интрузивов и сформировались под малопроницаемыми толщами (структурно-петрофизическими экранами), которые на большинстве объектов в значительной степени ассимилированы магматическим расплавом, преобразованы наложенными гидротермально-метасоматическими процессами, либо уничтожены эрозией и в настоящее время присутствуют лишь в виде ксенолитов, в основном, на периферии рудных полей. К их числу относятся небольшое Au-Mo-Cu-порфировое месторождение Кызата и проявление того же типа Нижнекаульдинское в Узбекистане, (Cu)-Au-порфировое месторождение Кёплер в Турции. Перекрывавшая карбонатная толща на этих объектах сохранилась и доступна для наблюдений. Среди гигантских Cu-Mo-порфировые месторождений к четвертому морфологическому типу можно отнести месторождение Резолющион (США) с пластообразным PT, а также Рио Бланко–Лос Бронсес (Чили) со сложной (комбинированной) – пласто- (Рио Бланко), трубо- (брекчиевая трубка Сур-Сур) формой PT.

Для оценки влияния деформационного поведения рудовмещающих сред на морфологию, строение и параметры меднопорфировых штокверков, включая содержания и запасы металлов, а также направленности и масштабов изменения физико-механических свойств пород на разных стадиях формирования МПС, автором проведены *специализированные исследования*. В качестве *объектов изучения* были выбраны разведанные Au-Mo-Cu–порфировые месторождения Алмалыкского (Кальмакыр, Дальнее, C3 Балыкты) и Саукбулакского (Кызата) рудных полей в Узбекистане, Мо-Cu-порфировые месторождения Актогайского (Актогай, Айдарлы) и Коксайского (Коксай) рудных полей в Казахстане. Названные объекты, принадлежащие двум рудно-формационным типам меднопорфирового семейства, различаются составом рудоносных плутоногенных формаций (Na-K для среднеазиатских месторождений и K-Na для казахстанских) и соответственно рудно-метасоматической зональностью и минералогогеохимическими особенностями руд, что отражено в многочисленных публикациях. Кроме того, они различаются составом пород интрузивной рамы, формами порфировых штоков и сопряженных с ними рудоносных штокверков, что послужило основанием к отнесению к разным типам морфологической классификации рудных тел МПМ.

#### 3.2 Методика исследований

## Основными задачами выполненных исследований являлись:

 уточнение пространственно-временных соотношений и состава метасоматитов и руд, а также рудно-метасоматической зональности месторождений в целом;

– выяснение внутреннего строения и количественных характеристик штокверков, а с их использованием основных тенденций их эволюции в пространстве и времени;

 – оценка влияния деформационного поведения вмещающих пород на морфологию и строение рудоносных штокверков, а также направленности и масштабов изменения их физикомеханических свойств на разных стадиях формирования МПС;

– оценка участия активизированных метеорных вод в рудообразовании на изученных разнотипных месторождениях.

### Методика изучения вышеназванных типовых месторождений включала:

 детальную минералого-петрографическую документацию керна разведочных скважин по профилям вкрест простирания основных рудоконтролирующих структур МПМ с оценкой характера и степени гидротермально-метасоматических изменений пород и минерального состава руд (с отбором образцов для лабораторно-аналитического изучения);

 специализированную документацию штокверков с выделением жил и прожилков разновозрастных (рудных и пострудных) минеральных ассоциаций и оценкой долей (в %), занимаемых ими в объеме вмещающих пород;

 – геологическое картирование стенок Кальмакырского карьера с массовыми замерами ориентировки прожилков и жил рудообразующих минеральных ассоциаций;

- микроскопическое изучение пород и руд;

– определение физико-механических свойств пород (плотности, фильтрационных и упруго-прочностных параметров, твердости и др.) по образцам керна скважин;

 – полный силикатный анализ исходных (относительно свежих) вмещающих пород и развитых по ним метасоматитов – продуктов различных стадий и интенсивности гидротермального преобразования;

 – определение изотопного состава кислорода кварца прожилков разновозрастных рудообразующих минеральных ассоциаций.

#### 3.2.1 Методика изучения рудовмещающих пород и руд

Применена стандартная методика детальной документации керна, включавшая описание структуры и текстуры пород, состава и количественного соотношения породообразующих, наложенных вторичных и рудных минералов. Исходные (первичные) породы и развитые по ним метасоматиты изучены под микроскопом в проходящем (около 850 шлифов), а руды – в отраженном (около 430 аншлифов) свете.

Выполненные макро- и микроскопические исследования позволили разделить вмещающие породы месторождений по характеру и интенсивности наложенных гидротермальнометасоматических изменений. По количественным соотношениям вторичных минералов выделены фации метасоматитов, являющиеся разновозрастными продуктами гидротермального преобразования пород на последовательных стадиях развития МПС.

По степени сохранности породообразующих минералов и первичной структуры изученные породы разбиты на группы, отвечающие четырем условно принятым степеням метасоматического преобразования: І – слабой, II – средней, III – сильной и IV – полной. Главные породообразующие минералы в петрографических разностях, соответствующих этим степеням, замещены вторичными минералами в следующих пропорциях: степень I – не более, чем на 30 %, II – 30-60 %, III – 60-90 %, IV – 90-100 %. Соответственно порядку перечисления этих степеней первичная структура исходных пород: I – практически не затронута, II – сохранена наполовину, III – уничтожена на 3/4-4/5 (видны лишь фрагменты зерен замещенных породообразующих минералов), IV – полностью уничтожена. Такой подход позволил выделить на исследованных объектах метасоматические зоны и подзоны, определить площади развития (в разрезах) метасоматических разностей в их пределах. Кроме того, по части образцов, по которым были изготовлены и изучены шлифы и аншлифы, были выполнены исследования физико-механических свойств (всего 524 по 4 объектам), 88 из них – подвергнуты полному силикатному анализу (по месторождениям C3 Балыкты – 46 и Коксай – 42).

По результатам детального минералого-петрографического изучения рудовмещающих пород и руд, с учетом данных опробования, были отстроены геологические планы и разрезы изученных месторождений масштаба 1:5 000 – 1:2 000, отражающие метасоматическую зональность и морфологию рудных тел. Полученные данные в комплексе с результатами специализированной детальной документации штокверков и петрофизического анализа (представлены ниже), позволили решить первые три из вышеперечисленных задач исследований.

### 3.2.2 Специализированная документация штокверков

Методы изучения рудоконтролирующих трещинных структур эндогенных месторождений, базирующиеся на массовых замерах элементов залегания трещин с последующим построением круговых диаграмм или роз-диаграмм их ориентировки, на определении густоты трещин путем детального картирования и других приемах, а также их интепретации, подробно рассмотрены в работах А.В.Королева, В.М. Крейтера, М.В.Гзовского, В.И.Баженова, С.Д.Бакырджиева, Ф.И.Вольфсона, А.В.Дружинина, П.Ф.Иванкина, Ю.А.Косыгина, В.А.Невского, В.Н.Павлинова, А.А.Фролова, Л.У.Ситтера, С.Р.Титли, Е.Ш.Хиллса, Ф.М.Хэйнеса и многих других исследователей. Математические методы исследования трещиноватости описаны Л.Д.Кнорингом, Н.Д.Болониным, С.А.Сандомирским, Н.Н.Шатагиным, В.И.Старостиным, П.С.Глабау, А.Б.Спенсером, Дж.Уорнером и др. В качестве основного для изучения строения штокверков вышеназванных типовых месторождений Казахстана и Узбекистана автором был выбран метод определения «удельного растяжения» пород, которое может быть определено как отношение суммарного объема жил и прожилков ко всему объему вмещающей породы [Королев,1951]. Для выявления тенденций развития штокверковых систем в пространстве на разных стадиях формирования этот метод был модифицирован. Оценивались не суммарные объемы рудных жил и прожилков, а их объемы с разделением на разновозрастные генерации (минеральные ассоциации), т.е. определялись доли приоткрывавшихся полостей (в % занимаемого объема пород) по периодам отложения отдельных минеральных ассоциаций, либо их групп в случае, если разделение ассоциаций в пространстве затруднено из-за «телескопирования» жил и прожилков с замещением ранних рудных минералов поздними.

При документации керна скважин и последующем анализе использованы следующие приемы: а) по строению, ориентировке, форме, минеральному выполнению и наблюдаемым пересечениям жилы и прожилки, образующие штокверки, разделены на разновозрастные ассоциации – рудные и пострудные; б) по десятиметровым интервалам глубин рассчитаны суммарные мощности прожилков каждой ассоциации (ΣМ, мм); в) отстроены разрезы в изолиниях этих мощностей, что дало возможность оценить относительную долю прожилков в объеме вмещающих пород (V, %), что, в свою очередь, позволило определить объем полостей, возникавших в различных участках минерализованного пространства на разных стадиях формирования штокверков; г) сопоставлением общих мощностей прожилков (по всем задокументированным скважинам) разновозрастных ассоциаций и их групп установлены относительные приращения штокверков по этим стадиям. При документации также изучены количественные соотношения главных морфологических типов (прожилковый, вкрапленно-прожилковый, жильнопрожилковый, вкрапленный, гнездово-вкрапленный) гипогенных руд, что позволило выявить их пространственные взаимоотношения в объеме изученных штокверков.

Штокверки исследованы по наиболее представительным разведочным профилям, ориентированным в основном вкрест простирания рудных тел месторождений: Дальнее – по профилю III; Северо-Западный Балыкты – по профилям I, IV и продольному; Кызата – по профилю VI; Коксай – по профилям V, –II, –VI. В каждом из профилей с применением описанной методики задокументировано от 5 до 8 скважин наилучшей сохранности (не менее 90% выхода керна), глубиной от 500 до 1200 м (в среднем 650-700 м). Всего в изолиниях долей объема, занимаемого прожилками разновозрастных (рудных и пострудных) минеральных ассоциаций в породах (V, %) по названным профилям было построено 37 разрезов по 4 месторождениям: C3 Балыкты (18), Дальнее (6) и Коксай (12), а без разделения по составу рудных прожилков еще 3 разреза: Кызата (1) и Кальмакыр (2 – по профилям 27 и 35 по материалам Т.З.Закирова [Закиров, 1958].

На Рисунке 3.2 в качестве примера приведены два разреза месторождения СЗ Балыкты, характеризующие распределение объемов прожилковой массы (в % от объема вмещающих пород) минеральных ассоциаций ранней и средней (главной продуктивной) стадий образования штокверка. В таком же виде были построены все остальные.

В карьере Кальмакырского месторождения проведено выборочное детальное картирование стенок уступов с определением степени распространенности и массовыми замерами элементов залегания жил и прожилков различного состава и трещин, незаполненных минеральным веществом. По результатам на сетке В.Шмидта отстроено 39 круговых (4410 замеров) диаграмм. Кроме того, проанализировано 65 диаграмм ориентировки трещин (6430 замеров) по месторождению Кальмакыр и 18 (5650 замеров) – по Дальнему, представленных в работах Т.З.Закирова [Закиров, 1958, 1960], В.Ю.Деды [Деды, 1971] и А.Т.Рахубенкова [Рахубенков, 1972].

Как показано С.В.Беловым и А.А.Фроловым [Белов, Фролов, 1980], выполнивших детальное макро- и микроскопическое изучение строения жил и прожилков на Караобинском редкометальном жильно-штокверковом месторождении, около 90 % их общего количества образовалось путем кристаллизации жильного и рудного вещества из гидротермальных растворов в открытых трещинах. Метасоматические жилы и прожилки имеют резко подчиненное значение. Проведенные нами исследования показали справедливость этого вывода и для меднопорфировых объектов. Метасоматические жилы и прожилки, характеризующиеся обычно криволинейными, сложными очертаниями, расплывчатыми контактами со вмещающими породами и наличием не полностью замещенных фрагментов последних, встречаются на порядок реже жил и прожилков выполнения, обладающих преимущественно резкими, прямолинейными границами. Они являются наиболее ранними, практически не содержащими рудных минералов образованиями, не изменяют принципиальной картины строения штокверков и поэтому отдельно не описаны.

При построении разрезов месторождений Дальнее, Северо-Западный Балыкты, Кызата и Коксай в изолиниях суммарных мощностей прожилков разновозрастных групп учтена степень распространенности каждой из них. Так, ареалы наименее распространенных прожилков оконтурены по значению занимаемого ими объема минерализованных пород (V мин.), равному 0,1 %, а более частых (главных рудообразующих ассоциаций) – по 0,5 % в случаях, когда ареал их развития выходит за пределы разбуренного пространства.

По числу десятиметровых интервалов (*n*), в которых суммарная мощность прожилков выделенных разновозрастных минеральных ассоциаций больше или равна 0,1% либо 0,5% объема субстрата, и общей мощности этих прожилков ( $\Sigma$ M) по ним, рассчитаны средние значения объемов прожилков каждой из групп (Vcp), всех рудных (Vp) и нерудных (Vн) прожилков. По



1 — рудоносный порфировый шток; 2 — зона меднопорфировой минерализации по бортовому содержанию меди 0,3 %; 3 — зона Кальмакырского разлома; 4 — изолинии объема, занимаемого прожилками в минерализованных породах, в %

Рисунок 3.2 – Месторождение Северо–Западный Балыкты. Разрез по профилю I. Распределение объемов прожилковой массы (в % от объема вмещающих пород) кварц–калишпат– молибденитовой, кварц–магнетитовой и кварц–молибденит–пиритовой минеральных ассоциаций ранней стадии рудоотложения (А) и кварц–молибденит–пирит–халькопиритовой и кварц– халькопирит–борнит–пиритовой с самородным золотом и реликтовым магнетитом средней (главной продуктивной) стадии (Б) этим данным для объектов Алмалыкского и Коксайского РП оценена доля открытых полостей, возникавших в объеме штокверков на различных стадиях их формирования. При расчете объемов прожилковой массы не учитывались единичные рудные жилы мощностью более 500 мм, поскольку в большинстве случаев, например, на Алмалыкском РП (жильное золото-кварцевое месторождение Актурпак и кварцево-полисульфидные жилы в пропилитовой зоне месторождений Дальнее и Кальмакыр), они, как правило, более поздние по отношению к меднопорфировым штокверкам.

По результатам детального картирования штокверков с применением метода оценки объемов прожилковой массы во вмещающих породах расшифровано внутреннее строение штокверков, определены тенденции их пространственно-временной эволюции.

### 3.2.3 Методика петрофизического анализа

Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенного оруденения и различные методы изучения и анализа этих свойств освещены в многочисленных публикациях. В геологии меднопорфировых и редкометальных месторождений, запасы которых сосредоточены в штокверках мелких кварцево-сульфидных прожилков, окруженных вкрапленностью сульфидов, важность исследования физико-механических свойств вмещающих пород для решения ряда генетических и практических вопросов очевидна. К настоящему времени имеется большое количество определений физических и механических параметров горных пород этих месторождений [Григорян и др., 1973; Розанов, 1973; Звягинцев, 1978; Любимов, Морозов, 1973; Белов, Вальков, Любимов, 1980 и др.]. Несмотря на это, практика применения петрофизического анализа при исследованиях меднопорфировых месторождений, по мнению автора, требует совершенствования на основе двух основных принципов: 1) комплексной интерпретации параметров фильтрационных и упруго-прочностных свойств; 2) необходимости учета фактора времени, то есть анализа эволюции физико-механических характеристик пород в процессе формирования рудно-магматических систем. С этой целью была использована методика петрофизического анализа, разработанная В.И.Старостиным [Старостин, 1979<sup>1</sup>, 1079<sup>2</sup>] для колчеданнополиметаллических месторождений. Она базируется на определении и сравнении абсолютных значений физико-механических свойств скальных пород различного состава и применяется в комплексе с детальным геологическим картированием, тектонофизическим и микроструктурным анализами. Эта методика (с некоторыми изменениями в изучении и расчете твердости) использована автором в комплексе с детальной минералого-петрографической документацией керна скважин и вышеописанным методом оценки минерализованной трещиноватости, что позволило определить направленность и масштабы изменения фильтрационных и упруго-прочностных характеристик вмещающих пород на различных стадиях формирования околорудных метасоматитов и рудоносных штокверков, а также оценить возможность использования примененных методик детального картирования штокверков и петрофизического анализа для оконтуривания минерализованных зон.

Кроме того, по полученным данным оценено влияние деформационного поведения исходных (относительно свежих, т.е. наименее измененных) вмещающих пород на форму рудных тел и содержания металлов в рудах и, в конечном итоге, запасы месторождений. Хотя физикомеханические свойства разнотипных пород изучены в обычных («комнатных») условиях, установленные отличия в параметрах, с учетом экспериментальных данных, позволяют оценить их реакцию на тектонические напряжения, возникавшие при внедрении и последующем становлении рудоносных магматических тел.

Из серии работ [Воларович и др., 1975; Лебедев и др., 1977; Дортман и др., 1984] известно, что глинистые, глинисто-карбонатные и солевые породы при высоких температурах и давлении отличаются повышенной способностью к пластическим деформациям. Учитывая, что внедрявшаяся магма превышала температуру вмещающей среды на сотни градусов и при этом создавала значительное избыточное давление, можно предположить, что названные породы испытывали преимущественно пластические деформации с частичным расплавлением (диссоциацией) термически «неустойчивых» мергелей, ангидритов, доломитов, в меньшей степени известняков, с перекристаллизацией их в роговики и мрамора. При этом, в интервале температур «жидкого» и «полужидкого» (суспензия) состояния гранитоидного расплава – от 900° до 650°C за счет разложения наименее «устойчивых» доломитов могли высвобождаться до 20–25 % первоначального их объема. Значительная часть карбонатных толщ была ассимилирована магмой с образованием таких пород, как сиенито-диориты на Алмалыке [Голованов, 1978] и «гибридные» монцониты на месторождении Бингхэм [Redmond et. al., 2010].

При высоких температурах и приложении скоротечных динамических нагрузок достаточной интенсивности доломиты, известняки, мергели, ангидриты, аргиллиты склонны к хрупкому разрушению, но при относительно продолжительных, а МПМ образуются в течение десятков – сотен тыс. лет, подвержены пластическому течению. Породы «упругого» деформационного типа в таких условиях, особенно в присутствии флюидной фазы, испытывают интенсивное растрескивание; предел прочности «упруго-вязких» пород также существенно снижается. Отмеченные особенности деформационного поведения разнотипных сред были учтены при интерпретации данных проведенных исследований.

Известно, что метасоматические преобразования пород и рудоотложение при образовании штокверковых месторождений осуществляются газонасыщенными растворами, диффундирующими сквозь сообщающиеся поры и микротрещины в породах и циркулирующими по системам (каркасам) мелкой трещиноватости. Поэтому для определения направленности и масштабов изменения физико-механических свойств пород необходимо учитывать как емкостные (фильтрационные), так и упруго-прочностные параметры. Их физическая сущность, методы определения, формулы расчетов и значения для разнотипных пород приведены в серии справочников, методических руководств и монографий [Моот, 1960; Кобранова, 1962; Беликов и др., 1970; «Методическое руководство..», 1962; «Свойства горных пород», 1969; Лурье, 1970; Воларович и др., 1975; Звягинцев, 1978; Любимов, Морозов, 1978; Старостин, 1979<sup>2</sup>; Федорченко, 1975 и др.].

Исследование физико-механических свойств пород с последующим расчетом параметров проведено по образцам керна разведочных скважин, отобранных с интервалом от 20-30 м до 40-50 м со сгущением (до 5–1 м) по рудным интервалам. Всего было взято около 580 проб по скважинам 8 профилей. Из них изучено 524 (остальные «отсеяны» при распиловке) по четырем месторождениям: Северо-Западный Балыкты (211), Кызата (133), Коксай (77) и Актогай (103).

Экспериментальная часть исследований выполнена в рудно-петрофизической лаборатории кафедры полезных ископаемых МГУ. Измерения петрофизических параметров осуществлены на пластинках толщиной около 10 мм, выпиленных из образцов перпендикулярно оси керна. Методом свободного насыщения пород жидкостью определены плотность (р), эффективная пористость (Пэф), условно-мгновенное насыщение (А) и постоянная насыщения (В). Ультразвуковым просвечиванием на излучателе УЗИС-ЛЭТИ определены скорости распространения продольных (V<sub>p</sub>) и поперечных (Vs) волн, по которым рассчитаны параметры упругости – модули: Юнга (Е), сдвига (G) и объемного сжатия (К<sub>сж</sub>), коэффициент Пуассона (µ) и температура Дебая (θ, °K).

Твердость по Бринеллю (НВ) определена на шариковом твердометре ТШ-2. Методика ее измерения и расчета несколько изменена по сравнению со стандартной, описанной Б.В.Моотом [Моот, I960]. Изменения состояли в следующем.

На образцах малоизмененных и преобразованных в средней степени интрузивных и субвулканических пород ввиду их сложного минерального состава и неравномернозернистой (порфировидной или порфировой) структуры, шарик вдавливался в зерна (фенокристаллы) каждого из основных породообразующих минералов, а также в основную массу в случае порфировой породы. По каждому из минералов и основной массе произведены 2-3 вдавливания, по результатам которых вычислен средний диаметр отпечатка. Далее, в соответствии с оцененным в анализируемом образце (макроскопически и в шлифах) количественном соотношением минералов и доли основной массы (для порфировых пород) определено «средневзвешенное» значение диаметра отпечатка по породе в целом, по которому и рассчитана «общая» твердость. Такой же подход использован для лавобрекчий и грубообломочных туфов, по которым «усредненная» твердость определялась по значениям, установленным как по основной массе (цементу), так и по обломкам.

Для сильно- и нацело измененных пород, первичная структура которых почти или полностью уничтожена, а также для метаморфизованных и скарнированных карбонатных, осадочных и эффузивных пород (лавовых фаций) применена стандартная методика, т.е. произведены только 3-4 вдавливания, по результатам которых найдено среднее значение диаметра отпечатка и вычислена твердость.

Для интерпретации установленных рядовых параметров для каждой из проанализированных проб изученных месторождений рассчитано значение комплексного петрофизического коэффициента (Кпк), предложенного В.И.Старостиным (1979), а для месторождения Северо-Западный Балыкты – дополнительно значения аномального руднопетрофизического (Кап) коэффициента. Для их расчета использованы A, B, E и HB, т.е. параметры, которые достаточно отчетливо характеризуют фильтрационные и упруго-прочностные свойства пород и, в то же время, обладают низкой парной корреляцией.

Впервые примененные при петрофизическом анализе штокверковых месторождений значения Кпк и Кап вычислены по формулам [Звездов и др., 1985]:

$$K_{\Pi K} = \frac{1}{\rho} \sum_{j=1}^{\rho} K_{ij} = \frac{(K_{\Pi_{s\phi}} + K_A + K_B) - (K_E + K_{HB})}{5}, \quad (1)$$
$$K_{\Pi I} = \frac{1}{\rho} \sum_{j=1}^{\rho} K_{ij} = \frac{(Ka_{\Pi_{s\phi}} + Ka_A + Ka_B + Ka_E + Ka_{HB})}{5}, \quad (2)$$

В выражении (1)  $Ka_{ij} = \frac{X_{ij} - X_j}{S_j}$ , где  $X_{ij}$  – значение *j*-го параметра физико-механических свойств в каждом *i*-м образце,  $X_j$  – его среднестатистическая величина,  $S_j$  – стандартное отклонение.

Среди параметров К<sub>ij</sub> выделены две группы. К первой, включенной в формулу (1) со знаком плюс, отнесены свойства, повышенные значения которых благоприятствовали течению процессов рудообразования, а ко второй, помещенной со знаком минус, — характеристики, замедляющие рудный процесс. В выражении (2) рядовые коэффициенты аномальности рассчитаны с использованием фоновых величин по формуле:

$$Kij = \frac{X_{ij} - X_j}{S_j}$$
, где  $X_{ij}$  – значение *j*-го параметра в *i*-й пробе, а  $X_{\Phi j}$  – параметры наименее

измененных разностей пород по каждому из выделенных петрографических типов.

Расчет показателей фильтрационных и упруго-прочностных свойств, Кпк и Кап, а также построение круговых диаграмм ориентировки прожилков и трещин, произведены на кафедре полезных ископаемых МГУ по программам, составленным С.А.Сандомирским, Н.Н.Шатагиным, В.И.Старостиным [Шатагин, Сандомирский, 1974; Сандомирский и др., 1976].

Значения установленных петрофизических параметров и рассчитанных по ним Кпк и Кап по четырем месторождениям сведены в таблицы. В них показаны физико-механические свойства разнотипных первичных (малоизмененных) пород, а также развитых по ним разновременных метасоматитов, разделенных при макро- и микроскопическом изучении по набору новообразованных минералов и степени преобразования пород. В изолиниях наиболее информативных параметров (A, B, E, HB), Кпк и Кап отстроены разрезы изученных объектов. По опорным скважинам и разрезам построены гистограммы и графики изменений Кпк, Кап и содержаний меди в рудах.

Для детальной оценки направленности и масштабов изменения физико-механических свойств пород на разных стадиях формирования МПС для месторождений СЗ Балыкты и Коксай построены диаграммы зависимости вышеназванных показателей от химического состава пород, в частности отношения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, отражающего степень гидротермального преобразования (количественное соотношение новообразованных калийсодержащих минералов – КПШ, серицита, мусковита с первичными породообразующими), и друг от друга (Пэф – Е). Показанные на диаграммах значения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O установлены полным силикатным химическим анализом дубликатов петрофизических проб (не менее двух анализов по каждой из выделенных разностей пород), произведенным в лаборатории Тульского отделения ЦНИГРИ и Московской ГРП «Центргеолнеруд».

Результаты петрофизического анализа в комплексе с данными специализированного детального картирования штокверков, микроскопического и аналитического исследования пород позволили оценить влияние деформационного поведения вмещающих пород на морфологию, внутреннее строение и параметры изученных штокверков, а также направленность и масштабы изменения физико-механических свойств вмещающих пород при последовательных гидротермально-метасоматических преобразованиях.

## 3.2.4 Методика изотопно-геохимических исследований

Для оценки участия активизированных метеорных вод в формировании МПМ, локализованных в различных структурно-петрофизических обстановках, проведено изучение изотопного состава кислорода кварца ( $\delta^{18}O_{\kappa B}$ ) разновозрастных минеральных ассоциаций месторождений Актогай и Айдарлы Актогайского РП и Кызата Саукбулакского РП. Первые два из названных объектов принадлежат РМС «открытого» (без «экранировавших» толщ) типа, третье – системе «подэкранного» типа.

По образцам, отобранным из рудных прожилков и жил (с разных глубин по керну скважин), методом вакуумной декрептометрии установлены температуры образования кварца ( $T_{KS}$ ) различных генераций. На изотопном масс-спектрометре МИ-1201 определены значения  $\delta^{18}O_{KB}$ для них. По измеренным значениям  $\delta^{18}O_{KB}$  и  $T_{\kappa g}$  вычислены изотопные характеристики кислорода водной фазы ( $\delta^{18}O_{H2O}$ ) гидротермальных растворов, что позволило оценить долю вод немагматического происхождения ( $K_{M}$ %) в растворах и ее вариации по стадиям рудоотложения и в разных участках (центральных и периферийных) МПС [Звездов и др., 1989].

Измерения и расчеты выполнены в лаборатории геохимии изотопов ЦНИГРИ Ю.В.Васютой, В.Н.Гущиным и С.Г.Кудрявцевым. При расчетах и интерпретации результатов использованы принципы и методики, предложенные Х.Тэйлором [Тэйлор, 1982], С.Шеппардом с соавторами [Sheppard et al., 1971, 1976] и другими исследователями.

По результатам выполненных специализированных детальных исследований, с учетом данных опробования, были отстроены геологические планы и разрезы изученных месторождений масштаба 1:5 000 - 1:2 000, отражающие метасоматическую зональность, морфологию рудных тел и распределение прожилковой массы рудных и пострудных минеральных ассоциаций в объеме штокверков; составлены таблицы физико-механических свойств вмещающих пород; по опорным профилям построены: разрезы в изолиниях значений частных петрофизических показателей: эффективной пористости (П<sub>эф</sub>), условно-мгновенного насыщения (А), постоянной насыщения (В), модуля Юнга (Е), твердости по Бринеллю (НВ) и рассчитанных по ним комплексного петрофизического (Кпк) И аномального руднопетрофизического (Кап) коэффициентов; гистограммы и графики изменений Кпк, Кап и содержаний меди в рудах; разрезы, характеризующие изотопную зональность объектов.

Полученные данные, опубликованные в серии работ [Звездов, 1981, 1982, 1983, 1985, 2021; Звездов и др., 1985, 1987, 1989, Кривцов и др., 2001, Мигачев, Звездов, 1989; Migachev, Zvezdov, 1988, 1989; Zvezdov et. al,, 1985, 1993 и других], дали возможность решить задачи исследований: оценить влияние деформационного поведения вмещающих пород на форму и строение штокверков, а также содержания металлов в рудах; установить направленность и метасоматических масштабы изменения физико-механических свойств пород при преобразованиях на различных стадиях формирования МПС; определить долю участия амагматичных вод в разных структурно-петрофизических обстановках образования МПМ. Кроме того, эти данные позволили оценить возможность использования метода оценки объемов минерализованных трещин и петрофизического анализа в практике геологоразведочных работ на меднопорфировые руды.

В нижеследующих подразделах работы рассмотрены геолого-структурные условия локализации изученных месторождений, строение их рудоносных штокверков, физикомеханические свойства вмещающих пород, изотопная зональность объектов.

# 3.3 Геолого-структурные условия локализации изученных месторождений. Влияние деформационного поведения вмещающих пород на форму и строение штокверков и содержания металлов в рудах

Au-Mo-Cu-порфировые месторождения Узбекистана, в разведке которых участвовали С.Т.Бадалов, Е.Р.Бутьева, В.Ф.Викторов, В.Г.Гарьковец, И.М.Голованов, В.Ю.Деды, Б.А.Дё, Р.А.Мусин, А.Т.Рахубенков, В.В.Чупров и другие советские геологи, сосредоточены в Алмалыкском рудном районе (PP) Кураминской металлогенической зоны (M3) и генетически связаны с габбро-диорит-монцодиорит-гранодиоритовой формацией (алмалыкским комплексом, С2) раннего этапа формирования Бельтау-Кураминского ВПП. В рудном районе, эквивалентном крупной рудно-магматической системе (РМС) с комплексной металлогенией (кроме меднопорфировых в ее пределах присутствуют жильные золото-кварцевые, золото-полисульфидные и стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения), выделены три рудных поля (РП): Алмалыкское с месторождениями Кальмакыр, Карабулак, Дальнее (Ёшлик), Северо-Западный Балыкты, являющиеся участками гигантского объекта, часто называемого «Большим Алмалыком» с запасами по данным USGS [Singer et. al., 2008]: Cu > 23 млн т (при ср. сод. 0,39%), Mo – 140 тыс. т (0,002%), Au – 2250 т (0,37 г/т), Ag – 13,4 тыс. т (2,20 г/т), Каульдинское с Нижнекаульдинским рудопроявлением и Саукбулакское с рядовыми по запасам месторождениями Кызата (2 млн т (0,85 %)) и Сары-Чеку (0,5 млн т Си (0,49 %)). Все перечисленные объекты сопряжены со штоками гранодиорит-порфиров – монцонит-порфиров завершающей фазы продуктивной плутоногенной формации (см. Рисунок 2.20 в разделе 2). Вытянутые в плане и преимущественно крутопадающие в разрезе порфировые штоки представляют собой выступыапофизы гигантского, по-видимому, единого на глубине, полихронного (С1-С3) плутона, сложенного фанеритовыми габброидами и гранитоидами Na-К профиля. Он сформировался на восточном фланге обширного выступа фундамента, испытавшего длительное (с силура до перми) воздымание с сокращением мощностей перекрывающих стратифицированных комплексов, «подавлением» вулканизма и интенсивным проявлением интрузивного магматизма в обстановке коллизионного сжатия.

Месторождения характеризуются однотипной метасоматической зональностью, которая в целом соответствует «монцонитовой» модели Дж.Лоуэлла и Дж.Джильберта [Lowell, Guilbert, 1970], и близкими структурно-текстурными и минералого-геохимическими особенностями руд, что позволяет предположить для них единый «материнский» магматический очаг. Вместе с тем, локальные геолого-структурные условия рудообразования на названных РП существенно различаются, что отразилось на морфологии и строении рудоносных штокверков и, в конечном итоге, на запасах руд и содержаниях металлов.

Алмалыкское РП расположено в пределах одноименного массива габбро-диоритов – диоритов – сиенито-диоритов, вскрытого эрозией в СЗ части Алмалыкского РР и занимающего не менее половины его площади в 850 км<sup>2</sup>. Этот массив, слагающий ядро магматогенного поднятия, может рассматриваться в качестве неглубоко залегающего «материнского» плутона (промежуточного очага), к выступу–апофизе которого – крупному интрузиву гранодиоритпорфиров – кварцевых монцонит-порфиров приурочено крупнейшее Алмалыкское Аu-Mo-Cuпорфировое месторождение. Кальмакырским и Карабулакским разломами рудное поле разбито на три тектонических блока: Северный, Центральный и Южный, а месторождение на несколько участков, традиционно упоминаемых как отдельные объекты. Рудоносные штокверки охватывают эндо-экзоконтактовые зоны порфировых штоков, которые являются «ветвями» упомянутого, сложного по форме, интрузива, контролирующимися древними разломами CЗ (Кальмакыр, СЗ Балыкты), В–СВ (Дальнее) и субширотного (Карабулак) простирания. Пострудные взбросово-сдвиговые перемещения по ним обусловили различный уровень эрозии месторождений: умеренный на Кальмакыре и СЗ Балыкты, малый – на Карабулаке и Дальнем [Туляганов и др., 1974; Шаякубов, Голованов, Рахубенков, 1983].

Основные запасы руд месторождений сосредоточены в гидротермально измененных сиенито-диоритах, в меньших объемах в гранодиорит-порфирах – кварцевых монцонит-порфирах, диоритах и риодацитах. Метасоматическая зональность отвечает ряду зон, сменяющих друг друга в направлении от порфировых интрузивов во вмещающие породы: кварцевая, биотит-калишпатовая, филлизитовая (наложена на предшествующую, сохранившуюся фрагментарно) и пропилитовая (Рисунок 3.3, Рисунок 3.4, Рисунок 3.5, Рисунок 3.6, Рисунок 3.7), которые по количественным соотношениям основных новообразованных минералов могут быть разделены на подзоны. Рудные тела (РТ), конформные апикальным частям порфировых штоков, геометрически описываются сочетанием разновысоких эллиптических параболоидов, вложенных друг в друга, и отнесены ко *второму морфологическому типу*, однако, в продольных разрезах они имеют уплощенные верхние ограничения, которые отражают «экранирующее» влияние перекрывающей известково-доломитовой толщи, в значительной степени ассимилированной диоритами главной фазы массива (с образованием сиенито-диоритов). Реликты (ксенолиты) этой толщи отмечаются на верхних горизонтах карьера и устьях разведочных скважин Кальмакырского месторождения [Звездов и др., 2018].



1 – дайки диоритовых порфиритов (C<sub>3</sub>?); 2-4 – габбро-диорит-монцодиорит-гранодиоритовая формация (C<sub>2</sub>b<sub>2</sub>), продуктивная на Au-Mo-Cu-порфировое оруденение (алмалыкский комплекс): 2 – гранодиорит-порфиры (монцонит-порфиры) рудоносные, 3 – сиенито-диориты, 4 – диориты; 5 – мраморизованные доломиты, известняки (D<sub>3</sub>); 6 – риодациты (кварцевые порфиры) (D<sub>1</sub>); 7–8 – контакты пород, установленные (а) и предполагаемые (б): 7 – рудоносных порфировых интрузивов, 8 – вмещающих и пострудных; 9 – зона Кальмакырского разлома; 10 – рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди 0,3% (а) и 0,7% (б); 11 – положение скважин: на погоризонтных геологических планах (а) и разрезах по профилям I и IV (б)

Рисунок 3.3 – Аи-Мо-Си-порфировое месторождение Северо–Западный Балыкты. Геологические планы горизонтов + 325 м (А) и + 125 м (Б) (составлены с использованием материалов Алмалыкской ГРЭ) [Звездов, 2021]

Молибденово-медные с золотом руды образованы вкрапленностью и гнездами сульфидов, сульфидно-кварцевыми прожилками и более редкими жилами. Как показано в работах [Закиров, 1958; Деды, 1965, 1971; Рахубенков, 1972; Звездов, 1984], ориентировка рудных прожилков и жил, в большинстве своем обладающих средними и крутыми углами падения и являющихся продуктами выполнения сколовых трещин, определяется морфологией кровли порфировых интрузивов, что свидетельствует о едином плане деформаций в период становления рудоносных магматических тел и возникновения рудовмещающих трещин преимущественно сколового типа. В соответствии с пространственной ориентировкой древних тектонических



1 – четвертичные рыхлые отложения; 7 – скарны. Остальные усл. обозначения см. на Рисунке 3.3

Рисунок 3.4 – Аи-Мо-Си-порфировое месторождение Северо–Западный Балыкты. Геологические разрезы по линиям I и IV [Звездов, 2021]



1–3 – зоны гидротермально-метасоматических изменений: 1 – биотит-калишпатовая, 2 – филлизитовая, 3 – пропилитовая; 4–5 – рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди: 4 – 0,4 %, 5 – 0,7 %. Остальные усл. обозначения см. на Рисунке 3.3

Рисунок 3.5 – Аи-Мо-Си-порфировое месторождение Северо–Западный Балыкты. Метасоматическая зональность и меднорудное тело в разрезах по профилям I и IV [Звездов, 2021]



Условные обозначения см. на Рисунке 3.3

Рисунок 3.6 – Геологический разрез Аu–Mo–Cu–порфирового месторождения Дальнее по профилю III (составлен с использованием материалов Алмалыкской ГРЭ) [Звездов, 2021]



1–4 – зоны гидротермально-метасоматических изменений: 1 – кварцевая, 2 – биотиткалишпатовая, 3 – филлизитовая, 4 – пропилитовая; 5–6 – рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди: 5 – 0,4 %, 6 – 0,7 %. Остальные усл. обозначения см. на Рисунке 3.3

Рисунок 3.7 – Метасоматическая зональность и меднорудное тело Au–Mo–Cu порфирового месторождения Дальнее в разрезе по профилю III [Звездов, 2021] структур, контролирующих порфировые интрузивы, на Дальнем и Карабулаке преобладают прожилки и жилы субмеридионального и субширотного простирания, на Кальмакыре и Северо-Западный Балыкты – субширотного и северо-западного. Пострудные трещины, выполненные барит-ангидритовой и цеолит-карбонатной ассоциациями, контролируются крупными и оперяющими их разломами и в определенной степени наследуют рудовмещающую трещиноватость.

Гипогенные штокверковые руды сложены несколькими десятками рудных минералов (Таблица 3.2). По возрастным соотношениям прожилков и жил выделены несколько рудообразующих ассоциаций, образовавшихся на разных стадиях рудоотложения. Все они, кроме самой ранней, золото- и сереброносны [Бадалов, 1965; Бадалов и др., 1971; Николаева, 1981 и др.].

Преобладающие во внутренней (ядерной) зоне интенсивного окварцевания (проявлена на Кальмакыре) вкрапленные руды по вертикали и латерали сменяются промышленными вкрапленно-прожилковыми в биотит-калишпатовой и филлизитовой зонах, а затем прожилково-вкрапленными, существенно пиритовыми («пиритовый» ореол) в пропилитовой зоне, на фоне которых встречаются мощные золото-кварцевые (типа Актурпак) и кварцевополисульфидные с Au и Ag жилы, являющиеся по работам [Туляганов и др., 1974; Головин, Туресебеков, Балакин, 1981; Николаева, 1980, 1981] более поздними по отношению к меднопорфировым штокверкам.

В том же направлении, как показала детальная документация штокверков Дальнего и Северо-Западный Балыкты, кварц-калишпатовая с молибденитом, кварц-магнетитовая и кварц-молибденит-пиритовая минеральные ассоциации *ранней стадии рудоотложения* сменяются кварц-молибденит-халькопирит-пиритовой и кварц-халькопирит-борнит-пиритовой с самородным золотом и реликтовым магнетитом *средней стадии (главной продуктивной)* и далее на фланги МПС кварц-полисульфидной (с Au и Ag) и кварц-энаргит-блеклорудной *поздней стадии.* (Кварц)-халькопирит-пиритовая и (кварц)-пиритовая ассоциации («сухие» прожилки практически без жильного сопровождения) *завершающей стадии* тяготеет к осевой зоне што-кверка (Рисунок 3.8, Рисунок 3.9, Рисунок 3.10). «Смещение» ореола полиметаллической (с Au и Ag) штокверковой минерализации, в которой заключены основные запасы серебра, во фланговые части месторождений по отношению к золотоносной молибденово-меднорудной, подтверждается опробованием, что можно увидеть на примере месторождения Дальнее при сопоставлении Рисунка 3.10 и Рисунка 3.11.

Объемы прожилковой массы в оруденелых породах составляют от десятых долей – первых % для ранних и поздних ассоциаций; до 8–10, редко 15 % (в среднем от 3 до 4–5%) для главной продуктивной.

Рудовмещающие породы по фильтрационным и упруго-прочностным параметрам могут быть отнесены к *«упругому»* типу сред, т.е. склонны к хрупким деформациям (растрескиванию).

## Таблица 3.2 – Минеральный состав рудообразующих ассоциаций меднопорфировых месторождений Алмалыкского рудного поля. По [Николаева, 1981] с изменениями и дополнениями

Минеральные типы	Минеральные ассоциации (от	Минералы			
руд	ранней к поздним)	главные	второстепенные	редкие	
1	2	3	4	5	
Магнетит- молибденитовый	Кварц-магнетитовая, кварц- молибденит-магнетитовая	Магнетит, молибденит I, кварц	Пирит, титаномагнетит, ор- токлаз	Вольфрамит, шеелит	
Молибденит- халькопиритовый с золотом	Кварц-молибденит-борнит- халькопирит-пиритовая и кварц–молибденит–халько- пирит–пиритовая с золотом	Пирит I, халькопирит I, магнетит, молибденит II, кварц, серицит, хлорит	Борнит I, гематит, титано- магнетит, ортоклаз	Золото самородное, электрум, серебро самородное, марказит, пирротин, борнит I, вольфрамит, шеелит, сфалерит I, блеклая руда I	
Золотоносный поли- металлический	Кварц- полисульфидная с зо- лотом и серебром, кварц– энаргит–блеклорудная с се- ребром	Халькопирит II, пирит II, борнит II, кварц, блеклая руда II, сфалерит II, ан- гидрит, ортоклаз, хлорит	Золото самородное, элек- трум, серебро самородное, гематит, магнетит, молибде- нит, халькозин, марказит, га- ленит I, ковеллин, энаргит, барит, карбонаты, флюорит, цеолиты	Кюстелит, висмут самородный, олово самородное, стистаит, дигенит, муосо- нит, кубанит, миллерит, акантит, алта- ит, висмутин, айкинит, виттехинит, бурнонит, матильдит, штромейрит, ар- гентит, кобальтин, зигенит, теллуро- висмутит, тетрадимит, гессит, петцит, гетит	
Пирит-золоторудный	(Кварц)-(халькопирит)- пиритовая и (кварц)– пиритовая с золотом	Пирит III, халькопирит III, кварц, карбонаты, хлорит	Золото самородное, арсено- пирит, марказит, гематит, магнетит, блеклая руда III, ильменорутил, барит, флюо- рит, ангидрит	Леллингит, галенит II, сфалерит III, молибденит, серебро самородное	
Жильный золото- серебряный полиме- таллический (поздний по отношению к Аи- Мо-Си-порфировым рудам)	Кварц-карбонат-барит- полиметаллическая с золотом и серебром	Сфалерит IV, галенит III, блеклая руда IV, пирит IV, халькопирит IV, кварц, карбонаты, барит	Золото самородное, элек- трум, серебро самородное, титаномагнетит, марказит, флюорит, цеолиты	Гессит, акантит, молибденит, матиль- дит, борнит	



1 – рудоносный порфировый шток; 2 – зона Кальмакырского разлома; 3 – изолинии объема, занимаемого прожилками в минерализованных породах, в % [Звездов, 1983, 2021]

Рисунок 3.8 – Строение штокверка месторождения Северо–Западный Балыкты в разрезе по профилю І. Распределение объемов прожилковой массы разновозрастных минеральных ассоциаций (в % от объема вмещающих пород): а – кварц–калишпат–молибденитовой, кварц– магнетитовой, кварц–молибденит–пиритовой; б – кварц–молибденит–халькопирит-пиритовой и кварц–молибденит–борнит–халькопирит–пиритовой с самородным золотом и реликтовым магнетитом; в – кварц–полисульфидной (с золотом и серебром) и кварц–энаргит–блеклорудной с серебром, г – (кварц)–халькопирит–пиритовой и (кварц)–пиритовой с золотом, д – барит–ангидритовой; е – цеолит–карбонатной



Условные обозначения см. на Рисунке 3.8

Рисунок 3.9 – Строение штокверка месторождения Северо–Западный Балыкты в разрезе по профилю IV [Звездов, 1983, 2021]



1 – рудоносный порфировый шток; 2 – зона Карабулакского разлома; 3 – изолинии объема, занимаемого прожилками и жилами в минерализованных породах, в % [Звездов, 1983, 2021]

Рисунок 3.10 – Строение рудоносного штокверка месторождения Дальнее в разрезе по профилю III. Распределение объемов прожилковой массы разновозрастных минеральных ассоциаций: а – кварц–калишпат–молибденитовой, кварц–магнетитовой, кварц–молибденит– пиритовой; б – кварц–молибденит–халькопирит-пиритовой и кварц–молибденит–борнит– халькопирит–пиритовой с самородным золотом и реликтовым магнетитом; в – кварц– полисульфидной (с золотом и серебром) и кварц–энаргит–блеклорудной с серебром, г – (кварц)–халькопирит–пиритовой и (кварц)–пиритовой с золотом, д – барит–ангидритовой; е – цеолит–карбонатной


1 – рудоносный гранодиорит-порфировый шток; 2 – зона Карабулакского разлома; 3-4 – ореолы рудной минерализации: 3 – золотой, 4 – серебряной

Рисунок 3.11 – Месторождение Дальнее. Эндогенные ореолы золотой и серебряной минерализации в разрезе по профилю III (по материалам Алмалыкской ГРЭ)

Для измененных в средней и интенсивной степени диоритов, сиенито-диоритов, гранодиорит-порфиров, кварцевых монцонит-порфиров и риодацитов характерны сравнительно высокие емкостные показатели (П<sub>эф</sub>, A, B) и пониженные значения модулей упругости (E, G, K<sub>сж</sub>) и твердости (HB); значения коэффициента Пуассона (µ) – до 0,28 и лишь в единичных случаях (при сильной степени серицитизации, окварцевании или пропилитизации) – до 0,30–0,31. Значения комплексного петрофизического коэффициента (Кпк) для них варьируют в широком диапазоне, но, как правило, выше –0,80. Более низкие его значения (от –0,90 до –1,34) установлены для наименее измененных, а также нацело окварцованных гранитоидов, емкостные и упруго-прочностные параметры которых приближаются к показателям *«упруго-вязких»* сред (Таблица 3.3).

Для мраморизованных доломитов и известняков многочисленных ксенолитов в Алмалыкском интрузивном массиве определены аномально низкие значения фильтрационных параметров и твердости, средние значения модулей упругости, повышенные коэффициента Пуассона (µ) – до 0,32, резко отрицательные Кпк (до – 1,33), что отражает малую проницаемость и способность к пластическим деформациям.

Исходные	Метасоматичес: и подзоны М	кие зоны МПС	Новообразован- ные	Интенсив- ность из-			п		D		Б	q	v	IID	TC	10	Знаки к диа-
породы	Зона	Подзона	минеральные ассоциации	менения	п	ρ	П <sub>эф</sub>	А	В	μ	E	G	К <sub>сж</sub>	НВ	Кпк	Кап	граммам
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
			Хл-Сер	I II III	14 12 4	2,64 2,63 2,57	0,41 0,89 3,58	0,18 0,34 1,21	0,029 0,084 0,144	0,26 0,27 0,23	7,10 6,46 4,37	2,81 2,53 1,78	5,01 4,75 2,77	245 194 83	-0,94 -0,40 0.52	1,00 2,21 5,05	$\diamond$
		XMC	Хл-Му-Сер	III	4	2,63	1,96	0,54	0,069	0,27	5,10	1,99	3,84	95	0,07	4,52	$\Diamond$
			Хл-Сер/Кар	III	2	2,59	1,52	0,68	0,192	0,30	5,11	1,96	4,30	227	0,47	3,39	$\diamond$
Грано- лиорит-	Филлизитовая	КХС	Му-Сер/Кар	III	2	2,65	1,36	0,27	0,044	0,26	5,79	2,29	4,08	142	-0,42	2,07	$\diamond$
порфиры (С2)		iure	My-Cep	III	2	2,64	2,58	0,73	0,103	0,27	3,99	1,56	2,99	72	0,36	5,73	$\Diamond$
		КХС	Кв-Хл-Сер	Π	2	2,60	2,09	0,28	0,027	0,28	3,90	1,52	3,00	56	-0,26	3,19	$\mathbf{\bullet}$
			Кв-Му-Сер	III	2	2,56	5,32	1,48	0,143	0,21	3,65	1,50	2,14	92	0,91	8,84	$\diamond$
		ĸc	Кв-Сер	III	3	2,55	5,90	2,44	0,080	0,18	3,22	1,36	1,77	60	0,88	2,56	$\widehat{\mathbf{A}}$
		ĸĊ	Кв-Сер/Кар	III	2	2,58	1,51	0,38	0,028	0,28	4,99	1,94	3,78	94	-0,45	2,78	$\mathbf{A}$
			Сер-Кв	IV	2	2,71	0,82	0,41	0,063	0,24	5,54	2,21	3,69	166	-0,49	1,76	$\diamond$
	Монокварцевая		Кв	IV	2	2,64	0,63	0,31	0,204	0,18	7,41	3,12	3,92	268	-0,04	3,46	
				Ι	10	2,64	0,35	0,14	0,028	0,26	7,26	2,86	5,18	239	-1,08	1,00	$\frown$
	Ŧ	VC	Хл-Сер	II	5	2,64	0,83	0,21	0,062	0,26	6,95	2,75	4,96	216	-0,51	1,56	$\bigcirc$
Сиенито-	Филлизитовая	AC		III	2	2,50	5,39	1,05	0,082	0,15	3,37	1,49	1,60	40	0,62	8,01	
диориты (С.)			Хл-Сер/Кар	III	2	2,66	1,77	0,56	0,082	0,28	5,32	2,07	4,09	86	-0,08	3,67	$\bigcirc$
$(\mathbb{C}_2)$		КХС	Кв-Хл-Сер	II III	3 2	2,56 2,71	1,41 1,31	0,43 0,49	0,052 0,184	0,26 0,31	5,90 4,33	2,34 1,64	4,09 4,00	208 32	-0,21 0,12	2,68 4,85	

Таблица 3.3 – Физико-механические свойства пород Аи-Мо-Си-порфирового месторождения СЗ Балыкты Алмалыкского рудного поля

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
			Кв-Сер	III	3	2,51	6,30	1,76	0,209	0,26	3,23	1,37	2,36	49	1,11	10,63	$\bigcirc$
		ИС	Кв-Сер/Кар	III	4	2,58	3,33	1,04	0,094	0,22	4,28	1,77	3,02	61	0,35	6,20	
	Филлизитовая	ĸĊ	Сер-Кв	IV	6	2,68	1,15	0,56	0,106	0,23	5,95	2,48	3,69	129	-0,16	3,18	
			Сер-Кв/Кар	IV	2	2,70	1,15	0,30	0,075	0,30	4,55	1,74	3,87	76	-0,21	2,84	$\bigcirc$
Сиенито- диориты		БО	Би-Орт	II	4	2,59	0,76	0,31	0,119	0,28	6,79	2,64	5,27	235	-0,25	2,25	
$(C_2)$	Калишпатовая			III T	2	2,39	1,74	0,05	0,095	0,27	5,01	2,19	4,23	139	0,00	3,37	•
	Tturininiarobusi	КО	K B-Ont	I II	6	2,01	0,04	0,20	0,035	0,20	0,74 6 01	2,00 2 71	4,78	$\frac{1}{222}$	-0,73	1,00	$\square$
		ĸo	Кв-орт	III	3	2,03	0,40	0,18	0,031	0,20	6,37	2,71	5,07	198	-0,89 -0,56	1,20	$\cup$
	Монокварцевая		Кв	IV	2	2,68	0,34	0,26	0,206	0,18	8,08	3,42	4,21	337	-0,15	2,31	
			(Би)-Амф	II	2	3,01	0,39	0,08	0,032	0,29	9,89	3,84	7,82	219	-1,20	1,31	
				III	2	2,72	0,88	0,76	0,224	0,29	7,35	2,85	5,89	187	-0,04	5,99	
		AXA		Ι	4	2,88	0,28	0,09	0,017	0,26	8,93	3,54	6,26	276	-1,34	1,00	
	Пропилитовая		Алб-Хл-Акт	II	14	2,91	0,51	0,24	0,036	0,27	8,89	3,46	6,75	173	-1,05	1,85	$\square$
				III	6	2,75	1,52	0,52	0,068	0,30	6,31	2,43	5,26	77	-0,36	4,53	
		VJKX	Алб-Эп-Кар-Хл	II	3	2,82	1,59	0,42	0,192	0,30	6,65	2,56	5,59	107	-0,19	5,48	$\square$
Диориты		AJKA	Эп-Хл	III	4	2,61	3,50	1,82	0,235	0,26	4,22	1,66	3,10	51	0,73	12,03	
(C <sub>2</sub> )		YC	Xл Cen	II	9	2,86	0,54	0,24	0,032	0,27	8,60	3,34	6,64	214	-0,92	1,83	
		AC	Лл-Сер	III	2	2,66	1,81	1,26	0,277	0,32	4,69	1,17	4,60	58	0,46	6,18	
			Хл-Му-Сер/Кар	III	2	2,76	0,97	0,33	0,039	0,28	6,38	2,48	4,99	65	-0,74	8,75	$\square$
		КХС	Кв-(Би)-Хл-Сер	II	9	2,94	0,93	0,34	0,059	0,29	7,54	2,90	6,29	142	-0,64	3,04	
	Филлизитовая		Хл-Кв-Сер	II	2	2,94	0,59	0,20	0,036	0,28	8,65	3,37	6,64	199	-0,95	2,96	
			Кв-Му-Сер	III	2	2,63	3,55	1,26	0,059	0,31	4,39	1,67	3,89	63	0,25	7,41	
		КС	Кв-Му-Сер/Кар	III	2	2,95	0,75	0,42	0,031	0,26	9,85	3,88	7,07	201	-0,79	2,31	
			Сер-Кв	IV	2	2,92	0,56	0,18	0,029	0,25	10,23	5,07	6,97	243	-0,96	1,56	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	Калишпатовая	БО	Би-Орт	II	3	2,73	0,17	0,11	0,120	0,27	7,28	2,86	3,31	170	-1,06	3,52	
			Vл Con	Ι	5	2,60	0,65	0,24	0,067	0,25	6,98	2,79	4,71	325	-0,35	1,00	
			лл-сер	II	6	2,56	1,60	0,47	0,099	0,25	6,29	2,51	4,20	238	-0,01	1,79	V
Риодациты		VC	My Con	Π	3	2,64	1,79	0,65	0,074	0,24	5,91	2,37	3,89	149	-0,08	1,60	Λ
(кварцевые	Филлизитовая	AC My-C	My-Cep	III	2	2,50	5,81	1,42	0,097	0,26	4,84	1,52	2,67	120	0,80	4,50	A
порфиры)			My Con/Kon	Π	2	2,56	1,41	0,40	0,034	0,21	6,02	2,47	3,56	107	-0,38	2,40	$\wedge$
Мраморы			Му-Сер/Кар	III	2	2,57	2,94	1,06	0,127	0,27	4,82	1,88	3,63	133	0,46	2,94	$\square$
$(\mathbf{D}_1)$		КХС	Кв-Хл-Му-Сер	III	2	2,67	8,62	1,38	0,075	0,26	4,36	1,72	3,09	90	0,64	5,07	
			Кв-Му-Сер	III	2	2,65	2,62	0,86	0,071	0,28	4,93	1,93	3,79	139	0,20	2,67	
		ĸĊ	Кв-Му-Сер/Кар	III	3	2,69	1,85	0,79	0,047	0,23	5,72	2,32	3,60	151	-0,15	2,04	$\mathbf{A}$
Мраморы		Скарны	Акт-Кар-Эп-	Ι	3	2,55	0,43	0,13	0,034	0,29	6,64	2,55	5,50	31	-1,33	1,00	$\nabla$
(D <sub>3</sub> )			Маг	IV	2	3,13	1,65	0,08	0,193	0,32	6,21	2,34	5,99	47	-0,34	2,37	V

Примечание. Метасоматические подзоны: БО – биотит-ортоклазовая, КО – кварц-ортоклазовая, ХС – хлорит-серицитовая, КХС – кварц-срицитовая, АХА – альбит-хлорит-актинолитовая, АЭКХ – альбит-эпидот-карбонат-хлоритовая (названы по основным новообразованным минералам). Степень преобразования исходных пород: І – слабая, ІІ – средняя, ІІІ – интенсивная, IV – весьма интенсивная (полное замещение). Основные минералы метасоматитов (в названиях новообразованных ассоциаций перечислены в порядке увеличения частоты встречаемости): Акт – актинолит, Алб – альбит, Амф – амфибол, Би – биотит, Кар – карбонаты, Кв – кварц, Маг – магнетит, Орт – ортоклаз, Му – мусковит, Сер – серицит, Хл – хлорит, Эп – эпидот. Кар – поздняя карбонатизация, наложенная на метасоматиты филлизитовой зоны. Все выделенные минеральные ассоциации калишпатовой, филлизитовой и пропилитовой зон в тех или иных количествах содержат рудные минералы: пирит, калькопирит, борнит, молибденит и др. Физи-ко-механические параметры (приведены средние значения):  $\rho$  – плотность (г/см<sup>3</sup>);  $\Pi_{3\phi}$  – эффективная пористость (%); А – условно-мгновенное насыщение (%); В – постоянная насыщения (час<sup>-1</sup>);  $\mu$  – коэффициент Пуассона; модули упругости (х·10<sup>5</sup> кГс/см<sup>2</sup>): Е – Юнга, G – сдвига, К<sub>сж</sub> – объёмного сжатия, HB – твёрдость по Бринеллю (кГс/мм<sup>2</sup>); Кпк – комплексный петрофизический коэффициент; Кап – аномальный рудно-петрофизический коэффициент; *n* – количество проб

Таким образом, останцы практически полностью ассимилированной малопроницаемой карбонатной толщи в кровле рудоносного массива и в меньшей степени породы его фанеритовых фаз (диориты, сиенито-диориты), могли играть роль «флюидоупоров» для металлоносных растворов, способствуя рудонакоплению. Раннее высокотемпературное К-кремниевое изменение и более позднее кислотное выщелачивание привели к значительному росту фильтрационных характеристик гранитоидных пород, снижению их упругости и твердости. Способность к хрупкому разрушению и проницаемость для гидротермальных растворов существенно возрастали.

Установленное для месторождений Северо-Западный Балыкты и Дальнее (Ёшлик) строение рудоносных штокверков свидетельствует о центробежной тенденции их эволюции от ранней к поздней стадии формирования, сменяющейся центростремительной на завершающей стадии (см. Рисунок 3.8, Рисунок 3.9, Рисунок 3.10). Штокверки, сформированные в рассмотренной структурно-петрофизической обстановке, обладают значительными размерами и вертикальным размахом (до 1 км и более), отчетливой зональностью, сравнительно невысокими содержаниями металлов в рудах, широкомасштабными надрудными геохимическими ореолами. При этом основные запасы руд сосредоточены в надынтрузивных зонах. Такая же ситуация, судя по данным Т.3.Закирова [Закиров, 1958], и на месторождении Кальмакыр (Рисунок 3.12).

Как показало изучение физико-механических свойств пород месторождения Северо-Западный Балыкты, рудовмещающие фации метасоматитов с содержаниями Cu>0,4% могут быть выделены по значениям Кпк > -0,5 и Кап > 2,0 (Рисунок 3.13, Рисунок 3.14, см. Таблицу 3.3), что может быть использовано в качестве дополнительного критерия при оконтуривании минерализованных зон.

Принципиально иные геолого-структурные условия локализации Au-Mo-Cu-порфировых объектов *Каульдинского* и *Саукбулакского РП* в центре и ЮЗ фланге Алмалыкского РР. Находящиеся здесь, в основании и прибортовых частях Центрально-Алмалыкского вулканотектонического грабена, рудопроявление Нижнекаульдинское (см. Рисунок 2.20 в разделе 2) и месторождения Кызата и Сары-Чеку приурочены к лакколитоподобным (с уплощенной кровлей) штокам гранодиорит-порфиров – кварцевых монцонит-порфиров. В отличие от МПМ Алмалыкского РП они локализованы во внутриинтрузивных зонах, обладают эллипсоидной формой рудных тел в плане и линзоообразной в разрезах, что послужило основанием отнесения к *четвертому морфологическому типу*. Первые два из названных объектов локализованы под толщей (D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>) мраморизованных доломитов и известняков (с прослоями мергелей, известковистых песчаников и гравелитов) и залегающих на них более поздних вулканитов андезит-дацитовой формации (C<sub>2</sub>m–C<sub>3</sub>), выполняющих грабен. Третье, выведенное эрозией на дневную поверхность месторождение Сары-Чеку, расположено в приподнятом юго-восточном тектоническом

221



1 – гранодиорит-порфиры; 2 – сиенито-диориты; 3 – диориты; 4 – кварцевые порфиры; 5 – зона Кальмакырского разлома; 6 – контур промышленного медного оруденения; 7 – изолинии объема, занимаемого прожилками в минерализованных породах, в %; 8-11 - поля значений объема прожилков, в %: 8 – 0,5-2,0; 9–2,0-4,0; 10 – 4,0-8,0; 11 – свыше 8,0

Рисунок 3.12 – Месторождение Кальмакыр. Распределение объемов рудных прожилков (без разделения по минеральному составу) в разрезах по профилям 27 (А) и 35 (Б). Составлен с использованием материалов Т.З.Закирова [Закиров, 1958]

блоке. Оно является частью некогда единого с Кызатой объекта, «разорванного» взбросо-сдвигом по зоне Мисканского глубинного разлома с амплитудой вертикального перемещения в 500-700 м, горизонтального – в 2,0-2,5 км [Ахмедов и др., 2001; Голованов и др., 1988] (см. Рисунок 2.20 в разделе 2). Перекрывающая карбонатная толща при внедрении фанеритовых и завершающей порфировой фаз плутона на рассматриваемых объектах, была ассимилирована лишь частично и полностью не прорвана. На *месторождении Кызата* ее мощность до 450-500 м. Причиной являлось,



1 – рудоносный порфировый шток; 2 – зона Кальмакырского разлома; 3 — рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди: 0,4% (а) и 0,7% (б); 4 – изолинии Кпк; 5 – петрофизические пробы

Рисунок 3.13 – Месторождение Северо–Западный Балыкты. Разрезы по профилям I (А) и IV (Б) в изолиниях комплексного петрофизического коэффициента (Кпк) [Звездов, 2021]



1 – рудоносный порфировый шток; 2 – зона Кальмакырского разлома: 3 — рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди: 0, 4 % (а) и 0,7 % (б); 4 – изолинии Кап; 5 – петрофизические

Рисунок 3.14 – Месторождение Северо–Западный Балыкты. Разрезы по профилям I (А) и IV (Б) в изолиниях аномального рудно-петрофизического коэффициента (Кап) [Звездов, 2021]

вероятно, недостаточное магматическое давление во фронтальной части магматической колонны, из-за чего рудоносный порфировый интрузив «расплылся» под толщей доломитов и известняков, приобретя грибообразную форму. Локализованные в его апикальной части биотиткалишпатовая и филлизитовая метасоматические зоны, а также рудоносный штокверк имеют линзовидную морфологию (Рисунок 3.15, Рисунок 3.16) [Звездов, Мигачев, 1986].

Гранодиорит-порфиры, кварцевые монцонит-порфиры, эруптивные брекчии, сиенитодиориты алмалыкского комплекса, а также аляскиты (D–S), андезиты (D<sub>1</sub>), гравелиты и конгломераты (C<sub>1</sub>) субстрата ВПП, могут быть отнесены к *«упругому (упруго-хрупкому)»* типу сред, о чем свидетельствуют их фильтрационные и упруго-прочностные свойства (Таблица 3.4). Емкостные параметры, модули упругости, твердость, значения  $\mu$  и Кпк рудовмещающих гранитоидов близки к установленным на МПМ Алмалыкского РП (см. Таблицу 3.3). Лишь наименее измененные их разности имеют параметры, приближающиеся к *«упруго-вязким»* средам.

Перекрывающие мраморизованные доломиты и известняки (D<sub>3</sub>) характеризуются аномально низкими фильтрационными свойствами, средними значениями модулей упругости, высокими – температуры Дебая (θ) и малой твердостью. Значения µ – 0,30–0,36, Кпк от –1,35 до – 0,57, в среднем –0,90. Они могут быть отнесены к *«упруго-пластичному»* типу сред. Примерно такими же параметрами обладают известковистые песчаники и ангидриты, слагающие прослои в карбонатной толще. По экспериментальным данным [Воларович и др., 1975; Лебедев и др., 1977], подобные карбонатные и солевые породы при высоких температурах и давлении подвержены пластическому течению.

Скарны, развитые по доломитам и известнякам в экзоконтактах интрузива, выделяются повышенными емкостными и пониженными упруго-прочностными параметрами. Значения Кпк от -0,58 до -0,11, в среднем -0,39. Близкими к ним показателями пористости, упругости, твердости обладают вышележащие умеренно измененные (синвулканическими гидротермальными процессами) андезиты и андезидациты акчинской толщи (C<sub>2</sub>m<sub>1</sub>); Кпк от -0,52 до -0,19, в среднем -0,40, для интенсивно преобразованных разностей -0 - 0,14 (0,07). На их «фоне» выделяются андезидациты субвулканического тела со сравнительно низкими емкостными параметрами и повышенными показателями упругости. Кпк от -0,99 до -0,60, в среднем -0,80 (для малоизмененных разностей).

Петрофизическая гетерогенность геологических разрезов Каульдинского и Саукбулакского РП (МПС), а именно наличие малопроницаемой, способной к пластическим деформациям, терригенно-карбонатной толщи над порфировыми штоками и вмещающих фанеритовых гранитоидов, склонных к хрупкому разрушению, привела к уплощенным формам апикальных частей рудоносных интрузивов, сопряженных с ними рудно-метасоматических зон, а



Рисунок 3.15 – Аи–Мо–Си–порфировое месторождение Кызыта. Геологический разрез по профилю VI (со «снятыми» четвертичными рыхлыми отложениями; составлен с использованием материалов Алмалыкской ГРЭ) [Звездов, 2021]

#### Условные обозначения к Рисунку 3.15

1-8 – формации нижнего СФЭ Бельтау-Кураминского ВПП: 1 – габбро-монцодиоритмонцонитовая (С<sub>3</sub>): монцонит–порфиры (гушсайский комплекс), 2 – гранодиорит–адамеллитовая (С<sub>3</sub>): гранодиориты, гранодиорит-порфиры (куюндинский комплекс); 3-6 - андезидацитовая (C<sub>2</sub>m<sub>1</sub>), продуктивная на низкотемпературное золото-кварцевое оруденение (акчинский экструзивно-лавовосубвулканический комплекс); 3 – средне– и 4 – мелкопорфировые андезидациты верхней толщи, 5 – экструзивные купола и субвулканические тела андезидацитов, 6 – мелкопорфировые андезиты нижней толщи; 7-8 – габбро-диорит-монцодиорит-гранодиоритовая (алмалыкский комплекс, С2), продуктивная на Au-Mo-Cu-порфировое оруденение: 7 – гранодиорит-порфиры и монцонит-порфиры рудоносные, 8 - сиенито-диориты; 9-13 - фундамент ВПП: 9-10 - терригенно-карбонатные отложения ( $D_3-C_1$ ): 9 переслаивающиеся известняки, доломиты, мергели, песчаники, гравелиты, конгломераты (С1), 10 – мраморизованные доломиты, известняки с прослоями песчаников (D<sub>3</sub>); 11-12 – андезибазальт-андезитриодацитовая формация (D<sub>1</sub>): 11 – риодациты (кварцевые порфиры), 12 – андезиты; 13 – аляскитовые граниты (O–S); 14–15 – контакты пород, установленные (a) и предполагаемые (б): 14 – рудоносных порфировых интрузивов, 15 – вмещающих и пострудных пород; 16 – зона Минбулакского разлома (взбросо-сдвиговой кинематики); 17 – рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди 0,2 % (а), 0,5 % (б) и 1,0 % (в); 18 – скважины

также совмещению в пространстве разновозрастных минеральных ассоциаций, как это можно видеть на примере месторождения Кызата (см. Рисунок 3.15, Рисунок 3.16). Реликты ранней биотит-калишпатовой зоны сохранились здесь лишь в прикорневой части порфирового штока, контролируемой зоной Мисканского глубинного разлома. Наложенная филлизитовая зона полностью охватывает интрузив, окружающие сиенито-диориты, аляскитовые граниты и имеет линзовидную морфологию. Причем наивысшая степень кислотного выщелачивания (внутренняя подзона) отмечается в апикальных частях порфирового штока, на контактах с которыми доломиты и известняки слабо скарнированы (на первые м). Полого залегающее меднорудное тело с вертикальной мощностью до 150 м (при оконтуривании по бортовому содержанию Cu 0,5 %) и до 300 м (при 0,2 %) при простой морфологии нижнего ограничения имеет ряд ответвлений в висячем боку, полностью конформных апофизам рудовмещающего порфирового штока.

В отличие от месторождений Алмалыкского РП на Кызате наряду с рудными прожилками и жилами со средними (30-60°) углами падения отмечается большое количество субгоризонтальных (0-30°), а их густота (кол-во на пог. м) и среднестатистическая мощность существенно выше. Так, в интервалах богатых (>1 % Cu) руд, доля объема прожилковой массы достигает 30 % и более (иногда до 60-8 0%) (Рисунок 3.17), что значительно больше, чем на Кальмакыре, Дальнем и СЗ Балыкты, хотя среднее содержание меди (0,85 %) в штокверковых рудах выше лишь в два раза из-за сравнительно небольшого количества (до 5-7 %) сульфидов в прожилках и жилах. «Подэкранная» обстановка формирования привела к «спрессованности» рудно-метасоматической колонки месторождения Кызата, сравнительно небольшому (до 250– 300 м) размаху оруденения при угнетенном развитии надрудных геохимических ореолов, повышенной густоте рудных прожилков и жил и содержаниям металлов в рудах. Тем не менее,



Метасоматические зоны МПС: 1 – реликты биотит-калишпатовой; 2–3 – подзоны филлизитовой: 2 – внутренняя (серицит-кварцевые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты с карбонатами и пиритом); 3 – внешняя (хлорит-серицитовые и серицит-хлоритовые с эпидотом, карбонатами, пиритом, карбонат-серицитовые и серицит-кварцевые с пиритом (по аляскитам)); 4 – карбонат-хлорит-эпидот-актинолитовые скарны; 5–7 – рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди: 5 – 0,2 %, 6 – 0,5 %, 7 – 1,0 %. Остальные условные обозначения см. на Рисунке 3.15

Рисунок 3.16 – Аи–Мо–Си–порфировое месторождение Кызыта. Метасоматическая зональность и меднорудное тело в разрезе по профилю VI [Звездов, 2021]

Исходные породы	Метасом зоны и М Зона	атические подзоны ПС Подзона	Новообразованные минеральные ассоциации	Интен- сивность измене- ния	п	ρ	$\Pi_{\flat \varphi}$	А	В	μ	Е	G	Ксж	θ	HB	Кпк
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Андезида-			Сер-Хл	Ι	4	2,71-2,76	0,50-0,81	0,02-0,27	0,005-0,025	0,25-0,29	6,58-7,05	2,59-2,81	4,41-5,53	435-449	148-242	(-0,99)-(-0,60)
циты (ла-			Сер-Хл-Карб			2,74	0,65	0,14	0,019	0,27	6,78	2,68	4,89	440	212	-0,80
вы, кла-			Альб-Эп-Карб-Хл-													
столавы)			My-Cep													
субвулка-			Кв-Му-Карб-Эп-													
ническое			Хл													
тело (С2т1)			Сер-Карб-Хл	II	2	2,70-2,76	0,40-1,27	0,23-0,26	0,056-0,084	0,28	5,27-6,73	2,06-2,62	3,98-5,18	<u>390–435</u>	<u>97–108</u>	(-0,37)-(-0,04)
			Хл-Кв-Сер-Кар			2,73	0,84	0,25	0,070		6,00	2,34	4,58	413	103	-0,21
Андезиты			Карб-Сер-Хл-гидр.	Ι	1	2,73	0,41	0,23	0,007	0,28	7,11	2,78	5,34	450	163	-0,94
мелкопор-			Fe													
фировые			Карб-Сер-Хл-гидр.	II	5	2,70-2,79	0,78-1,14	0,14-0,33	0,02-0,044	0,20-0,29	6,10-7,46	2,30-2,95	3,97-5,29	<u>425–466</u>	<u>83–191</u>	(-0,52)-(-0,19)
(лавы, ла-			Fe			2,74	0,94	0,23	0,030	0,25	6,47	2,53	4,58	439	131	-0,40
вобрекчи)			Хл-Эп-Карб													
нижней			Кв-Сер-Хл-Карб-													
толщи			Каол													
$(C_2m_1)$			Сер-Хл-Эп-Карб													
			Карб-Сер-Хл	III	2	2,69-2,79	<u>1,41–1,76</u>	<u>0,49–0,61</u>	<u>0,050–0,055</u>	0,25-0,28	4,18-5,47	1,63-2,19	3,22-5,47	<u>342–400</u>	<u>57–158</u>	0,00-0,14
						2,74	1,59	0,55	0,053	0,27	4,83	1,91	4,35	371	108	0,07
Андезиты			Кв-Би-Хл-Сер	II	1	2,79	0,84	0,25	0,030	0,29	7,20	2,79	5,72	448	180	-0,61
(D <sub>1</sub> )																
Гравелиты			Хл-Карб	II	1	2,74	0,5	0,19	0,029	0,29	7,12	2,76	5,70	448	146	-0,64
(C <sub>1</sub> )																
Конгломе-			Кв-Хл-Карб	II	1	2,73	0,28	0,20	0,011	0,31	7,21	2,74	6,48	449	76	-0,86
раты (C <sub>1</sub> )																
Доломиты			С редкими про-	III–IV	12	2,68-2,82	0,18-0,75	0,04-0,26	<u>0,030–0,070</u>	0,30-0,34	5,48-9,16	2,08-3,49	5,02-8,12	<u>392–500</u>	<u>30–227</u>	(-1,35)-(-0,70)
мрамори-			жилками и пятна-			2,76	0,45	0,15	0,047	0,32	7,22	2,74	6,61	446	99	-0,92
зованные			ми Анг и Ги, ед.													
(D <sub>3</sub> )			вкр. Пи													
Известня-			С редкими про-	III–IV	5	2,69-2,85	0,23-0,63	0,09-0,56	0,01-0,048	0,3-0,36	6,51-9,10	2,40-3,51	5,78-7,97	415-497	80-206	(-1,11)-(-0,71)
ки мрамо-			жилками Анг, ед.			2,79	0,40	0,25	0,031	0,34	7,08	2,66	7,28	438	144	-0,86
ризован-			вкр. Пи													
ные (D <sub>3</sub> )																
Известко-			Анг-Ги	II	1	3,14	1,46	0,40	0,04	0,31	9,10	3,48	7,90	475	97	-0,98
вистый																
песчаник																
(D <sub>3</sub> )																

Таблица 3.4 – Физико-механические свойства пород Au-Mo-Cu-порфирового месторождения Кызата Саукбулакского рудного поля

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Песчаник			Каол-Анг-Ги	II	1	2,78	0,36	0,19	0,027	0,25	8,13	3,24	5,49	481	80	-0,68
(D <sub>3</sub> )																
Ангидри-			Сосс-Хл-Серп	II	3	<u>2,85–2,89</u>	0,23-0,28	0,14-0,18	<u>0,030–0,040</u>	0,23-0,32	<u>5,86–9,24</u>	2,22-3,75	5,39-6,66	<u>395–510</u>	<u>36–111</u>	(-1,39)-(-0,82)
товый про-			(с густой вкр. Пи-			2,87	0,25	0,16	0,033	0,29	7,57	2,96	5,94	453	62	-1,03
слой (D <sub>3</sub> )			15-20%)													
Скарны по			Эп-Пир-Ка-, Кар-	III–IV	6	2,65-3,00	0,52-2,30	0,10-0,57	<u>0,059–0,09</u>	0,30-0,34	4,83-6,49	1,81-2,47	4,39-5,85	<u>357–429</u>	45-82	<u>(-0,58) - (-</u>
известня-			Хл-Эп-Акт-Мг; с			2,83	1,35	0,34	0,077	0,32	5,65	2,15	5,12	391	67	<u>0,11)</u>
кам и до-			прожилками и													-0,39
ломитам			пятнами Анг, Ги,													
(C <sub>2</sub> )			Сер, Хл, Серп, Пи													
Монцонит-			Му-Сер-Хл-Эп-	Ι	9	2,68-2,76	0,16-0,50	0,07-0,34	<u>0,018–0,039</u>	0,24-0,31	<u>6,70–7,97</u>	2,56-3,15	4,87-5,83	<u>437–477</u>	<u>157–280</u>	<u>(-1,06)-(-0,60)</u>
порфиры			Пр-Карб			2,71	0,32	0,15	0,027	0,26	7,44	2,95	5,22	464	221	-0,84
гушсайско-				II	11	2,65-2,77	0,24-1,32	0,13-0,46	<u>0,020–0,045</u>	0,16-0,27	<u>6,10–7,80</u>	2,43-3,16	<u>3,78–5,70</u>	<u>423–480</u>	<u>67–275</u>	<u>(-0,71)-(-0,21)</u>
го коплек-						2,69	0,64	0,22	0,029	0,24	7,31	2,95	4,70	464	205	-0,45
ca (C <sub>3</sub> –P)																
Гранодио-			Сер-Эп-Хл-Карб	III–IV	5	2,64-2,84	0,48-0,97	0,21-0,36	0,020-0,040	0,22-0,27	<u>6,18–8,57</u>	2,49–3.53	4,01-5,16	<u>427–495</u>	<u>166–238</u>	<u>(-0,61)-(-0,11)</u>
риты ку-						2,71	0,73	0,30	0,032	0,25	7,14	2,85	4,84	455	200	-0,35
юндинско-			КПШ	IV	1	2,66	1,19	0,49	0,050	0,32	5,46	2,07	4,95	394	229	-0,17
го ком-																
плекса																
$(C_3 - P_1)$			C V K	п	1	2.00	0.26	0.25	0.056	0.29	7.05	2.75	5.20	451	100	0.54
Эруптивная			Сер-Ал-Кв	ш	1	2,69	0,36	0,25	0,056	0,28	7,05	2,75	5,38	451	199	-0,54
орекчия (C <sub>2</sub> )				T	1	0.71	0.24	0.10	0.010	0.05	7.65	2.07	5.10	470	226	0.01
			КПШ/Сер-Хл	1	<u> </u>	2,/1	0,34	0,10	0,019	0,25	7,65	3,06	5,10	4/2	236	-0,91
			Би-КПШ/Хл-Эп-	11	5	2,65-2,70	0.55-0.81	0,11-0,44	0,020-0,040	0,24-0,31	5,98-7,06	2,31-2,79	4,19-5,94	<u>414–451</u>	<u>159–251</u>	(-0,62)-(-0,37)
Гранодио-	Биотит-		Cep			2,67	0,67	0,24	0,028	0,28	6,55	2,57	4,98	435	205	-0,49
рит-порф-	кали-		БИ-КПШ/КВ-АЛ-													
иры алма-	шпато-		Cep		2	0.74 0.01	0.41.0.61	0.00.0.10	0.02.0.04	0.04.0.00	6 61 7 00	2.51.2.02	151 606	40.4 450	174 055	
лыкского	вая		КПШ/Каро-Кв-Хл-	III	3	2,76-2,81	0,41-0,61	0,09-0,12	<u>0,03–0,04</u>	0,24-0,32	6,61-7,29	2,51-2,93	4,54-6,06	<u>424–458</u>	1/4-255	<u>(-0,84)-(-0,76)</u>
комплекса			Cep			2,79	0,50	0,14	0,035	0,27	7,02	2,78	5,10	444	213	-0,81
$(C_2)$			кпш/хл-Сер													
			кпш/Сер-кв													
			Сер-Хл	Ι	7	2,63-3,05	0,26-0,55	0,08-0,27	<u>0,011–0,053</u>	0,16-0,29	<u>6,87–</u>	<u>2,7–3,98</u>	<u>3,91–8,11</u>	<u>447–514</u>	<u>104–286</u>	<u>(-1,03)-(-0,60)</u>
	-	-	Сер-Му-Кв-Карб			2,77	0,42	0,13	0,026	0,24	<u>10,27</u>	3,20	5,16	475	223	-0,86
	Филли-	Внешняя	Сер-Карб-Эп-Хл								7,91					
	зитовая		Хл-Сер-Карб				0.04.0	0.40.0.51	0.000.00	0.0.0.0.0.0			101 11-	107 177	404 875	
			Хл-Эп-Сер	II	4	2,66-2,67	0,34-0,55	0,13-0,31	<u>0,020–0,069</u>	0,26-0,28	<u>6,75–7,01</u>	2,46-2,78	4,86-5,15	427-453	<u>191–262</u>	<u>(-0,64)-(-0,57)</u>
			Хл-Сер-Карб			2,67	0,45	0,20	0,038	0,27	6,75	2,66	4,95	443	221	-0,60

1	2	3	4	5	6	7	8	9	<u>10</u>	<u>11</u>	12	<u>13</u>	<u>14</u>	<u>15</u>	<u>16</u>	<u>17</u>
			Карб-Хл-Сер	III	7	2,61-2,82	0,60-2,61	0,15-0,67	<u>0,020–0,060</u>	0,25-0,29	4,85-7,12	1,87-2,85	4,29-5,05	<u>365–459</u>	<u>41–214</u>	<u>(-0,48)-(0,30)</u>
			Карб-Эп-Хл-Сер-			2,67	1,03	0,36	0,041	0,27	6,06	2,38	4,46	418	153	-0,18
Гранодио-		Внешняя	Cocc													
рит-порф-			Кв-Сер-Хл													
иры алма-			Му-Хл-Карб-Сер													
лыкского	Филли-		Кв-Карб	II	5	2,68-2,83	0,38-0,86	<u>0,14–0,33</u>	0,027-0,039	0,21-0,29	<u>6,01–7,39</u>	<u>2,34–3,04</u>	<u>3,97–5,09</u>	<u>413–464</u>	<u>116–223</u>	(-0,74)-(-0,29)
комплекса	зитовая		My-Cep			2,74	0,58	0,21	0,033	0,25	6,62	2,64	4,50	436	155	-0,50
(C <sub>2</sub> )			Карб-Эп-Хл-Сер													
			Карб-Хл-Кв-Сер													
		Внут-	Кв-Хл-Му-Сер													
		ренняя	Кв-Сер	III	4	<u>2,69–2,83</u>	<u>0,49–0,86</u>	<u>0,11–0,24</u>	<u>0,030–0,087</u>	0,18-0,33	<u>5,29–7,36</u>	<u>1,99–3,12</u>	<u>3,83–5,19</u>	<u>378–465</u>	<u>85–225</u>	<u>(-0,56)-0,23</u>
		Pennin				2,77	0,69	0,19	0,052	0,25	6,37	2,57	4,40	427	170	-0,42
			Сер-Кв	IV	5	<u>2,62–3,01</u>	<u>0,53–0,70</u>	<u>0,21–0,42</u>	<u>0,020–0,050</u>	0,20-0,29	5,47-8,87	2,16-3,70	<u>3,87–4,93</u>	<u>396–493</u>	<u>47–275</u>	<u>(-0,81)-(-041)</u>
						2,82	0,63	0,27	0,036	0,25	6,84	2,75	4,52	437	151	-0,65
Сиенито-	_		Сер-Хл	Ι	6	2,68-2,80	<u>0,19–0,55</u>	0,07-0,18	<u>0,018–0,056</u>	0,26-0,29	7,08-7,60	2,75-3,00	<u>5,16–5,74</u>	<u>448–468</u>	<u>163–236</u>	<u>(-0,96)-(-0,53)</u>
лиориты	Филли-	Внешняя	Хл-Сер			2,75	0,41	0,13	0,031	0,28	7,36	2,88	5,53	457	205	-0,79
(C <sub>2</sub> )	зитовая	2	(Кв)-Хл-Сер													
(02)			Кв-Сер-Карб-Эп													
Аляскиты			Сер-Карб	II	9	2,55-2,60	0,74-1,21	0,12-0,71	<u>0,030–0,060</u>	0,21-0,28	5,40-6,97	2,06-2,89	<u>3,42–4,73</u>	<u>394–461</u>	<u>218–270</u>	<u>(-0,11)-(0,34)</u>
мелко- и						2,58	0,93	0,41	0,042	0,25	6,12	2,46	4,07	427	251	0,05
среднезер-	Филли-		Сер-Карб	III	3	2,61-2,65	0,75-1,37	0,38-0,39	0,020-0,060	0,21-0,25	5,05-7,13	2,02-2,90	<u>3,36–4,41</u>	<u>386–462</u>	<u>214–297</u>	<u>(-0,03)-(0,17)</u>
нистые,	зитовая	Внешняя	Кв-Карб-Сер			2,64	1,16	0,38	0,047	0,23	6,40	2,60	3,93	436	242	0,06
аплито-	зптовил		Карб-Кв-Сер													
видные			Сер-Кв	IV	2	2,69-2,70	0,62-0,85	0,28-0,39	<u>0,020–0,020</u>	0,19-0,23	6,76-7,31	2,74-3,66	2,44-4,20	<u>447–506</u>	<u>69–148</u>	(-0,14)-(0,43)
(D–S)						2,70	0,74	0,34	0,020	0,21	7,04	3,20	3,32	477	109	0,15

 $\Pi p$  им е ч а н и е. Практически все разности метасоматитов в том или ином количестве содержат вкрапленность пирита; кроме него в филлизитовой и биотит-калишпатовой зонах МПС (в хлоритизированных темноцветных минералах и кварцевых прожилках) отмечаются магнетит, молибденит, халькопирит и др. рудные минералы. Степень преобразования исходных пород: I – слабая, II – средняя, III – интенсивная, IV – весьма интенсивная (полное замещение). Основные минералы метасоматитов (в названиях новообразованных ассоциаций перечислены в порядке увеличения частоты встречаемости): Акт – актинолит, Алб – альбит, Амф – амфибол, Анг – ангидрит. Би – биотит, Ги – гипс, Ка – кальцит, Каол – каолин, Кв – кварц, Кар – карбонаты, КПШ – калиевый полевой шпат, Му – мусковит, Пир – пироксен, Пр – пренит, Сер – серицит, Серп – серпентин, Сосс – соссюрит, Хл – хлорит, Эп – эпидот, Гидр. Fe – гидроокислы железа. КПШ/Сер–Хл, КПШ/Хл–Сер, КПШ/Карб–Кв–Хл–Сер, Би–КПШ/Кв–Хл–Сер, Би–КПШ/Хл–Эп–Сер, КПШ/Сер–Кв – новообразованные минеральные ассоциации биотит-калишпатовой зоны с наложенными ассоциациями более поздней филлизитовой зоны. Физико-механические параметры (в числителе интервал колебаний значений, в знаменателе – среднее значение):  $\rho$  – плотность (г/см<sup>3</sup>); П<sub>эф</sub> – эффективная пористость (%); А – условно-мгновенное насыщение (%); В – постоянная насыщения (час<sup>-</sup> 1);  $\mu$  – коэффициент Пуассона; модули упругости (х·10<sup>5</sup> кГс/см<sup>2</sup>): Е – Юнга, G – сдвига, К<sub>сж</sub> – объёмного сжатия;  $\theta$  – температура Дебая (°К); НВ – твёрдость по Бринеллю (кГс/мм<sup>2</sup>); Кпк – комплексный петрофизический коэффициент; n – количество проб

231

детальным картированием штокверка по скважинам удалось установить элементы его зонального строения, в значительной мере «затушеванного» из-за наложения поздних новообразованных минеральных ассоциаций на ранние [Звездов, 2022; Звездов, Сергеева, Шишаков, 1987].

Прожилки ранних кварц-калишпат-молибденитовой и кварц-магнетитовой ассоциаций, сопряженные с биотит-ортоклазовыми метасоматитами, которые практически полностью «уничтожены» более поздним кислотным выщелачиванием, тяготеют к апикальным, приконтактовым областям порфирового штока. Ареал продуктивной кварц-молибденит-халькопирит-пиритовой ассоциации, охватывающий реликтовый участок биотит-калишпатовой зоны и внешнюю подзону филлизитовой, распространяется в более глубинные части интрузива, причем обогащенные его участки удалены от контактов с вышележащей карбонатной толщей на десятки – первые сотни метров. Поздняя кварц-полисульфидная ассоциация практически не развита. Прожилки завершающей (кварц)-(халькопирит)-пиритовой ассоциации приурочены к ЮВ флангу лежачего контакта минерализованной зоны – к надстволовой части порфирового интрузива, «срезанной» Мисканским разломом. Выявленные особенности строения штокверка, повидимому, отражают центростремительную тенденцию его наращивания от ранней к поздней стадии развития. Она противоположна установленной для МПМ Алмалыкского РП.

Петрофизический разрез месторождения в изолиниях Кпк (Рисунок 3.18) имеет облик «слоеного пирога». Минерализованная зона в апикальной части интрузива, оконтуренная по бортовому содержанию Си 0,2 %, и область скарнирования вышележащей карбонатной толщи «попадают» в поле значений Кпк от -0,4 до -0,6. Для отдельных фрагментов рудного тела, оконтуренного по бортовому содержанию Си 1,0 % (участки сгущения рудно-прожилковой массы до 30 % и выше), отмечаются низкие значения Кпк до -0,80 и менее, что может быть обусловлено «полным» заполнением порового и трещинного пространства минералами рудообразующих ассоциаций, приведшим к снижению емкостных и росту упруго-прочностных свойств рудовмещающих метасоматитов. Поля повышенных значений Кпк в стволовой (приразломной) части интрузива, а также в прилегающей экзоконтактовой области, сложенной интенсивно серицитизированными аляскитами (D-S), фиксируют, по-видимому, канал поступления растворов из магматического очага. При удалении от него на северо-запад появляется поле резких отрицательных значений (<-0,80), фиксирующее малоизмененные сиенито-диориты и гранодиорит-порфиры. Карбонатная толща, а также находящееся выше по разрезу экструзивносубвулканическое тело андезидацитов, отражаются отрицательными полями значений Кпк – от – 0,8 до -1,0 и ниже. Не исключено, что слабо проницаемые андезидациты, наименее измененные разности которых по свойствам «приближаются» к «упруго-вязким» средам, наряду с мраморизованными доломитами и известняками, могли быть «флюидоупорами» для гидротермальных растворов, что отмечалось и для Нижне-Каульдинского рудопроявления [Звездов и др., 2018].



Условные обозначения см. на Рисунке 3.15

Рисунок 3.17 – Рудоносный штокверк месторождения Кызыта. Распределение объемов рудных прожилков (в % от объема вмещающих пород) в разрезе по профилю VI [Звездов, 2021]



Условные обозначения см. на Рисунке 3.15

Рисунок 3.18 – Месторождение Кызата. Разрез по профилю VI в изолиниях комплексного петрофизического коэффициента (Кпк) [Звездов, 2021]

Коксайское РП с одноименным Мо-Си-порфировым месторождением расположено в Коксайском PP Илийской M3 верхнепалеозойского Балхашско-Илийского ВПП. Площадь рудного поля охватывает вытянутый в субширотном направлении Коксайский гранодиоритовый массив рудоносной габбро-диорит-гранодиоритовой формации К-Na профиля ( $C_{1-2}$ ) и вмещающие его породы выступа субстрата (фундамента) пояса – раннесилурийские кремнистые и перекрывающие их карбонатные толщи, имеющие моноклинальное залегание при крутом падении на юг. В строении выступа также участвуют граниты жолкалдыкского комплекса ( $O_3$ -S<sub>1</sub>) с ксенолитами кембрийских и рифейских габбро и диоритов. С севера массив «срезан» крупным Коксайским разломом, по которому южный блок РП надвинут на северный с амплитудой перемещения от 500 до 1000 м. На западе и юго-западе он погружается под толщу вулканогенноосадочных ( $C_1t$ - $v_1$ ) и вулканогенных ( $C_1v_3$ -n) отложений. Хотя контакты массива с данной толщей осложнены разрывными нарушениями, установлено, что гранодиориты прорывают пачку песчано-глинистых отложений в ее основании; слагающие верхи разреза андезиты и андезидациты алтынэмэльской свиты могут рассматриваться как их комагматы [Кривцов и др., 1978].

Коксайское месторождение (3,1 млн т Си при ср. сод. 0,42 %, КАZ Minerals, 2018 г.), в разведке и изучении которого принимали участие В.Е.Варнавских, В.В.Данчев, А.И.Кривцов, М.В.Кукарека, А.И.Полетаев, В.И.Сычев, В.М.Шепелев, В.К.Шульга и др., приурочено к поясу крутопадающих (70-80°) на север даек гранодиорит-порфиров и плагиогранит-порфиров, которые рассекают гранодиориты фанеритовой фазы массива и контролируют размещение околорудных метасоматитов и молибдено-медных штокверковых руд. На глубине дайки «сливаются» в мощные тела субширотного простирания. Оруденелые гранодиориты и порфиры прорваны воронко- и дайкоподобными телами эруптивных брекчий, в обломках и цементе которых отмечается убогая рудная минерализация, а также пострудными штоками мелко- и среднезернистых гранитов (С2) и дайками габбро-диабазов (Р). С севера порфировые дайки и сопряженные с ними минерализованные зоны срезаны Коксайским глубинным разломом. На юго-востоке участка месторождения присутствуют реликтовые поля нижнепалеозойских известняков, которые могли оказывать экранирующие воздействие в период становления Коксайского плутона (Рисунок 3.19, Рисунок 3.20). Рудовмещающие метасоматиты – продукты кислотного выщелачивания пород; преобладают серицит, хлорит, карбонаты, кварц, пирит. Они слагают филлизитовую зону МПС, которая по количественному соотношению основных новообразованных минералов может быть разделена на подзоны (см. Рисунок 3.20). В ее пределах отмечаются реликтовые участки ранних биотитсодержащих метасоматитов. Периферийная пропилитовая зона проявлена слабо в виде хлоритизации, карбонатизации и пиритизации немногочисленных зерен роговой обманки во вмещающих гранодиоритах [Полетаев, Сычев, 1973; Шепелев и др., 1978]. В целом зональность объекта соответствует «гранодиоритовой» модели А.И.Кривцова [Кривцов, 1983].



1 – алтынэмельская свита ( $C_{1v_3}$ –*n*): андезитовые и андезит–дацитовые лавы, туфы с мелкими линзами туфогенно–осадочных пород; 2–5 – турнейский ярус – нижневезейский подъярус ( $C_{1}t$ - $v_{1}$ ): 2 – риолиты, 3 – дациты, 4 – песчаники, 5 –конгломераты; 6 – известняки с прослоями песчаников и базальными конгломератами в основании толщи ( $S_1l$ ) 7–11 – интрузивные породы: 7 – дайки габбро–диабазов (P), 8 – мелко–среднезернистые граниты ( $C_2$ ), 9–11 – рудоносный коксайский магматический комплекс ( $C_{1-2}$ ): 9 – брекчиевые тела, 10 – дайки гранодиорит–порфиров, плагиогранит–порфиров; 11 – гранодиориты; 12–15 – подзоны филлизитовой зоны (на разрезе по профилю – II): 12 – кварц–серицитовая, 13 – кварц–хлорит–серицитовая и серицит–хлоритовая, 14 – мусковит–хлорит–серицитовая, 15 – границы подзон; 16 – контакты пород: установленные (а) и предполагаемые (б); 17 – разломы: а – Коксайский надвиг, б – второстепенные; 18 – контур молибдено–медной минерализации по бортовому содержанию Си 0,3%: на планах (а), на разрезе по профилю – II (б); 19 – положение разведочных скважин: на планах (а), на разрезе по профилю – II (б)

Рисунок 3.19 – Коксайское Мо-Си-порфировое месторождение. Геологические планы горизонтов + 1235 м (А) и + 1100 м (Б). (Звездов, Путилина, Шепелев, 1978 г.) [Звездов, 2021]



четвертичные рыхлые отложения
Остальные условные обозначения см. на Рисунке 3.19

Рисунок 3.20 – Коксайское Мо-Си-порфировое месторождение. Геологический разрез по профилю – II. [Звездов, 1983, 2021]

Меднорудное тело, представляющее собой ветвящуюся по восстанию зону развития сульфидно-кварцевых прожилков и редких жил выполнения (с крутыми и средними углами падения, резкими контактами, густотой – до 50 на пог. м), вкрапленности и гнезд сульфидов, в первом приближении конформно порфировому интрузиву и его дайкам-апофизам. Геометрически, в первом приближении, оно соответствует наклонной пластине с ответвлениями и может быть отнесено к третьему морфологическому типу МПМ. Основное промышленное значение имеют вкрапленно-прожилковые руды, локализованные в экзоконтактовых зонах порфировых даек, в основном, в измененных гранодиоритах. В самих дайках и периферийных участках интрузивной рамы степень гидротермальных преобразований существенно ниже; здесь развиты убогие вкрапленные руды. Рудные минералы в прожилках и вкрапленности представлены пиритом, халькопиритом, магнетитом, более редким молибденитом; эпизодически встречаются борнит, галенит, сфалерит, халькозин, ковеллин, блеклые руды, арсенопирит, пирротин, марказит, самородные золото и висмут [Кривцов и др., 1986]. Выделено шесть рудообразующих минеральных ассоциаций: кварц-молибденитовая, кварц-магнетитовая и кварц-магнетитпиритовая ранней стадии рудоотложения; кварц-молибденит-халькопирит-пиритовая и главная продуктивная кварц-борнит-халькопирит-пиритовая средней; (халькопирит)-пиритовая (без жильного сопровождения) поздней. К пострудным ассоциациям отнесены прожилки хлорита, кальцита и более редких доломита, барита и ангидрита, количество которых достигает 90 и более на пог. м. Пространственное распределение прожилковой массы (в % от объема вмещающих пород) названных ассоциаций в объеме штокверка показано на Рисунке 3.21.

Прожилки минеральных ассоциаций ранней стадии сосредоточены в основном в экзоконтактах верхних выклиниваний даек рудоносных гранодиорит–порфиров и плагиогранит–порфиров. Доля занимаемого ими объема – первые десятые %, редко до 1,0 %. Ареал развития прожилков продуктивных ассоциаций средней стадии – «разрастается» как во вмещающие гранодиориты, так и вглубь даек, сливающихся в корневых частях в более мощные пластинообразные штоки. Их объем во вмещающих породах – в среднем около 4,0 %, максимум – до 12-15 %. Довольно редкие (халькопирит)пиритовые прожилки поздней стадии (на Рисунке 3.21 не показаны) встречаются лишь в эндоэкзоконтактовой зоне штока поздних мелко–среднезернистых гранитов, вскрытой одной из скважин профиля –II (см. Рисунок 3.20), где они занимают около 0,4% субстрата. Вероятно, они являются продуктами ремобилизации рудного вещества в тепловом поле этого интрузива. Ареал распространения пострудных прожилков, объемы которых оцениваются в первые %, охватывает практически все породы месторождения, включая наиболее поздние, а также зону дробления Коксайского разлома и оперяющие его разрывные нарушения.



Распределение прожилков разновозрастных минеральных ассоциаций в разрезе по профилю – II (в изолиниях объема, занимаемых ими в минерализованных породах, %): А – кварц–молибденитовой, кварц–магнетитовой, кварц–магнетит–пиритовой; Б–В – основных рудообразующих: Б – кварц– молибденит–халькопирит–пиритовой, В – главной продуктивной кварц–борнит–халькопирит–пиритовой, Г – пострудных с карбонатами, хлоритом, пиритом, ангидритом, баритом

Условные обозначения см. на Рисунке 3.19

Рисунок 3.21 – Строение штокверка Коксайского месторождения [Звездов, 2021]

Физико-механические свойства практически всех типов пород месторождения (Таблица 3.5) свидетельствуют о склонности к хрупким деформациям (*упругий* тип сред). Для них характерны средние показатели фильтрации, упругости и твердости, существенным образом изменяющиеся по мере роста степени гидротермальной проработки. Значения коэффициента Пуассона ( $\mu$ ) варьируют от 0,20 до 0,28 и лишь для интенсивно серицитизированных разностей гранодиорит-порфиров, гранодиоритов и древних гранитов, достигают 0,3 –0,33. Для малоизмененных гранитоидов значения Кпк от –0,76 до –0,69, для средне- и сильно преобразованных – от –0,59 до +0,17. Штокверковое рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию Си 0,3%, в первом приближении отражается полем значений Кпк > –0,5 (Рисунок 3.22).

Уплощенная морфология рудоносного порфирового интрузива, ветвящегося по восстанию на серию даек-апофиз, и деформационное поведение вмещающих гранодиоритов («упругий» тип сред) выразилась в ряде специфических черт рудного тела Коксайского месторождения. На поверхности и верхних горизонтах оно представляет собой серию сближенных линейных зон, сливающихся на глубине в более мощные пластинообразные тела (Рисунок 3.19, Рисунок 3.20). Штокверковая минерализация сосредоточена в узких эндо-экзоконтактовых зонах порфировых даек, изза чего наблюдается совмещение (телескопирование) в пространстве разновозрастных продуктов минералообразования и, соответственно, повышенная густота рудных прожилков (объемы прожилковой массы главной продуктивной минеральной ассоциации – до 12-15 %, в то время как для МПМ Алмалыкского РП – до 8-10 %) и более высокие средние содержания Си и Мо в рудах.

Установленная зональность расположения разновозрастных рудообразующих минеральных ассоциаций Коксайского штокверка (см. Рисунок 3.21) отражает центробежную тенденцию его наращивания во времени – от контактов порфировых даек в благоприятные для хрупких деформаций гранодиориты. Поздняя полисульфидная ассоциация и, соответственно, центростремительная тенденция развития штокверка не проявлены.

*Актогайское РП* с Мо-Си-порфировыми месторождениями Актогай и Айдарлы (с запасами Си около 6 млн т (при ср. сод. 0,39 % и 0,38 %) каждое и Мо – 115 тыс. т (0,008 %) и 110 тыс. т (0,010 %), KAZ Minerals PLC, 2017 г.) и рудопроявлениями Кызылкия, Западный, Промежуточный и Восточный расположено в *Актогайском PP* Баканасской МЗ Балхашско-Илийской провинции (ВПП). Крупная РМС, эквивалентная PP, охватывает Колдарский полихронный интрузивный массив, занимающий ядерную часть горстообразного магматогенного поднятия в узле пересечения глубинных разломов, и вмещающие вулканогенные породы. Плутон сложен гранитоидами двух формаций К-Na профиля – габбро-диорит-гранодиоритовой (С<sub>2-3</sub>) и лейкогранитной (С<sub>3</sub>). Первая из них вместе с базальт-андезит-риолитовой формацией составляет продуктивную на меднопорфировые руды ВПА раннего этапа формирования пояса [Кривцов и др., 1986].

Исходные породы	Метасомат зоны и по МП Зона	гические одзоны С Ползона	Новообразо- ванные минеральные ассопиации	Интен- сивность изменения	n	ρ	Пэф	А	В	μ	Е	G	Ксж	HB	Кпк	Знаки к диаг- раммам
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Мелко- и			Хл-Сер-Кар	II	3	2,68	1,17	0,32	0,100	0,24	6,18	2,48	4,02	212	-0,01	
среднезер-	Поструд-		Хл-Кв-Сер	III	2	2,71	2,54	1,06	0,174	0,33	3,70	1,39	3,65	46	0,61	0
нистые граниты	ные гид-		Кв-Сер	III	2	2,76	2,02	0,83	0,259	0,20	4,84	2,00	2,74	122	0,51	
(C <sub>2</sub> )	мальные		Сер-Кв	IV	2	2,67	1,04	0,42	0,197	0,21	6,11	2,52	3,53	103	-0,08	
Эруптив-	преобра-		Му-Сер-Хл	III	3	2,72	0,55	0,22	0,032	0,23	7,21	2,91	4,61	181	-0,86	$\square$
ные брек- чии (C <sub>1-2</sub> ) зования		Хл-Сер	I II	4 2	2,65 2,67	0,73 0,75	0,37 0,25	0,041 0,134	0,22 0,23	7,79 7,17	2,76 2,89	4,17 4,58	289 329	-0,37 -0,20	$\square$	
			Хл-Сер	Ι	3	2,65	0,66	0,24	0,025	0,24	6,97	2,79	4,68	259	-0,71	$\Diamond$
F		MXC	Му-Хл-Сер	I II III	3 7 2	2,65 2,64 2,68	0,52 0,93 1,98	0,10 0,18 0,46	0,062 0,053 0,083	0,24 0,23 0,23	7,00 6,59 5,47	2,79 2,66 2,21	4,49 4,23 4,49	207 191 50	-0,76 -0,56 -0,18	$\Diamond$
диорит-		КХС	Му-Хл-Сер/Кар	III	3	2,65	0,98	0,19	0,059	0,23	6,47	2,61	4,15	165	-0,51	$\diamond$
порфиры, плагио-	Филлизи- товая		Му-Хл-Кв-Сер	III	3	2,72	1,51	0,38	0,105	0,23	5,34	2,16	3,40	66	-0,20	•
плагио- гранит- порфиры (С <sub>1-2</sub> )			Му-Кв-Сер	II III	3 2	2,72 2,63	1,05 2,83	0,24 0,72	0,082 0,082	0,27 0,24	6,68 4,45	2,22 1,79	4,22 2,85	168 99	-0,25 0,26	$\diamond$
		КС	(Кв)-Сер	III	2	2,73	2,50	0,50	0,079	0,29	4,25	1,63	3,48	57	0,11	$\mathbf{\hat{v}}$
			Кв-Сер	III	2	2,72	1,36	0,35	0,046	0,26	4,98	1,96	3,59	37	-0,45	
			Сер-Кв	IV	2	2,74	0,55	0,15	0,111	0,25	6,41	2,55	4,37	126	-0,58	

Таблица 3.5 – Физико-механические свойства пород Коксайского Мо-Си-порфирового месторождения

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
		CX	Сер-Хл	Ι	4	2,70	0,75	0,20	0,048	0,25	6,76	2,69	4,63	172	-0,69	$\bigcirc$
		КХС	Кв-Хл-Сер	II III	2 2	2,68 2,71	0,59 2,19	0,21 0,71	0,066 0,188	0,25 0,27	6,78 4,92	2,72 1,93	4,46 3,58	197 21	-0,59 0,17	
Гранолио-		iure	Кв-Хл-Би-Сер	III	2	2,73	0,87	0,31	0,139	0,28	5,69	2,21	4,36	106	-0,22	
риты (C <sub>1-2</sub> )	Филлизи-		Хл-Кв-Сер	III	2	2,74	0,65	0,09	0,063	0,25	6,45	2,56	4,45	123	-0,80	
	товая	КС	Кв-Сер	III	4	2,74	1,02	0,33	0,073	0,23	6,15	2,49	3,83	90	-0,47	$\bigcirc$
			Сер-Кв	IV	2	2,64	0,67	0,18	0,037	0,21	7,12	2,93	4,14	279	-0,59	
Крупно- зернистые граниты		KXC	Кв-Хл-Сер	I II III	2 2 3	2,64 2,68 2,68	0,72 0,68 1,55	0,29 0,20 0,75	0,121 0,085 0,136	0,23 0,26 0,30	6,66 6,46 4,97	2,70 2,57 1,91	4,18 4,44 4,20	249 207 63	-0,15 -0,40 0,06	
$(O_3 - S_1)$		KC	Му-Кв-Сер	III	2	2,70	1,81	0,70	0,136	0,22	4,98	2,03	3,03	46	0,09	

Примечание. Принятые сокращения и обозначения см. в Таблице 3.3



1-рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди: 0,3 % (а), 4-0,7 % (б), 2-изолинии Кпк; 3- петрофизические пробы. Остальные условные обозначения см. на Рисунке 3.19

Рисунок 3.22 – Коксайское месторождение. Разрез по профилю – ІІ в изолиниях комплексного петрофизического коэффициента (Кпк) [Звездов, 2021]

Вытянутый в субширотном направлении Колдарский массив имеет лакколитообразную морфологию, площадь около 75 км<sup>2</sup> на дневной поверхности и свыше 200 км<sup>2</sup> на глубине; залегает субсогласно в комагматичных вулканитах керегетасской свиты ( $C_{2-3}kg_1$ ) и перекрыт трансгрессивно налегающими вулканогенно-осадочными отложениями колдарской свиты ( $C_3-P_1kl$ ). Фанеритовые фазы плутона представлены непрерывным рядом: габбро – габбро-диабазы – габбро-диориты – диориты – кварцевые диориты – гранодиориты, порфировая фаза – дайками, дайкоподобными и трубчатыми телами гранодиорит–порфиров (рудоносных) и эруптивных брекчий (с кварц-биотитовым и серицит-турмалиновым цементом). Массив рассечен поздними дайками плагиогранит–порфиров, диоритовых порфиритов, аплитов, микродиоритов, лампрофиров, диабазов [Колесников и др., 1986; Кривцов и др., 1987; Полетаев и др., 1983].

Месторождения и рудопроявления РП сопряжены со штоками гранодиорит-порфиров завершающей фазы рудоносной плутоногенной формации. Эти штоки, являющиеся выступамиапофизами «материнского» многофазного интрузива (промежуточного магматического очага) и проводниками тепла и металлоносных флюидов, «достигли» при подъеме расплава различных гипсометрических уровней в верхней части ЗК, из-за чего ассоциирующие с ними зоны гидротермальных изменений и Мо-Си штокверковой минерализации к настоящему времени в различной степени эродированы. Наиболее глубокий уровень эрозионного среза на Кызылкие, средний – на Актогае, наименьший – на Айдарлы и на не выходящих на дневную поверхность рудопроявлениях (Рисунок 3.23). Фактически на площади Актогайского РП выделено несколько гидротермальных рудообразующих систем, «стержневыми» элементами которых являются отдельные порфировые штоки.

Различие в эрозионном срезе месторождений отражается в изменении соотношения Cu/Mo – от ~100 на Кызылкия до ~30 на Айдарлы [Кривцов и др., 1987]. Для всех них характерна однотипная рудно-метасоматическая зональность, рисунок которой варьирует в зависимости от глубины эрозионного среза.

*Месторождение Актогай*, разведанное Л.У.Кыдырбековым, А.М.Красниковым, Л.В.Мельниковой, А.И.Полетаевым, Ю.А.Сергийко и др., приурочено к провису кровли Колдарского массива, сложенному ороговикованными и гидротермально измененными породами керегетасской свиты – андезитами, андезидацитами и их туфами (с маломощными прослоями туфопесчаников и туффитов), а также лавами, лавобрекчиями и туфами риолитов и риодацитов.

Вулканогенная толща этого крупного ксенолита имеет северо-западное простирание при крутом южном падении. Северный, восточный и юго-западный фланги месторождения сложены среднезернистыми диоритами и габбро–диоритами основной фазы массива, прорванными средне– и неравномернозернистыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Более поздние порфировые фазы плутона, представленные вытянутыми в СЗ направлении крутопадающими



1 – вулканогенно-терригенные отложения Колдарской свиты (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>kl); 2 – терригенновулканогенные отложения Керегетасской свиты (C<sub>2-3</sub>); 3 – мраморизованные известняки (D?); 4 – гранитоиды Колдарского массива; 5 – штоки гранодиорит-порфиров и плагиогранит-порфиров; 6 – участки интенсивного проявления метасоматоза; 7 – ореолы сульфидной минерализации по данным метода ВП; 8 – разрывные нарушения; 9 – Мо-Си-порфировые штокверки разведанные: Айдарлы (1), Актогай (2), Кызылкия (3), Промежуточный (4), Восточный (5); 10 – контуры рудных штокверков

Рисунок 3.23 – Схема геологического строения Актогайского рудного поля [Кривцов и др., 1987]

штоками и дайками порфировидных гранодиоритов и рудоносных гранодиорит–порфиров, а также брекчиевыми телами, развитыми как в центральной, так и в западной частях площади (Рисунок 3.24, Рисунок 3.25).

Практически все типы пород, за исключением поздних диабазовых даек, интенсивно изменены. К глубинным частям гранодиорит-порфировых штоков приурочены «кварцевые ядра» – монокварцевые метасоматиты, которые в направлении к внешним частям МПС сменяются биотит-калишпатовыми и биотитовыми<sup>1</sup>, далее серицитсодержащими и пропилитовыми (эпидот-актинолитовыми и альбит-хлорит-пренитовыми с карбонатами) с рассеянной вкрапленностью пирита («пиритовый ореол»), что соответствует «гранодиоритовой» модели зональности МПМ (Рисунок 3.24, Рисунок 3.26). Ранние К-кремниевые метасоматиты (с биотитом и КПШ), вмещающие основной объем промышленных руд, частично «уничтожены» более поздним кислотным выщелачиванием. Они в том или ином количестве содержат серицит, хлорит,

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> На глубоких горизонтах месторождения биотит практически полностью замещен хлоритом, эпидотом, пренитом, серицитом, карбонатами, что послужило основанием для выделения некоторыми исследователями «внутренней» пропилитовой зоны.



1 – колдарская свита ( $C_3$ – $P_1kl$ ): риолиты, риодациты, андезидациты, туфы того же состава, туфоконгломераты, туфопесчаники, песчаники, алевролиты, 2-3 – керегетасская свита ( $C_{2-3}kg_1$ ): 2 – риолиты, риодациты (лавы, лавобрекчии, туфолавы, туфы средне–грубообломочные и агломератовые), 3 андезиты, андезидациты (лавы, лавобрекчии, туфобрекчии, туфы); 4 - 13 – интрузивные породы Колдарского массива ( $C_{2-3}$ ): 4-6 –дайки и дайкоподобные тела: 4 – диабазов мощностью до 10 м (а) и свыше 10 м (б), 5 – лампрофиров, микродиоритов, аплитов, диоритовых порфиритов, 6 – плагиогранит–порфиров; 7 – рудоносные гранодиорит–порфиры; 8 – порфировидные гранодиориты; 9 – средне– и неравномернозернистые кварцевые диориты, гранодиориты; 10 – среднезернистые диориты и габбро–диориты; 11-12 – брекчиевые тела: 11– с серицитизированным цементом, 12 – с турмалиновым цементом; 13 – участки интенсивного штокверкового окварцевания («кварцевые ядра»), 14-15 – контакты пород, установленные (а) и предполагаемые (б): 14 – рудоносных порфировых интрузивов, 15 – вмещающих и пострудных; 16 – разломы: а – крупные (с элементами падения), б – мелкие; 17 – рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди 0,2 % (а) и 0,5 % (б); 18 – линия разведочного профиля 25; 19 – положение скважин: на геологическом плане (а) и разрезе по профилю 25 (б)

Рисунок 3.24 – Актогайское Мо-Си-порфировое месторождение. Геологический план поверхности со «снятыми» четвертичными рыхлыми отложениями; составлен с использованием материалов Актогайской ГРП [Звездов, 2021]



Условные обозначения см. на Рисунке 3.24

Рисунок 3.25 – Актогайское Мо-Си-порфировое месторождение. Геологический разрез по профилю 25 (составлен с использованием материалов Актогайской ГРП) [Звездов, 2021]



1-3 – зоны гидротермально-метасоматических изменений: 1 – биотит-калишпатовая; 2-3 – филлизитовая: 2 – внутренняя подзона, 3 – внешняя подзона; 4 – пропилитовая; 5-6 – рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди: 5 – 0,2 %, 6 –0,5 % Остальные условные обозначения см. на Рисунке 3.24

Рисунок 3.26 – Актогайское Мо-Си-порфировое месторождение. Метасоматическая зональность и меднорудное тело в разрезе по профилю 25 [Звездов, 2021]

кварц, карбонаты, пирит наложенной филлизитовой зоны, в которой, в свою очередь, отмечаются «реликтовые» биотит и калиевый полевой шпат. По количественному соотношению основных новообразованных минералов метасоматические зоны могут быть разделены на подзоны (Таблица 3.6).

Меднопорфировый штокверк (система сульфидно-кварцевых прожилков, жил и вкрапленности сульфидов между ними) охватывает эндо-экзоконтактовые зоны порфировых интрузивов. Геометрически рудное тело месторождения, отнесенное первому К морфологическому типу, представляет собой опрокинутый полый толстостенный усеченный конус с неровными («коронообразными») нижними ограничениями; в плане оно имеет форму незамкнутого неправильного кольца, южная часть которого значительно шире, чем северная (см. Рисунок 3.24, Рисунок 3.25). Основные запасы месторождения сосредоточены в ксенолите измененных вулканитов с «частичным выходом» в интрузивные породы на средних и глубоких горизонтах месторождения. Главные компоненты руд - Си (0,2–1,0%) и Мо (0,001–0,04%), попутные – Аи (до десятых долей г/т), Ад и Se (до первых г/т). Главные рудные минералы: пирит, халькопирит, молибденит, магнетит; второстепенные: борнит, халькозин, сфалерит, галенит, пирротин, гематит, арсенопирит и др. В зоне окисления развиты гидроокислы железа, малахит, азурит, хризоколла. Основной минерал жильного выполнения - кварц, второстепенные: КПШ, альбит, хлорит, эпидот, пренит, карбонаты, цеолиты. Преобладающие текстуры руд - вкрапленные, прожилково-вкрапленные, редко - гнездово-брекчиевидные [Кривцов и др., 1986, 1987, 1995].

Зональность рудоносного штокверка определяется сменой (от его внутренних частей к внешним) кварц-магнетитовой и кварц-молибденит-пиритовой ассоциаций ранней стадии рудоотложения главной продуктивной кварц-молибденит-борнит-халькопиритовой средней (в биотит-калишпатовой зоне) и далее кварц-пирит-халькопиритовой и кварц- халькопиритовой (с пиритом, халькозином, гематитом) поздней стадии (в филлизитовой зоне). Кварцполисульфидная ассоциация завершающей стадии проявлена фрагментарно на флангах штокверка. Отмеченная зональность в целом подобная выявленной на месторождениях Алмалыкского и Коксайского рудных полей и не противоречит установленной для них центробежной тенденции наращивания штокверков.

Густота рудных прожилков и более редких жил в Актогайском штокверке, имеющих в основном крутые и средние углы падения, сопоставима с установленной на упомянутых объектах, но содержания Сu и попутных компонентов в рудах более низкие. В площади рудного тела на дневной поверхности, равной 3,10 км<sup>2</sup> (при борт. сод. Cu 0,2 %), площадь PT с содержанием Cu>0,5 % занимает не более 5 % (Рисунок 3.24), а с содержанием > 0,7 % - 1,5 %. В разрезе 25, рассекающем наиболее «обогащенную» часть штокверка (см. Рисунок 3.25), на долю руд с

Исходные породы	Метасома зоны и под Зона	итические зоны МПС Подзона	Новообразо- ванные ми- неральные	Интен- сивность измене-	п	ρ	$\Pi_{\vartheta \varphi}$	А	В	μ	E	G	Ксж	θ	HB	Кпк
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Диабазы (дайка, С3)			Сер-Хл	Ι	1	2,78	0,48	0,11	0,01	0,32	7,38	2,79	6,89	450	233	-1,02
Аплиты (дайка, C <sub>2-3</sub> )			Сер-Кар	II	1	2,59	0,52	0,17	0,04	0,27	6,81	2,68	4,96	447	260	-0,40
Эруптивные брекчии с серицито- вым цемен- том (С <sub>2-3</sub> )	Калишпа- товая		Сер (по цемен- ту)/КПШ (по обломкам)	III	1	2,63	1,51	0,40	0,04	0,28	5,06	1,98	3,76	384	214	0,04
Эруптивные брекчии с турмалино- вым цемен- том (С <sub>2-3</sub> )	Филлизи- товая	Внешняя	Сер-Хл (по це- менту и облом- кам)	III	4	<u>2,65–2,70</u> 2,67	<u>1,03–1,94</u> 1,39	<u>0,52–1,01</u> 0,68	<u>0.03–0.05</u> 0,04	<u>0,26–0,36</u> 0,30	<u>4,79–7,00</u> 5,90	<u>1,76–2,77</u> 2,27	<u>4,72–5,63</u> 5,04	<u>363–452</u> 410	<u>148–236</u> 215	<u>(-0,12)-(-0,02)</u> -0,06
	Колицио		КПШ/Сер-Хл	II	1	2,68	0,53	0,20	0,01	0,24	7,60	3,07	4,80	474	280	-0,41
	товая		КПШ/Сер-Хл	III	1	2,62	1,06	0,34	0,02	0,27	6,45	2,55	4,60	435	164	-0,06
	10.5441		КПШ	IV	1	2,62	1,55	0,60	0,03	0,25	6,29	2,51	4,21	431	136	0,23
Гранодио-			Би/Сер-Хл	I	1	2,79	0,61	0,20	0,02	0,30	7,40	2,86	6,05	453	238	-0,76
рит- порфиры		Внешняя	Сер-Хл	Π	5	$\frac{2,65-2,78}{2.67}$	$\frac{0,92-1,36}{1.09}$	$\frac{0,26-0,43}{0.35}$	$\frac{0,02-0,04}{0.03}$	$\frac{0,26-0,30}{0.29}$	<u>5,78–6,84</u> 6,17	$\frac{2,23-2,68}{2,41}$	$\frac{4,23-5,15}{4,79}$	$\frac{408-438}{421}$	$\frac{126-229}{17-}$	$\frac{(-0,45)-(-0,06)}{-0.20}$
$(C_{2-3})^{1}$	Филлизи- товая		Сер-Хл	III	2	<u>2,58–2,67</u> 2,63	<u>1,44–2,03</u> 1,74	<u>0,43–0,46</u> 0,45	<u>0,02–0,03</u> 0,03	<u>0,26</u> 0,26	<u>5,90–6,26</u> 6,08	$\frac{2,34-2,49}{2,42}$	<u>4,15–4,35</u> 4,25	<u>417–428</u> 423	<u>140–211</u> 176	<u>0,02–0,30</u> 0,16
		Внутрен- няя	Кв-Сер	IV	1	2,53	3,96	2,76	0,08	0,26	3,83	1,52	2,63	338	144	1,00
	Vorumo		КПШ/Сер-Хл	Ι	1	2,68	0,40	0,10	0,04	0,25	7,40	2,95	5,00	466	242	-0,71
	калишпа- товая		КПШ/Сер-Хл	Π	3	2,66-2,69	0,65-1,31	0,20-0,51	<u>0,02–0,04</u>	0,25-0,28	<u>6,50–7,12</u>	2,58-2,85	4,53-5,32	436-457	<u>162–246</u>	<u>(-0,37)-0,03</u>
Гранодио-			Con VI	T	1	2,67	0,95	0,34	0,03	0,26	6,90 7.27	2,73	4,85	449	201	-0,21
фировилите		Buennag	Сер-Ал	1	1	2,09	0.53 0.81	0,10	0.01 0.03	0,20	7 11_ 17	2,75	177 5 25	404	188 211	(0.50) (0.38)
$(C_{2-3})$	Филлизи-	ысшим	Сер-Хл	Π	3	2,70	0,65	0,18	0,02	0,26	7,30	2,90	5,08	461	203	-0,50
	товая	Внутрен- няя	Хл-Сер	III	3	<u>2,62–2,69</u> 2,65	<u>0,94–1,83</u> 1,48	<u>0,33–0,54</u> 0,42	<u>0,02–0,03</u> 0,02	<u>0,20–0,29</u> 0,23	<u>5,80–6,65</u> 6,25	<u>2,25–2,75</u> 2,55	<u>3,45–4,52</u> 3,93	<u>410–447</u> 432	<u>139–177</u> 159	<u>(-0,02)-0,33</u> 0,13

# Таблица 3.6 – Физико-механические свойства пород Мо-Си-порфирового месторождения Актогай

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Кварцевые диориты среднезер- нистые (C <sub>2-3</sub> )	Филлизи- товая	Внешняя	Сер-Хл	Ι	1	2,72	0,35	0,15	0,02	0,23	7,29	2,96	4,52	463	211	-0,68
````			Би-КПШ/Сер- Хл	Ι	5	2,66–2,73 2,69	0,38-0,53 0,49	0,05-0,26 0,14	$\frac{0,02-0,04}{0,02}$	0,26–0,32 0,28	<u>6,30–7,45</u> 7,05	<u>2,39–2,96</u> 2,76	<u>5,03–5,75</u> 5,28	<u>423–467</u> 451	<u>166–233</u> 198	<u>(-0,92)-(-0,42)</u> -0,70
	Калишпа- товая		КПШ/Сер-Хл	II	4	2,64–2,75 2,68	$\frac{0,84-1,40}{1,20}$	0,28-0,45 0,36	<u>0,02–0,04</u> 0,03	0,21-0,31 0,26	<u>5,41–7,04</u> 6,45	<u>2,06–2,90</u> 2,56	<u>4,11–4,97</u> 4,56	<u>393–455</u> 433	<u>155–233</u> 207	<u>(-0,27)-0,02</u> -0,12
Диориты			кпш	III	2	<u>2,59–2,64</u> 2,62	0,82–1,29 1,06	0,22-0,25 0,24	<u>0,03–0,04</u> 0,04	0,24-0,26 0,25	<u>6,04–6,77</u> 6,41	<u>2,39–2,73</u> 2,56	<u>4,25–4,29</u> 4,27	$\frac{421-450}{436}$	$\frac{177-242}{210}$	<u>(-0,10)-(-0,07)</u> -0,09
среднезер- нистые			Би/Сер-Хл Сер-Хл	Ι	6	<u>2,68–2,76</u> 2,71	0,40-0,58 0,48	0,10-0,19 0,13	<u>0,03–0,06</u> 0,04	0,26-0,29 0,27	7,24–7,78 7,52	2,86-3,09 2,96	<u>5,096,02</u> 5,41	<u>462–472</u> 465	<u>152–246</u> 198	<u>(-0,86)-(-0,50)</u> -0,71
(C <sub>2-3</sub> )	Филлизи-	Внешняя	Сер-Хл	II	7	<u>2,68–2,82</u> 2,75	0,49-1,71 0,85	0,20-0,40 0,32	<u>0,02–0,07</u> 0,03	0,26-0,31 0,28	<u>5,10–7,66</u> 6,67	<u>1,95–3,01</u> 2,60	<u>4,43–5,58</u> 5,16	<u>376–466</u> 433	$\frac{152-201}{182}$	<u>(-0,60)-(-0,21)</u> -0,47
	товая		Хл-Сер	III	5	<u>2,69–2,70</u> 2,70	<u>1,00–1,71</u> 1,36	0,30-0,72 0,49	<u>0,03–0,06</u> 0,05	0,23-0,30 0,27	<u>4,51–6,75</u> 5,51	<u>1,73–2,73</u> 2,17	<u>3,75–4,24</u> 4,04	<u>359–447</u> 398	<u>87–201</u> 142	<u>(-0,17)-0,06</u> -0,09
		Внутрен- няя	Кв-Сер	IV	1	2,70	1,95	0,77	0,04	0,30	5,02	1,98	4,16	377	163	0,05
Риодациты, дациты (лавы) (С <sub>2-3</sub> kg <sub>1</sub> )	Филлизи-	Внешняя	Сер-Хл, Сер	II	2	<u>2,66–2,74</u> 2,70	<u>0,47,58</u> 0,53	<u>0,17–0,33</u> 0,25	<u>0,03–0,04</u> 0,04	<u>0,23</u> 0,23	<u>6,97–7,61</u> 7,29	<u>2,82–3,09</u> 2,96	<u>4,37–4,73</u> 4,55	<u>451–476</u> 464	<u>185–251</u> 218	<u>(-0,47)-(-0,37)</u> -0,42
Дациты, ри- одациты (ла- вобрекчии) (С <sub>2-3</sub> kg <sub>1</sub> )	товая	Внутрен- няя	Кв-Хл-Сер	Ш	6	2,59–2,64 2,61	<u>0,87–1,49</u> 1,32	<u>0,20–0,82</u> 0,48	<u>0,02–0,09</u> 0,04	<u>0,28–0,32</u> 0,30	<u>5,52–6,79</u> 5,87	<u>2,03–2,63</u> 2,26	<u>3,93–5,46</u> 4,91	<u>397–444</u> 411	<u>153–286</u> 214	<u>(-0,28)-0,06</u> -0,04
			КПШ/Сер-Хл	Ι	1	2,71	0,48	0,24	0,02	0,29	7,51	2,91	6,00	463	255	-0,64
	Калишпа-		КПШ/Сер-Хл	Π	2	2,67–2,68 2,68	<u>0,90–1,01</u> 0,96	<u>0,29–0,42</u> 0,36	<u>0,02–0,05</u> 0,04	0,25-0,27 0,26	<u>5,94–7,45</u> 6,70	<u>2,37–2,93</u> 2,65	$\frac{4,02-5,45}{4,74}$	<u>408–425</u> 421	<u>126–229</u> 179	<u>(-0,45)-(-0,06)</u> -0,20
	Товая		КПШ/Хл-Сер	III	5	2,62–2,69 2,65	$\frac{1,05-1,25}{1,14}$	$\frac{0,24-0,42}{0,34}$	<u>0,01–0,03</u> 0,02	0,23-0,29 0,26	<u>5,83–7,58</u> 6,73	<u>2,32–3,68</u> 2,80	<u>2,69–5,09</u> 4,20	<u>414–511</u> 451	<u>131–242</u> 219	<u>(-0,24)-(-0,05)</u> -0,10
Андезида- циты (лавы) (С <sub>2-3</sub> kg <sub>1</sub> )		Внешняя	Сер-Хл	Ι	6	<u>2,69–2,74</u> 2,72	<u>0,35–0,60</u> 0,44	<u>0,09–0,25</u> 0,16	<u>0,01–0,02</u> 0,02	<u>0,26–0,33</u> 0,29	<u>6,23–7,83</u> 7,21	<u>2,34–3,10</u> 2,81	$\frac{5,36}{6,18}$ 5,62	<u>417–477</u> 453	<u>238–309</u> 269	<u>(-0,92)-(-0,66)</u> -0,77
	Филлизи- товая		Сер-Хл	II	5	2,65–2,86 2,72	<u>0,47–1,15</u> 0,81	0,13-0,40 0,27	<u>0,02–0,05</u> 0,03	0,25-0,30 0,27	<u>6,06–7,66</u> 7,11	<u>2,32–3,05</u> 2,80	<u>4,86–5,72</u> 5,20	$\frac{405-474}{452}$	<u>148–315</u> 236	<u>(-0,60)-(-0,20)</u> -0,42
		Внутрен-	Кв-Хл-Сер	III	2	2,68–2,70 2,69	0,68-0,99 0,84	0,27–0,31 0,29	<u>0,01–0,02</u> 0,02	0,25–0,26 0,26	7,39–7,54 7,47	<u>2,93–3,02</u> 2,98	<u>4,99–5,14</u> 5,07	$\frac{464-471}{468}$	$\frac{246-280}{263}$	<u>(-0,35)-(-0,18)</u> -0,27
		няя	Хл-Сер-Кв	IV	1	2,71	0,95	0,14	0,02	0,27	6,72	2,64	4,96	439	238	-0,47

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	Калишпа- товая		КПШ/Сер-Хл	Ι	1	2,60	0,55	0,23	0,03	0,27	7,46	2,94	5,41	465	246	-0,49
Андезидац	Филлизи-	Duouunga	Сер-Хл	Ι	4	$\frac{2,69-2,75}{2,71}$	<u>0,33–0,61</u> 0,51	<u>0,14–0,24</u> 0,21	<u>0,01–0,03</u> 0,02	0,16–0,27 0,23	<u>6,96–8,43</u> 7,78	<u>2,74–3,39</u> 3,17	$\frac{4,14-5,29}{4,85}$	<u>445–510</u> 479	<u>242–275</u> 263	<u>(-0,56)-(-0,35)</u> -0,47
иты (лавоо- рекчии)	товая	Бнешняя	Сер-Хл	II	3	$\frac{2,65-2,72}{2,69}$	<u>0,66–0,89</u> 0,77	<u>0,33–0,42</u> 0,38	<u>0,01–0,04</u> 0,02	0,22-0,24 0,23	<u>6,93–7,42</u> 7,21	<u>2,80–3,05</u> 2,93	<u>4,34–4,69</u> 4,48	<u>453–468</u> 461	<u>251–291</u> 271	<u>(-0,20)-(-0,11)</u> -0,17
(C2-3Kg1)		Внутрен- няя	Кв-Сер Сер-Кв	IV	2	2,68	<u>0,58–0,82</u> 0,70	<u>0,35–0,38</u> 0,37	<u>0,04–0,05</u> 0,05	0,20-0,23 0,22	<u>6,81–7,56</u> 7,19	<u>2,77–3,15</u> 2,96	<u>4,16–4,22</u> 4,19	<u>450–478</u> 464	<u>260–265</u> 263	<u>(-0,15)-(-0,12)</u> -0,14
Андезида- циты (туфы) (С <sub>2-3</sub> kg <sub>1</sub> )	Калишпа- товая		КПШ/Сер-Кв	III	2	<u>2,66–2,67</u> 2,67	$\frac{0,65-1,25}{0,95}$	<u>0,35–0,71</u> 0,53	<u>0,01–0,02</u> 0,02	<u>0,22–0,26</u> 0,24	<u>7,17–7,30</u> 7,24	<u>2,90–2,93</u> 2,92	<u>4,31–5,02</u> 4,67	<u>462–463</u> 463	<u>260–280</u> 270	<u>(-0,28)-0,20</u> -0,04

Примечание. Практически все разности метасоматитов в том или ином количестве содержат карбонаты и пирит; кроме последнего среди рудных минералов в филлизитовой и биотит-калишпатовой зонах МПС (в хлоритизированных темноцветных минералах и кварцевых прожилках) отмечаются магнетит, молибденит, халькопирит и более редкие борнит, халькозин, сфалерит, галенит, пирротин, гематит, арсенопирит. Степень преобразования исходных пород: I – слабая, II – средняя, III – интенсивная, IV – весьма интенсивная (полное замещение). Основные минералы метасоматитов (в названиях новообразованных ассоциаций перечислены в порядке увеличения частоты встречаемости): Би – биотит, Кв – кварц, Кар – карбонаты, КПШ – калиевый полевой шпат, Сер – серицит, Хл – хлорит. В числе второстепенных в них присутствуют: эпидот, актинолит, альбит, пренит, соссюрит и др. КПШ/Хл-Сер, КПШ/Сер-Хл, Би-КПШ/Сер-Хл, Би/Сер-Хл, КПШ/Сер-Кв – новообразованные минеральные ассоциации биотит-калишпатовой зоны с наложенными ассоциациями более поздней филлизитовой зоны. Физико-механические параметры (в числителе интервал колебаний значений, в знаменателе – среднее значение):  $\rho$  – плотность (г/см<sup>3</sup>); П<sub>эф</sub> – эффективная пористость (%); А – условно-мгновенное насыщение (%); В – постоянная насыщения (час<sup>-1</sup>);  $\mu$  – коэффициент Пуассона; модули упругости (х·10<sup>5</sup> кГс/см<sup>2</sup>): Е – Юнга, G – сдвига, К<sub>сж</sub> – объёмного сжатия;  $\theta$  – температура Дебая (°К); НВ – твёрдость по Бринеллю (кГс/мм<sup>2</sup>); Кпк – комплексный петрофизический коэффициент; *n* – количество проб.
содержанием Cu >0,5 % приходится около 40 % площади PT, равной 0,25 км<sup>2</sup> (по борт. сод. Cu 0,2 %). Для сравнения в разрезе III месторождения Дальнее Алмалыкского PП (см. Рисунок 3.6 сравнительно богатые руды (>0,7 %) «занимают» около 65 % от площади PT, равной 0,93 км<sup>2</sup> (по борт. сод. Cu 0,4 %). В разрезе VI месторождения Кызата доля руд с содержанием Cu>0,5 % в минерализованной зоне, оконтуренной по бортовому содержанию Cu 0,2 %, – 40 %, а с Cu>1,0 % – 20 % (см. Рисунок 3.15). Бедные руды характерны и для других Мо-Cu-порфировых объектов Актогайского PП – месторождения Айдарлы и всех рудопроявлений. Одной из причин этого обстоятельства, кроме рудоносного потенциала магматического очага («материнского» плутона) и наличия нескольких порфировых штоков – «проводников» металлоносных флюидов (гигантские МПМ, отличающиеся высокосортными рудами, обычно сопряжены с одним крупным порфировым интрузивом [Cook et. al., 2005]), могли быть петрофизические характеристики среды, в достаточной мере не способствовавшие рудоконцентрации.

Наименее измененные разности интрузивных пород месторождения Актогай (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры) обладают сопоставимыми с алмалыкскими МПМ емкостными и несколько пониженными упруго-прочностными параметрами; значения Кпк от –0,92 до –0,42, в среднем –0,71 (см. Таблица 3.6). В целом их свойства, свидетельствующие об *«упруго-хрупком»* поведении при приложении нагрузок, близки к установленным на Коксайском месторождении (см. Таблица 3.5). Андезидациты, дациты, риодациты (лавы, лавобрекчии) по параметрам принципиально не отличаются от своих интрузивных аналогов (комагматов). Значения КПК для их слабоизмененных разностей от –0,92 до –0,35, в среднем –0,64. По мере роста степени метасоматических преобразований вулканических и плутоногенных пород как в калишпатовой, так и в филлизитовой зоне, отмечается резкий рост (в 2-3 раза) фильтрационных и снижение (на 20-30%) упруго-прочностных показателей; КПК повышается вплоть до положительных значений.

Петрофизический разрез месторождения (Рисунок 3.27) «самый однородный» из всех изученных объектов. Зона рудной минерализации (по борт. сод. 0,2 % Сu) в первом приближении может быть оконтурена по значениям Кпк > -0,5. В стволовой («приштоковой») части системы установлены два поля положительных значений Кпк (>0), частично фиксирующие рудное тело с содержанием Cu>0,5 %.

Таким образом, все породы Актогайского месторождения обладают довольно высокими фильтрационными свойствами и благоприятны для хрупких деформаций (растрескивания при преодолении порога прочности). Несмотря на то, что основной объем штокверковых руд с повышенным (>0,5 %) содержанием меди сосредоточен в ксенолите вулканитов в кровле многофазного интрузива, петрофизической неоднородности разреза не отмечается. Пород, которые



Условные обозначения см. на Рисунке 3.24

Рисунок 3.27 – Актогайское месторождение. Разрез по профилю 25 в изолиниях комплексного петрофизического коэффициента (Кпк) [Звездов, 2021]

могли бы играть роль «флюидооупоров», нет. Как следствие – низкие содержания металлов в рудах при значительном объеме минерализованных пород, что, несомненно, негативно отразилось при подсчете запасов.

Как показано на примере алмалыкских месторождений, морфология, параметры и строение меднопорфировых штокверков зависят от «состояния» перекрывающей известняководоломитовой толщи, способной к пластическим деформациям и игравшей роль «петрофизического экрана» на момент внедрения гранодиорит-порфиров – кварцевых монцонитпорфиров завершающей рудоносной фазы Алмалыкского плутона. Непосредственно над магматическим очагом (ситуация Алмалыкского РП) эта толща практически полностью ассимилирована фанеритовыми фазами (габбро-диоритами, диоритами) и присутствует лишь в виде «реликтовых полей» мраморов на флангах рудного поля и ксенолитов в самом массиве. Рудоносные порфировые штоки внедрялись в основном в благоприятные для хрупких деформаций сиенито-диориты, являющиеся продуктами этой ассимиляции. В результате, в эндо-экзоконтактовых зонах порфировых штоков сформировались крупнообъемные штокверки значительным вертикальным размахом, отчетливой выраженной зональностью, co сравнительно невысокими содержаниями металлов в рудах и широкомасштабными надрудными геохимическими ореолами. Строение этих штокверков, основные запасы которых сосредоточены в надынтрузивных зонах, свидетельствует о центробежной тенденции их наращивания от ранней к поздней стадии развития, сменяющейся центростремительной на завершающей. Эта тенденция может интерпретироваться как «свободное» разрастание рудовмещающих трещинных каркасов В надынтрузивных областях (c сопряженным минералообразованием В возникавших полостях), которое, по мере «затухания» магматического очага (источника энергии и металлоносных флюидов), сменялось отложением поздних минеральных ассоциаций на более глубинных уровнях МПС. Основными механизмами образования рудовмещающих трещин являлись гидроразрыв из-за избыточного газового давления (так называемое «вторичное вскипание» расплава при кристаллизации) и контракция при термической усадке остывающих порфировых интрузивов. Последняя приводила также к обрушению пород вскрыши с приоткрыванием древних трещин различного генезиса. (Более подробно этот вопрос рассмотрен ниже).

Рудообразующие минеральные ассоциации ранней и средней (основной продуктивной) стадий формирования штокверков отлагались высококонцентрированными солевыми растворами в эндо-экзоконтактовых областях порфировых штоков, подверженных раннему К–кремниевому высокотемпературному метасоматозу (калишпатовая зона), сопряженному с возникновением альбит-актинолитовой фации пропилитов в периферийных частях МПС. В образовании ассоциаций поздней стадии с полисульфидами, Au и Ag, развитых в основном во

внешней подзоне наложенной филлизитовой и внутренней альбит-эпидот-карбонат-хлоритовой подзоне пропилитовой зоны, ведущую роль, по-видимому, играли кислые по составу, «смешанно-флюидные» растворы с метеорной составляющей, циркулировавшие в тепловом поле интрузивов. При этом прожилки этой «полиметаллической» стадии могли, по крайней мере частично, возникнуть за счет рудного вещества подвергнувшихся ассимиляции стратиформных Pb-Znколчеданных залежей позднедевонской известняково-доломитовой толщи, подобных месторождениям Кургашинкан и Кульчулак, находящихся в том же Алмалыкском PP. «Сухие» прожилки завершающих ассоциаций, ареалы распространения которых «смещаются» в направлении к осевым частям штокверков, вероятно, являются продуктами ремобилизации рудного вещества такими растворами на этапе затухания магматического очага.

Характеристики и пространственно-временные тенденции эволюции рудоносных штокверков Коксайского и Актогайского месторождений в целом подобны выявленным для объектов Алмалыкского РП, за исключением более высоких густоты рудных прожилков и содержаний металлов в рудах на первом объекте (из-за пластинообразной формы крутопадающего порфирового интрузива, ветвящегося по восстанию на серию даек) и, наоборот, пониженных – на втором (в отсутствии «экранирующих» толщ).

Иная ситуация на Каульдинском и Саукбулакском РП, меднопорфировые объекты которых ассоциируют с порфировыми штоками, являющимися апофизами фланговых частей Алмалыкского плутона. Здесь магматического давления явно «не хватило» для прорыва мощной карбонатной толщи, способной к пластическим деформациям при высоких температурах и давлении. Расплав «расплылся» под ней, что привело к возникновению грибоподобных порфировых интрузивов и линзообразной форме сопряженных с ними штокверков. Для месторождения Кызата–Сары-Чеку и Нижнекаульдинского рудопроявления выявлены «спрессованность» рудно-метасоматических колонок с совмещением в пространстве ареалов развития разновозрастных минеральных ассоциаций при отсутствии поздних ассоциаций с полиметаллами, золотом и серебром, характерных для объектов Алмалыкского РП. Это может быть следствием «подэкранной» структурно-петрофизической обстановки формирования штокверков, при которой циркуляция гидротермальных растворов ограничивалась лишь апикальными частями рудоносных интрузивов, не распространяясь в вышележащую малопроницаемую толщу мраморизованных доломитов и известняков.

Образовавшиеся в таких условиях штокверки обладают сравнительно небольшим вертикальным размахом. Надрудные геохимические ореолы над ними не проявлены. Для детально изученного штокверка месторождении Кызата характерны повышенные густота рудных прожилков и жил и, соответственно, содержаний металлов в рудах, а также центростремительная тенденция наращивания от ранней к поздней стадии развития, противоположная выявленной на

остальных изученных объектах. Она может быть обусловлена последовательным заполнением трещинного и порового пространства минеральным веществом в направлении вниз (вглубь порфирового интрузива) от контактов с вышележащей «экранировавшей» карбонатной толщей [Звездов, 2021].

К сожалению, в число изученных меднопорфировых объектов не попали месторождения, сформированные под толщами «упруго-вязкого» деформационного типа. К их числу, как было отмечено в разделе 2, относятся уникальные по запасам Cu-Mo-порфировые месторождения андийских ВПП – Эль Теньенте, Рио Бланко–Лос Бронсес, Лос Пеламбрес и др. в Чили, на которых широко распространены многофазные брекчиевые тела, возникшие при неоднократном «взрывном» прорыве «экранировавшей» андезитовой толщи формации Фареллонес, «пронизанной» субвулканическими силлами, штоками и дайками мафического (габбро-диабазбазальтового) комплекса Теньенте. С одной стороны, богатые железом базитовые комплексы названной формации являлись геохимическими барьерами для рудоносных растворов, с другой, они могли играть роль «структурно-петрофизических экранов» для флюидов, приводящих, в конечном итоге (при превышении гидростатического давления над литостатическим), к возникновению брекчиевых трубок, вмещающих существенную долю запасов месторождений. О возможном «упруго-вязким» поведении подобных пород при деформациях можно судить по изученным автором [Звездов, 2020] физико-механическим свойствам близких по составу траппов и габбро-долеритовых плутонов Норильского района. Этими исследованиями, выполненными по месторождениям Норильск-І и Талнахскому, были установлены аномально низкие емкостные (фильтрационные) и высокие упруго-прочностные параметры гломерпорфировых и полифировых базальтов, безоливиновых, оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритов норильскоталнахского (продуктивного на Cu-Ni с платиноидами руды) и далдыканского комплексов, а также недифференцированных силлов титан-авгитовых габбро-долеритов и трахидолеритов.

Изучение разнотипных меднопорфировых месторождений, проведенное с применением метода оценки минерализованной трещиноватости и петрофизического анализа, позволило оценить влияние деформационного поведения вмещающих пород на морфологию и строение рудоносных штокверков, содержания металлов в рудах и, соответственно, их запасы. Кроме того, полученные данные позволили установить тенденции развития рудоносных штокверков в пространстве на различных стадиях формирования, предположить возможные механизмы возникновения рудовмещающих трещин, оценить направленность и масштабы изменения физикомеханических свойств пород при гидротермально-метасоматических преобразованиях. Эти вопросы рассмотрены в нижеследующих разделах.

## 3.4 Количественные параметры, тенденции развития во времени и пространстве, механизмы формирования меднопорфировых штокверков в различных структурно-петрофизических обстановках

По данным выполненных специализированных исследований расшифровано внутреннее строение разнотипных меднопорфировых штокверков, реконструированы тенденции их пространственной эволюции на разных стадиях формирования МПС, определены количественные параметры приращения прожилковой массы во времени и возможные механизмы возникновения рудовмещающих трещин, оценены направленность и масштабы изменения физикомеханических свойств вмещающих пород. Результаты детально описаны в серии работ [Звездов, 1981, 1982, 1983, 1985, 2021; Звездов и др. 1985, 1987, 1989; Кривцов и др., 2001; Мигачев, Звездов, 1989; Migachev, Zvezdov, 1988, 1989; Zvezdov et. al., 1985, 1993 и др.]. В кратком виде они могут быть представлены следующим образом.

## 3.4.1 Количественные параметры и тенденции развития меднопорфировых штокверков во времени и пространстве

По разрезам, отстроенным в изолиниях долей объема (в %), занимаемого прожилками и жилами разновозрастных минеральных ассоциаций во вмещающих породах (см. Рисунок 3.8, Рисунок 3.9, Рисунок 3.10, Рисунок 3.21), определена направленность наращивания штокверков Алмалыкского и Коксайского рудных полей на разных стадиях развития МПС. Сопоставлением этих долей рассчитаны параметры, отражающие интенсивность приращения жильно-прожилковой массы в эндо- и экзоконтактовых зонах рудоносных порфировых интрузивов (для сравнения доля прожилков ранних ассоциаций принята за 100 %). Количественные параметры штокверков Северо-Западный Балыкты, Дальнее и Коксай приведены в сводной Таблице 3.7. В сочетании с разрезами, характеризующими метасоматическую зональность названных месторождений (см. Рисунок 3.5, Рисунок3.7, Рисунок 3.20), и установленными параметрами физикомеханических свойств исходных (относительно свежих) пород и развитых по ним метасоматитов (см. Таблицу 3.3, Таблицу 3.5, Рисунок 3.5, Рисунок 3.20, Рисунок 3.13, Рисунок 3.14, Рисунок 3.22) полученные данные позволили установить следующее.

На *ранней стадии* формирования изученных штокверков полости, заполняемые минеральным веществом, появлялись у контактов порфировых интрузивов. Количество и степень их раскрытия незначительны. Объемы кварц-калишпатовых и кварцевых прожилков (чаще безрудных либо с убогой вкрапленностью магнетита, молибденита, пирита) составляют в среднем 0,2-0,4 %, максимум – 1,2–1,6 % от объемов вмещающих пород. Прожилки контролируются зонами биотит-ортоклазовых метасоматитов, характеризующихся средними значениями параметров пористости, упругости и твердости. Ранний калиево-кремниевый метасоматоз приводил лишь к умеренному изменению петрофизических параметров.

На средней стадии возникали мощные эндо-экзоконтактовые ореолы густой мелкой трещиноватости, выполненные основными продуктивными минеральными ассоциациями. Среди рудных минералов ведущую роль играют халькопирит и пирит, а второстепенную – молибденит, борнит, магнетит, гематит и др. Эти прожилки на изученных месторождениях слагают в среднем от 1,9 до 4,1 % объемов вмещающих пород, а во впадинах кровли порфировых штоков и местах выклинивания апофиз - до 10-15 %. Общие объемы свободных полостей, рассчитанные через суммарные мощности прожилков и жил этой стадии, превышают объемы минерализованных трещин ранней стадии в 20-55 раз. Совместно с вкрапленностью сульфидов, развитой в основном по хлоритизированным темноцветным породообразующим минералам, прожилки главных рудообразующих ассоциаций составляют львиную долю запасов руд месторождений. Ареалы их развития совпадают в пространстве с внешней биотит-ортоклазовой подзоной калишпатовой зоны (на алмалыкских объектах) и внутренними подзонами наложенной на нее филлизитовой зоны, где преобладают измененные в средней степени серицитсодержащие породы с относительно высокими фильтрационными и низкими упруго-прочностными параметрами. Надынтрузивные части этих ареалов, как правило, превосходят размерами внутриинтрузивные. Прожилки главных минеральных ассоциаций молибденово-медных руд были отложены высококонцентрированными рассолами в завершении стадии калиево-кремниевого преобразования вмещающих пород, на что указывают, часто наблюдаемые их калишпатовые оторочки, а также данные исследования газово-жидких включений в жильном кварце таких ассоциаций, приведенные в многочисленных отечественных и зарубежных публикациях [Sillitoe, 2010 и др.]. Калиево-кремниевый метасоматоз, как было отмечено, не приводил к существенному изменению физико-механических свойств вмещающих пород, однако, более позднее, наложенное кислотное выщелачивание, продуктами которого являются метасоматиты филлизитовой зоны, в периферийных участках МПС – низкотемпературные фации (эпидот-хлорит-карбонат-пиритовые) пропилитов и пиритовые ореолы, а в приповерхностной зоне – аргиллизиты, сопровождались (в случае преобладания серицита, хлорита или глинистых минералов над кварцем) значительным ростом фильтрационных и снижением упруго-прочностных показателей. При образовании серицит-кварцевых и монокварцевых метасоматитов отмечается противоположная тенденция изменения свойств.

На *поздней стадии* формирования штокверков растрескивание пород и минералоотложение в трещинах смещались преимущественно на периферию системы – во внешние части филлизитовой зоны и пропилитовую зону. Прожилки кварц-полисульфидной (с Au и Ag) и кварц– энаргит–блеклорудная (с Ag) ассоциаций на месторождениях Алмалыкского РП

Месторождение	Число скважин	Стадии	Минеральные ассоциации	ΣΜ	V <sub>cp</sub>	V <sub>макс</sub>	Пp <sub>ac</sub>	Прст	Пр <sub>эк</sub>	Пр <sub>эн</sub>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Северо-Западный Балыкты, Узбекистан	17	Ранняя	Кв+Мг Кв+ КПШ+(Мб)+Мг	2741	0,36	1,48	100	100	29	71
		Средняя	Кв+Мб+Бр+Хп+Пи Кв+Мб+Хп+Пи с Аи	95952	1,90	8,36	3501	3501	52	48
		Поздняя	Кв+Сф+Гл+Хп+Пи с Аи и Аg Кв+Бл.р.+Сф+Гл+Хп+Пи с Ag	21765	1,20	4,69	794	- 1100	79	21
		Завершающая	(Кв)+(Хп)+Пи (Кв)+Пи с Аи	8,648	0,26	1,07	316			
		Пострудная	Бар+Анг Цл+Кр	39967 37298	1,33 1,25	9,48 6,74				
Дальнее, Узбекистан	8	Ранняя	Кв+Мг Кв+ КПШ+(Мб)+Мг	1456	0,29	1,20	100	100	89	11
		Средняя	Кв+Мб+Бр+Хп+Пи Кв+Мб+Хп+Пи с Аи	80618	1,93	9,49	5536	5536	64	36
		Поздняя	Кв+Сф+Гл+Хп+Пи с Аи и Аg Кв+Бл.р.+Сф+Гл+Хп+Пи с Ag	13399	0,99	2,27	920	- 1106	87	13
		Завершающая	(Кв)+(Хп)+Пи (Кв)+Пи с Аи	2716	0,20	0,88	186			
		Пострудная	Бар+Анг Цл+Кр	4910 9172	0,78 1,00	3,14 3,88				
Коксай, Казахстан	15	Ранняя	Кв+Мб, Кв+Мг, Кв+Мг+Пи	3026	0,28	1,64	100	100	48	52
		Средняя	Кв+Мб+ Хп+Пи	6546	0,91	2,42	217	2145	63	37
			Кв+Мб+Бр+Хп+Пи	58287	3,18	15,08	1928			
		Поздняя	(Хп)+Пи	11347	2,44	2,06	375	375	47	53
		Пострудная	Хл+Пи Кр+(Бар)+(Анг)	3709 21524	0,64 1,12	1,80 4,47				

Таблица 3.7 – Объемы полостей на разных стадиях формирования рудоносных штокверков Алмалыкского и Коксайского рудных полей [Кривцов и др., 2001]

Примечание. Анг - ангидрит, Бар - барит, Бл.р. - блеклые руды, Бр - борнит, Гл - галенит, Кр - карбонат, Кв - кварц, Кпш - калиевый полевой шпат, Мг - магнетит, Мб - молибденит, Пи - пирит, Сф - сфалерит, Хп - халькопирит, Цл - цеолиты, ΣМ - суммарные мощности прожилков каждой из выделенных ассоциаций по учтенным десятиметровым интервалам скважин, в мм. Объемы минерализованных пород, занимаемые прожилками разновозрастных ассоциаций, %: V<sub>ср</sub> - средние, V<sub>макс</sub> - максимальные. Относительные приращения объемов штокверков (объемы свободных полостей): Пр<sub>ас</sub> - по временным отрезкам, отвечающим образованию прожилков отдельных ассоциаций и их групп, и Пр<sub>ст</sub> - по стадиям рудоотложения (в % к объему прожилков ассоциаций ранней стадии); Пр<sub>эк</sub> - в экзоконтактовых и Пр<sub>эн</sub> - в эндоконтактовых зонах рудоносных интрузивов по стадиям рудообразования (в % от общего объема рудных прожилков).

занимают в среднем 1,0–1,2, максимум 2,2–4,7 % объемов оруденелых пород. Суммарные их объемы лишь в 8-9 раз превосходят таковые ранней стадии. Эти ассоциации отлагались близодновременно с кислотным выщелачиванием пород – образованием наиболее поздних низкотемпературных фаций пропилитов и филлизитов, сопровождающимся существенным изменением петрофизических параметров.

На завершающей стадии центробежная направленность наращивания штокверков изменялась на противоположную – центростремительную. На месторождениях СЗ Балыкты и Дальнее прожилки самых поздних рудных ассоциаций – (кварц)-(халькопирит)-пиритовой и (кварц)пиритовой – тяготеют к контактам рудоносных порфировых интрузивов и образовались, повидимому, в период затухания магматического очага и гидротермальной конвекции в его тепловом поле. На Коксайском месторождении поздняя (кварц-халькопирит-пиритовая) ассоциация зафиксирована лишь у контактов пострудного штока гранитов, «рассекающего» штокверк прожилков и вкрапленности главных продуктивных минеральных ассоциаций, и, скорее всего, является продуктом переотложения рудного вещества.

Объемы прожилков завершающей стадии в минерализованных породах в среднем 0,2-0,4, максимум 0,9-2,1 %. Общие же объемы этих прожилков превышают установленные для ранней стадии только в 2-4 раза. Их распространение контролируется менее мощными (в сравнении с более ранними), нередко разобщенными, зонами трещиноватости. Эти зоны приурочены к сильно преобразованным породам, которые по площади развития находятся в периферийных хлорит-серицитовой (серицит-хлоритовой на Коксае) подзоне, филлизитовой и пропилитовой зонах и выделяются повышенными эффективной пористостью и параметрами насыщения, пониженными модулями упругости и малой твердостью. Образование прожилков поздних рудных ассоциаций, по-видимому, завершает стадию кислотного выщелачивания пород, приводя к образованию наиболее поздних низкотемпературных фаций пропилитов и филлизитов и сопровождается существенным изменением петрофизических параметров.

Жилы и прожилки *пострудных* минеральных ассоциаций: барит-ангидритовой и цеолиткарбонатной на алмалыкских месторождениях, хлорит-пиритовой и карбонатной на Коксайском, контролируются зонами дробления крупных разломов с системами оперяющих трещин (катаклаз и гипергенная аргиллизация в этих зонах вызывают резкое повышение фильтрационных и понижение упруго-прочностных показателей), а также трещинами эндоэкзоконтактовых зон пострудных интрузивов. Масштаб проявления пострудных минеральных ассоциаций в большой степени зависит от химического состава вмещающих пород. Так цеолитовые и карбонатные жилы и прожилки на Алмалыком РП наибольшим распространением пользуются в богатых СаО диоритах, в других породах их значительно меньше. Их объем во вмещающих породах в среднем от 0,64 до 1,12 %, максимум – до 4,5 %.

Таким образом, для рудоносных штокверков Дальнее и Северо-Западный Балыкты, ограничивающие поверхности которых могут быть описаны вложенными друг в друга разновысокими параболоидами вращения (2-ой морфологический тип), выявлено центробежное (от контактов порфировых тел) наращивание от ранней к поздней стадии рудоотложения и центростремительное — от поздней к завершающей. Результирующая латеральная минеральная зональность этих штокверков относительно рудоносных порфировых штоков и значений содержания меди в рудах может быть продемонстрирована на примере горизонта + 325 м в разрезе по профилю IV второго из названных объектов (Рисунок 3.28). Обобщенная модель эволюции рудоносных штокверков Алмалыкского РП показана на Рисунке 3.29.

Для клинообразного, расщепляющегося по восстанию, Коксайского штокверка (3-тий морфологический тип) также установлена центробежная направленность развития; центростремительная практически не проявлена. Модель развития приразломного фрагмента этого штокверка, где установлены наиболее значительные объемы прожилковой массы рудных минеральных ассоциаций и, соответственно, содержаний Си и Мо в рудах, представлена на Рисунке 3.30.

На всех стадиях формирования изученных штокверков рудоотложение по трещинам происходит как во внутри-, так и в надынтрузивных зонах с преимущественным развитием в последних (Рисунок 3.31). Резкое увеличение интегрального объема возникающих полостей (приоткрывающихся трещин), характерное для средней стадии формирования штокверков, сменяется существенным его сокращением на более поздних с миграцией области образования прожилков к контактам порфировых штоков.

В качестве примера зарубежных объектов, сформировавшегося в структурнопетрофизической обстановке, подобной установленной для месторождений Алмалыкского РП, можно привести гигантское Au-Mo-Cu-порфировое месторождение Бингхэм (штат Юта, США). Его геологическое строение описано в разделе 2.

Г.Груеном с соавторами [Gruen et. al., 2010] изучено строение штокверка этого объекта; по скважинам и уступам карьера оценены объемы прожилков разновозрастных минеральных ассоциаций во вмещающих породах. В результате установлена минеральная зональность и значения объемов прожилковой массы, в целом сопоставимые с месторождениями Дальнее и СЗ Балыкты. Как видно из Рисунка 3.32, внутренние части штокверка Бингхэм образованы прожилками и жилами главных продуктивных меде- и молибденсодержащих ассоциаций (отложены высококонцентрированными магматическими рассолами на стадии раннего калиево-кремниевого преобразования пород), а внешние – прожилками кварц-серицит-пиритовой с золотом ассоциации в филлизитовой и аргиллизитовой зонах (в пиритовом ореоле), сформированных при наложенном



Условные обозначения см. на Рисунке 3.3, Рисунке 3.4, Рисунке 3.5

Рисунок 3.28 – Месторождение Северо–Западный Балыкты. А – распределение объемов прожилковой массы разновозрастных минеральных ассоциаций (в % от объема вмещающих пород) по горизонту + 325 м в разрезе по профилю IV: а – кварц–калишпат–молибденитовой, кварц–магнетитовой, кварц–молибденит–пиритовой; б – кварц–молибденит–халькопирит-пиритовой с самородным золотом и реликтовым магнетитом; в – кварц–полисульфидной (с золотом и серебром) и кварц–энаргит–блеклорудной с серебром; г – (кварц)–халькопирит–пиритовой и (кварц)–пиритовой с золотом; Б – гистограмма значений содержания меди в рудах и график значений Кпк



I-IV - стадии штокверкового рудообразования: І - ранняя, II - средняя, III - поздняя, IV - завершающая; V - конечная модель. 1 - порфировый интрузив; 2 - границы: оруденелой зоны (а) и областей рудонакопления по стадиям штокверкообразования (б); 3-6 - границы областей развития рудных прожилков на стадиях: I (3), II (4), III (5) и IV (6); 7-9 - среднестатистические значения объемов рудных прожилков различных стадий (в % от объемов вмещающих пород): 7 – 0,2-0,4 (I и IV), 8 - 1,0-1,2 (III), 9 - 1,9-4,1 (II); 10 – предполагаемые пути миграции магматогенных флюидов (а) и активизированных метеорных вод (б)

Рисунок 3.29 – Модель формирования рудоносных штокверков меднопорфировых рудно-магматических систем [Кривцов и др., 2001]



Ареалы распространения прожилков разновозрастных минеральных ассоциаций: 1 – кварц– молибденитовой, 2 – кварц–магнетитовой и кварц–магнетит–пиритовой, 3 – кварц–молибденит– халькопирит–пиритовой, 4 – главной продуктивной кварц–борнит–халькопирит–пиритовой, 5 – (халькопирит)-пиритовой, 6 – хлоритовой, 7 – карбонатной (иногда с баритом, ангидритом)

Остальные условные обозначения см. на Рисунке 3.19

Рисунок 3.30 – Модель развития фрагмента Коксайского штокверка (в разрезе по профилю – II) на последовательных стадиях формирования: А – ранней, Б – средней, В – поздней и пострудной [Кривцов и др., 2001]



1 – суммарная мощность прожилков; 2-5 – общая мощность прожилков разновременных стадий: 2 – ранней, 3 – средней, 4 – поздней, 5 – завершающей; стрелками показаны направления развития штокверковой системы от стадии к стадии.

Рисунок 3.31 – Распределение рудных прожилков в экзо- и эндоконтактовых зонах порфировых интрузивов на меднопорфировых месторождениях Алмалыкского и Коксайского рудных полей (A) и интегрированные значения приращения объема полостей ( $\Delta V$ ) по стадиям формирования штокверков этих объектов (Б) [Кривцов и др., 2001]

кислотном выщелачивании пород при участии в гидротермальных растворах активизированных метеорных вод. Ареал развития жильной полисульфидной минерализации, предшествующей кварц-серицит-пиритовой, на рисунке не показан, так как распространяется далеко (до 8 км) за пределы участка месторождения (см. Рисунок 2.9 раздела 2). Таким образом, для этого месторождения также установлена центробежная направленность наращивания рудоносного штокверка на ранней и средней стадиях, сменяющаяся центростремительной на завершающей стадии формирования.

Принципиально иная схема пространственно-временной эволюции выявлена для полого залегающих линзо- и плащеобразных штокверков, локализованных в апикальных частях порфировых интрузивов лакколитообразной (грибоподобной) формы под «экранами» слабопроницаемых пород. Модель наращивания подобных штокверков на примере Au-Mo-Cu-порфирового месторождения Кызата показана на Рисунке 3.33. Здесь ареал распространения прожилков



1-7 - рудовмещающие породы: 1 - кварцевые латитовые порфиры, 2 - латитовые порфиры, 3 - кварцевые монцонит-порфиры, 4 - равномернозернистые монцониты, порфировидные и «гибридные» кварцевые монцониты, 5 - песчаники, 6 - кварциты, 7 - известняки и скарны; 8-10 - медно-, молибдено- и золоторудные тела, оконтуренные по бортовым содержаниям: 8 - Си - 0,35 %, 9 - MoS<sub>2</sub> - 0,08 %, 10 - Аи 0,30 г/т; 11-13 - изолинии объемов прожилковой массы соответствующих рудообразующих минеральных ассоциаций (в % от объема вмещающих пород): 11 - меденосной, 12 - кварц-молибденитовой, 13 - кварц-серицит-пиритовой с золотом, 14 - точки документации уступов карьера, 15 - задокументированные скважины

Рисунок 3.32 – Строение рудоносного штокверка Бингхэм. По [Gruen et. al., 2010] с изменениями



1 - рудоносный порфировый интрузив; 2-4 - ареалы распространения рудных прожилков последовательных стадий формирования штокверка: 2 - ранней, 3 - средней; 4 - завершающей; 5-7 - направления миграции магматогенных флюидов (а) и активизированных метеорных вод (б) по стадиям: 5 - ранней, 6 - средней, 7 – завершающей.

Остальные условные обозначения см. на Рисунке 3.15

Рисунок 3.33 – Модель формирования рудоносного штокверка в «подэкранной» структурно-петрофизической обстановке на примере Au-Mo-Cu-порфирового месторождения Кызата

продуктивной кварц-молибденит-халькопирит-пиритовой ассоциации смещен ниже (в глубинные части порфирового штока) относительно ареалов более ранних безрудной кварцевой, кварц-калишпатовой и кварц-магнетитовой ассоциаций. Поздняя кварц-полисульфидная ассоциация (III стадия) практически не развита. Прожилки завершающей (кварц-халькопирит)пиритовой ассоциации, образовавшиеся, по-видимому, в результате переотложения рудного вещества под воздействием поздних интрузий, локализованы в прикровельных участках порфирового штока, преимущественно на флангах рудной зоны. Наиболее обогащенные участки последней несколько удалены от контактов интрузива с вышележащей толщей мраморизованных, местами скарнированных доломитов и известняков с прослоями ангидритов и алевролитов, отличающихся в целом аномально низкими проницаемостью и твердостью и способных к пластическим деформациям при высоких температурах и давлениях.

Распределение разновозрастных продуктов рудогенеза в объеме штокверка этого месторождения свидетельствует о господстве центростремительной тенденции его наращивания во времени, что обусловлено экранирующим воздействием карбонатной толщи, расположенной непосредственно над рудоносным интрузивом. Этим объясняются сравнительно небольшой вертикальный размах оруденения, линзообразная форма рудных тел и частичное совмещение в пространстве ареалов развития разновозрастных метасоматитов, повышенные густота и мощность (особенно полого залегающих) кварц-сульфидных прожилков, высокие значения объемов прожилковой массы основных рудообразующих ассоциаций (в среднем от 7,5-9,0 % до 21,0-26,0 %) и содержаний металлов в рудах, угнетенное развитие надрудных геохимических ореолов рассеяния элементов [Звездов, 2019<sup>3</sup>, 2021].

Суммируя вышеизложенное, можно отметить, что пространственная эволюция изученных штокверков по отношению к контактам порфировых тел определяется структурнопетрофизическими обстановками формирования. Штокверки Алмалыкского РП наращиваются преимущественно центробежно и лишь на завершающих стадиях развития (на этапе «затухания» очага) – центростремительно. Для штокверка месторождения Кызата, сформировавшегося под мощной малопроницаемой толщей доломитов и известняков, пластично деформировавшихся в условиях высоких температур и давления, установлена центростремительная тенденция наращиваются и трузива, что можно объяснить последовательным заполнением трещин и порового пространства минеральным веществом со смещением зоны минералоотложения в том же направлении.

Таким образом, пространственное размещение разновозрастных минеральных ассоциаций, соотношение объемов их прожилковой массы с одной стороны подтверждают связь стадийности и зональности рудообразования с цикличным режимом внутри- и околоинтрузивной тектоники, а с другой – отражают различные структурно-петрофизические обстановки формирования месторождений, среди которых можно выделить крайние варианты: условно «открытые» и «закрытые (подэкранные)» системы. К первым принадлежат месторождения Алмалыкского и Коксайского РП, на которых рудоносные порфировые штоки внедрились в породы фанеритовых фаз плутонов, благоприятные для хрупких деформаций («упругий (упруго-хрупкий)» тип сред) с возникновением крупнообъемных ореолов мелкой трещиноватости, ко вторым - месторождения Саукбулакского (Кызата) и Каульдинского (Нижнекаульдинское) РП, где становление порфировых тел и рудообразование происходили под малопроницаемой карбонатной толщей с «упругопластичной» природой, оказывавшей экранирующее воздействие на рудоносные растворы. Дополнительным структурно-петрофизическим «экраном» могли служить и залегающие выше по разрезу экструзивные и субвулканические тела андезидацитов с «упруго-вязким» деформационным поведением. Все это привело к внутриинтрузивному положению рудоносных штокверков, повышенной густоте рудных прожилков, среди которых необычно большое количество полого залегающих, и, соответственно, сравнительно высоким содержаниям металлов в рудах.

Рассмотрены «крайние варианты» возможных структурно-петрофизических обстановок формирования месторождений, которые соответствуют РМС «открытого» и «закрытого (подэкранного)» типа. Подавляющее большинство МПМ мира, относящееся по запасам и содержаниям к рядовым объектам, принадлежит системам с «промежуточными» элементами строения, т.е. сформировалось в обстановках со «средними параметрами» магматических очагов («материнских» плутонов) и рудовмещающих пород, относящихся к *«упругому (упруго-хрупкому)»* деформационному типу.

Немаловажным фактором проблемы исследования генезиса штокверковых, в том числе меднопорфировых, месторождений, является установление механизмов формирования трещинных каркасов этих объектов, контролирующих расположение метасоматитов и прожилкововкрапленных руд различных стадий формирования РМС.

## 3.4.2 Механизмы формирования трещинных каркасов меднопорфировых месторождений

Для любой из существующих концепций гидротермального рудообразования – *ортомагматической*, в которой предполагается только глубинный магматический источником растворов и металлов, *конвективно-рециклинговой*, отводящий магматическим очагам роль источника необходимой энергии при заимствовании (экстракции) рудного вещества из вмещающих пород и «компромиссной» *смешанно-флюидной*, предполагающей связь рудоотложения с магматогенными флюидами на главных (продуктивных) стадиях формирования месторождений с участием разогретых метеорных вод на поздних стадиях, принципиальное значение имеют выявление условий внедрения и кристаллизации рудоносных порфировых фаз и происхождения трещинных каркасов МПМ.

Для объяснения *генезиса рудовмещающих трещин* выдвинуты две гипотезы. Сторонники первой, в основном американские геологи – К.Барнэм, Л.Нортон, Л.Кэтлэс, Дж.Уитни, а также В.С.Попов, связывают их образование с явлением гидроразрыва уже затвердевших частей интрузивов при превышении гидростатического давления над литостатическим в результате дефлюидизации кристаллизующейся магмы. Сторонники второй гипотезы – Г.Н.Щерба, Т.М.Лаумулин, М.А.Осипов и другие объясняют происхождение рудоконтролирующих структур редкометальных, молибден- и меднопорфировых месторождений контракционными деформациями рудоносных интрузивов.

Перед описанием моделей отделения флюидной фазы от магматических расплавов, на которых построены основные положения гипотезы «взрывного» происхождения рудоконтролирующих трещин, необходимо кратко остановится на флюидном режиме магматических масс, поднимающихся к земной поверхности. Вопросы растворимости летучих компонентов в магмах, их влияния на физические и химические свойства расплавов, скорости их подъема и кристаллизации рассмотрены в многочисленных работах [Заварицкий, 1955; Заварицкий, Соболев, 1961; Барт, 1956; Коржинский, 1959, 1968, 1973; Гаррелс, Крайст, 1968; Кадик и др., 1971; Перчук, 1973, 1982; Рябчиков, 1975; Жариков, 1976; Маракушев, 1979; Барнэм, 1982; и др.].

Различная растворимость летучих компонентов (H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, Cl, F) в магме, определяющее их распределение между расплавом и флюидной фазой, их неодинаковое химическое сродство к петрогенным элементам являются одними из главных факторов магматической дифференциации. Ее основными механизмами являются ликвация (гравитационное осаждение кристаллов), фильтпрессинг (влияние дифференциальной вязкости расплава на перемещение кристаллов), фильтпрессинг (влияние дифференциальной вязкости расплава на перемещение кристаллов при его подъеме), привнос-вынос петрогенных компонентов флюидами, мигрирующими через флюидно-силикатные расплавы (трансмагматическая диффекренциация), а также окислительно-восстановительные реакции, «осложняющие» общую картину проявления перечисленных процессов.

Рудоносные порфировые фазы, с которыми ассоциируют месторождения меднопорфирового семейства завершают интрузивные ряды ВПА. Они находятся в тесных пространственно-временных связях с породами главных фаз и тождественны им по петрохимическим характеристикам [Кривцов, 1983], что подтверждает генетическую общность порфировых фаз с другими составляющими плутоногенных формаций.

При обычных секущих взаимоотношениях порфировых фаз с породами главных фаз на отдельных глубоко эродированных объектах установлены постепенные переходы первых во вторые, своеобразное «растворение» порфировых тел в фанеритовых интрузивах, выступамиапофизами которых они являются. При общности составов с «материнскими» плутонами порфировые интрузивы отличаются спецификой кристаллизации соответствующих расплавов, о чем, прежде всего, свидетельствует их ярко выраженная порфировая или порфировидная структура. Наличие вкрапленников плагиоклаза, кварца, КПШ (иногда крупных, вплоть до гигантских размеров, как выделения КПШ в гранодиорит-порфирах – кварцевых монцонит-порфирах алмалыкского типа, достигающих нескольких десятков см) на фоне мелко- или тонкозернистой основной массы свидетельствуют о том, что такие породы сформировались расплавами, состоявшими из суспензии кристаллов, погруженных в жидкость, близкую по составу котектическому граниту. Подобные смеси могут возникать при кристаллизации гомогенного расплава на значительных глубинах с интенсивным развитием процессов интрателлурической кристаллизации.

Содержание H<sub>2</sub>O (C<sub>H2O</sub>) в кислых расплавах обычно 2-4 %, редко до 8-10 %, в основных – 1-2 %, в отдельных случаях до 5-6 % [Кадик, Лебедев, Хитаров, 1971; Holland, 1972; Кушнарев, 1982]. В отличие от основных расплавов, которые отдают большее количество воды на глубине, кислые освобождают воду главным образом на верхних горизонтах. По данным Н.И.Хитарова [Кадик и др., 1971], кислая магма при подъеме до определенного уровня глубин, отвечающего

условиям ее кристаллизации с потерей летучих компонентов, может даже заимствовать воду из вмещающих пород. Так как парциальное давление флюидов пропорционально температуре, при охлаждении периферических частей магматических тел в результате выравнивания этого давления происходит диффузия  $H_2O$  и других летучих с растворенными в них комплексными соединениями металлов из корневых и центральных зон интрузий во фронтальные и в окружающую среду. В магматической колонне высотой 10 км при исходном содержании  $H_2O$  в 1-2 %, за счет диффузии в нижней ее части останется около 0,1 %, а в верхней будет 10-20 %. По мнению других исследователей [Барнэм, 1982; Carmichael et. al., 1974, Whitney, 1975 и др.], однако, диффузия  $H_2O$  в кислых магмах незначительна и не играет существенной роли при ее перераспределении. Несравнимо большее влияние оказывают механизмы магматической дифференциации – гравитационное осаждение кристаллов (ликвация) и фильтпрессинг (за счет влияния дифференциальной вязкости на перемещение кристаллов при внедрении расплава). Причем разница концентраций  $H_2O$  в подошве и кровле магматических тел оценивается не в 10-20 %, а всего лишь в 0,5-1%.

Несмотря на то, что поднимающаяся магма теряет значительное количество энергии за счет кондуктивного обмена и ассимиляции вмещающих пород, во внутренних частях интрузий за счет выделения скрытого тепла при кристаллизации плагиоклаза, вызываемой снижением давления, температура возрастает. Ее рост  $(2,0-2,5^{\circ}C)$  на 1 % закристаллизовавшегося плагиоклаза) частично компенсируется охлаждением за счет адиабатического расширения  $(1,5^{\circ}C)$ скбар декомпрессии). Магматические тела, с которыми ассоциируют МПМ, независимо от геодинамической обстановки внедрения (сквозь океаническую или континентальную кору), способны достигать верхних коровых горизонтов, сохраняя при этом более половины своей первоначальной массы, температуру во внутренних частях такую же высокую, как и в области источника, а за счет гравитационной потери плагиоклаза обогащаясь в апикальных зонах H<sub>2</sub>O [Барнэм, 1982].

Возможные условия подъема магмы в верхних частях земной коры и образования порфировой фации разобраны В.С.Поповым [Попов, 1977], предполагавшим, что магма представляла собой суспензию: расплав + интрателлурические фенокристаллы, занимающие до 40 % объема. Содержание H<sub>2</sub>O в ней было не менее 2-4 %, эффективная вязкость –  $10^6$  пз. Экспериментами Х.Рамберга [Рамберг, 1970] на основе теории подобия показано, что расплав с вязкостью в  $10^{12}$  пз поднимается на 10 км за несколько тысяч лет, а с вязкостью  $10^{6}$ - $10^{8}$  пз значительно быстрее – за несколько дней и даже часов. Отсюда вытекает, что летучие, и в первую очередь H<sub>2</sub>O, влияющие на вязкость расплавов, в значительной мере определяют скорость и высоту их подъема, т.е. фактически протяженность верхней порфировой части магматических колонн, генерирующих флюидную фазу.

В магме с содержанием H<sub>2</sub>O в 4% давление насыщения около 900 атм. Газоотделение из нее с учетом избыточного давления расплава начинается с глубин 3 – 1 км. При этом расплав,

перегретый относительно температурного интервала котектической кристаллизации, продолжает подниматься до тех пор, пока содержание H<sub>2</sub>O В головной части магматической колонны остается достаточно высоким и не снизится до величины, при которой будут достигнуты температура кристаллизации и полное затвердевание. При быстром подъеме расплав может оказаться перенасыщенным H<sub>2</sub>O и переохлажденным относительно интервала температур равновесной кристаллизации. В этом случае темп затвердевания определяется только скоростью дегидратации расплава и будет значительно более высоким, чем в глубинных частях магматической колонны, где он контролируется режимом охлаждения. При быстрой кристаллизации магматическая суспензия, содержащая достаточно высокое количество воды, превращается в породу с порфировой структурой [Попов, 1977]. Величина переохлаждения суспензии зависит от скорости дегидратации и, в меньшей степени, от теплообмена с окружающей средой, поэтому допускается даже объемная кристаллизация головных частей интрузий с повышением температуры в результате экзотермического эффекта отделения флюидов [Кадик и др., 1971]. Газоотделение при низких давлениях интенсивно и все же полная дегидратация расплава происходит через продолжительный отрезок времени [Murase, 1968], за который магматическая суспензия до затвердевания (в ней непрерывно растет доля кристаллической фазы) успевает подняться на сотни метров. Более глубинные, внутренние части магматических тел затвердевают в ином режиме – равновесной котектической кристаллизации с менее интенсивным газоотделением. При медленном охлаждении в результате конвективного теплообмена с породами рамы в корневых частях магматических колонн образуются породы с фанеритовыми структурами.

Отделение флюидов из магмы начинается в период ее подъема из-за снижения температуры и давления и продолжается во время кристаллизации. Масштабы и интенсивность газоотделения определяются содержанием летучих компонентов, главным образом H<sub>2</sub>O, и соотношением гидростатического (Р<sub>гид</sub>) и литостатического (Р<sub>лит</sub>) давлений, т.е. гипсометрическим уровнем, на который поднялся расплав. Р<sub>гид</sub> нарастает в результате осаждения породообразующих силикатов и обогащения остаточного расплава летучими и в какой-то момент начинает превышать Р<sub>лит</sub>, в результате чего флюиды получают возможность истекать из магматической камеры. В условиях абиссальных глубин из расплава при охлаждении обособляется сжатый гидротермальный раствор, в гипабиссальных и приповерхностных условиях флюидная фаза отделяется по принципу вскипания [Смирнов, 1985]. Так называемому «вторичному вскипанию» магмы в период кристаллизации отводится роль главного поставщика магматогенных флюидов для гидротермальных систем [Whitney, 1975; Cathles, 1977; Барнэм, 1982 и др.].

Простейшая количественная модель выделения и распределения флюидной фазы в магматическом теле в период его внедрения и последующей кристаллизации в условиях

равновесной закрытой системы предложена Дж.Уитни [Whitney, 1975]. Она базируется на термодинамических данных по плавлению синтетических смесей кварц-монцонитового состава: CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> - NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - SiO<sub>2</sub> при различных давлениях (P), температурах (T°C) и содержаниях воды (C<sub>H2O</sub>). Этот состав аналогичен алюмосиликатной части (нормативные анортит, альбит, ортоклаз, кварц) роговообманково-биотитового гранита. С помощью данной модели, приложенной с некоторыми допущениями к формированию МПМ, показано, что газоотделение в магме, содержащей 3-4% Н<sub>2</sub>О, начинается еще в период внедрения на относительно больших глубинах, ограничиваясь верхними частями магматических тел. На стадии кристаллизации у верхних контактов последних, при условии Р<sub>гид</sub> > Р<sub>лит</sub>, формируется мощный ореол газовой насыщенности. Со временем, по мере продвижения фронта кристаллизации в глубинные части интрузий, он трансформируется в узкую зону вдоль затвердевшей корки. Из-за большого литостатического давления, превышающего гидростатическое (Р<sub>гид</sub> < Р<sub>лит</sub>), в верхние раскристалобразующиеся водносолевые металлоносные лизованные части интрузий флюиды не поднимаются. Частично они диффундируют в расплавленные ядерные части магматических тел. Однако, подобная диффузия незначительна, так как интрузия в течение относительно продолжительного периода кристаллизации не остается статичной.

Порфировые штоки, несущие меднопорфировую минерализацию, обычно связаны со значительно большими по размерам магматическими телами на глубине, т.е. магматическим очагом [Sillitoe, 1973, 2010]. Конвекция в последнем приводит к активизации глубинного флюидного потока, к дополнительным инъекциям «свежих» порций расплава, в результате чего вышеупомянутая зона газонасыщения вновь лишается существенной части своих летучих компонентов, которые поднимаются в уже затвердевшие части штоков. Подобным механизмом флюидоотделения объясняются наблюдаемое на многих молибден- и меднопорфировых объектах, особенно крупных, таких как Клаймакс, Гендерсон, Эль Теньенте, Чукикамата, Рио Бланко – Лос Бронсес, Актогай и многих других, присутствие нескольких рудоносных фаз и наложение в пространстве разновременных продуктов метасоматоза и рудоотложения. Масштабы рудонакопления зависят от объемов отделяющихся металлоносных флюидов, которые определяются размерами материнских магматических очагов, первичным содержанием летучих компонентов в магме и гипсометрическими уровнями, на которые поднимается последняя.

По расчетам А.А.Кадика, Е.Б.Лебедева, Н.И.Хитарова [Кадик и др., 1971] вскипание магмы с 6 % H<sub>2</sub>O происходит с глубины 10 км, с 3 % – с 3 км, с 1 % – с 1 км. При этом от каждой тонны силикатного расплава отделяется от 6 до 115 кг воды. По данным Д. Нортона и Л.Кэтлса [Norton, Cathles, 1973] выделение 1 вес.% H<sub>2</sub>O при кристаллизации 1 км<sup>3</sup> магмы приводит к высвобождению 25 млн. т водного флюида.

Несмотря на расхождение в оценке первоначального содержания летучих компонентов в

магме, механизмов и масштабов их перераспределения в процессе эволюции флюидномагматических систем, практически во всех известных моделях дегазации расплавов при подъеме и затвердевании предполагается отделение значительных объемов флюидов. Дегидратация магматических тел сопровождается значительным изменением их объемов, т.е. ростом внутреннего избыточного давления, которому в «взрывных» моделях происхождения трещинных каркасов штокверковых месторождений отводится первостепенная роль.

В основу большинства термодинамических моделей дефлюидизации расплавов [Барнэм, 1982; Norton, Cathles, 1973; Whitney, 1975; Deloule,, Turcotte, 1989 и др.], положено явление «вторичного вскипания» магмы при кристаллизации. По мнению В.С.Попова [Попов, 1977], однако, чрезвычайно быстрый (по экспериментальным данным Б.Х.Хана с соавторами [Хан и др., 1969] процесс затвердевания тонкозернистой основной массы порфировых интрузивов, проходящий с резкой потерей флюидной фазы в виде кипения магмы, не реализуется, на что указывает редкость миароловых пустот в порфировых породах. На начальной стадии процесса дегидратации возникают мелкие (менее  $10^{-4}$  мм) пузырьки флюидов ( $H_2O+CO_2$ ), практически не всплывающие в расплаве, что приводит к расширению апикальных частей интрузий. 1 вес.%  $H_20$  в магме в условиях малых глубин и низких давлений занимает около 3 % ее объема. При давлении в 0,5 кбар переход воды в парообразное состояние сопровождается увеличением этого объема приблизительно в 10 раз, что при принятом содержании  $H_2O$  соответствует возрастанию объема магматического тела на 30 %.

Тонкозернистый базис порфиров в ненарушенном состоянии из-за малой межзерновой пористости не может вместить столь значительного количества выделяющегося водного флюида (при  $C_{H2O} = 1$  вес.% – 25 млн. т/1 км<sup>3</sup> магмы). Избыточное флюидное давление приводит к разрушению уже раскристаллизованных апикальных частей порфировых интрузивов и окружающих пород, превращая их в трещинные коллекторы. Быстрая кристаллизация, сопровождаемая интенсивным газоотделением одновременным И гидравлическим растрескиванием пород, с точки зрения В.С.Попова [Попов, 1977], практически мгновенно превращает передовые части магматических колонн в мощные гидротермальные системы. Такая модель газоотделения и связанного с ним возникновения взрывной трещиноватости может быть проиллюстрирована простейшей «Р-Т» диаграммой (Рисунок 3.34). Магматические суспензии, состоящие из вкрапленников, погруженных в остаточный расплав, могли быстро заполнять те объемы, которые они сейчас занимают, и претерпевать «объемную» кристаллизацию. Предполагается, что такой ход затвердевания обусловлен не охлаждением магмы за счет теплообмена с боковыми породами, а внезапной потерей воды, в результате которой весь объем расплава оказывается в субсолидусных условиях. Допустим, что магматическая суспензия,

первоначально содержавшая 4 % воды в жидкой фазе, поднялась не до уровня Г, обеспечивающего условия равновесной кристаллизации, а до более высоко уровня Д (см. Рисунок 3.34), причем в момент достижения этого уровня расплав перенасыщен водой на величину, эквивалентную разностям этих уровней. Выделение избытка воды приводит к переохлаждению расплава примерно на 100°С, и он мгновенно затвердевает по всему объему, превращаясь в порфировую породу. Поскольку величина переохлаждения в интервале Г-Д определяется не теплообменом с окружающей средой, а более быстрой дегидратацией, отвод скрытой теплоты кристаллизации не является лимитирующим фактором. Это позволяет допускать объемную кристаллизацию даже с некоторым повышением температуры, тем более что теплота затвердевания водосодержащих магм велика частично компенсируется не так И эндотермическим эффектом выделения флюидной фазы [Кривцов и др., 2001].

Причиной неравновесного пересыщения расплава водой в головной части поднимающейся магматической колонны служат таким образом кинетические факторы: большая скорость магмы по сравнению со скоростью дегидратации, для завершения которой требуется отрезок времени, измеряемый, по крайней мере, часами. Экспериментальные данные приводят к выводу, что интервал Г-Д (см. Рисунок 3.34), на котором расплав некоторое время пересыщен водой, может достигать сотен метров и более. Результаты разведки месторождений и наблюдения в районах с глубоким эрозионным срезом показывают, что порфировая структура интрузивных пород действительно прослеживается без существенных изменений на многие сотни метров по вертикали.

Кристаллизация тонкозернистой основной массы порфиров при потере воды и концентрационном переохлаждении происходит очень быстро. Согласно экспериментальным данным зерна кварца и полевых шпатов размером 0,01-0,05 мм, слагающие базис порфиров, могут вырасти менее чем за сутки. Столь быстрое затвердевание порфирового расплава в условиях низкого давления сопровождается резким увеличением объема высвобождающегося флюида. Возникающее избыточное давление приводит к объемному гидроразрыву затвердевших частей порфировых интрузий и окружающих пород, превращая их в трещинные коллекторы. Процесс в принципе аналогичен кинетике обособления воды при дегидратации минералов. В результате описанных процессов верхняя часть магматической колонны почти мгновенно превращается в мощную гидротермальную систему. Такие системы, развиваясь, выходят за пределы порфировых штоков с формированием разнообразных брекчиевых тел, надстраивающих интрузивы по вертикали [Попов, 1977].

К.Барнэм [Барнэм,1982] предложил модель «ступенчатой» кристаллизации магматических тел в субвулканических условиях. В этой модели, рассчитанной для штока гранодиоритовой магмы, содержащей 3% H<sub>2</sub>O, принято, что магматическая система с какого-то момента за



S, L - солидус и ликвидус гранитного расплава в условиях насыщения водой; L - ликвидус при содержании H<sub>2</sub>O в расплаве, равном 4 %; остальные пояснения в тексте

Рисунок 3.34 – Схема кристаллизации «порфирового» гранитного расплава [Попов, 1977].

счет охлаждения, дегазации и кристаллизации верхних частей становится «закрытой» для зон, расположенных ниже фронта затвердевания. В этих зонах происходит только кондуктивный теплообмен с окружающей средой. При этом контур расплавленной части магматического тела может быть очерчен изотермой 1000°С (Рисунок 3.35).

От изотермы 1000°С до границы солидуса масса кристаллической фазы в магматической суспензии и содержание воды в остаточном расплаве возрастают ( $C_{H_{2O}}$  до 3,3 %). В этой зоне последовательно кристаллизуются роговая обманка (в температурном интервале 900-800°С) и биотит (850-780°С). Их выпадение приводит к обогащению остаточного расплава SiO<sub>2</sub>, т.е. к сдвигу его состава в сторону гранитного, в результате чего кристаллизуется кварц. За счет образования породообразующих силикатных минералов магма с первоначальным содержанием 3 % H<sub>2</sub>O теряет лишь менее 20 % воды. Между затвердевшей «коркой» и расплавленным ядром штока возникает зона высокой водной насыщенности, которая играет роль барьера, препятствующего диффузии или флюидному потоку летучих как во вмещающие породы, так и в противоположные стороны. Эта зона является областью концентрации флюидной фазы, отделяющейся при вторичном вскипании охлаждающейся и кристаллизующейся магмы.



1-3 - породы интрузивной рамы: 1 - прижерловых вулканических фаций, 2 - покровных излияний, 3 - субвулканические; 4 - гипотетический гранодиорит-порфировый шток; 5-6 - дополнительные инъекции магмы разных этапов: 5 - дайки, 6 - брекчиевые тела; 7 - положение фронта кристаллизации на ранней (S<sub>1</sub>), средней (S<sub>2</sub>) и поздней (S<sub>3</sub>) стадиях становления штока; 8 - изотерма 1000°С; 9 - водонасыщенная зона; 10 - трещиноватость

Рисунок 3.35 – Наращивание меднопорфирового штокверка на ранней (А), средней (Б) и поздней (В) стадиях становления порфирового интрузива. По [Барнэм, 1982]

Процесс дегазации сопровождается выделением механической энергии, так как объем флюидизированного расплава меньше суммарного объема образующихся из него кристаллов и газов. Приращение объема ( $\Delta$  V) обратно пропорционально общему давлению магмы (P) в системе. При P=0.5 · 10<sup>2</sup> Па значение  $\Delta$  V около 60%, при 10<sup>2</sup> Па – 30%. На малых глубинах (при P  $\approx$  P<sub>лит</sub>) раскристаллизованная оболочка штока и вмещающие породы пластично деформироваться не могут. Вследствие этого за счет увеличения объема сосуществующих фаз в газонасыщенной зоне при охлаждении и затвердевании растет избыточное давление (P<sub>H36</sub>=P – P<sub>лит</sub>). В аркообразном выступе оно может достигать 5 · 10<sup>2</sup> Па. Сжимаемость нижележащего магматического тела ограничена. Поэтому рост P<sub>in</sub> приводит к хрупким деформациям кровли штока и окружающих пород, которые на малых глубинах при низких всесторонних давлениях ведут себя квазиупруго и имеют предел прочности на растяжение  $\leq 4 \cdot 10^3$  Па в интервале 700-25°C.

На ранних стадиях формирования трещинных каркасов водонасыщенная зона может не разрушаться, а латерально растягиваться, что приводит к интенсивному растрескиванию пород кровли. При расширении системы давление флюидной фазы (Р<sub>гид</sub>) снижается, а объем увеличивается. В результате гидравлического воздействия восходящих флюидов возникающие трещины развиваются вверх и раздвигаются в стороны (явление гидроразрыва). Дегидратация магмы сопровождается кристаллизацией интерстициального расплава. По мере падения флюидного давления из-за трещинообразования и последующего затвердевания водонасыщенная зона непрерывно отступает вглубь штока. В этом же направлении в соответствии с продвижением фронта кристаллизации на последующих стадиях происходит наращивание трещинного каркаса.

Приоткрывание отдельных крупных трещин при латеральном растяжении системы достаточно для того, чтобы вызвать разрывы зоны газонасыщения, в которые способна проникать магма. При разрывах верхней утолщенной части этой зоны, наиболее обогащенной летучими компонентами, за счет резкого перепада давлений происходит вспенивание магмы, в результате чего образуются брекчиевые трубки. При рассечении разрывами более тонкой боковой части водонасыщенной зоны, где флюидное давление значительно ниже, за счет инъекции магмы образуются дайки.

Одно из основных положений модели К.Барнэма базируется на допущении неоднократного «закрытия» саморазвивающейся флюидно-магматической системы. Предполагается, что, несмотря на смещение зоны генерации флюидов на все более глубокие гипсометрические уровни и ослабление вмещающих пород хрупкими деформациями, система вновь и вновь возвращается к первоначальному состоянию, существовавшему до растрескивания. Это объясняется тем, что многочисленные трещины, способствующие отводу тепла и летучих компонентов из кристаллизующихся в уже затвердевшие части штока и в окружающие породы, со временем залечиваются минеральным веществом, в основном кварцем. Таким образом, система повторно и неоднократно «закрывается» и пребывает в таком состоянии до тех пор, пока дальнейшее охлаждение магмы не приводит к оживлению процессов дегазации, кристаллизации и формирования трещин.

Механическая энергия, освобождающаяся при обезвоживании и затвердевании расплава, хотя и составляет не более 1% тепла магмы, тем не менее огромна. При магматическом давлении 0,7 кбар выделяется около  $3 \times 10^{23}$ эр на 1 км<sup>3</sup> кристаллизующегося расплава, что значительно выше энергии эксплозивных вулканических извержений средней силы. Максимальное количество энергии высвобождается на глубинах, оцениваемых в первые км. Оно расходуется в основном на образование трещин за счет увеличения объема кристаллизующихся частей магматического тела, которое сопровождается хрупкими деформациями вышезалегающих пород. Величина расширения газонасыщенной зоны ( $\Delta V$ ), первоначально содержавшей 3 вес.% Н<sub>2</sub>O, при кристаллизации на глубине 3 км примерно 30 %, а на глубине 8 км – всего 5 %. Следовательно, по мере перемещения этой зоны вниз к магматическому очагу, интенсивность растрескивания пород убывает. При достижении фронтом кристаллизации области высоких давлений и температур изменение объема магмы при дегазации реализуется в виде пластических деформаций, о чем свидетельствуют миароловые пустоты в гранодиоритах фанеритовой структуры.

Конечным результатом процесса становления штокообразного тела гранодиоритовой магмы, согласно модели К.Барнэма, является трубообразная трещинная система, «служащая» каналом для отвода тепла и металлоносных флюидов из очага и глубинных зон интрузива в апикальные части интрузива.

В рассмотренных моделях В.С.Попова и К.Барнэма недооцениваются масштабы надынтрузивных частей рудоносных штокверков. Межу тем, в статистических моделях меднопорфировых месторождений [Geoffrey J., Wignall, 1972; Кривцов и др., 2001; Минина и др., 1991] от 1/3 до 1/2 объема штокверковых рудных тел приходится на породы интрузивной рамы, а на изученных автором МПМ Узбекистана и Казахстана – более половины. Кроме того, рудные столбы в объеме штокверков нередко отмечаются на существенном удалении (иногда на сотни м) от контактов порфировых штоков. В ряде случаев, например, на Алмалыкском РП, они приурочены не только к выступам кровли рудоносных интрузивов, из которых согласно описанным моделям происходит наиболее интенсивное газоотделение, но и к ее депрессиям (впадинам). Не учитывается также древняя трещиноватость пород рамы, которая должна была бы дренировать кристаллизующийся магматический расплав. Каркасы рудоконтролирующих трещин, как выяснено на исследованных объектах, наращиваются как во внутренние зоны порфировых тел, так и во внешние надынтрузивные области. При этом, системы трещин, образующие штокверки, часто облекают выступы и впадины порфировых интрузивов. Пологозалегающие рудные прожилки обычно более мощные по сравнению с крутопадающими, что противоречит допущению ведущей роли горизонтальных растягивающих усилий при кристаллизации порфировых интрузивов.

С другой стороны, А.И.Кривцовым соавторами [Кривцов и др., 1980] показано, что подавляющее большинство МПМ характеризуется конформностью рудных тел (РТ) порфировым интрузивам. Внешние ограничения рудных тел (рудоносных штокверков) повторяют форму порфировых интрузивов на удалении от их контактов. Внутренние контуры РТ, устанавливаемые на глубоко эродированных объектах, также обладают подобием по отношению к наружным ограничениям интрузивов. Эти закономерности характерны для рудоносных интрузивов любых форм – от изометричных штоков и удлиненных штокообразных тел до отдельных крупных даек и поясов мелких даек.

Отмеченные особенности строения и морфологии штокверков, а также установленные тенденции их наращивания во времени пространстве, невозможно объяснить только явлениями гидроразрыва, вызванного как быстрой, так и «ступенчатой» кристаллизацией магматических тел. Но они могут быть объяснены *контракцией* – термическим сокращением объемов интрузий при остывании и кристаллизации, которая наряду с механизмом гидроразрыва участвовала в формировании рудоконтролирующих трещинных каркасов.

Контракционное трещинообразование, игравшее важную роль в возникновении рудовмещающих структур как редкометальных, так и меднопорфировых месторождений, довольно подробно рассмотрено в серии работ [Щерба, 1960, 1975; Осипов, 1974; Лаумулин, 1973, 1974, 1977; Невский, 1979; Кривцов, 1992].

Общее изменение объема расплава с момента его внедрения до полной кристаллизации и окончательного охлаждения (V<sub>общ</sub>) слагается из уменьшений объема при остывании в жидком виде (V<sub>ж</sub>), при кристаллизации (V<sub>кр</sub>) и в затвердевшем состоянии (V<sub>тв</sub>):

 $V_{\text{общ}} = V_{\text{ж}} + V_{\text{кр}} + V_{\text{тв}}$ 

Соотношение перечисленных величин проиллюстрировано М.А.Осиповым [1974, 1982], рассчитавшим термическую усадку идеализированного тела гранитной магмы (параллелепипеда 5х5х3 км = 75 км<sup>3</sup>), застывающего на глубине 2-5 км. В соответствии с геотермическим градиентом, равным 1°С/30 м, исходная температура вмещающих пород у кровли массива в модели этого исследователя принята в 67°, у подошвы – 167°, а в среднем – 120° (конечная температура полностью раскристаллизовавшегося и остывшего интрузива). Начальная температура магмы – 900°, при окончании кристаллизации – 650°; температура перегрева магматического расплава – 125°. Количество интрателлурических кристаллов в интрудировавшей магматической суспензии от 5 до 75% объема. Для расчетов взято среднее

значение в 25%. Изменение количественного соотношения жидкой и твердой фазы в процессе охлаждения и затвердевания магмы, считается равномерным, хотя в природе картина значительно сложнее. Принятый минеральный состав раскристаллизованного гранита (в % от общего объема): кварц – 30, плагиоклаз (Ab<sub>75</sub>An<sub>25</sub>) – 30, калиевый полевой шпат – 30, роговая обманка – 5, биотит – 5.

Расчеты при принятых допущениях и значениях перечисленных параметров показали, что тепловое сокращение объема магматического расплава (V<sub>ж</sub>) в температурном интервале перегрева – 900-700°C составляет 1,3% первоначального объема. Изменение объема магматического тела при кристаллизации (V<sub>кр</sub>) на фоне падения температур до 650° равно 6,79 % кристаллизовавшейся части магмы (от 75 % начального объема интрузии, занимаемого Усадка расплавом) или 5.09 % всего объема интрузии. последней В период послекристаллизационного остывания (V<sub>тв</sub>) равна сумме термических уменьшений объемов породообразующих минералов, в том числе за счет их полиморфных превращений в интервале температур 650-120°. Она составляет 1,91 % первоначального объема интрудировавшей магмы и примерно 2% объема уже раскристаллизованного интрузива. С учетом глубинных вкрапленников (занимают 25 % исходного объема магмы), претерпевающих термические изменения в интервале 900-120°С, и кристаллов, возникающих в магме до момента окончания кристаллизации и сокращающихся в объеме в интервале 775-120° (составляют около 50 % объема магматической суспензии), полное V<sub>тв</sub> на всем температурном интервале остывания (900-120°С) равно 1,992 % его начального объема. Суммарная интрузива усадка интрудировавшей магмы для принятых условий равна:

V<sub>общ</sub> = 1,30 + 5,09 + 1,992 = 8,382 %

Расчетами контракционного сокращения объемов гранитоидных интрузий, выполненными Т.М.Лаумулиным [Лаумулин, 1973], получены сопоставимые результаты. Общее уменьшение их объема (V<sub>общ</sub>) при становлении составило для гранодиоритов – 8-6 %, нормальных гранитов – 8-3 %, биотитовых гранитов – 10,1 %, аляскитов – 11,5%. Столь существенная усадка магматических тел приводила к возникновению сложных полей тектонических напряжений, разрядка которых сопровождалась образованием трещинных структур, игравших немаловажную роль в локализации штокверковых месторождений. Развивалась автономная в структурном отношении система, названная упомянутым автором «интрузив-надынтрузивной зоной (ИНЗ)». В температурном интервале перегрева с небольшим сокращением объема магмы (V<sub>ж</sub> = 1,3%) возникавшие напряжения разряжались в виде пластических деформаций. Интрузия испытывала слабое сжатие как единое физическое тело.

Свободные полости компенсационного обрушения появлялись исключительно в надынтрузивной зоне и, по-видимому, контролировали размещение даек-апофиз магматического тела.

При существенно большем уменьшении объема интрузии в период кристаллизации, оцениваемом в 5%, на ее контактах возникала «твердая корка», обладающая меньшим коэффициентом теплового сокращения, чем внутренние расплавленные части. В результате, при последующем охлаждении на границе затвердевшей и жидкой фаз приоткрывались полости. Поскольку фронт пульсационной кристаллизации продвигался вглубь, к магматическому очагу, процесс формирования полостей смещался в том же направлении. Мощность отдельных слоев кристаллизации магмы в гипабиссальной обстановке по данным Т.М.Лаумулина возрастала с глубиной от первых м до 1000-1500 м. Резкое различие объемов твердой и жидкой фаз, поверхность раздела которых последовательно «отступала» на нижние гипсометрические уровни, являлась таким образом основной причиной образования в кристаллизующихся массивах ранней контракционной трещиноватости, внутри- и межзерновой пористости и кавернозности. Неоднократное появление полостей в ИНЗ способствовало ритмичным инъекциям магматического материала в уже затвердевшие части интрузий и окружающие породы. Возникали дайки, а в ряде случаев, описанных выше, брекчиевые тела. Массовое образование контракционных полостей в самих массивах происходило на стадии послекристаллизационного остывания. Причиной их возникновения являются усадочные стяжения между слоями и блоками охлаждения, создающие обстановку растяжения между ними на общем фоне сжатия сокращающихся в объеме интрузивов.

Скорость теплоотдачи от куполообразных выступов, склонов и прогибов кровли остывающих магматических тел различна. В соответствии с порядком перечисления она снижается из-за уменьшения поверхности охлаждения (Рисунок 3.36). Следует ожидать поэтому, что мощность нарастающей в процессе кристаллизации «корки», а, значит, и предел ее прочности на раздавливание, в апикальных частях интрузий будет значительно больше, чем во впадинах между выступами и участках расщепления на апофизы. В последних областях, таким образом, будет происходить наиболее интенсивное растрескивание пород [Осипов,1974].

Контракция магматических тел при становлении вызывала компенсационные проседания участков вмещающих пород в надынтрузивных зонах с образованием многочисленных мелких трещин и приоткрыванием более древних нарушений различного генезиса. По мнению М.А.Осипова [1974], в упрощенном виде, этот процесс подобен известной схеме обрушения пород над горными выработками большого пролета в горизонтально слоистых толщах (Рисунок 3.37). Образующиеся при этом зоны повышенной трещиноватости по форме соответствуют параболическим сводам естественного проседания пород под давлением вышележащих толщ.

Понятно, что в природе при становлении массивов со сложный рельефом поверхности морфология зон будет значительно сложнее (Рисунок 3.38).

Модель контракционного трещинообразования, «объясняющая» подобие форм порфировых интрузивов и сопряженных с ними штокверковых рудных тел, положен в основу морфологической классификации рудных тел меднопорфировых месторождений, разработанной А.И.Кривцовым с соавторами [1980].

Эффективная пористость (сообщающаяся внутри- и межзерновая пористость, микротрещиноватость) малоизмененных интрузивных пород повышенной кислотности и щелочности, судя по выше упомянутым литературным источникам, невелика – до первых %, чему соответствуют выше изложенные результаты петрофизических исследований автора на месторождениях Северо-Западный Балыкты, Кызата, Коксай, Актогай. Суммарный объем полостей камерных пегматитов, миарол и зияющих трещин контракции по оценке М.А.Осипова [Осипов, 1974], данной для ряда гранитоидных массивов акчатауского комплекса Центрального Казахстана (Бектауата и других), обычно не превышает 1-2%. (Полученные автором величины суммарных объемов рудных прожилков в оруденелых порфировых интрузивах изученных меднопорфировых месторождений Узбекистана и Казахстана того же порядка). Отсюда вытекает одно из основных положений «контракционной» гипотезы происхождения каркасов штокверковых месторождений, заключающееся в том, что в общем балансе термического сокращения интрузий (от 8 до 11% начального объема в зависимости от химического (минерального) состава) на долю уменьшения их размеров приходится 5-9 %, а на внутреннюю пустотность — не более трети высвобождающегося пространства (2-3% объема полностью затвердевших и остывших плутонов). Для внедрившегося магматического тела гранитного расплава сокращение первоначального объема в 75 км<sup>3</sup> (5х5х3 км) на 5% за счет уменьшения внешних параметров теоретически равносильно появлению у его верхних ограничений суммарной полости с основанием 5х5 км и высотой 0,15 км, т.е. объемом в 3,75 км<sup>3</sup>. В природе образование таких полостей не происходит. Возникающее свободное пространство реализуется в виде упомянутых зон густой мелкой трещиноватости, вертикальный размах которых превышает высоту гипотетической полости в 10-20 раз, достигая 1,5-3,0 км.

Рассмотренный процесс контракционного трещинообразования играет ключевую роль в развитии гидротермальных систем, формирующих штокверковые редкометальные, молиден- и меднопорфировые месторождения. Он определяет стадийность рудоотложения, пространственные взаимоотношения разновременных продуктов метасоматоза и минеральных типов руд. Возникновение полостей в ИНЗ рудоносных порфировых штоков создает разряжение в верхних частях развивающихся меднопорфировых систем. За счет перепада давления возникает своеобразный вакуумный эффект, в результате которого отделяющиеся в



внутренние расплавлен ные части магматического тела;
– кристаллическая корка;
3 – величины теплоотдачи: а
– максимальная, б – минималь ная, в - промежуточная

Рисунок 3.36 – Соотношение интенсивностей теплоотдачи из разных точек поверхности интрузива. По М.А Осипову [Осипов, 1974]



А, Б, В, А<sub>1</sub>, Б<sub>1</sub>, В<sub>1</sub>, А<sub>2</sub>, Б<sub>2</sub>, В<sub>2</sub> – параболические своды естественного обрушения (равновесия) пород; направления действующих сил: а – сжатия вдоль сводов равновесия, б – давления вышележащих пород, в – тяжести в пределах свода обрушения

Рисунок 3.37 – Схема развития обрушения (компенсационного проседания) пород над выработками большого пролета в горизонтально слоистых толщах. По М.А Осипову [Осипов, 1974]



- 1 слоистые вмещающие толщи;
- 2 интрузив;
- 3 системы трещин

Рисунок 3.38 – Схема развития главных систем трещин, возникающих во вмещающих породах при термическом сокращении объема лакколитообразного интрузива со сложным рельефом поверхности. По М.А Осипову [Осипов, 1974] глубинных кристаллизующихся зонах плутонов металлоносные флюиды выводятся в апикальные части интрузивов и вмещающие их породы [Лаумулин, 1973; Звездов и др., 1985; Кривцов и др., 2001].

Для периодизации процессов становления магматических тел и трещинообразования существенное значение имеют брекчиевые трубки и дайки, которые надстраивают по вертикали рудоносные штоки. Формирование таких брекчий, независимо от предлагаемых механизмов их возникновения, определенно связано с явлениями бурной дефлюидизации расплавов. Вместе с тем, брекчиевые трубки и дайки на большинстве МПМ – пострудные либо внутрирудные. Как правило, они несут обломки минерализованных порфировых пород с развитием в прожилках тех же минеральных ассоциаций, что и в рудах. В тех же случаях, когда минерализация проявлена и в цементе брекчий, набор рудных минералов обычно (но не всегда) оказывается сходным с наиболее поздними – позднерудными и пострудными ассоциациями промышленных рудных тел месторождений. Исходя из этого, приходится принимать, что интенсивная дефлюидизация расплавов, сопровождающаяся формированием брекчиевых тел, имеет место после раскристаллизации значительных объемов расплавов и возникновения основной массы промышленных руд [Кривцов и др., 2001]. Отсюда следует, что геологическим моделям в наибольшей степени могут отвечать комбинированные генетические модели, предполагающие происхождение рудовмещающих трещинных каркасов за счет гидроразрыва и контракции магматических тел, которые сопровождают их становление (остывание, кристаллизацию и дегазацию). При этом, интенсивное вскипание магматических суспензий с бурным отделением летучих и образованием брекчиевых трубок все же более характерны для завершающих фаз развития МПС, за исключением, конечно, обстановок, в которых вскрышу рудоносных порфировых интрузивов слагают породы с «упруго-вязким» деформационным поведением. Для таких объектов, к которым относятся супергигантские Си-Мо-порфировые месторождения Эль Теньенте, Рио Бланко-Лос Бронсес и Лос Пеламбрес в Чили, ведущим механизмом образования рудовмещающих трещин является гидроразрыв, вызываемый прорывом газовой фазы сквозь малопроницаемую толщу формации Фареллонес. В результате неоднократно повторявшегося взрывного растрескивания пород сформировались многофазные брекчиевые трубки, в которых сосредоточена существенная доля запасов этих месторождений [Звездов, 2021].

Как было отмечено выше, по оценкам М.А.Осипова и Т.М.Лаумулина сокращение объемов магматических расплавов различного состава при кристаллизации может составлять от 3 до 11 % первичного объема. Это сокращение компенсируется формированием в интрузивнадынтрузивном пространстве штокверковых зон мелкой трещиноватости, суммарный объем полостей которых для штоков крупных размеров может достигать первых км<sup>3</sup>. Близкая оценка контракционной усадки порфировых магматических тел дана А.И.Кривцовым [Кривцов, 1992]. По его расчетам, при объеме рудного тела, отвечающего статистической модели  $(50 \cdot 10^4 \text{ м}^2 \times 2 \cdot 10 \text{ м})$ , и приросте объема за счет штокверковой трещиноватости около 2 % интегрированного расплава, объем возникающих полостей составит не менее 2.10<sup>6</sup> м<sup>3</sup>. Если допустить, что порфировый интрузив с горизонтальным сечением 25·10<sup>4</sup> м<sup>2</sup> имеет субвертикальные контакты при протяженности активной зоны на глубину 3·10<sup>3</sup> м, то расчетный объем массива, испытывающего контракцию, составит 75·10<sup>7</sup> м<sup>3</sup>. Отнесение к этой величине приращения объема при штокверкообразовании (2·10<sup>6</sup> м<sup>3</sup>) позволяет оценить долю контракционной усадки магматического расплава на уровне 2,5%, что несколько меньше, но сопоставимо с расчетными и экспериментальными данными М.А.Осипова, Т.М.Лаумулина и других исследователей. Таким образом, расчетные величины допускают возможность развития трещинных каркасов МПМ в надынтрузивных зонах магматических тел как следствие их кристаллизационной усадки. Наращивание штокверков во внешние по латерали и вертикали части надынтрузивных зон отражает развивающееся в этом направлении компенсационное растрескивание (проседание) пород кровли при последовательном «заглублении» фронта кристаллизации магматических тел. Центростремительные тенденции развития штокверков на поздних стадиях могут быть объяснены дальнейшим опусканием центров кристаллизации на достаточно большие глубины, при которых отсутствуют условия для просадок вышележащих пород.

Проведенными автором специализированными исследованиями меднопорфировых штокверков Узбекистана и Казахстана, материалы которых изложены выше, а также в серии публикаций [1983, 1985, 2021 и др.], получены близкие значения объемов полостей, возникающих в эндо- и экзоконтактовых зонах рудоносных порфировых интрузивов. Механизмы формирования рудовмещающих трещинных каркасов многообразны при превалирующей роли какоголибо из них на каждой стадии развития изученных штокверков. Последовательность их проявления едина, однако характер реализации для штокверков выделенных структурнопетрофизических обстановок различен.

На начальном этапе образования меднопорфировые РМС представляют собой термогравитационные купола, в глубинных частях которых господствуют силы максимального сжатия, а в апикальных – растяжения. Основные причины возникновения разрывов в кровле интрузии – давление поднимающегося «порфирового расплава» и его флюидной фазы, а также нагревание поровых растворов. В дальнейшем ведущая роль в растрескивании пород переходит к дефлюидизации (ретроградному кипению) кристаллизующейся магмы, которая, как показано Н.Дэвисом, А.А.Кадиком, В.С.Поповым К.Барнэмом, И другими исследователями, сопровождается резким увеличением объемов апикальных частей интрузий и сопутствующими хрупкими «взрывными» деформациями. Возникающие трещинные системы разрастаются как во внутренние зоны магматических тел в соответствии с направлением продвижения фронта

кристаллизации, так и во внешние участки рамы из-за гидроразрывов. Совместно с древними нарушениями различного генезиса, а также ранними контракционными и компенсационными трещинами они контролируют размещение интрарудных даек и брекчиевых тел, пегматоидов, биотит-калишпатовых метасоматитов, высокотемпературных фаций пропилитов и прожилков практически безрудных ранних минеральных ассоциаций.

На *средней* и *поздней стадиях* основной механизм приоткрывания трещин – контракционный, о чем свидетельствуют установленные тенденции развития изученных штокверков *первых трех морфологических типов*. Их наращивание во внешние стороны от контактов порфировых интрузивов при пульсационном характере интрарудных деформаций может интерпретироваться как вовлечение в процесс компенсационного проседания при контракции все более высоко расположенных участков рамы с раскрытием многочисленных «новых», а также «древних» трещин. Меньшее значение имеет растрескивание самих интрузивов. На их эндоконтактовые зоны в среднюю и позднюю стадии приходится соответственно лишь 15-37 % и 5-21 % общего объема раскрывающихся полостей. Это согласуется с теплофизическими расчетами и экспериментами Т.М.Лаумулина и М.А.Осипова, показавшими, что размеры магматических тел при становлении уменьшаются на 5-7 %, в то время как внутренняя контракционная пустотность составляет 2-3 % объема затвердевших интрузивов.

Противоположная направленность наращивания *штокверков четвертого типа* «подэкранных» систем объясняется экранирующим воздействием пород кровли рудоносных интрузивов. Так, на вышеописанном месторождении Кызата низкая проницаемость карбонатной толщи и ее повышенная способность к пластическим деформациям (при высоких температурах и давлении) привели к интенсивному растрескиванию самого порфирового штока. Оно развивается вглубь последнего и сопровождается последовательной «закупоркой» раскрывающихся полостей минеральным веществом, что обусловливает «сдвижение» области минералоотложения в том же направлении и объясняет некоторую удаленность наиболее обогащенной зоны штокверка от кровли порфирового тела.

Таким образом, пространственное размещение разновозрастных минеральных ассоциаций, соотношение объемов их прожилковой массы, с одной стороны, подтверждают связь стадийности и зональности рудообразования, с цикличным режимом внутри- и околоинтрузивной тектоники, а с другой – свидетельствуют о существенно различных структурно-петрофизических обстановках формирования штокверков выделенных морфологических типов и включающих их РМС в целом.

Понятно, что для штокверков, сформированных под толщами пород *«упруго-вязкого»* деформационного типа (месторождения Эль Теньенте, Рио Бланко–Лос Бронсес, Лос Пелам-
брес и др.), главным механизмом образования рудоконтролирующих трещинных каркасов являлся гидроразрыв, что, однако, не исключает контракционные явления в эндоконтактовых зонах порфировых интрузивов, со становлением которых сопряжено формирование многофазных брекчиевых трубок.

Завершая рассмотрение возможных механизмов формирования рудовмещающих каркасов меднопорфировых месторождений, необходимо отметить, что главными из них являлись взрывное растрескивание (гидроразрыв) из-за избыточного давления, возникавшего при дегазации и кристаллизации рудоносных интрузивов, и разрывные деформации при контракции последних, сопровождающееся компенсационными просадками пород кровли. Роль этих процессов в каждом конкретном случае определяется петрофизическими характеристиками вмещающей среды, от которых, в конечном итоге, зависят морфология рудоносных порфировых штоков, рисунок рудно-метасоматической зональности, форма и строение штокверков, содержания полезных компонентов в рудах.

# 3.4.3 Изотопная модель штокверков «открытых» и «подэкранных» структурно-петрофизических обстановок

Установленные противоположные тенденции наращивания штокверков в описанных обстановках не противоречат результатам изотопно-геохимических исследований [Звездов и др., 1989] с на месторождениях Актогай, Айдарлы (Казахстан) и Кызата (Узбекистан). Первые два из них принадлежат «открытым» РМС, третье – к «подэкранным» системам. *Целевым назначением* работ являлась оценка по изотопному составу кислорода кварца разновозрастных рудообразующих ассоциаций доли участия (в % общего объема) амагматичных вод в образовании названных объектов.

Участие в рудоносных растворах как первично-магматических, так и метеорных, а в некоторых случаях и морских, вод, подтверждено результатами многолетних исследований изотопного состава кислорода и водорода жильных и метасоматических минералов ряда меднопорфировых месторождений. По опубликованным данным [Тэйлор, 1982; Norton, 1983; Reynolds, Beane, 1985; Bowman et. al., 1987; Muntean et al., 2000; Sillitoe, 2010 и многим другим] (600-400°C), ранние высокотемпературные преимущественно безрудные, генерации отмечаются гидротермального кварца, В газо-жидких включениях которых сильно концентрированные (более 40 мас.% NaCl эквивалента) рассолы с преобладанием хлоридов К и Na, характеризуются значениями  $\delta^{18}O_{H,O}$ =10,0-6,0 ‰, попадающими в диапазон «первичномагматической» воды (ПМВ). Для среднетемпературных (400-300°С) генераций кварца главных продуктивных рудных ассоциаций, во включениях которых концентрация растворенных солей не

превышает 14-15 мас.% NaCl эквивалента,  $\delta^{18}O_{H_2O}$ =6,0-4,0 ‰, что свидетельствует о разбавлении магматических флюидов метеорными водами уже на средней стадии развития штокверков. Низкотемпературные (300-200°C и ниже) генерации кварца из кварц-серицит-пиритовых прожилков (продуктов кислотного выщелачивания) характеризуются включениями с сильно разбавленными (5-8 мас.% NaCl эквивалента) растворами и низкими значениями  $\delta^{18}O_{H_2O}$  (4,0-2,0, иногда до -8,0 ‰), что отвечает подавляющему преобладанию изотопно-легкой «метеорной» фазы в рудообразующих растворах.

Для проведения изотопно-геохимических исследований вышеназванных месторождений разнотипных РМС по керну скважин (с разных глубин) были отобраны образцы кварца основных рудообразующих минеральных ассоциаций (Рисунок 3.39). Методом вакуумной декрептометрии определены температуры образования кварца ( $T_{KS}$ ) различных генераций, а на изотопном массспектрометре МИ-1201 – значения  $\delta^{18}O_{KB}$  для них. По значениям  $\delta^{18}O_{KB}$  и  $T_{\kappa 6}$  рассчитаны изотопные характеристики кислорода водной фазы ( $\delta^{18}O_{HO}$ ) рудообразующих растворов, что позволило оценить долю метеорных вод ( $K_{M}$ %) в этих растворах и ее вариации по стадиям формирования и разным участкам (центральным и периферийным) штокверков [Звездов и др., 1989].

Для молибден-меднопорфировых штокверков Актогай и Айдарлы Актогайского РП, отнесенных соответственно к первому и второму морфологическим типам и различающихся уровнем эрозионного среза, выявлены элементы концентрической изотопной зональности (Рисунок 3.39 А, Таблица 3.8). На глубоких горизонтах этих объектов от центральных (близштоковых) к периферическим (фланговым) частям рудных тел значения  $\delta^{18}O_{ss}$  главной продуктивной кварц-молибденит-борнит-халькопирит-пиритовой ассоциации возрастают с 7,8 до 12,2 ‰. В том же направлении  $T_{ss}$  снижается с 280 до 200°С. На верхних уровнях установленная тенденция нарушается появлением пониженных значений  $\delta^{18}O_{ss}$  - до 4,1 ‰ при  $T_{ss}$ =200-210°С, что не может быть объяснено только температурной зональностью минералообразования, а предполагает участие изотопно-легких метеорных вод в гидротермальных растворах. Соответствующие расчетные значения  $\delta^{18}O_{H_2O}$ уменьшаются от центральных и нижних частей РМС (1,6 ‰) к фланговым (-1,8 ‰) и верхним (-7,3‰), что соответствует, по приближенным оценкам, увеличению доли участия метеорных вод (V<sub>м</sub>) в суммарных объемах рудообразующих растворов с 35 до 55 и 85 %. (При расчетах не учитывалось влияние изотопного обмена метеорных вод с нагретыми вмещающими породами, а  $\delta^{18}O_{H_2O}$ для них принято равным 10,0 ‰).

Для оценки изменения соотношения объемов магматических и метеорных вод во времени сопоставлены средние значения  $\delta^{18}O_{\kappa g}$ ,  $T_{\kappa B}$  и  $V_{M}$ , определенные для основных рудообразующих



1 – рудоносный порфировый интрузив; 2–4 – вмещающие породы: 2 – интрузивные, 3 – вулканические, 4 – карбонатные («экранирующая» толща); 5 – зона интенсивного окварцевания («кварцевое ядро»); 6 – контуры рудных тел; 7 – разлом; 8 – места отбора образцов кварца разновозрастных минеральных ассоциаций и их №№ (см. Таблицу 3.8); 9 – изолинии расчетных значений δ<sup>18</sup>О<sub>H2O</sub> (‰); 10 – изолинии температур декрепитации кварца, °С; 11 – расчетная доля метеорных вод в составе рудообразующих гидротермальных растворов, %; 12 – уровни эрозионного среза месторождений: Актогай (I), Айдарлы (II) и Кызата (III)

Рисунок 3.39 – Модель изотопной зональности меднопорфировых РМС, сформировавшихся в разных структурно-петрофизических обстановках: А - «открытой», Б – «закрытой (подэкранной)» [Звездов и др., 1989]

ассоциаций. Для учета температурной зональности систем, существенно влияющей на результаты расчетов  $\delta^{18}O_{H_2O}$  и V<sub>м</sub>, сравнение данных проведено для каждой ассоциации отдельно по центральным и фланговым частям РМС.

На фланговых участках систем для проб кварца главной продуктивной ассоциации установлено  $\delta^{18}O_{_{KB}}=12,2\%$  при  $T_{_{KB}}=200^{\circ}$ С, что отвечает  $\delta^{18}O_{_{H_2O}}=-1,8\%$  и  $V_{_M}=55\%$ , а кварц поздней кварц-полисульфидной ассоциации с  $T_{_{KB}}=190^{\circ}$ С отличается  $\delta^{18}O_{_{KB}}=5,4\%$  и  $\delta^{18}O_{_{H_2O}}=-8,4\%$ . Близкие величины –  $\delta^{18}O_{_{KB}}=5,4\%$ ,  $T_{_{KB}}=190^{\circ}$ С и  $\delta^{18}O_{_{H_2O}}=-8,6\%$  получены для практически безрудных «кварцевых» ядер, развитых в глубинных, близштоковых зонах МПС и фиксирующих Таблица 3.8 – Результаты декрептометрических и кислородно-изотопных исследований кварца разновозрастных минеральных ассоциаций некоторых меднопорфировых месторождений Узбекистана и Казахстана [Звездов и др., 1989]

No ofn	Места взятия проб	T, ⁰C	$\delta^{18}O_{_{\!\!K\!B}},$ ‰	$\delta^{18}O_{\!_{H_2O}},$ ‰	Положение в РМС
1 1	2	3	4	.5	6
 Месторождение			Іктогай		
1.	Сливной кварц с редкими выделениями окисленного пирита из «кварцевого ядра»	230	+7.6	-2.8	Центральная (ядерная) зона
2.	Кварц-пирит-халькопирит-молибденитовый прожилок	280	+9.6	+1.6	Глубокая центральная часть внутренней зоны
3.	Кварц-халькопирит-борнитовый прожилок	240	+7.8	-2.0	Центральная часть
4.	Кварц-молибденит-пирит-халькопиритовый прожилок	240	+10.3	+0.5	Средняя часть
5.	Кварц-пирит-халькопирит-молибденитовый прожилок	200	+12.2	-1.8	Краевая часть внутренней зоны
6.	Кварц-(хлорит)-халькопирит-пиритовый прожилок	220	+12.5	+1.7	Фланговая зона (подрудная часть)
Месторождение Айдарлы					
7.	Кварц порфировых вкрапленников рудоносных гранодиорит- порфиров	560	+9.6	+7.6	Центральная часть внутренней зоны
8.	Кварц с редкой вкрапленностью пирита из "кварцевого ядра"	180	+5.4	-8.6	Центральная (ядерная) зона
9.	Кварц-молибденит-пирит-халькопиритовый прожилок	220	+8.1	-2.4	Центральная часть внутренней зоны
10.	Кварц-пирит-халькопирит-молибденитовый прожилок	210	+4.1	-7.3	Средняя часть
11.	Кварц-пиритовый прожилок с серицитовой оторочкой	190	+10.3	-3.5	Краевая часть внутренней зоны
12.	Кварц из кварц-полиметаллической жилы	190	+5.4	-8.4	Фланговая зона
Месторождение Кызата					
13.	Кварц-молибденит-халькопиритовый прожилок	190	+9.6	-4.2	Внутренняя зона
14.	Кварц-молибденит-халькопиритовый прожилок	200	+8.5	-3.9	Подрудная-нижнерудная зона
15.	Кварц-молибденит-халькопирит-пиритовый прожилок	260	+9.3	+0.3	Внутренняя зона
16.	Кварц-пирит-магнетитовый прожилок	190	+11.5	-2.3	Надрудная зона
17.	Кварц-пиритовый прожилок	170	-	-	Подрудная зона

Примечание. Измерения и расчеты выполнены в лаборатории геохимии изотопов ЦНИГРИ Ю.В.Васютой, В.Н.Гущиным, С.Г.Кудрявцевым в 1987 г.

период затухания гидротермально-метасоматической деятельности. Участие метеорных вод в отложении двух последних из упомянутых генераций кварца оценено приблизительно в 90%.

Выявленные пространственные вариации изотопного состава кислорода в кварцевых прожилках главной продуктивной минеральной ассоциации, скорее всего, обусловлены существенной разницей в объемах вод немагматической природы, вовлеченных в рециклинг в разных частях рассматриваемых РМС. Эти объемы максимальны в верхних периферических частях систем и минимальны в центральных, что согласуется с метасоматической зональностью большинства меднопорфировых месторождений, выраженной в смене с глубиной аргиллизитов и филлизитов биотит-калишпатовыми (биотитовыми) метасоматитами, и в целом не противоречит математическим моделям тепло- и массопереноса, разработанным А.И.Кривцовым [Кривцов, 1981, 1989, 1996], Д.Нортоном [Norton, 1983], Р.Хенли и А.Макнаббом [Henley, McNabb, 1978] и другими исследователями.

Установленное облегчение изотопного состава кислорода водной фазы рудоносных растворов ( $\delta^{18}O_{H_2O}$ ) от ранних к поздним стадиям минералообразования может интерпретироваться как результат крупномасштабного, прогрессирующего во времени разбавления магматических флюидов метеорными водами с проникновением последних в центральные зоны систем. Проанализированные соотношения объемов участвующих в рудогенезе магматических и метеорных вод во времени и пространстве не противоречат установленной превалирующей центробежной направленности наращивания большинства меднопорфировых штокверков.

На месторождении Кызата, локализованном под малопроницаемой, пластично деформировавшейся, карбонатной толщей (четвертый морфологический тип), по мере удаления от крупного разлома, к зоне которого предположительно приурочена корневая часть рудоносного интрузива, измеренные значения  $\delta^{18}O_{_{KB}}$ и Т<sub>кв</sub> главной продуктивной кварц-молибденитхалькопирит-пиритовой ассоциации возрастают соответственно с 8,5 до 9,6‰ и со 190 до 260°С. Расчетные величины  $\delta^{18}O_{_{H_2O}}$ увеличиваются в том же направлении с –4,2 до 0,3‰, что отвечает уменьшению доли метеорных вод в гидротермальных растворах приблизительно с 70 до 45% (Рисунок 3.39 Б, Таблица 3.8.).

Выявленная тенденция изменения в пространстве изотопного состава кислорода кварца основной рудообразующей минеральной ассоциации противоположна тенденции, установленной для объектов Актогайского РП, принадлежащих «открытым» РМС. Она отражает центростремительную направленность разрастания трещинного каркаса месторождения Кызата под структурно-петрофизическим экраном со смещением области минералоотложения из апикальных в глубинные подошвенные и корневые части порфирового интрузива [Звездов и др., 1989].

Результаты проведенных изотопно-геохимических исследований подтверждают не только ранее известную тенденцию роста доли участия вод немагматического происхождения в рудогенезе по мере развития гидротермальных систем, но и противоположную направленность наращивания рудоносных штокверков и метасоматических колонн РМС, формирующихся в различных структурно-петрофизических обстановках.

# 3.4.4 Направленность и масштабы изменения физико-механических свойств вмешающих пород

По данным исследований четырех типовых меднопорфировых месторождений – Северо-Западный Балыкты, Кызата, Коксай и Актогай установлено, что физико-механические свойства рудоносных порфировых интрузивов и вмещающих их пород существенным образом изменяются при гидротермально-метасоматических преобразованиях. Об этом свидетельствуют представленные в разделе 3.4.1 значения емкостных (фильтрационных) и упруго-прочностных параметров исходных (малоизмененных) пород и развитых по ним метасоматитов (см. Таблицу 3.3, Таблицу 3.4, Таблицу 3.5, Таблицу 3.6) и петрофизические разрезы названных объектов (см. Рисунок 3.13, Рисунок 3.14, Рисунок 3.18, Рисунок 3.22, Рисунок 3.27).

Детальный анализ оценки направленности и масштабов изменения физико-механических свойств пород на разных стадиях формирования МПС с привлечением данных по их химическому составу выполнен по месторождениям Северо-Западный Балыкты и Коксай. По этим объектам были отстроены разрезы в изолиниях значений не только Кпк и Кап, но и использованных для их расчетов рядовых емкостных ( $\Pi_{3\phi}$ , A, B) и упруго-прочностных (E, G, K<sub>сж</sub>, HB) показателей. Кроме того, были построены диаграммы зависимости петрофизических параметров от отношения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (характеризует степень гидротермального преобразования исходных пород, т.е. количественное соотношение новообразованных калийсодержащих минералов – КПШ, серицита, мусковита с первичными породообразующими) и друг от друга ( $\Pi_{3\phi}$  – E). Знаки пород и развитых по ним метасоматитов на диаграммах по месторождению C3 Балыкты и Коксай приведены в Таблицах 3.3 и 3.4.

Исследованиями на <u>месторождении Северо-Западный Балыкты</u> установлено, что слабоизмененные (в степени I) породы безрудных участков – внутренних частей порфировых штоков (хлорит-мусковит-серицитовой подзоны и более глубинной, практически не затронутой околорудным метасоматозом, области) и периферийных участков интрузивной рамы (хлоритсерицитовой подзоны и пропилитовой зоны) характеризуются низкими эффективной пористостью (П<sub>эф</sub>), параметрами насыщения (A, B) и высокими модулями упругости (E, G, K<sub>сж</sub>) и твердостью (HB). Средние значения Кпк для них -1,34 ÷-0,94. Исключением являются слабо хлоритизированные и серицитизированные кварцевые порфиры (риодациты), отличающиеся средними величинами П<sub>эф</sub>, А, В и Е, G, К<sub>сж</sub> наряду с высокой НВ (Кпк = -0,35).

Метасоматические разности средне измененных (в степени II) диоритов, превалирующие в слабооруденелых участках пропилитовой зоны и хлорит-серицитовой подзоны, где на фоне пиритовой вкрапленности локально развиты жилы и прожилки поздних кварц-золотополисульфидной, кварц-энаргит-блеклорудной (с Ag) и (кварц)-(халькопирит)-пиритовой с золотом ассоциаций, имеют низкие емкостные характеристики (Пэф, А, В), высокую упругость и большую твердость (Кпк = -1,20 ÷ -0,80). Лишь низкотемпературная фация пропилитов отличается повышенными Пдф, А, В и пониженными Е, G, К<sub>сж</sub> и НВ (КПК = - 0,19). Средне преобразованные гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры и сиенито-диориты, слагающие основной объем филлизитовой зоны (исключая хлорит-серицитовую подзону) и биотит-ортоклазовой подзоны характеризуются в сравнении со слабоизмененными разностями этих пород более высокими  $\Pi_{3\phi}$ , A, B и пониженными E, G-, и HB (Кпк = -0,39 ÷ - 0,25). В этих породах сосредоточены основные запасы вкрапленно-прожилковых руд, сложенных жилами и прожилками групп главных продуктивных минеральных ассоциаций с заключенной между ними вкрапленностью сульфидов, развитых главным образом по хлоритизированным темноцветным породообразующим минералам. Среднеизмененные сиенито-диориты во внутренней кварц-ортоклазовой подзоне калишпатовой зоны отличаются низкими фильтрационными параметрами, большой упругостью и твердостью (Кпк = -0,89). К ним приурочены лишь убогие, преимущественно, вкрапленные руды.

Интенсивно преобразованные (в степени Ш) породы по физико-механическим свойствам могут быть разделены на две группы. К *первой* принадлежат высокотемпературные альбитактинолитовые пропилиты с наложенным хлоритом и кварц-ортоклазовые метасоматиты, развитые, соответственно, по диоритам и сиенито-диоритам. Они локально развиты в пропилитовой зоне и кварц-ортоклазовой подзоне (на разрезах не показаны), контролируя размещение относительно небогатых прожилково-вкрапленных руд, и характеризуются средними значениями показателей фильтрации и упруго-прочностных свойств. Значения Кпк —0,36 и -0,56, соответственно.

Ко второй группе отнесены отличающиеся высокими  $\Pi_{3\phi}$ , А и В, низкими Е, G, K<sub>сж</sub> и HB существенно серицитовые (Кпк = 0,07 ÷ 1,11) и биотит-ортоклазовые (Кпк = 0,06) метасоматиты, развитые по сиенито-диоритам в экзоконтактах порфирового штока. Ареал их развития «совмещен» с наиболее «обогащенными» участками рудоносного штокверка, где отмечается сгущение прожилков главной кварц-молибденит-борнит-халькопирит-пиритовой с золотом ассоциации. Кварц-серицитовые и кварц-мусковит-серицитовые метасоматиты центральной подзоны филлизитовой зоны, развитые по сиенито-диоритам и гранодиорит-порфирам и вмещающие наиболее богатые руды, характеризуются значениями Кпк, нередко превышающими 0,5.

Серицит-кварцевые и монокварцевые разности, являющиеся продуктами полного (в степени IV) метасоматического замещения исходных пород в узких «стержневых» зонах филлизитовой зоны и несущие лишь убогую, преимущественно вкрапленную минерализацию, имеют средние П<sub>эф</sub>, А и В, но вместе с тем, достаточно высокие Е, G, К<sub>сж</sub> и НВ. Диапазон колебаний Кпк для них от -0,96 до -0,15 в зависимости от состава исходных пород. Высокие упруго-прочностные характеристики этих метасоматитов отражают преобладание кварца над другими вторичными минералами.

Поздняя карбонатизация, наложенная на метасоматиты раннего К-кремниевого изменения и более позднего кислотного выщелачивания пород, снижает их пористость, повышает упругость и твердость. Значения Кпк при этом уменьшаются, но лишь в отдельных случаях ниже -0,5.

Мраморизованные известняки, присутствующие в виде ксенолитов в диорит-сиенитодиоритовом массиве, обладают низкими П<sub>эф</sub>, А и В, относительно высокими модулями упругости (Е, G, K<sub>сж</sub>) и малой твердостью (Кпк – -1,33). Меднопорфировая минерализация в них отсутствует. Для скарноидных пород актинолит-карбонат-эпидот-магнетитового состава, развитых на контактах ксенолитов с вмещающими интрузивными породами, присущи параметры упругости и твердости, близкие к мраморизованным известнякам, но несколько повышенная по сравнению с ними плотность, эффективная пористость и постоянная насыщения. За счет двух последних значения Кпк достигают -0,34.

По диаграммам зависимости петрофизических показателей от отношения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (см. Рисунок 3.40) установлено, что существенное увеличение пористости и снижение упругости и твердости пород, ведущие к значительному росту Кпк, происходят главным образом при серицитизации, в меньшей степени низкотемпературной пропилитизации и биотит-ортоклазовом изменении. Эти процессы сопровождаются привносом К при выносе Na. Интенсивное окварцевание, в меньшей мере, карбонатизация, приводят к снижению емкостных и повышению упругопрочностных характеристик. Соотношение масштабов изменения пористости и упругости пород при метасоматической проработке зависят от их первичного состава и количественного соотношения новообразованных минералов. Из диаграммы «П<sub>эф</sub> – Е» (Рисунок 3.41) следует, что при кислотном выщелачивании кварцевых порфиров емкостные параметры возрастают быстрее, чем снижается упругость. Напротив, кислотное преобразование диоритов приводит лишь к незначительному росту пористости при заметном уменьшении упругости. Биотит-калишпатовое изменение сиенито-диоритов не сопровождается существенным повышением  $\Pi_{3\phi}$ , но ведет к ощутимому снижению Е. Динамика изменения фильтрационных и упругих свойств сиенито-диоритов и гранодиорит-порфиров при кислотном выщелачивании зависит главным образом от количественного соотношения кварца и серицита. При резком преобладании последнего рост пористости происходит более высокими темпами, чем уменьшение упругости.



Обозначения пород см. в Таблице 3.3

Рисунок 3.40 – Месторождение Северо-Западный Балыкты. Зависимость петрофизических параметров от значений K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O: А – емкостных: условно-мгновенного насыщения (А) и постоянной насыщения (В), Б – модулей упругости: Юнга (Е) и сдвига (G), В – твердости по Бринеллю (НВ) и комплексного петрофизического коэффициента (Кпк)



Рисунок 3.40 (продолжение)



1-4 — кривые сглаживания, отражающие соотношение масштабов изменения  $\Pi_{3\phi}$  и Е при последовательных метасоматических преобразованиях различной интенсивности: 1 — кварцевых порфиров, 2 — диоритов, 3 — сиенито-диоритов, 4 — гранодиорит-порфиров разностями сиенито-диоритов, гранодиорит-порфиров и кварцевых порфиров

Рисунок 3.41 – График зависимости «эффективная пористость – модуль Юнга» для относительно свежих и гидротермально-измененных пород месторождения Северо-Западный Балыкты

Соотношение масштабов изменения П<sub>эф</sub> и Е при преобразованиях в определенной степени отражает превалирующий морфологический тип руд в тех или иных разностях измененных пород. Для метасоматитов, отличающихся аномально высокой П<sub>эф</sub> характерны вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды. Метасоматиты с низкими значениями Е и средними П<sub>эф</sub> вмещают прожилковые и вкрапленно-прожилковые руды.

Таким образом, установлена общая тенденция изменения физико-механических свойств, заключающаяся в росте их емкостных (фильтрационных) и снижении упруго-прочностных параметров, но до определенной степени преобразования. При интенсивном окварцевании изменение названных петрофизических параметров имеет «противоположную» направленность.

Масштабы изменения свойств пород зависят от их исходного состава. Так слабоизмененные диориты обладают меньшими Пэф, А и В и повышенными Е, G, К<sub>сж</sub> по сравнению с равноценными по характеру (составу вторичных минералов) и интенсивности преобразования разностями сиенито-диоритов, гранодиорит-порфиров и кварцевых порфиров. Однако, при увеличении степени гидротермального изменения до средней (степень Ш) и сильной (степень IV) эти различия нивелируются. Изначально разнотипные породы «приобретают» сопоставимые свойства, что в принципе позволяет оконтуривать рудовмещающие фации метасоматитов по определенным значениям петрофизических параметров.

Сопоставление разрезов месторождения Северо-Западный Балыкты, построенных по профилям I и IV в изолиниях значений наиболее информативных петрофизических параметров: A, B, E, HB и рассчитанного по ним Кпк (см. Рисунок 3.13, Рисунок 3.14) с разрезами, отражающими морфологию меднорудного тела (см. (см. Рисунок 3.4, Рисунок 3.5), сравнение графиков изменения содержаний меди в рудах и значений Кпк (см. Рисунок 3.28) показали, что минерализованная зона, оконтуренная по бортовым содержанию меди 0,4%, в первом приближении может быть выделена по полям значений: A > 0,25%, B > 0,050 час<sup>-1</sup>,  $E < 7,0x10^5$  кГс/см<sup>2</sup>, HB<200 кГс/мм<sup>2</sup> и рассчитанного по ним Кпк > -0,5; а ее обогащенные участки (>0,7% Cu) по значениям Кпк > 0 [Звездов, 2021].

Петрофизическими исследованиями на <u>Коксайском месторождении</u> (см. Таблицу 3.5, Рисунок 3.20, Рисунок 3.21, Рисунок 3.22) установлено, что наиболее высокими эффективной пористостью (Пэф) и параметрами насыщения (А и В), низкими модулями упругости (Е, G, К<sub>сж</sub>) и малой твердостью (НВ) отличаются сильно (в степени III) измененные гранодиориты и гранодиорит-порфиры с существенным преобладанием серицита среди новообразованных минералов (средние значения Кпк = -0,47 ÷ 0,26). Они слагают основную долю объема кварц-серицитовой и кварц-хлорит-серицитовой подзон, вмещающих промышленные меднопорфировые руды, сложенные прожилками и сопровождающей вкрапленностью сульфидов кварц-молибденит-борнит-халькопирит-пиритовой ассоциации.

Близкими свойствами обладают средне- и интенсивно гидротермально-преобразованные древние крупнозернистые граниты, вследствие структурной позиции, однако, не содержащие рудной минерализации (Кпк =  $-0,40 \div 0,09$ ). Напротив, небольшими Пэф, А и В и достаточно высокими Е, G, К<sub>сж</sub> и НВ характеризуются слабоизмененные разности гранодиоритов (Кпк = -0,69) и порфиров (Кпк =  $-0,76 \div -0,71$ ).

Промежуточные значения параметров фильтрационных и упруго-прочностных свойств установлены для среднеизмененных (в степени II) гранодиоритов (Кпк = -0,59) и гранодиоритпорфиров (Кпк = -0,56), а также серицитовых кварцитов, являющихся продуктами их полного метасоматического замещения (Кпк = -0,59 и -0,58, соответственно).

Для брекчий и мелко-среднезернистых гранитов, прорывающих рудовмещающие породы и вмещающих убогую (халькопирит)-пиритовую прожилково-вкрапленную минерализацию, также выявлена зависимость физико-механических свойств от характера и интенсивности гидротермально-метасоматических преобразований. Самыми пористыми, наименее упругими и твердыми являются средне- и интенсивно хлоритизированные, окварцованные и серицитизированные разности гранитов (Кпк = -0,20 ÷0,61), которыми сложены апикальные части пострудных интрузивов.

Приведенные в Таблице 3.5 данные свидетельствуют о том, что физико-механические свойства выделенных на месторождении петрографических разновидностей гидротермально преобразованных пород зависят, с одной стороны, от их исходного минерального состава, с другой, от характера (химизма) и интенсивности наложенного метасоматоза. Из сравнения параметров относительно свежих пород (степень проработки I) и развитых по ним метасоматитов (степени II-IV) видно, что наиболее значительное изменение первичных свойств происходит при кислотном выщелачивании. Поздняя карбонатизация, наложенная на продукты этого процесса, не приводит к заметному снижению пористости, росту упругости и твердости более ранних метасоматитов.

Анализ изменения физико-механических свойств пород при кислотном выщелачивании, выполненный по диаграммам зависимости значений Пэф, А, Е, НВ и рассчитанного по ним Кпк от соотношения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O в породах (Рисунок 3.42), показал, что существенное увеличение емкостных параметров, снижение упругости и твердости исходных пород происходили в результате интенсивной серицитизации, в меньшей степени хлоритизации, а окварцевание приводило к уменьшению фильтрационных (П<sub>эф</sub>, А) и росту упруго-прочностных (Е, НВ) характеристик. Причем, как следует из диаграммы «П<sub>эф</sub> – Е» (Рисунок 3.43), при кислотном выщелачивании фильтрационные показатели пород возрастают медленнее, чем снижается их упругость, что в определенной мере отражает взаимоотношение морфологических типов гипогенных руд, в которых основная масса сульфидов сосредоточена в прожилковой, а не во вкрапленной форме.



Обозначения пород см. в Таблице 3.5

Рисунок 3.42 – Месторождение Коксай. Зависимость петрофизических параметров от значений K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O: А – емкостных: условно-мгновенного насыщения (А) и постоянной насыщения (В), Б – модулей упругости: Юнга (Е) и сдвига (G), В – твердости по Бринеллю (НВ) и комплексного петрофизического коэффициента (Кпк)



Рисунок 3.42 (продолжение)



1-3 – кривые сглаживания, отражающие соотношение масштабов изменения Пэф и Е при последовательных метасоматических преобразованиях различной интенсивности: 1 – крупнозернистых гранитов, 2 – гранодиоритов, 3 – гранодиорит-порфиров и плагиогранит-порфиров

Рисунок 3.43 – График зависимости «эффективная пористость – модуль Юнга» для относительно свежих и гидротермально-измененных пород месторождения Коксай

Минерализованная зона Коксайского месторождения, оконтуренная по бортовому содержанию Cu 0,3%, в первом приближении соответствует полям значений Кпк > -0,5, а обогащенные ее участки -> 0 [Звездов, 2021].

Несмотря на различия в абсолютных значениях параметров исходных (относительно свежих) пород месторождений Северо-Западный Балыкты и Коксая, физико-механические свойства рудовмещающих фаций метасоматитов на обоих объектах близки. Поэтому, в принципе, они могут быть выделены как по значениям рядовых петрофизических параметров, так и по рассчитанным по ним значениям комплексного петрофизического коэффициента (Кпк). Как показано для первого из названных объектов для оконтуривания рудной зоны в качестве дополнительно критерия может также использоваться аномальный рудно-петрофизический коэффициент (Кап) (см. Рисунок 3.14). Очевидно, что установленные для изученных месторождений значения Кпк и Кап зависят от набора рядовых параметров емкостных и упруго-прочностных свойств, использованных для их расчета. При введении иных параметров результирующие значения Кпк и Кап будут другие.

Результаты петрофизического анализа в комплексе с данными специализированного детального картирования штокверков, микроскопического и аналитического исследований позволили оценить направленность и масштабы изменения физико-механических свойств пород на разных стадиях гидротермально-метасоматических преобразований и формирования рудоносных штокверков. Установлено, что петрофизические параметры в качестве дополнительного критерия могут быть использованы для выделения околорудных фаций метасоматитов и оконтуривания минерализованных зон.

Проведенными специализированными исследованиями типовых меднопорфировых месторождений Узбекистана и Казахстана в сочетании с анализом отечественных и зарубежных публикаций по геолого-структурным условиям локализации объектов данного ГПТ установлено следующее.

1. Рудоносные штокверки Алмалыкского, Коксайского и Актогайского РП, отнесенные к трем первым морфологическим типам по классификации А.И. Кривцова с соавторами [Кривцов и др. 1980], обладают отчетливой минеральной зональностью, характеризуются относительно невысокими содержаниями металлов и сопровождаются мощными надрудными геохимическими ореолами. Основные запасы руд сосредоточены в надынтрузивных зонах штокоили дайкообразных магматических тел с крутопадающими контактами. Внутреннее строение штокверков, расшифрованное с применением метода оценки минерализованной трещиноватости, отражает центробежную (от контактов порфировых интрузивов во вмещающие породы) направленность развития от ранней к поздней стадии их формирования, сменяющуюся центростремительной на завершающей стадии (по мере «затухания» очага). Она может интерпретироваться как «сдвижение» области рудоотложения при наращивании трещинных каркасов в названных направлениях на последовательных этапах развития МП РМС. Основными механизмами возникновения рудовмещающих трещин были взрывной и контракционный. Они проявлялись при охлаждении, кристаллизации и дефлюидизации порфировых штоков – апофиз «материнских плутонов». Наращивание трещинных каркасов во внешние стороны от контактов интрузивов (при пульсационном характере интрарудных деформаций) происходило за счет гидроразрыва вмещающих пород из-за избыточного флюидного давления, сменяемого со временем компенсационным проседанием все более высоко расположенных участков кровли над уменьшающимися в объеме охлаждающимися и кристаллизующимися магматическими телами с раскрытием многочисленных «новых», а также более «древних» трещин. Меньшее значение имело контракционное растрескивание самих интрузивов.

Полого залегающий штокверк месторождения Кызата Саукбулакского РП обладает линзовидной формой и локализован в апикальной части грибообразного (с уплощенной кровлей) порфирового интрузива под мощной толщей мраморизованных доломитов и известняков. Он отнесен к четвертому морфологическому типу, характеризуется наложением в пространстве ареалов развития разновозрастных минеральных ассоциаций, сравнительно небольшим вертикальным размахом оруденения (первые сотни м) при угнетенном развитии надрудных геохимических ореолов, аномально высокой густотой рудных прожилков и жил, среди которых много полого залегающих, и, соответственно, повышенными концентрациями металлов в рудах. Для этого штокверка выявлена центростремительная тенденция наращивания от ранней к поздней стадии развития, интерпретируемая как последовательное заполнение трещинного и порового пространства минеральным веществом в направлении вниз (вглубь порфирового интрузива) от контактов с вышележащей «экранировавшей» карбонатной толщи. Основным механизмом образования рудовмещающих трещин, судя по внутриинтрузивному положению и строению штокверка, был контракционный.

Установленные различия в строении изученных штокверков отражают различные структурно-петрофизические обстановки их формирования, которые условно можно назвать «открытыми» и «закрытыми (подэкранными)».

Месторождения Алмалыкского, Коксайского и Актогайского РП, принадлежащие системам *первого типа*, сопряжены с порфировыми штоками, внедрившимися в породы фанеритовых фаз гранитоидных массивов рудоносных формаций и комагматичные вулканиты (Актогай), которые могут быть отнесены к *«упругому»* типу сред. Они были благоприятны для хрупких деформаций, что привело к возникновению крупнообъемных трещинных каркасов и штокверков с отчетливо проявленной минеральной зональностью и сравнительно бедными рудами.

Месторождения Саукбулакского (Кызата) и Каульдинского (Нижнекаульдинское) РП *второго типа* сформировались под мощной толщей малопроницаемых мраморизованных доломитов и известняков с *«упруго-пластичной»* природой, выше которых по разрезу залегают мощные экструзивные тела андезидацитов с *«упруго-вязким»* деформационным поведением. Все это в сочетании с недостаточным для прорыва толщи магматическим давлением, привело к лакколитоподобной (грибообразной) форме порфировых штоков и образованию внутриинтрузивных линзовидных штокверков с совмещением в пространстве разновозрастных метасоматитов и рудообразующих ассоциаций, что, в свою очередь отразилось в повышенных концентрациях полезных компонентов в рудах.

Установленные противоположные тенденции наращивания штокверков в рассмотренных структурно-петрофизических обстановках не противоречат результатам изотопно-геохимических исследований МПМ «открытых» (Актогай и Айдарлы) и «подэкранных» (Кызата) РМС [Звездов, 1989], позволившим по изотопному составу кислорода кварца разновозрастных рудообразующих ассоциаций оценить долю участия амагматичных вод в рудогенезе. Полученные данные свидетельствуют не только о росте метеорной составляющей в гидротермальных растворах к поздним стадиям рудоотложения, что уже известно на протяжении десятилетий, но и о существенной разнице в объемах таких вод, вовлеченных в конвекцию во внутренних и периферийных частях изученных разнотипных рудообразующих гидротермальных систем.

Масштабы проявления механизмов возникновения рудовмещающих трещин на МПМ – взрывного и контракционного – зависят таким образом от петрофизических характеристик вмещающих сред. Понятно, что для штокверков, сформированных под толщей пород *«упруговязкого»* деформационного типа (месторождения Эль Теньенте, Рио Бланко–Лос Бронсес, Лос Пеламбрес и др.), главным механизмом образования рудоконтролирующих трещинных каркасов являлся гидроразрыв, что, однако, не исключает контракционные явления в эндоконтактовых зонах порфировых интрузивов, со становлением которых сопряжено формирование многофазных брекчиевых трубок.

Изученные меднопорфировые щтокверки принадлежат «крайним вариантам («открытому» и «закрытому (подэкранному)») возможных структурно-петрофизических обстановок образования. В большинстве своем МПМ мира относятся к рядовым по запасам объектам, которые принадлежат системам с «промежуточными» элементами строения, т.е. сформировались в обстановках со «средними параметрами» магматических очагов («материнских» плутонов) и рудовмещающих пород, по деформационному поведению относящихся к *«упругому (упругохрупкому)» типу сред*.

2. Результаты проведенного на исследованных объектах петрофизического анализа рудовмещающих толщ в комплексе с данными специализированного детального картирования штокверков, микроскопического и аналитического исследований позволили оценить направленность и масштабы изменения физико-механических свойств пород на разных стадиях гидротермально-метасоматических преобразований и формирования рудоносных штокверков.

Установлено, что околорудный метасоматоз ранней высокотемпературной стадии и более позднее наложенное кислотное выщелачивание сопровождаются существенным изменением этих свойств. Наиболее значительное повышение емкостных (фильтрационных) и снижение упруго-прочностных параметров пород происходит при серицитизации, в меньшей степени хлоритизации. При интенсивном окварцевании изменение названных петрофизических параметров имеет «противоположную» направленность.

Масштабы изменения физико-механических свойств пород зависят от их исходного состава. Основные породы обладают меньшими емкостными и более высокими упругопрочностными параметрами в сравнении с породами среднего и кислого состава. Однако, по мере увеличении степени гидротермального преобразования пород до средней и сильной (интенсивной) эти различия нивелируются. Изначально разнотипные породы «приобретают» сопоставимые свойства, что в принципе позволяет выделять рудовмещающие фации метасоматитов по определенным значениям рядовых петрофизических параметров и рассчитанных по ним значениям комплексного петрофизического (Кпк) и аномального рудно-петрофизического (Кап) коэффициентов. Таким образом, петрофизические параметры в качестве дополнительного критерия могут быть использованы для оконтуривания минерализованных зон.

#### Приведенные в разделе материалы обосновывают <u>третье защищаемое положение.</u>

Деформационное поведение пород при внедрении магмы и их фильтрационные свойства влияли на морфологию порфировых интрузивов, форму и строение сопряженных с ними рудоносных штокверков, уровни концентрации металлов в рудах и запасы месторождений, что необходимо учитывать при их поисках и оценке. Основными механизмами возникновения рудовмещающих структур были гидроразрыв и контракция при охлаждении, кристаллизации и дефлюидизации рудоносных магматических тел, приводившие к образованию трещин в их апикальных частях, а также в породах кровли с раскрытием более древних нарушений. Масштабы проявления этих процессов зависели от петрофизических характеристик вмещающих сред.

Метасоматические преобразования пород сопровождались значительными изменениями их физико-механических свойств. Установление направленности и масштабов этих изменений может быть использовано для оконтуривания минерализованных зон.

Федеральное государственное бюджетное учреждение «ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ» (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

На правах рукописи

Звездов Вадим Станиславович

# МОДЕЛИ МЕДНОПОРФИРОВЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЛЯ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ

Специальность 1.6.10 – геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения

> Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук

> > В 2-х томах Том 2

Москва – 2022

### ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.			
4. Геолого-генетические модели меднопорфировых систем и месторождений	3			
4.1 Геолого-генетические модели меднопорфировых месторождений. Природа				
рудно-метасоматической зональности	3			
4.2 Физико-химические параметры рудообразования. Состав гидротермальных				
растворов	24			
4.3 Градиентно-векторные модели	35			
4.4 Количественные оценки генетических моделей	50			
4.5 Геометрия, структура, параметры и количественные характеристики				
меднопорфировой конвективно-рециклинговой рудообразующей системы (МП КРРС)				
4.6 Распределение и баланс содержаний меди в системе	64			
4.7 Гидродинамические модели МП КРРС	76			
4.8 Модели тепломассопереноса в МП КРРС	87			
5. Прогнозно-поисковые модели меднопорфировых рудных районов и узлов				
вулканоплутонических поясов Востока России				
5.1 Научно-методические основы металлогенического районирования				
территорий на меднопорфировые и сопряженные руды и создания прогнозно-				
поисковых моделей рудных районов, полей и месторождений	108			
5.2 Вулканоплутонические пояса, металлогенические зоны, рудные районы и				
узлы с меднопорфировыми месторождениями и проявлениями на территории				
Российской Федерации	118			
5.3 Прогнозно-поисковые модели комплексных РМС вулканоплутонических				
поясов Востока России и перспективы этих поясов для поисков меднопорфировых и				
сопряженных месторождений других рудно-формационных типов	127			
5.4 Амурско-Сихотэ-Алинская меднопорфировая провинция	163			
5.5 Корякско-Камчатская потенциальная меднопорфировая провинция	184			
5.5.1 Вулканоплутонические пояса и продуктивные формации	185			
5.5.2 Потенциально перспективные меднопорфировые рудные районы и узлы	195			
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	217			
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	221			

# 4. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МЕДНОПОРФИРОВЫХ СИСТЕМ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

# 4.1 Геолого-генетические модели меднопорфировых месторождений. Природа рудно-метасоматической зональности

Для объяснения происхождения меднопорфировых месторождений привлекаются три генетические концепции: классическая ортогенетическая (магматогенно-гидротермальная), рециклинговая и конвективно-рециклинговая («смешанно-флюидная»).

В первой из них принимается, что источником всей массы растворов и рудного вещества являются исключительно магматические тела («материнские» плутоны). Приверженцы второй отводят этим телам лишь роль поставщиков необходимой энергии, считая, что рудное вещество выщелачивается (заимствуется) из вмещающих пород разогретыми водами немагматического происхождения, циркулирующими в тепловом поле интрузивов, с последующим переотложением в зонах разгрузки (рудных телах). В третьей – «смешанно-флюидной» модели, к которой склоняется большинство исследователей, включая автора настоящей работы, в качестве транспортирующих агентов рассматриваются как магматогенные флюиды, так и активизированные метеорные воды, вовлекаемые в околоинтрузивные конвективно-рециклинговые потоки, в качестве источников рудного вещества – как магматические очаги, так и породы интрузивной рамы, причем доля участия немагматических источников растворов и металлов в рудообразовании оценивается разными исследователями в широком диапазоне.

*Ортогенетическая модель* весьма детально разработана в части количественных характеристик, состояния растворов и физико-химических равновесий при минералообразовании, т.е. уже для стадии рудоотложения. При этом, как правило, априори принимается достаточное флюидообеспечение гидротермальных рудообразующих систем (ГРС). Приложимость этой концепции к реальным объектам, по мнению А.И.Кривцова [Кривцов, 1989, 1992, 1996], ограничивается низкой растворимостью флюидов в силикатных расплавах (первые проценты, максимум 5-7 %) и металлов (в любых соединениях), что следует из физико-химических построений, экспериментальных работ и результатов изучения современных геотермальных систем. Действительно, масса металлов, «заключенная» в рудоносных штокверках, и объемы растворов, необходимых для образования последних, значительно превышают их максимально возможные значения, которые могли бы содержатся непосредственно в порфировых интрузивах, с которыми ассоциируют МПМ. «Барьер дефицитности» в работах Р.Силлитоу, Г.Корбе, Т.Лича, Дж.Ричардса, Дж.Хеденквиста, К.Хейнрича, И.Стейнбергера и др. исследователей преодолевается допущениями гигантских размеров и масс «материнских» батолитов (магматических очагов), выступами-апофизами которых являются порфировые штоки, дайки и брекчиевые тела, игравшие роль «проводников» металлоносных флюидов и необходимого тепла. Однако, на многих месторождениях присутствие таких плутонов на глубине не подтверждается геофизическими исследованиями, а об участии вод немагматического происхождения в рудообразовании свидетельствуют данные многочисленных изотопно-геохимических исследований.

В качестве главного обоснования рециклинговой модели выдвигается наличие общирных отрицательных (с содержаниями ниже фоновых) аномалий меди и др. металлов на ряде меднопорфировых [Гольдберг и др., 2014; Голованов и др., 1988], медноколчеданных [Баранов, 1987, 1992], и других гидротермальных месторождений. Такие аномалии рассматриваются как области рудосбора, т.е. выщелачивания металлов из вмещающих пород метеорными водами, циркулировавшими в тепловом поле магматических тел. Интрузивы, таким образом, рассматриваются лишь как источники тепла, необходимого для деятельности ГРС. Главными же источниками рудного вещества считаются древние геохимические ореолы и рудные месторождения (колчеданно-полиметаллические, стратиформные полиметаллические и др.) интрузивной рамы, подвергнувшиеся регенерации при термальном воздействии плутонов, с переотложением рудного вещества на более высоких уровнях ГРС. Противоречий в данной генетической концепции на порядок больше, чем доказательств. На подавляющем большинстве месторождений значительных по масштабам отрицательных геохимических аномалий вообще не отмечается. Гидротермальные месторождения цветных и благородных металлов различных рудно-формационных типов генетически связаны с определенными (продуктивными) вулканогенными и плутоногенными формациями, что, собственно, и составляет методические основы их прогноза. Рециклинговой же моделью допускается нахождение месторождений «где угодно» при наличии магматических тел «любых» формаций, что противоречит реально наблюдаемым в природе фактам. Приведенные в «чисто рециклинговых» построениях расчеты баланса вещества в его предполагаемых источниках (геохимических ореолах – зонах «поглощения»), переносящих гидротермальных растворах и рудных телах (зонах рудоотложения) базируются на параметрах (порфировых интрузивов, минерализованных зон и рудных тел, запасов и среднего содержания меди и пр.) рядовых месторождений. Роль процессов выщелачивания и последующего переотложения металлов, в т. ч. с регенерацией более древних рудных месторождений различной формационной принадлежности, в образовании крупных и сверхкрупных меднопорфировых объектов с запасами меди в десятки млн. т, до сих пор должным образом не оценена. Возможные размеры зон рудосбора для подобных гигантских месторождений «теряют разумные ограничения», тем более, что нередко такие объекты находятся в относительной близости друг к другу (примеры – рудные поля Коллахаузи, Рио Бланко-Лос Бронсес и многие другие). Не находит своего объяснения в рециклинговой модели и генезис широко распространенных на МПМ брекчиевых трубок, в которых рудная минерализация присутствует как в цементе, так и в виде обломков минерализованных вмещающих пород (рудокластов).

Альтернативные генетические построения нашли свое отражение в конвективно-рециклинговой модели ГРС, в которой предполагается прогрессирующее во времени (от ранних к поздним стадиям) участие метеорных вод в рудообразовании и многооборотная циркуляция «смешанно-флюидных» растворов в тепловом поле магматических тел с частичным переотложением и интегральным накоплением рудного вещества. Эта модель, вначале разработанная применительно к медно-цинково-колчеданным (субмаринному сульфидонакоплению) и меднопорфировым месторождениям, в дальнейшем стала привлекаться и для объяснения генезиса жильных месторождений благородных и цветных металлов. В качестве обоснования этой модели в работах М.Соломона, Е.Спунера, Л.Кэтлеса, У.Файфа и других исследователей приведены, прежде всего, данные радиоизотопного изучения разновозрастных рудообразующих минеральных ассоциаций, а в работах А.И.Кривцова с соавторами – результаты расчетов баланса рудного вещества в его возможных источниках, гидротермальных растворах и рудных телах, данные градиентно-векторного, гидродинамического и теплофизического моделирования ГРС, а также параметры современных геотермальных систем (высокотемпературных гидротермальных резервуаров – ВГР).

Месторождения меднопорфирового семейства, как было отмечено выше (см. разделы 1 и 2), принадлежат крупным рудно-магматическим системам (РМС) вулканоплутонических поясов, сформировавшихся в окраинно-континентальных (орогенно-активизационных), островодужных и рифтогенных обстановках. Эти системы, всесторонне описанные в работах Г.М.Власова, А.И.Кривцова, И.Ф.Мигачева, О.В.Мининой, И.М.Голованова, В.С.Звездова, И.Г.Павловой, В.С.Попова, В.И.Сотникова, Р.Силлитоу, Дж.Джеффроя, Т.Уинэлла, К.Кларка, Г.Корбе, Т.Лича, Д.Кука, Дж.Лоуэлла, Дж.Джильберта, Дж.Мантейна, М.Эйнауди, Дж.Ричардса, В.Холлистера, Дж.Хеденквиста и других отечественных и зарубежных исследователей, выделяются комплексным характером металлогении. В их объеме кроме МПМ отмечаются и месторождения других рудно-формационных типов. В научной литературе такие РМС нередко называются «порфировыми» или «порфирово-эпитермальными». Согласно обобщенной модели Р.Силлитоу [Sillitoe, 2010], меднопорфировые месторождения локализованы во внутренних частях РМС – в эндо-экзоконтактовых зонах гипабиссальных и субвулканических порфировых интрузивов (штоков, даек) или брекчиевых трубках завершающих фаз продуктивных плутоногенных формаций, которые являются апофизами находящихся на глубине крупных «материнских» массивов (очагов). В верхних частях таких систем – в «аргиллизитовых шляпах», отмечаются эпитермальные золоторудные (с медью) жильные и стратоидные месторождения HS типа и золото-серебряные, преимущественно жильные, месторождения IS типа. Во фланговых зонах, в фанеритовых интрузивах основных фаз рудоносных формаций либо вулканитах, присутствуют мезотермальные золотополисульфидные жильные месторождения, а при наличии карбонатных толщ – проксимальные

Аи-Си- и реже дистальные (Au)-Pb-Zn-скарновые, (Au-Cu)-Ag-Pb-Zn метасоматические и (Sb)- (Hg)-Au-As рассеянно-вкрапленные.

В модельных построениях ряда западных исследователей [Hedenquist, Richards, 1998; Corbett, Leach, 1998; Mitchell, Leach, 1991]; Muntean, Einaudi, 2000] допускается образование месторождений разных РФТ в объеме единых РМС: меднопорфировых штокверковых, жильных Au-Ад-содержащих полиметаллических, стратоидных Au-Ag-содержащих медных (люцонитэнаргитовых), штокверковых и жильных эпитермальных золото-серебряных адулярового и алунитового типов. По их мнению источником металлов для месторождений названных типов служат одни и те же магматические очаги, продуцирующие рудоносные интрузивные и вулканогенные формации, а отмеченная рудно-формационная зональность РМС обусловлена, прежде всего, термодинамическими и физико-химическими условиями газоотделения в «материнских» плутонах (промежуточных магматических очагах) и их апофизах (порфировых штоках), а также составом вмещающих пород. Однако, комплексный характер металлогении РМС может также отражать их полигенность и полихронность, что отмечено в работах А.И.Кривцова, И.Ф.Мигачева, И.М.Голованова и других исследователей. Кроме глубинных источников рудного вещества промежуточных магматических очагов (материнских плутонов), в качестве таковых могли быть также породы интрузивной рамы, поскольку вовлечение в процессы гидротермального рудообразования огромных участков земной коры могло сопровождаться регенерацией ранее возникших скоплений руд (колчеданно-полиметаллических, стратиформных полиметаллических и др.) фундамента поясов с их переотложением на более высоких уровнях систем.

При признании факта участия разогретых метеорных вод в гидротермальных растворах роль их в рудообразовании, по оценкам разных исследователей, различна – от ведущей до второстепенной (несущественной). В работах большинства западных специалистов она сведена, максимум, лишь к возможному частичному перераспределению концентраций металлов в минерализованных зонах при кислотном выщелачивании (образовании филлизитов и поздних аргиллизитов), наложенном на более ранние высокотемпературные К-кремниевые метасоматиты (биотит-калишпатовой и пропилитовой зон). В моделях А.И.Кривцова интегральному рудонакоплению (с масштабным переотложением рудного вещества, в т. ч. заимствованного из вмещающих пород) за счет многооборотной циркуляции гидротермальных растворов, основной объем которых составляют метеорные воды, придается большее значение.

Одним из основных положений геолого-генетических моделей меднопорфировых РМС, построенных западными геологами на основе термодинамических, физико-химических и изотопно-геохимических данных, является плотностная дифференциация флюидов, отделявшихся от магматических очагов в период их разгрузки. Принципиальная схема развития МПС «телескопированного» типа (система «интрузив под вулканом»), иллюстрирующая эволюцию магматических флюидов и сопряженных метасоматических преобразований по мере продвижения фронта кристаллизации, остывания порфирового интрузива и денудации палеорельефа, представлена P.Силлитоу [Sillitoe, 2010] (Рисунок 4.1).

Согласно этой модели на *ранней стадии* формирования системы (Рисунок 4.1 А) из магматического расплава в апикальной части «материнского» очага отделялся однофазный флюид слабой-средней концентрации. В интервале температур 650–350°С происходило разделение этого флюида на две фазы — сверхсоленый раствор (рассол до 60-70 вес. % NaCl эквивалента), обогащенный Cu, и низко концентрированный пар. Первый в силу повышенной плотности оставался в апикальных частях кристаллизующегося интрузива и близ него, вызывая высокотемпературные К-кремниевые (биотит-калишпатовые, биотитовые) изменения (на флангах пропилитовые) и отложение штокверковых меднопорфировых руд. Второй, из-за высокого литостатического давления не достигал палеоповерхности, конденсировался с образованием кислых по составу растворов и продуцировал зону практически безрудных «передовых» аргиллизитов.

На *средней стадии* (Рисунок 4.1 Б) по мере продвижения фронта кристаллизации вглубь интрузива и его остывания до температур ниже 400<sup>0</sup>С способность вмещающих пород к хрупким деформациям возрастала [Fournier, 1999]; возникали зоны трещиноватости. Постепенная деградация палеорельефа приводила к превышению гидростатического давления над литостатическим, что позволяло газовой фазе достигать верхних частей систем, где конденсируясь и смешиваясь с метеорными водами, она участвовала в эпитермальном рудообразовании.

На более глубинных уровнях РМС при падении Т ниже 350°С возникала однофазная жидкость низкой-умеренной солености, многооборотная циркуляция которой (с участием метеорной составляющей) вызывала серицит-хлоритовые и серицитовые изменения с отложением существенно пиритовых прожилково-вкрапленных, реже жильных полиметаллических руд. Формировались филлизитовая зона, наложенная на более ранние метасоматиты и руды, а в периферийных частях систем – низкотемпературная пропилитовая с рассеянной пиритизацией. Возникали обширные «пиритовые ореолы», являющиеся одним из ведущих поисковых признаков меднопорфировых месторождений. Характерные для филлизитовой зоны стержневые кварц-серицит-пиритовые жилы могут фиксировать переходную зону (с вертикальным размахом до сотен метров) между центральными частями систем с меднопорфировым оруденением и их верхними зонами с эпитермальными золоторудными месторождениями, в основном HS типа.

На *поздней стадии* (Рисунок 4.1 В) прогрессирующее кислотное выщелачивание пород, в том числе ранее образованных рудоносных метасоматитов, вызываемое циркулировавшими «смешанно-флюидными» растворами, способствовало выносу из последних Си и Аu, приводила



Рисунок 4.1 – Принципиальная схема развития «телескопированных» меднопорфировых РМС, иллюстрирующая эволюцию магматических флюидов и околорудных метасоматических преобразований по мере продвижения фронта кристаллизации, остывания порфирового интрузива и денудации палеорельефа [Sillitoe, 2010]

к формированию зон эндогенного вторичного обогащения. Те же растворы, поднимаясь в зону передовой аргиллизации («литокапа»), в отсутствии геохимических барьеров (буферов) переходили в «высокосульфидизированное» состояние (обогащались SO<sub>2</sub>). Здесь, при благоприятных геолого-структурных условиях, в «пульсационных» режимах, подобных современным геотермальным резервуарам, с их участием формировались эпитермальные золоторудные (с медью) жильные и стратоидные месторождения НS типа в алунитсодержащих аргиллизитах. Последующая нейтрализация этих растворов вблизи границ «литокапов» и/или добавление глубинных растворов, обогащенных H<sub>2</sub>S, приводили к образованию золото-серебряных, преимущественно жильных, месторождений IS типа на периферии систем.

Таким образом, формирование ранних К-кремниевых метасоматитов и отложение меднопорфировых руд во внутренних частях РМС, возникновение высокотемпературных фаций пропилитов

и зоны передовых аргиллизитов в их периферийных областях связывается с фракционировавшими по плотности магматогенными флюидами, а более поздних филлизитов, низкотемпературных фаций аргиллизитов и пропилитов, пиритовых ореолов и жильной полиметаллической минерализации – с кислыми по составу растворами со значительной метеорной составляющей. Эти же растворы, проникая в верхние части РМС, в зависимости от кислотного потенциала (степени окисления серы – SO<sub>2</sub> либо H<sub>2</sub>S), определявшегося долей метеорных вод в растворах, участвовали в формировании близповерхностных медно-золотых (HS типа) либо золото-серебряных (IS типа) месторождений.

На основе материалов изучения геологического строения МПМ островодужных и окраинно-континентальных ВПП, с учетом представленных в вышеописанной модели пространственно-временных взаимоотношений разновозрастных метасоматитов, Р.Силлитоу [Sillitoe, 2010] построены обобщенные модели метасоматической зональности МПС «телескопированного» и «нетелескопированного» типов (Рисунок 4.2, Рисунок 4.3), предложена схематическая диаграмма последовательности метасоматических преобразований и отложения главных рудообразующих минеральных ассоциаций в таких системах в зависимости от глубины и времени формирования (Рисунок 4.4). Отмечено, что минеральный состав и объемы метасоматических зон могут варьировать от месторождения к месторождению; филлизитовая зона может занимать промежуточное положение между зонами ранних калиево-кремниевых и пропилитовых изменений, либо накладываться на первую из них; серицитизация – более характерна для Сu-Moпорфировых месторождений, хлорит-серицитовое – для Au-Cu-порфировых.

Г.Корбе и Т.Лич [Corbett, Leach, 1998] предложили модель строения и развития золотоносных меднопорфировых систем юго-западной части Тихоокеанского минерагенического пояса, построенную по результатам изучения Au-Cu-порфировых и золото-серебряных месторождений рудных районов Эртсберг, Баджио, Лепанто, Бату Хайджау и др. ВПП Новой Гвинеи, Филиппин, Индонезии, Австралии, Новой Зеландии, Фиджи. Рудно-формационная зональность таких систем, во внутренних частях которых локализованы Au-Cu-порфировые месторождения, фланговых – Au-Cu-скарновые, Au-сульфидно-кварцевые, а во внешних периферийных – эпитермальные стратоидные, жильные, штокверковые Au-карбонат-полиметаллические, Cu-Au- и Au-Ag месторождения HS и IS типов, отражена в обобщенной модели на Рисунке 4.5. Источниками металлоносных флюидов для месторождений названных типов признаются единые, не глубоко залегающие, магматические очаги, а широкий спектр возможных вариаций минерально-геохимического состава эпитермальных месторождений связывается с составом вмещающих пород и скоростью подъема летучих и растворов, от которых зависят масштабы смешивания с активизированными, кислыми по составу, метеорными водами и степень окисления серы.



Рисунок 4.2 – Обобщенная модель метасоматической зональности меднопорфировых РМС «телескопированного» типа [Sillitoe, 2010]



Рисунок 4.3 – Обобщенная модель метасоматической зональности меднопорфировых РМС «нетелескопированного» типа [Sillitoe, 2010]



Рисунок 4.4 – Схематическая диаграмма обобщенной последовательности рудно-метасоматических преобразований в МПС в пространстве и времени (в зависимости от палеоглубины и стадий формирования) [Sillitoe, 2010]

Последовательная смена калиевых и периферийных пропилитовых (prop) изменений хлорит-серицитовыми, серицитовыми и «продвинутой» аргиллизацией в результате повышения кислотности гидротермальных растворов по мере снижении их температуры. Повышение степени окисления серы (с H<sub>2</sub>S до SO<sub>2</sub>) во флюидах отражается в изменении состава ассоциаций сульфидов от халькопирит (ср) – борнитовой (bn) к халькопирит–пиритовой (ру) и пирит-борнитовой и далее к пирит-энаргитовой (en) или пирит-ковеллиновой (сv)

Концептуальная модель миграции флюидной фазы от внутренних «порфировых» частей РМС к внешним «эпитермальным» малоглубинным с Си-Аи- (HS типа) и Au-Ag-, Au-карбонатполиметаллическими (LS типа) месторождениями показана на Рисунке 4.6.

Предполагается, что при охлаждении и кристаллизации порфировых интрузивов их затвердевшие апикальные части растрескивались. Отделявшиеся от интрузивов и нижележащих магматических очагов металлоносные летучие (H<sub>2</sub>O, SO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, HF и HCl) поднимались по зонам возникшей трещиноватости и, смешиваясь с циркулирующими, преимущественно метеорными, гидротермами, приводили к зональным гидротермальным изменениям и отложению Au-Cuпорфировых руд. При наличии карбонатных вмещающих пород и развитым по ним (в экзоконтактовых зонах порфировых штоков) скарнов Au-Cu-минерализация, наложенная на последние, приводила к возникновению высокосортных руд. Такими чертами обладают РМС, вмещающие месторождения Грасберг, Бату Хайджау в Индонезии, Ок Теди, Фрида Ривер, Пангуна и Голпу в Папуа Новая Гвинея, Ред Доум в Австралии и др.



Рисунок 4.5 – Концептуальная модель пространственного положения Au-Cu-, Au-полисульфидной и Au-Ag минерализации порфирового, скарнового, мезотермального жильного и эпитермального («высокой» и «низкой сульфидизации») типов в комплексных РМС вулканоплутонических поясов ЮВ Азии [Corbett, Leach, 1998]



Рисунок 4.6 – Происхождение и состав рудообразующих флюидов в Au-Cu-порфировых РМС юго-западной части Тихоокеанского минерагенического пояса [Corbett, Leach, 1998]

Возникавшие из-за избыточного флюидного давления брекчиевые тела и трещинные системы контролировали поступление последующих порций рудоносных магматических флюидов в верхние периферийные участки систем. Здесь в зависимости от окислительного потенциала серы формировались Au-Cu, Au и Au-Ag месторождения типов «высокой (HS)», «средней (IS)» и «низкой (LS) сульфидизации».

Аи-Си месторождения HS типа образовались в случае, когда магматические летучие (SO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, HCl, HF) и рассолы быстро поднимались по зонам разломов/трещин при минимальном взаимодействии с вмещающими породами и смешивании с конвекционными метеорными водами. Постепенное диспропорционирование парогазового потока при снижении температуры  $<400^{\circ}$ C и ниже приводило к переходу магматической SO<sub>2</sub> в H<sub>2</sub>S и H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. При достижении температуры  $\sim 300^{\circ}$  H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и HCl начинали интенсивно диссоциировать с образованием высокотемпературных кислых растворов в результате перехода SO<sub>2</sub> в H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. В структурах растяжения и/или проницаемых толщах эти растворы, смешиваясь с циркулировавшими метеорными водами, вызывали интенсивное кислотное выщелачивание пород с образованием алунитовых (с «остаточным ноздреватым» кварцем, каолинитом и иллитом) аргиллизитов и отложение Au-Cu стратоидных и штокверковых руд HS типа, типоморфными минералами которых являются энаргит и люцонит. Для этих руд характерно высокое содержание пирита и арсенопирита. Примерами таких месторождений являются: Лепанто на Филиппинах; Нена и Уафи в Папуа Новая Гвинея; г. Кази на Фиджи; Гидгинбунг и Пик Хилл в Австралии.

Аи-рудные и Au-Ag месторождения LS типа возникали в обстановках, способствующих взаимодействию реакционно способных газов с вмещающими породами и разбавлению их метеорными водами, что приводило к насыщению гидротерм растворенными солями, главным образом NaCl, и восстановлению серы до H<sub>2</sub>S. Из этих восстановленных, почти нейтральных, растворов в зонах разломов формировались адуляр-кварцевые жилы, сопровождаемые серицит-иллитовыми и низкотемпературными пропилитовыми метасоматитами; отлагались низко сернистые минералы, такие как сфалерит, галенит, халькопиририт, а также самородные Au и Ag. При температуре >300<sup>0</sup>C отлагался пирротин, при более низких температурах — пирит; их содержание в рудах существенно ниже, чем для вышеописанного HS типа. Примерами таких месторождений являются: Лихир и Поргера в Папуа Новая Гвинея; Келиан в Индонезии; Кидстон в восточной Австралии; Голд Кросс и Вайхи в Новой Зеландии; Хисикари в Японии.

Необходимо отметить, что в РМС с Au и Au-Ag месторождениями LS типа Au-Cuпорфировые месторождения отсутствуют, поскольку формируются в иной геодинамической обстановке (см. раздел 2). Во внутренних частях систем с Au-Cu месторождения HS типа такие порфировые объекты известны, но, как правило, относятся к мелким, либо непромышленным. Ярким примером является месторождение Янакоча в Перу с запасами золота около 2400 т (по состоянию на 2004 г.), на глубоких горизонтах которого бурением была обнаружена непромышленная меднопорфировая минерализация.

В работе [Corbett, Leach, 1998] также реконструировано возникновение метасоматической зональности внутренних «порфировых» частей Au-Cu-порфировых РМС ВПП ЮВ Азии. Преобразования ранней стадии (I) в представленной модели (Рисунок 4.7) связываются с внедрением штокообразного магматического тела в верхнекоровые зоны (глубина менее 2 км). Изменения охватывают апикальные части штока и вмещающие его породы, в которых на удалении от интрузива формируются новообразованные минералы пропилитовых ассоциаций. В самом интрузиве и его ближних экзоконтактах развиваются относительно высокотемпературные ассоциации калиево-кремниевой зоны изменений (биотит, калиевый полевой шпат) с магнетитом, пиритом, халькопиритом.

Ко второй стадии (II) отнесено воздействие отщепляющихся магматогенных флюидов, которые мигрируют по трещинным зонам. Формирование последних связывается с контракционными явлениями и подновлением разломов, контролирующих положение интрузива. К этой стадии отнесено развитие во внешней (верхней) части системы опережающей высокотемпературной аргиллизации, а во внутренней – калиевого полевого шпата с ангидритом. В штокверке кварцевых жил и прожилков отлагаются гематит, магнетит и сульфиды меди, не достигающие промышленных концентраций.

Начало третьей стадии (Ша) связывается с поступлением из глубинных частей интрузива высококонцентрированных растворов (рассолов) и вовлечение в систему потоков метеорных вод. Взаимодействие флюидов различной природы и свойств определяет возникновение «нисходящей» метасоматической зональности (от приповерхностных пирофиллит-алунитовых парагенезисов до глубинных биотит-калишпатовых). Ранее возникшие парагенезисы зоны ранних калиевых изменений либо полностью преобразовываются (замещаются), либо сохраняются в нижних частях штока. Допускается, что одновременно происходит как подновление, так и новообразование штокверковых трещинных структур, а также перегруппировка ранее накопившихся рудных минералов. Отложение основной массы промышленных руд Cu (± Au), Mo, Pb, Zn, а также сульфатов и карбонатов отнесено к завершению рассматриваемой стадии (Шб).

Образование наложенных филлизитовой и аргиллизитовой зон Г.Корбе и Т.Лич отнесли к самой поздней, фактически послерудной стадии, связанной с воздействием растворов (с преобладающей метеорной составляющей) периода угасания системы, общая длительность функционирования которой оценивается в 1 млн. лет. Предложенная цитируемыми авторами стадийно-прерывистая модель метасоматоза и рудоотложения исходит из ортогенетического варианта рудообразующей системы, развитие которой, так или иначе «нарушается вторжением» метеорных вод. Как представляется, показанные на Рисунке 4.7 стадии метасоматоза и рудоотложения больше отражают



Стадия I: теплоперенос и зональные калиевые и пропилитовые изменения. Стадия II: кристаллизация штока, отделение магматогенных летучих, штокверковые и параллельные жилы, опережающая аргиллизация. Стадия IIIa: остывание апикальных частей штока, развитие зональных изменений и образование жил. Стадия IIIб: отделение рассолов и металлов от глубоких частей штока и формирование золото-медных руд

Рисунок 4.7 – Схема стадийного формирования золотоносных меднопорфировых систем в юго-западной части Тихоокеанского минерагенического пояса [Corbett, Leach 1998]

различные периоды изменения состояния растворов в конвективно-рециклинговых системах, которые скорее постепенно, чем катастрофически и прерывисто, увядают по мере снижения энергообеспечения при остывании магматических тел [Кривцов и др., 2001].

В модели возникновения рудно-метасоматической зональности МПМ, разработанной С.Титли и Р.Бином [Titley, Beane, 1981], участию активизированных метеорных вод придается большее значение. В работе отмечено, что для ряда месторождений обобщенная метасоматическая зональность имеет следующее выражение (от внутренних частей к внешним): калиевая зона (орто-клаз-биотитовая либо биотитовая), филлизитовая (окварцевания, серицитизации и хлоритизации), аргиллизитовая (монтмориллонит-каолинитовая), пропилитовая (карбонат-хлорит-эпидотовая). По многочисленным результатам изучения флюидных включений в прожилковом кварце названных метасоматических зон температуры формирования соответствующих минеральных ассоциаций составляют: в биотит-ортоклазовой – 750-300°С, серицит- и хлоритсодержащей (филлизитовой) – 350-200°С, аргиллизитовой – 250-150°С, пропилитовой – 250-100°С.

Приведенные данные по метасоматической зональности и температурам минералообразования интерпретируются с помощью диаграммы равновесий в системе  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-H^+$  при насыщении (Рисунок 4.8), на которой линия AB отвечает переходу от калишпатовой зоны через филлизитовую к аргиллизитовой при падении температур растворов и уменьшении в них величины мольного отношения KCl к HCl, что может быть проинтерпретировано следующим образом.

Высокотемпературный флюид, генерируемый во внутренних частях магматического расплава, находился в равновесии с ним. Продвижение флюида через раскристаллизованные части магматического тела со снижением температур вызывало последовательно калишпатизацию, серицитизацию и аргиллизацию с соответствующим изменением состава растворов. Очевидно, что в конвективных системах такие явления имели место в периоды поступления магматогенных вод. При этом заглубление фронта кристаллизации расплава определяло постепенное продвижение зон изменений к внутренним частям магматического тела. Смена магматогенных вод метеорными и уменьшение параметров конвекционных ячей приводили к усложнению метасоматической зональности, выразившемуся в наложении низкотемпературных изменений на более высокотемпературные и ранние: аргиллизитовых на филлизитовые, филлизитовых на калишпатовые. Такие наложения наблюдаются в действительности, но они не нарушают общей последовательности метасоматических зон.

Распределение породообразующих минералов на объектах с отмеченным типом метасоматической зональности отвечает следующему обобщенному ряду (от внутренних частей к внешним): магнетит, молибденит, борнит, халькопирит, халькозин, сфалерит и галенит при постоянном присутствии пирита, господствующего в самых внешних зонах. Менее отчетливо определяется



Стрелкой АВ показано направление эволюции состава системы при падении температур от T<sub>1</sub> до T<sub>2</sub>. Поля: 1 - калиевого полевого шпата, 2 - мусковита, 3 - андалузита, 4 - пирофиллита, 5 - каолинита. Сплошные линии - границы полей. С<sub>1</sub> и C<sub>2</sub> - составы растворов, m<sub>KCl</sub>/m<sub>HCl</sub> - мольные соотношения KCl и HCl

Рисунок 4.8 – Схематическая диаграмма равновесий в системе K<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-H<sup>+</sup> при насыщении [Titley, Beane, 1981]

положение в этом ряду гематита (спекулярита), развитого на многих месторождениях преимущественно в халькопиритовой зоне, и мало распространенного пирротина. В отличие от продуктов гидротермально-метасоматических изменений, рудообразующие минеральные ассоциации при общем зональном распределении разделяются в пространстве менее резко, что выражено, в частности, в широком развитии переходных парагенезисов рудных минералов. Генерализованная зональность минеральных ассоциаций имеет следующий порядок: 1) молибденит-пирит-магнетит; 2) молибденит-борнит-пирит-магнетит; 3) молибденит-(борнит)-халькопирит-пирит-магнетит; 4) (борнит)-халькопирит-пирит-магнетит; 5) халькопирит-пирит-магнетит; 6) халькозин-халькопирит-пирит-гематит; 7) галенит-сфалерит-халькопирит-пирит; 8) пирит.

На некоторых месторождениях известны также энаргит- и люцонитсодержащие минеральные парагенезисы, занимающие в приведенном ряду позицию между ассоциациями 6 и 7. Температурный диапазон рудоотложения по комплексу данных оценивается в 725-150°С.

Рудная зональность меднопорфировых месторождений, хотя и сопоставима с зональностью изменений, но не подчиняется последней полностью. Так, в калиевой зоне присутствуют ассоциации 1-4, в филлизитовой 2-5, в аргиллизитовой 4-7, в пропилитовой 7-8. При этом устанавливаются как наложенность той или иной ассоциации на определенный тип изменений, так и сопряженное их развитие в одних и тех же прожилках. Последнее свидетельствует о существовании систем с равновесными силикатными, сульфидными и окисными фазами, что отражено на диаграммах (Рисунок 4.9).



Сплошные линии - границы полей стабильности окислов и сульфидов железа и меди; точками выделено поле стабильности биотита и калиевого полевого шпата в присутствии окислов или сульфидов железа. Цифрами в кружках обозначены минеральные ассоциации: 1 - борнит-пиритовая, 2 - борнит-гематитовая, 3 - ковеллин-гематитовая, 4 - халькопирит-пиритовая, 5 - халькопирит-гематитовая, 6 - халькозин-гематитовая, 9 - борнит-магнетитовая, 10 - борнитовая, 11 - халькозин-магнетитовая. Прочие обозначения: Wo - волластонит, Anh - ангидрит, Ms - мусковит, Al - алунит, En - энаргит, Ten - теннантит; lgaO<sub>2</sub>, lgaS<sub>2</sub> - активности кислорода и серы, A, B, C, D, E, F - точки сосуществования нескольких минеральных ассоциаций

Рисунок 4.9 – Отношения сульфидных и силикатных фаз как функция активностей серы и кислорода при 550°С (А) и 300°С (Б) [Titley, Beane, 1981]

Переходы от точки A (ассоциации 2-3) к точкам B (ассоциации 3-5) и C (ассоциация 4), отвечающие смене зон и временной последовательности рудоотложения, определяются снижением активности кислорода при росте активности серы (Рисунок 4.9 A). Соответственно, на Рисунке 4.9 Б для более низкой температуры отражена смена ассоциации 4 (точка D) ассоциацией 5 (точка E) и энаргитсодержащими ассоциациями (F).

Поскольку каждая последующая рудная зона и соответствующие минеральные ассоциации оказываются более низкотемпературными, чем предшествующие, отмеченные изменения состояния растворов так или иначе связаны с их охлаждением. В конвективных системах приходится принимать, что снижение температур растворов происходит как в каждом частном их обмене, так и в течение всего периода циркуляции - от ранних к поздним обменам. Отсюда следует возможность наложения относительно низкотемпературных и поздних минеральных ассоциаций на более высокотемпературные и ранние, что и наблюдается в действительности.

Такие процессы, вероятно, сопровождаются перегруппировкой ранее отложенного рудного вещества с нарастанием его концентраций, уровень которых, как правило, более высок в крупных (и соответственно долгоживущих) меднопорфировых системах с хорошо развитыми штокверковыми сетями трещин. Приуроченность высокотемпературных минеральных ассоциа-
ций к внутренним зонам меднопорфировых систем, а низкотемпературных - к внешним удовлетворительно объясняется сменой магматогенных вод метеорными с увеличением размеров ячей конвекционных потоков.

Возможность существования единого магматического источника рудного вещества для меднопорфировой и эпитермальной золоторудной минерализации в объеме единой РМС показана Д.Мантейн и М.Эйнауди [Muntean, Einaudi, 2000] на примере золотоносной гидротермальной системы Рефуджио вулканоплутонического пояса Марикунга в Чили. В ее пределах находятся месторождения Верде и Панчо, отнесенные авторами к золотопорфировому типу. Геологическая позиция и минералого-геохимические характеристики руд этих объектов свидетельствуют, однако, о их принадлежности эпитермальному золото-серебряному жильному алунитовому типу (HS типу), тем более что на глубоких горизонтах месторождения Панчо вскрыты меднопорфировые руды.

Детальное изучение названных объектов позволило построить обобщенную геолого-генетическую модель РМС с вертикальным размахом до 3 км (Рисунок 4.10), иллюстрирующую пространственно-временные соотношения установленных типов оруденения и околорудных метасоматитов. Для этой системы установлена смена с глубиной пирит-альбитовых аргиллизитов (с кварц-алунитовыми залежами) хлорит-магнетит-альбитовыми (с золотоносными штокверковыми рудами, сложенными прожилками «полосчатого» типа зонального строения) и далее филлизитовыми и магнетит-калишпат-олигоклазовыми метасоматитами (с прожилками А-типа, отнесенными к меднопорфировым рудам).

Для выявления физико-химических и термодинамических параметров рудообразования проведены термобарогеохимические исследования кварцевых прожилков «полосчатого» и «А» типов. Установлено, что газово-жидкие включения в первых из них характеризуются температурами гомогенизации <350°С и концентрацией солей <35% NaCl-го эквивалента. Давление образования этих прожилков <200 бар, что предполагает глубину от 190 до 1500 м в расчетах через гидростатическое давление. Включения в прожилках типа А отличаются сверхвысокой концентрацией солей – до 84% NaCl-го эквивалента. Температура их образования – более 600°С, давление >250 бар, что соответствует глубине в 1000 м. Полученные по газово-жидким включениям данные в комплексе с минералого-геохимическим изучением метасоматитов и руд позволили реконструировать эволюцию рудообразующей системы в целом и объяснить аномально низкие содержания меди в рудах месторождений Верде и Панчо. Сделаны следующие выводы.

Возникновение гидротермальной системы Рефуджио связано со становлением субвулканических интрузий кварцевых диоритовых порфиритов в толще комагматичных вулканитов (андезидацитов, дацитов) на глубинах от 1 до 2 км. Отделявшийся при их кристаллизации магматогенный



1 - поздний шток кварцевых диоритовых порфиритов; 2 - поздние брекчиевые тела; 3 - "интрузивные брекчии"; 4 - рудоносный шток кварцевых диоритовых порфиритов; 5-11 - метасоматические зоны: 5 - пирит-альбит-аргиллизитовая, 6 - хлорит-магнетит-альбитовая, 7 - хлорит-магнетит-альбит-карбонатная, 8 - филлизитовая, 9 - магнетит-калишпат-олигоклазовая, 10 - биотитовая, 11 - пропилитовая; 12 кварц-алунитовые тела; 13-14 - ареалы развития штокверковой рудной минерализации: 13 - золотой ("высокой сульфидизации"), 14 -золото-меднопорфировой; 15-17 - контакты: 15 - рудоносного порфирового штока, 16 - поздних интрузивных и эксплозивных тел, 17 - метасоматических зон; 18-20 - пути движения: 18 - магматогенных растворов, 19 - магматогенных газов, 20 - активизированных метеорных вод

Рисунок 4.10 – Геолого-генетическая модель гидротермальной системы Рефуджио. По [Muntean, Einaudi, 2000] с изменениями. Соотношение золото-меднопорфировых и золотоносных руд типа «высокой сульфидизации». Золотоносные полосчатые кварцевые прожилки приурочены к хлорит-магнетит-альбитовой зоне. Меднопорфировый штокверк прожилков типа А приурочен к магнетит-калишпат-олигоклазовой и отчасти филлизитовой зонам

флюид состоял из высококонцентрированного раствора (рассола) и слабоконцентрированной газовой фазы. Первый из них благодаря высокой плотности некоторое время оставался в центральных (ядерных) зонах интрузивов (под покровом их затвердевших апикальных частей), приводя к раннему высокотемпературному калиево-кремниевому изменению и отложению золото-меднопорфировых руд – прожилков типа А (нижние горизонты месторождения Панчо). Эпизодическое превышение флюидного давления над литостатическим приводило к эксплозивному «взламыванию» пород вскрыши, скачкообразной декомпрессии флюидного плюма, дополнительным магматическим инъекциям (возникновению «интрузивных» брекчий) и «пульсационному» проникновению «легких» золотоносных флюидов в верхние части системы, где они с участием активизированных метеорных вод сформировали штокверк золоторудных «полосчатых» прожилков в зоне пирит-альбитовых аргиллизитов. Брекчиевые тела, таким образом, «отделяют» на месторождении Панчо стадии формирования меднопорфировых (А-прожилков) и более поздних эпитермальных золото- и сереброносных (прожилки «полосчатого» типа) руд. На месторождении Верде, из-за небольших размеров порфировых штоков (в доступном для наблюдений глубинном диапазоне), подобные «резервуары» высококонцентрированного раствора не возникали. Этим объясняется отсутствие продуктов раннего калиево-кремниевого изменения и меднопорфировых руд.

Эволюция рудоносного магматогенного флюида проиллюстрирована «P-T» диаграммой (Рисунок 4.11), с помощью которой Д.Мантейн и М.Эйнауди [Muntean, Einaudi, 2000] проанализировали фазовые соотношения в системе и термодинамические условия образования прожилковых руд выделенных типов.

Было установлено, что *прожилки типа A* образовались из трехфазного флюида (поле «G+L+S»), состоящего из превалирующего в объеме слабоконцентрированного пара (0,03 % NaCl-го эквивалента), высококонцентрированного раствора (до 80% NaCl-го эквивалента) и твердой солевой фазы, при температурах от 600 до 700°С и давлении в 250 бар на глубине около 1 км. При таких P–T условиях, по данным P.Форнье [Fournier, 1999], породы склонны к пластическим деформациям, а возникавшие трещины могли приоткрываться только на короткое время в периоды быстрой разрядки напряжений, на что, в частности, указывают криволинейные очертания прожилков, их невыдержанность по простиранию и характер минерального выполнения (преобладает сахаровидный гранобластовый кварцевый агрегат).

Образование прожилков «полосчатого» типа инициировалось скачкообразным падением давления в системе (от литостатических значений до гидростатических) при снижении температуры ниже 400°С. Оно было связано с хрупкими деформациями, «взламывавшими» затвердевшие зоны интрузивов, вызывавшими разгрузку газовых плюмов и приводившими к «пульсационному» проникновению золотоносных флюидов по вновь возникающим сколовым трещинам в верхние части системы. Предполагается, что темные зальбандовые зоны полосчатых прожилков образовались в результате пульсационного поступления газово-жидкой смеси (на фоне адиабатического снижения давления), являвшейся производной флюида, из которого на глубине отложились прожилки типа А. Источником их кварцевого выполнения являются коллоидные растворы, пересыщенные кремнекислотой в результате флюидной декомпрессии при T>350°С. На глубине 1 км давление в системе падало с 250 до 100 бар. Магматогенный флюид с температурой 600-700°С испаряялся с выделением газа и выпадением твердого солевого остатка в результате пересыщения аморфной SiO<sub>2</sub>, Fe, Au и NaCl. Сера выносилась газовой фазой, что препятствовало образованию сульфидов Fe и Cu, чем объясняются аномально низкие соотношения Cu/Au (около 0,03) в рудах месторождений Верде и Панчо.



CP – критическая точка для чистой  $H_2O$ ; G – газ; L – жидкость; S – твердая солевая фаза. Для расчета глубин по гидростатическому давлению принята  $\rho = 1$  г/см<sup>3</sup>, по литостатическому – 2.5 г/см<sup>3</sup>. Изоконцентраты (%) NaCl в жидкости и газе в полях G+L+S и G+L показаны тонким пунктиром с точками и пунктиром, соответственно. Толстые пунктиры A и B – границы поля G+L+S для систем NaCl –  $H_2O$  и NaCl – KCl-  $H_2O$  (при отношении K/Na, соответствующем равновесному сосуществованию альбита и калиевого полевого шпата для указанных температур).

Рисунок 4.11 – Р-Т диаграмма фазовых соотношений в системе NaCl – H<sub>2</sub>O [Muntean, Einaudi, 2000]

Процесс пульсационного поступления магматогенного флюида развивался в направлении к верхним частям гидротермальной системы, то есть в области низкого давления. На месторождении Панчо нижняя граница ареала распространения полосчатых прожилков смещена вверх относительно верхнего ограничения ареала А-прожилков по крайней мере на 125 метров. На месторождении Верде вертикальный размах развития полосчатых прожилков не менее 500 м, а прожилки А типа отсутствуют.

По мере затухания этого процесса кремнекислые коллоиды коагулировались в полостях трещин, образовав коломорфные гелевые стяжения, богатые пузырьками газа и мельчайшими (микроны) выделениями магнетита, золота и галита. Выдержанность темных зальбандов полосчатых прожилков свидетельствует о относительно спокойных условиях образования геля, который охлаждается при постоянном давлении (поле "G+S" на диаграмме NaCl-H<sub>2</sub>O (Рисунок 4.11). При температуре около 100°C и давлении 100 бар (на границе полей «L» и «G+S») происходила

конденсация воды из газовых пузырей. В этот момент начиналась инфильтрация активизированных метеорных вод по трещинам. Из растворов с широкой вариацией солености (17-34 % NaClго эквивалента) происходило отложение галита. Охлаждавшийся кремнекислый гель кристаллизовался в кварцевый агрегат колломорфной текстуры с многочисленными мельчайшими газовожидкими включениями и тонкодисперсной вкрапленностью магнетита, золота и галита.

Осевые части полосчатых прожилков сложены кварцевым агрегатом, не обладающим текстурными признаками отложения из кремнекислого геля. В сравнении с зальбандами прожилков здесь отмечается меньшее количество магнетита и богатых газом включений. Присутствие в центральных зонах прожилков минералов поздних ассоциаций: кальцита, хлорита, калиевого полевого шпата, пирита, выделений золота поздней генерации предполагает минералообразование из нейтральных растворов, состав которых определяется потерей летучих компонентов – HCl, CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S при кипении.

Таким образом, золотая минерализация верхних уровней гидротермальной системы Рефуджио отлагалась в результате пульсационного проникновения рудоносного флюида – производного высококонцентрированного магматогенного флюида, из которого на глубине образовались меднопорфировые руды. Этот флюид поднимался по контактам штоков кварцевых диоритовых порфиритов, а также по связанным с их становлением радиальным и концентрическим трещинам. Отделявшиеся магматические газы, богатые кислотными компонентами (HCl, CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S), при охлаждении конденсировались, смешиваясь с активизированными метеорными водами. Широкомасштабная циркуляция «смешанно-флюидных» растворов в приповерхностных зонах системы приводила к обширному пирит-альбит-глинистому (аргиллизитовому) преобразованию вмещающих пород и отложению золотоносных прожилковых руд HS типа. В зонах мелких разломов формировались кварц-алунитовые залежи с низкими содержаниями металлов.

Проведенная Д.Мантейном и М.Эйнауди реконструкция эволюции гидротермальной системы Рефуджио свидетельствует по мнению авторов о принадлежности золоторудных месторождений Верде и Панчо и меднопорфировой минерализации на глубоких горизонтах последнего к разным частям единой МП РМС. Одним из ведущих факторов рудоотложения в ее пределах является изменение состояния и состава магматогенного флюида, подъем которого на верхние уровни системы вызывался декомпрессией. Потеря летучих компонентов, включая серу, создавало неблагоприятные для осаждения сульфидов условия, что в конечном итоге отразилось в аномально низких содержаниях меди в рудах описанных месторождений. В целом описанная модель возникновения рудно-метасоматической зональности системы близка к модели Р.Силлитоу.

Дж.Хеденквист и Дж.Ричардс [Hedenquist, Richards, 1998] показали различия в глубинах становления рудоносных интрузивов и палеогидрогеологических режимах образования меднопор-

фировых месторождений Юго-Запада США и Юго-Восточной Азии. При всех различиях в строении РМС окраинно-континентальных и островодужных ВПП для этих систем предполагается двухфлюидная (метеорно-магматогенная) модель формирования. По представлениям этих авторов метеорные воды по мере угасания магматической активности все глубже проникали во внутренние части систем, формируя зоны филлизитов и поздних аргиллизитов. Последние могли быть связаны с парообразованием в зонах вадозных вод, тогда как ранние аргиллизиты, близкие ко времени формирования калиево-кремниевой зоне, скорее обусловлены воздействием остывающих магматогенных вод. Метеорным водам отводится пассивная роль, хотя признается, что месторождения меднопорфирового семейства служат примером масштабного рециклинга вещества (вод, силикатов, металлов) в земной коре в обстановках формирования ВПП.

Приведен краткий обзор лишь некоторых из известных моделей формирования меднопорфировых РМС, что не позволяет в деталях проанализировать все из них. Вместе с тем, как было отмечено выше, основным положением этих моделей, разработанных главным образом западными специалистами, является признание в качестве главного источника металлоносных флюидов «материнских» не глубоко залегающих магматических очагов при допущении участия активизированных метеорных вод на поздних стадиях формирования систем. О роли таких вод свидетельствуют данные ряда отечественных и зарубежных публикаций по физико-химическим параметрам рудообразования и составу гидротермальных растворов, которые обобщены в монографии [Кривцов и др., 2001].

## 4.2 Физико-химические параметры рудообразования. Состав гидротермальных растворов

Параметрами МП РМС как физико-химических систем являются: температура ( $T^{\circ}$ ) и давление (P) минералообразования; кислотность–щелочность (pH) и окислительно-восстановительный потенциал (E) среды; летучесть кислорода (fO<sub>2</sub>) и серы (fS<sub>2</sub>); концентрация и составы солевой и газовой фаз гидротермального флюида. В качестве инструментов расшифровки условий рудоотложения используется анализ состава и пространственно-временных соотношений минеральных парагенезисов с учетом экспериментальных и расчетных данных по фазовым равновесиям в растворах [Барнс, 1982; Титли, Бин, 1984; Pichler et al., 1999 и др.], а также исследования флюидных включений в гидротермальных минералах [Реддер, 1982; Титли, Бин, 1984; Nash, 1976; Muntean, Einaudi, 2000 и др.]. Привлекаются также данные по стабильным изотопам легких элементов, главным образом, S, O и H [Тэйлор, 1982; Norton, 1983; Reynolds, Beane, 1985; Bowman, Parry et. al., 1987; Zvezdov et. al., 1993 и др.]. Комплекс указанных методов позволяет в первом приближении оценить основные физико-химические параметры образования МПМ.

О температуре и агрегатном состоянии флюидов в момент рудообразования можно судить по результатам термобарогеохимических исследований флюидных включений [Реддер, 1982]. Т.Нэш [Nash, 1976], а вслед за ним С.Титли и Р.Бин [Титли, Бин, 1984] показали, что содержащие воду флюидные включения кварца разновозрастных генераций на МПМ по температурам гомогенизации и концентрациям «захваченных» растворов могут быть разделены на три группы: 1) высокотемпературные (>750°С) и очень концентрированные рассолы (>40 вес. % NaCl–экв.); 2) средне-высокотемпературные (250-600°С) растворы с концентрациями (>28 вес. % NaCl–экв.); 3) среднетемпературные (<450°С, преимущественно 200-400°С) с относительно разбавленными растворами солей (<20 вес. % NaCl–экв.). Включения, дающие промежуточные значения, редки.

Анализ парагенетических соотношений флюидных включений с разностадийными руднометасоматическими образованиями показал, что включения первого типа характеризуют наиболее ранние магматогенные флюиды, вызывавшие калиево-кремниевый метасоматоз, в то время как включения второго (совместно с газовыми), являются продуктами кипения или конденсации флюида [Реддер, 1982] и, как правило, ассоциируют с биотит-калишпат-кварцевыми прожилками. Наиболее высокотемпературные из них обычно безрудны, хотя есть и исключения (пример – месторождение Бингхэм, где такие прожилки рудоносны). Более поздние, среднетемпературные включения, по-видимому, характеризуют растворы, отложившие основную массу меднопорфировых руд. «Разбавленные» включения третьего типа характеризуют более поздние кислые по составу растворы, с которыми связано формирование филлизитизитовой и аргиллизитовой зон, низкотемпературных фаций пропилитов, жильно-прожилковой полиметаллической минерализации и пиритовых ореолов, характерных для фланговых и периферийных частей МП РМС.

Указанные соотношения нельзя считать однозначными, так как имеются сведения как о ранних высокотемпературных слабоконцентрированных растворах, так и о высококонцентрированных кислых растворах, приведших к образованию филлизитовой зоны на таких объектах как Бьютт, Ред Маунтин, Каджаран и других. Возникновение флюидов сверхвысокой солености большинством исследователей связывается с концентрированием в результате фазовых переходов «жидкость – газ». По мнению [Titley, Beane, 1981] маловероятно непосредственное отделение от магмы флюидов с концентрацией >5 мас. % Cl<sup>-</sup>. Разбавление растворов может быть объяснено проникновением в гидротермальную систему метеорных вод.

Анализ имеющихся данных по температурам гомогенизации флюидных включений ряда МПМ [Реддер, 1982; Титли, Бин, 1984; Овчинников, 1988,1990] показывает следующие диапазоны температур образования: биотит-калишпат-кварцевые прожилки ранних стадий – 520-320°C; кварц-сульфидные прожилки основных рудных ассоциаций (в том числе сульфиды этих

ассоциаций по данным декрепитации) – 460-180°С; кварц-полисульфидные прожилки - 360-100°С; кварц-серицит-пиритовые - 220-140°С; кварц-карбонатные – 220-80°С.

Обобщив данные по термометрии флюидных включений, Т.Нэш [Nash, 1976] пришел к выводу, что типичные температуры рудоотложения на МПМ составляли около 400±100°C, а более высокотемпературные гидротермальные пульсации были недолговременны. Наиболее характерный температурный диапазон рудообразования по данным [Сотников, Берзина, 1977] – 200-400°C, [Колесников и др., 1986] – 180-370°C, [Titley, Beane, 1981] – 300-450°C.

Оценки давлений, существовавших в РМС в период рудоотложения, базируются на исследованиях многофазных галит- или CO<sub>2</sub>-содержащих включений [Реддер, 1982] и на сопоставлении этих значений с литостатическими или гидростатическими нагрузками, рассчитанными по геологически обоснованным глубинам рудообразования [Титли, Бин, 1984]. На ранней высокотемпературной стадии формирования РМС флюидные давления составляли 600-150 бар, значительно уступая расчетным литостатическим нагрузкам. Основные продуктивные стадии характеризуются диапазоном давлений 600-1100 бар, что может свидетельствовать о превышении гидростатического давления над литостатическим в результате дегазации кристаллизующегося расплава. Взрывное растрескивание апикальных частей порфировых интрузивов и окружающих пород сопровождалось резким повышением проницаемости системы в целом и поступлением в нее вод метеорного происхождения. На поздних относительно низкотемпературных стадиях и на флангах РМС давления, как правило, не превышали 160-250 бар, т.е. соответствовали гидростатическим нагрузкам [Nash, 1976; Muntean, Einaudi, 2000].

Представления о кислотности-щелочности (pH), фугитивности кислорода (fO<sub>2</sub>) и серы (fS<sub>2</sub>), характеризующие обстановку рудообразования, основаны преимущественно на парагенетическом анализе природных минеральных ассоциаций. В работе [Рехарский и др., 1982] для медно-молибденового месторождения Каджаран предполагается слабощелочной-слабокислый (pH~5-6) характер молибденсодержащих и кислый (pH~3-5) характер медьсодержащих растворов при миграции молибдена в виде оксидно-молибдатных, а меди - в виде хлоридных комплексов. Х.Барнс [Барнс, 1982] показывает, что отложение подавляющей части меди из хлоридных комплеккомплексов при  $\alpha$  K<sup>+</sup>=0,5 происходит в области pH~4-5 в температурном диапазоне 250-350°C, т.е. в слабокислой-близнейтральной среде. Близкие данные по составу металлоносных флюидов приведены в работах [Рехарский, 1973; Рехарский, и др.,1982; Павлов, 1976].

Анализ диаграмм fO<sub>2</sub>-fS<sub>2</sub> показывает, что ранние высокотемпературные магнетит-борнитхалькопиритовые ассоциации, связанные с калиево-кремниевыми метасоматитами, формировались при fS<sub>2</sub>~ $10^{-3} \div 10^{-5}$  и fO<sub>2</sub>~ $10^{-12} \div 10^{-20}$ , а более поздние среднетемпературные ассоциации, содержащие пирит, халькопирит, борнит, блеклые руды, гематит - в более широком диапазоне: fS<sub>2</sub>~10<sup>-6</sup> ÷ 10<sup>-11</sup>, fO<sub>2</sub>~10<sup>-28</sup> ÷ 10<sup>-32</sup>. Соотношения указанных параметров во многом определяли состав и зональность рудной минерализации [Титли, Бин, 1984].

К важнейшим характеристикам гидротермальной системы относятся также составы рудообразующих растворов. Прямые свидетельства этих составов дает изучение флюидных включений. В целом, состав содержащих жидкость включений МПМ характеризуется преобладанием хлоридов К и Na. Так, по результатам изучения многофазовых включений месторождения Бингхэм [Nash, 1976], высококонцентрированные растворы ранних стадий содержали КСІ 13-22 вес. %, NaCl 28-39 вес. %, H<sub>2</sub>O 47-51 вес. %, CaSO<sub>4</sub> до 1,5 вес. %, Fe от 0,1 до 1,2 вес.%; мольные отношения К:Na~0,26-0,59. Т.Нэш указывает, что сходные, но обычно более низкие концентрации Na, K, Fe, Cl, SO<sub>4</sub> отмечаются и на других МПМ. В слабоконцентрированных флюидах с <12 вес. % NaCl-экв. помимо хлоридов щелочей существенную роль играют Ca, Fe, S, Al, CO<sub>2</sub>. Ю.С.Париловым [Парилов, 1988] приводятся данные по составу флюидных включений месторождения Актогай в Казахстане. Рудообразующие растворы характеризуются слабой минерализацией (~10,8-13,1 мас. %); состав катионов (в мас. %): К<sup>+</sup> – 1,4–1,7, Na<sup>+</sup> – 0,7–0,8, Ca<sup>2+</sup> – 0,5–1,0,  $Mg^{2+} - 0.7 - 1.0$ ,  $NH_4^+ - 0.4 - 0.6$ ; состав анионов (в мас. %):  $SO_4^{2-} - 4.7 - 5.7$ ,  $Cl^- - 1.0 - 1.5$ ,  $F^- - 0.3 - 1.0$  $0,7, CO_3^{2-} - 0 - 1,2;$  летучие: H<sub>2</sub> $0 - 51,5 - 55,5, H_2S - 2,1 - 7,1, SO_3 - 1,5 - 2,3, CO_2 + CO - 29,4 - 21,4, H_2O_3 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20,4 - 20$ -0,3-0,1, а также NH<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>, Ar. Для пострудных стадий характерны растворы с минерализацией, не превышающей 4 мас. %.

По [Титли, Бин, 1984], [Reynolds, Beane, 1985] подавляющее количество определенных во флюидных включениях молярных отношений KCl/NaCl лежит в интервале 0,2-0,6 и близки при температурах 300-600°C к равновесию калишпат-альбит. Однако, на месторождениях Средней Азии, а также Санта-Рита и Ред Маунтин эти отношения достигают 1,0-1,8.

Т.Нэш [Nash, 1976] указывает, что для флюидов МПМ типично содержание CO<sub>2</sub> < 3 моль %. Включения с более высокими содержаниями CO<sub>2</sub> (от 3 до >30 моль % с фазой жидкой углекислоты) выделяются им в особый тип, для которого характерны низкие (~300°C) температуры гомогенизации и концентрации растворенных солей от 2 до 30 вес. % NaCl-экв. Состав и агрегатное состояние определяют плотность флюидов ( $\rho$ ), которая в высококонцентрированных включениях обычно >1,0 г/см<sup>3</sup>, в частности на Бингхэме  $\rho = 1,3$  г/см<sup>3</sup>. Флюидные включения обычно сосуществуют с газовыми, обладающими  $\rho \sim 0,1-0,3$  г/см<sup>3</sup>. Флюиды в низкоконцентрированных включениях имеют плотность 0,7-0,9 г/см<sup>3</sup>.

Значительные объемы экспериментальных исследований модельных систем также позволяют оценить P-T-X-условия гидротермального процесса, приводящего к образованию меднопорфировых месторождений. Для всех главных минеральных фаз, слагающих метасоматиты и жилы, известны пределы устойчивости, зависящие от температуры, парциального давления кислорода и соотношения активностей  $H^+$ ,  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Si^{4+}$ . Аналогичные данные, учитывающие, кроме того, активность  $S_2$ ,  $Cu^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , имеются для сульфидов и других рудных минералов. Синтез экспериментальных материалов и общая оценка изменения физико-химических параметров на разных стадиях образования МПМ в различных участках гидротермальных систем проведены в работе [Titley, Beane, 1981]. В ней показано, что переход от ранних стадий и внутренних зон с преобладанием кварц-полевошпатовых метасоматитов, содержащих магнетит, к поздним стадиям и внешним зонам с преобладанием пропилитов, филлизитов, аргиллизитов и сульфидной минерализации обусловлен как снижением температуры, так и уменьшением отношений активностей  $K^+/H^+$ ,  $Na^+/H^+$ ,  $O_2/S_2$ . Важное значение имеет также взаимодействие между катионами, определяющее состав гидротермальных минеральных парагенезисов в зависимости от первичного состава пород.

Состав газово-жидких включений в минералах МПМ свидетельствует о том, что в их формировании принимали участие флюидные фазы, которые находились в различном агрегатном состоянии и отличались по составу и плотности. По многим детально изученным объектам описаны включения: плотных высококонцентрированных щелочно-хлоридных рассолов; водных растворов с низкой плотностью и незначительным количеством растворенных солей; газообразной фазы, представляющей собой смесь  $H_2O$  и  $CO_2$ . Содержание солей (преимущественно NaCl и KCl) в рассолах превышает 30% эквивалентного количества NaCl и нередко достигает 70-80%. Плотность таких рассолов составляет 1,0-1,3 г/см<sup>3</sup>, отношение K/Na для молекулярных количеств варьирует от 0,17-0,26 до 0,46-0,59, а на некоторых МПМ увеличивается до 1,43. Разбавленные растворы содержат не более 10-20% эквивалентного количества NaCl и плотность их не превышает 0,7-0,9 г/см<sup>3</sup>. Плотность газообразной фазы составляет 0,1-0,3 г/см<sup>3</sup>.

Включения всех трех фаз нередко встречаются в одних и тех же минералах, относящихся к одной стадии гидротермального процесса, что свидетельствует о близости условий минералообразования к равновесию жидкость–газ, которое может быть связано как с кипением относительно плотного раствора, так и с конденсацией менее плотной фазы. Это подтверждается близостью температур гомогенизации (интервал 400-200°С) включений с разной плотностью. Для плотных рассолов часто отмечаются более высокие температуры гомогенизации, достигающие 600-700°С, что указывает на появление рассолов на ранней стадии эволюции гидротермальных систем при температуре, близкой к солидусу гранита и, следовательно, на магматогенное происхождение рассолов [Кривцов и др., 2001].

По мнению К.Барнэма [Барнэм, 1982] для выделения высококонцентрированного хлоридного рассола непосредственно из магматического расплава необходимо, чтобы последний был

изначально сильно обогащен хлором. Поэтому в обычных условиях максимальное содержание Cl во флюиде не может превышать примерно 5%. Более высокие концентрации хлоридов являются результатом последующего кипения и конденсации флюида. Пространственное совпадение ареалов максимального развития включений рассолов в минералах с зонами раннего кварц-калишпат-биотитового метасоматоза и медно-молибденового оруденения приводит к выводу, что щелочно-хлоридные рассолы служат непосредственным источником, по крайней мере, части металлов, сосредоточенных в рудных телах. Учитывая прямое соответствие между содержаниями хлора и халькофильных элементов в гидротермальных растворах, высокая металлоносность щелочно-хлоридных рассолов представляется вероятной и естественной.

Рассолы и разбавленные растворы могут образовать обособленные конвективные системы. Тяжелые рассолы скапливаются в нижней и внутренней зонах, а более легкие растворы в верхней и периферической зонах. Такое распределение флюидных фаз отражается в метасоматической и рудной зональности месторождений, что отмечено в модели «телескопированной» МПС Р.Силлитоу [Sillitoe, 2010].

На раннем этапе формирования МП РМС, когда образуются кварц-калишпат-биотитовые метасоматиты, постмагматические флюиды носят щелочной характер. По мере снижения температуры кислотность растворов увеличивается и при T~350°C абсолютная величина pH составляет 5-6, т.е. растворы приближаются к нейтральным.

Из работ Л.Н.Овчинникова [Овчинников, 1988, 1990] следует, что сера в высокотемпературном постмагматическом флюиде присутствует в сульфатной форме. При понижении температуры реакция 4SO<sub>4</sub>+4H<sub>2</sub>O → H<sub>2</sub>S+3H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> протекает слева направо и взаимодействие H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> с Са-содержащими породами приводит к образованию ангидрита, характерного для многих МПМ. Наличие сульфатной серы, присутствие в рудах гематита и другие признаки свидетельствуют о высокой степени окисления, характерной для высокотемпературного флюида, что можно связать с частичной потерей водорода и высоким уровнем щелочности.

По современным представлениям, перенос меди на постмагматической стадии осуществляется в форме хлоридных и сульфидных комплексов, а молибдена - в виде гидроокиси - и оксимолибдатных соединений, что не противоречит данным о составе флюидных включений. Рений также образует устойчивые комплексные соединения с хлором, что объясняет концентрацию этого элемента в молибденитах тех месторождений, которые обогащены медью.

По мере понижения температуры, нейтрализации растворов и их разбавления метеорными водами ранний постмагматический метасоматоз сменяется рудоотложением. Сульфатная сера восстанавливается до сульфидной и, реагируя с хлоридами и другими соединениями халькофильных элементов, фиксируется в твердых сульфидных фазах. Для руд раннего этапа характерна

относительно низкосернистая минеральная ассоциация борнит-халькопирит, которая может содержать некоторое количество гипогенного халькозина и дигенита. Околорудные метасоматиты представлены пропилитами. Руды сосредоточены главным образом в эндоконтактовых частях порфировых интрузивов. Внутренние части последних нередко обособляются в виде безрудных ядер, возникших вследствие экстракции меди при более высокой температуре и большей концентрации хлоридов в постмагматическом флюиде.

На позднем этапе формирования меднопорфировых РМС главное значение приобретает кислотное выщелачивание под воздействием нагретых метеорных вод, которое сопровождается перераспределением рудного вещества. Формируются филлизитовая и аргиллизитовая зоны, низкотемпературные фации пропилитов и ореолы рассеянной пиритизации. Поздние новообразованные минеральные ассоциации наложены на более ранние высокотемпературные. Внешняя граница первичных рудных тел, окаймляющих порфировый интрузив конформно его контактам, во многих случаях определяется не первичными условиями рудоотложения, а перераспределением рудного вещества на стадии кислотного выщелачивания.

В целом описанная эволюция состава растворов соответствует теории метасоматической зональности Д.С.Коржинского [Коржинский, 1982].

Медь, выносимая из ранее образованных рудных тел, может переотлагаться в верхних и периферических зонах. Дж.Бримхэллом на примере Au-Mo-Cu-порфирового месторождения Бьютт (США) показано, что над телом прожилково-вкрапленных халькопиритовых руд в результате циркуляции большого объема разогретых метеорных вод может образоваться зона переотложенной халькозин-ковеллиновой гипогенной минерализации. Подобная зона эндогенного вторичного обогащения развита по данным [Ossandón et al., 2001; Skarmeta, 2021] и на супергигантском Cu-Mo-порфировом месторождении Чукикамата (Чили).

Поздние растворы метеорного происхождения, как показывает изучение газово-жидких включений, отличаются меньшей концентрацией солей, чем ранние магматогенные флюиды. Значительная часть хлора и серы в этих растворах, вероятно, связана с немагматическими источниками. Обильное количество пирита в ассоциации с кварцем, серицитом и глинистыми минералами образуется в процессе сульфуризации железосодержащих минералов вмещающих пород с развитием пиритоносного пропилитового ореола. Часто наблюдаемая вкрапленность пирита, халькопирита и борнита в фемических минералах рудовмещающих пород, замещение пиритом магнетита и гематита свидетельствуют о заимствовании при рудообразовании значительной части железа, изначально содержащегося в породах интрузивной рамы.

В соответствии с принимаемой многими исследователями комбинированной модели рудообразования отделение магматогенной флюидной фазы от кристаллизующегося интрузива в

меднопорфировой РМС сопровождается возникновением конвекции, в которую вовлекаются метеорные воды из окружающих пород. Возможность их крупномасштабной циркуляции вблизи остывающих магматических масс подтверждается математическим моделированием процессов массо- и теплопереноса, а также результатами изотопно-геохимических исследований.

Д.Нортоном и Дж.Найтом [Norton, Knight, 1977] показано, что вокруг интрузива размером в поперечнике 2,7 км и высотой 4,5 км образуется конвективная система, охватывающая боковые породы на расстоянии до 5,5 км. Высокая проницаемость порфирового интрузива в зоне развития мелкой трещиноватости обеспечивает интенсивный массо- и теплообмен. Вследствие этого флюидные фазы, первоначально содержавшиеся в интрузиве, сравнительно быстро и почти полностью выносятся из него и замещаются метеорными водами. Уже через 50 000 лет, по оценке названных исследователей, метеорные воды, циркулирующие через верхнюю часть интрузива ( ≤2 км от верхней кромки), составляют 95% всего объема гидротермальных растворов. В 400 м ниже верхней кромки интрузива температура снижается от 870 до 250°С за 30 000 лет. Быстрое понижение температуры при интенсивной циркуляции растворов препятствует рассеянию рудного вещества высокотемпературными гидротермами и создает оптимальные условия для рудоотложения вблизи порфировых тел. При конвективном теплообмене температура внутри и вокруг проницаемых интрузивных тел понижается до 400-250°С, а затем остается стабильной на протяжении сотен тысяч лет. Именно этот температурный интервал наиболее характерен для отложения рудного вещества.

Такие резкие изменения физико-химических параметров - значительное снижение общей концентрации (разбавление) рассолов и «инверсия» давления (т.е. смена литостатических его значений гидростатическими) – установлены для многих меднопорфировых объектов. Они происходят во временном промежутке, соответствующем образованию основных рудных генераций, и предполагают проникновение метеорных вод в гидротермальные рудообразующие системы уже на относительно ранних стадиях их развития [Титли, Бин, 1984]. Это предположение подтверждается данными изотопных исследований кислорода и водорода.

Оценка участия магматогенных флюидов и метеорных вод в рудообразовании основана на изотопных различиях входящих в их состав кислорода и водорода. Первые характеризуются относительно стабильными значениями показателей  $\delta^{18}O_{H_2O}$  (6,0-10,0‰) и  $\delta D_{H_2O}$  (-50,0–60,0‰), вторые - широким диапазоном их вариаций в зависимости от географического положения при этом  $\delta^{18}O_{H_2O}$  изменяется от 0 до -15‰ и ниже, а  $\delta D_{H_2O}$  - от 0 до -160,0‰. Трудности, возникающие при интерпретации данных по изотопным соотношениям водорода D/H в рудных месторождениях, в том числе меднопорфировых, проанализированы Х.Тэйлором [Тэйлор, 1982]. Им отмечено, что изотопный состав водорода  $\delta D_{H_2O}$  наиболее распространенных на Земле типов метеорных вод аналогичен изотопному составу водорода первичных магматических вод.

Проанализированные данные изотопных исследований подтверждают обоснованность комбинированной модели рудоотложения в меднопорфировых РМС с участием как магматических флюидов, так и метеорных вод. На ранних этапах геологической истории РМС превалируют первые, на средних и поздних – вторые. По мере остывания порфирового интрузива циркуляция активизированных метеорных вод смещается во все более глубинные его части. Отсюда наблюдающееся на многих объектах наложение аргиллизитовой и филлизитовой зон на более раннюю биотит-калишпатовую (или биотитовую) зону.

По [Тэйлор, 1982] источником серы, меди и других металлов в рассматриваемых гидротермальных системах является сам порфировый интрузив, а из вмещающих пород выщелачивается лишь небольшая доля рудного вещества. Масштабы и активность циркуляции метеорных вод в меднопорфировых РМС существенно варьируют в зависимости от проницаемости и обводнённости окружающей среды. Выделяются месторождения «водных» типов (например, Бингхэм, Моренси) с высоким отношением пирит/халькопирит и мощными ореолами пиритизированных, серицитизированных и окварцованных пород до «сухих» месторождений (например, Бетлехем) со сравнительно маломощными зонами пирит-серицитовых метасоматитов.

Пространственное совмещение рудно-метасоматических образований ранних и поздних этапов формирования МПМ, вероятно, отражает также резкое увеличение проницаемости порфирового интрузива за счет возникновения в нем сообщающихся систем макротрещин и, соответственно, существенное изменение динамического и термического режима во всей конвективной системе. На раннем этапе, при температурах, близких к магматическим, порфировый интрузив сохраняет высокую пластичность, и фильтрация постмагматических флюидов осуществляется через систему микротрещин и капилляров, носящих преимущественно межзерновой характер [Барнэм, 1982; Haynes, Titley, 1980; Gruen et al., 2010]. Неправильная извилистая форма ранних, практически безрудных, кварц-калишпатовых прожилков и прямолинейность более поздних сульфидно-кварцевых прожилков и жил подтверждают смену режима фильтрации гидротермальных растворов режимом их циркуляции по каркасам мелкой трещиноватости, возникающим в эндо-экзоконтактовых зонах затвердевших порфировых штоков [Звездов, 1983, 1985, 20021].

Рядом исследователей было показано, что обогащение постмагматического флюида медью и другими рудными компонентами происходит не путем равновесного диффузионного разделения вещества между расплавом и флюидом, а в результате накопления этих компонентов в

остаточной жидкости в момент затвердевания и последующей их экстракции из твердых силикатных фаз и сульфидных обособлений, возникших на магматическом этапе. Высокие содержания меди в рудогенерирующих магмах подтверждаются анализом распределения этого металла в магматогенном биотите и амфиболе продуктивных гранитоидов, чем, в частности, обоснована отрицательная корреляция, как в пространстве, так и во времени между степенью обогащения цветных минералов медью и интенсивностью сульфидной минерализации. Этим определяется накопление определенной части меди сульфидных руд за счет экстрагирования из цветных минералов рудовмещающих гранитоидных пород.

Все эти данные приводят к выводу, что появление меднопорфировых месторождений определяется не только изначальной металлоносностью рудогенерирующих магматических очагов, но и обстановками, благоприятными для перераспределения и локальной концентрации рудного вещества на постмагматической стадии.

Участие в рудоносных гидротермах первично-магматических, метеорных, а в некоторых случаях и морских вод подтверждается и результатами анализа опубликованных данных по изотопии кислорода и водорода жильных и метасоматических минералов ряда меднопорфировых месторождений [Тэйлор, 1982; Звездов и др., 1989; Norton, 1983; Reynolds, Beane, 1985; Bowman et. al., 1987; Zvezdov, Migachev et. al., 1993; Muntean, Einaudi, 2000 и др.].

Ранние высокотемпературные (600-400°С), преимущественно безрудные, генерации гидротермального кварца, в газо-жидких включениях которых отмечаются сильно концентрированные (более 40 мас.% NaCl эквивалента) рассолы с преобладанием хлоридов К и Na, характеризуются значениями  $\delta^{18}O_{H_2O}$ =10,0-6,0‰, попадающими в диапазон "первично-магматической" воды (ПМВ). Для среднетемпературных (400-300°С) генераций кварца главных продуктивных рудных ассоциаций, во включениях которых концентрация растворенных солей не превышает 14-15 мас.% NaCl эквивалента,  $\delta^{18}O_{H_2O}$ =6,0-4,0‰, что свидетельствует о разбавлении магматических флюидов метеорными водами уже на средней стадии развития штокверков. Низкотемпературные (300-200°С и ниже) генерации кварца из кварц-серицит-пиритовых прожилков (продуктов кислотного выщелачивания) характеризуются включениями с сильно разбавленными (5-8 мас.% NaCl эквивалента) растворами и низкими значениями  $\delta^{18}O_{H_2O}$  (4,0-2,0, иногда до -8,0‰), что отвечает подавляющему преобладанию изотопно-легкой "метеорной" фазы в рудообразующих гидротермах.

Пропорции, в которых смешиваются различные по природе воды, определяются геологической обстановкой становления РМС, что подтверждается вышеизложенными данными изотопных исследований автора с коллегами [Звездов и др., 1989; Migachev,, Zvezdov, 1988, 1989; Zvezdov, Migachev, Girfanov, 1993] на месторождениях Казахстана и Средней Азии.

Таким образом, материалами проведенного анализа: состава и пространственно-временных соотношений разновозрастных минеральных парагенезисов руд, развитых на МПМ; экспериментальных и расчетных данных по фазовым равновесиям в гидротермальных растворах; термобарогеохимических и изотопно-геохимических исследований ряда МПМ подтверждено участие вод немагматического происхождения в рудогенезе.

Как отмечено в первом разделе настоящей работы, состав руд и околорудных метасоматитов месторождений меднопорфирового семейства зависит от петрологических характеристик и геохимического профиля рудоносных плутоногенных формаций, которые различаются для обстановок андезитоидных и базальтоидных ВПП, что нашло свое отражение в «диоритовой» и «гранодиорит-монцонитовой» моделях МП РМС, которые также различаются рудно-формационной зональностью. В свою очередь, на состав и петрохимические характеристики рудоносных плутонов влиял состав субстрата (фундамента) поясов, что отражает возможность внутрикорового происхождения магматических расплавов. Генерация таких выплавок связывается с тепловыми потоками над зонами субдукции, с существованием горячих мантийных точек, с воздействием на коровый материал продвигающихся базальтоидных магматических масс.

Конформность метасоматических зон и рудных тел рудоносным интрузивам отражает принадлежность месторождений семейства к саморазвивающимся РМС, центрами и источниками энергии для которых служат магматические расплавы. Формирование таких систем может быть объяснено комбинированной «смешанно-флюидной» генетической моделью, предполагающей участие в рудоотложении как магматогенных, так и метеорных вод.

Для обоснования такой модели необходимо количественное описание совокупности элементов, с которыми связано рудонакопление. В работах [Кривцов, 1981, 1989, 1984] отмечалось, что антропогенные (техногенные) системы концентрирования рудного вещества так или иначе воспроизводят природные процессы рудонакопления и отличаются лишь тем, что технологии обогащения и переработки руд реализуются в области более высоких содержаний металлов. Это позволяет использовать для анализа баланса масс и содержаний гидротермальных рудообразующих систем (ГРС) расчетные приемы, близкие к применяемым в сфере обогащения руд и концентрирования металлов. Таким образом, в основу *геолого-генетических моделей* гидротермальных систем и месторождений, в том числе меднопорфировых, могут быть положены показатели массы и содержаний металлов в их источниках (магматических очагах и вмещающих породах), транспортирующих агентах (флюидах, растворах) и областях рудоотложения (рудных телах, геохимических ореолах), а также характеристики состояния рудного вещества в каждом из названных элементов системы и в процессах его перемещения и накопления. Разработка таких моделей необходима для проверки «числом и мерой» существующих генетических концепций, что обеспечивает воспроизводимость подобных построений и создает основы для научно-методических подходов к прогнозу месторождений.

Начатые в ЦНИГРИ в конце 90-х годов под руководством А.И.Кривцова работы по моделированию месторождений алмазов, благородных и цветных металлов (АБЦМ) ведущих геологопромышленных типов завершились к началу двухтысячных годов созданием *системы моделей* этих объектов, сформированных на основе обширных фактографических материалов с максимально возможным использованием количественных методов и показателей.

Созданная система объединила различные по целевому назначению и содержанию, но взаимосвязанные по ряду характеристик модели: классификационно-признаковые, геолого-промышленные (статистические), прогнозно-поисковые качественные и количественные (параметрические), морфометрические, концентрационные, градиентно-векторные, композитные (многофакторные) оценочно-разведочные, геолого-генетические. Все они, применительно к ведущим типам рудных месторождений, описаны в серии монографий «Модели месторождений благородных и цветных металлов», изданной ЦНИГРИ. В исследованиях, направленных на построение моделей меднопорфировых систем и месторождений, результаты которых представлены в монографии А.И.Кривцова, В.С.Звездова, И.Ф.Мигачева, О.В.Мининой «Меднопорфировые месторождения» [Кривцов и др., 2001], непосредственное участие принимал автор настоящей работы.

Не останавливаясь на существе и областях использования перечисленных моделей, которые описаны в монографии, отметим, что *количественные геолого-генетические модели* меднопорфировых РМС и месторождений могут быть построены на основе их параметрических, морфометрических, концентрационных и градиентно-векторных моделей с привлечением данных изотопно-геохимических исследований источников рудного вещества и растворов, расчета баланса содержаний меди в различных частях систем, математического моделирования тепломассопереноса и гидродинамических характеристик современных геотермальных систем.

## 4.3 Градиентно-векторные модели

Градиентно-векторные (морфометрические и концентрационные) модели строятся на основе анализа распределения мощностей рудных тел и содержаний в них основных рудообразующих элементов; используются также комбинированные показатели (метропроценты, метрограммы). Методы градиентно-векторного анализа позволяют получить количественные характеристики разноориентированных «потоков» масс и содержаний на пресс-проекциях рудных тел, в их разрезах, а также в трехмерном выражении.

Методика построения градиентно-векторных моделей рудных тел МПМ рассмотрена А.И.Кривцовым [Кривцов, 1991, 1992]. Она предусматривает использование планов и разрезов месторождений с данными о распределении мощностей рудных тел и содержаний металлов (Сu, Mo и др.) в их пределах с определением значений градиентов и ориентировок векторов в узлах равномерной прямоугольной либо квадратной сети. В процессе такой обработки с применением компьютерных технологий строятся результирующие планы и разрезы рудных тел в векторном выражении. Для получения обобщенной картины используются розы-диаграммы, отражающие распределение векторов различной ориентировки и средние значения градиентов по соответствующим секторам. Применительно к планам оси 0°-180° роз-диаграмм ориентируются по удлинению рудных тел, а применительно к разрезам - по их вертикальной оси. С целью получения сводных градиентно-векторных (полигональных) концентрационных диаграмм для разрезов производится «прессовка» векторов по направлениям концентрационных потоков с выделением восходящих и нисходящих ветвей, определением знаков изменения градиентов концентраций и их средних значений по отдельным отрезкам.

Для интерпретации результатов градиентно-векторного анализа принципиальное значение имеют следующие положения общего характера. Векторы, как известно, фиксируют направления изменения тех или иных характеристик неоднородного поля, а градиенты отвечают интенсивности таких изменений по соответствующим направлениям. Сводную картину распределения векторов можно получить по градиентам заданного знака – роста или убывания характеристик. Соответствующие векторы фиксируют ориентировку фрагментов концентрационных потоков, т.е. линий, по которым происходят изменения содержаний металлов в том или ином сечении рудного тела. Такого рода трассы изменения концентраций применительно к обстановкам меднопорфировых месторождений, вероятно, могут отражать господствующие направления миграции рудоносных растворов. С другой стороны, при однотипности состава растворов и однородности промываемой среды, допускаемых ситуацией на объектах исследования, изоконцентраты могут рассматриваться как отражения положения фронтов потока растворов, на которых происходят одни и те же по интенсивности процессы концентрирования (деконцентрирования) рудного вещества и преобразования рудоносных флюидов. В силу того, что векторы изменения содержаний ориентированы по нормали к изоконцентратам, изложенное позволяет считать, что распределение векторов отражает как структуру концентрационных потоков, так и структуру токов вод в соответствующих флюидных системах [Кривцов, 1991].

Градиентно-векторные концентрационные модели построены для ряда детально изученных месторождений – Актогай, Айдарлы, Коунрад и Бощекуль (Казахстан), Дальнее, Кальмакыр

и Кызата (Узбекистан), Съеррита-Эсперанца, Белл Коппер, Лорнекс и Дос Побрес (США) и других, различающихся морфологией рудоносных порфировых интрузивов и рудных тел, а также степенью эрозии. Ниже приведены модели некоторых из этих объектов, построенных лично автором настоящей работы.

Месторождение Коунрад (Казахстан), многократно описанное в ряде работ [Полетаев и др., 1983; Колесников и др., 1986; Кривцов и др., 1987 и др.], приурочено к штоку гранодиоритпорфиров ранне-среднекаменноугольного возраста, «занимающему» жерловину палеовулкана. Гранодиорит-порфиры прорывают среднезернистые гранодиориты и вулканиты, частично преобразованные во вторичные кварциты. Рудное тело, подобное опрокинутому конусу с близизометричным основанием, значительно эродировано. Детали его строения позволяют рассматривать рудоносный штокверк как результат слияния нескольких расширяющихся кверху и объединяющихся друг с другом воронкообразных минерализованных зон. На верхних горизонтах объекта границы РТ в горизонтальных сечениях повторяют очертания штока. При прослеживании на глубину поверхности, ограничивающие РТ, под различными углами склоняются к внутренним частям штока, пересекая его. На нижних горизонтах РТ распадается на несколько трубообразных и воронкообразных фрагментов с субвертикальной ориентировкой осей (Рисунок 4.12 – I).

Морфометрическая градиентно-векторная роза-диаграмма меднорудного тела месторождения Коунрад построена по градиентам убывания мощностей (Рисунок 4.12 – II). При относительно равномерном распределении векторов по секторам выделяется одно преобладающее направление (270°). Средние значения градиентов мощностей по разным секторам сравнительно близки. В то же время, их наибольшие значения характерны для юго-западных румбов. Роза диаграмма легко может быть преобразована в опрокинутую многогранную пирамиду с соответствующей векторам ориентировкой ребер и их наклонами, эквивалентными значениями градиентов. В поперечном разрезе РТ векторы роста концентраций меди имеют восходящую ориентировку (Рисунок 4.13 А-I). Отчетливо выделяется осевая (стволовая) зона вертикальной ориентировки векторов, разделяющая РТ на две зеркально-симметричные по общему рисунку расположения векторов части. Для каждой из них построены розы-диаграммы векторов роста концентраций меди (Рисунок 4.13 А-II), подтверждающие сходство структуры концентрационных потоков левой и правой частей рудных тел. Для наглядного выражения этой структуры векторы роста концентраций были «спрессованы» по господствующим направлениям с определением доли векторов для каждого из них (Рисунок 4.13 А-III). Получена однотипная картина как для левой, так и для правой частей РТ, подобная строению нижних внутренних частей идеальных конвекционных ячей. В обоих случаях имеет место переход от горизонтальных и наклонно восходящих концентрационных потоков к «стволовым» вертикальным.



Рудное тело: 1 - на поверхности (горизонт 0), 2 - на глубине (горизонт 550 м); 3 - векторы убывания мощностей, 4 - средние значения градиентов мощностей (усл. ед.)

Рисунок 4.12 – План (I) и роза-диаграмма векторов убывания мощностей (II) рудного тела месторождения Коунрад, Казахстан [Кривцов и др., 2001]



На разрезах: 1 - границы рудного тела, 2 - векторы роста концентраций меди.

Рисунок 4.13 – Месторождение Коунрад, Казахстан. Поперечный (А-I) и продольный (Б-I) разрезы рудного тела, розы-диаграммы векторов роста концентраций меди (II) и градиентновекторные концентрационные диаграммы (III) различных частей рудного тела [Кривцов и др., 2001] Для оценки возможности воспроизводства полученных результатов и их достоверности аналогичные построения были выполнены и в продольном разрезе месторождения (Рисунок 4.13 Б-I, Б-II). По этому сечению выявлена такая же картина распределения векторов роста концентраций меди и обобщенной структуры концентрационных потоков при несколько иной доле векторов на их разноориентированных участках.

В целом, в двух взаимно перпендикулярных сечениях рудного тела месторождения Коунрад установлена однотипная картина распределения векторов роста концентраций и структуры концентрационных потоков. С учетом близизометричной формы горизонтальных сечений рудного тела можно предположить наличие общей стволовой зоны вертикальных концентрационных потоков с однотипным ростом содержаний меди снизу вверх и от оси рудного тела к его флангам [Кривцов и др., 2001].

Месторождение Кальмакыр (Узбекистан) широко описано в литературе. Для построения градиентно-векторных моделей использованы материалы И.М.Голованова, Е.И.Николаевой и М.А.Кажихина [Голованов и др., 1988] по распределению концентраций меди по одному из поперечных сечений.

Молибденово-медные руды этого месторождения контролируются штоком среднекаменноугольных кварцевых монцонит-порфиров, удлиненным в север-северо- восточном направлении. Вмещающие породы представлены диоритами, сиенито-диоритами и более древними кварцевыми порфирами; в кровле рудного тела залегают фрагменты в значительной степени ассимилированной расплавом толщи позднедевонских известняков и доломитов.

Рудно-метасоматическая зональность месторождения представлена рядом сменяющих друг друга зон (от центра к периферии системы): монокварцевой с магнетит-гематитовой минерализацией, биотит-калишпатовой с пирит-молибденитовой и главной продуктивной золотосодержащей молибденит-борнит-халькопирит-пиритовой ассоциациями, филлизитовой с развитием последней ассоциации - во внутренних частях и золото-полисульфидной - во внешних, пропилитовой с мелкой рассеянной пиритовой вкрапленностью и золотоносными кварц-карбонат-полисульфидными жилами (Рисунок 4.14). Сохранность на этом месторождении всех метасоматических и рудных зон, характерных для типовой модели, свидетельствует об умеренном эрозионном срезе.

Зона промышленной штокверковой минерализации «облекает» выступы рудоносного интрузива и в ряде сечений на верхних уровнях образует единое рудное тело, которое на глубине разделяется на две составляющих. Распределение векторов роста концентраций Сu в обоих сегментах РТ обнаруживает сходную картину (Рисунок 4.15). От оси интрузива и снизу вверх прослеживаются восходящие концентрационные потоки субвертикальной и наклонной ориентировки. По отчетливо выраженной границе, конформной ограничениям интрузива, эта зона сменяется зоной потоков с убыванием концентраций меди. Соответственно, по названной линии происходит инверсия содержаний металла. Потоки с падением содержаний Си постепенно меняют ориентировку с горизонтального направления на наклонное нисходящее и, частично, субвертикальное (Рисунок 4.15 A). Еще более отчетливо эта смена ориентировки от субвертикальной восходящей к нисходящей проявляется в структуре концентрационных потоков (Рисунок 4.15 Б).

Область роста содержаний Си в рудном теле практически совпадает с зоной раннего высокотемпературного калиево-кремниевого преобразования пород, а область убывания – с зоной кислотного выщелачивания. Минимальный радиус конвекционной ячеи – около 750 м.



1 - рудоносные гранодиорит-порфиры, 2 - породы интрузивной рамы - сиенито-диориты и диориты; 3-6 – метасоматические зоны: 3 - кварцевая, 4 - кварц-биотит-калишпатовая, 5 - кварц-серицитовая, 6 - пропилитовая; 7- контакты вмещающих пород; 8 – границы метасоматических зон; 9 – контур рудного тела по бортовому содержанию меди 0,3%; 10 – разлом

Рисунок 4.14 – Геологический разрез месторождения Кальмакыр, Узбекистан [Кривцов и др., 2001]. Составлен с использованием данных И.М.Голованова [Голованов и др., 1988]



1 – контур промышленного рудного тела; 2-3 – ориентировки векторов градиентов концентраций меди: 2 – по направлению возрастания концентраций, 3 – по направлению убывания концентраций; 4 – линии инверсии концентрационных потоков; 5-6 – направления концентрационных потоков: 5 – с ростом концентраций меди, 6 – с убыванием концентраций меди

Рисунок 4.15 – Распределение векторов изменения концентраций меди (А) и структура концентрационных потоков (Б) в разрезе месторождения Кальмакыр, Узбекистан. По [Кривцов и др., 1995, 2001] с изменениями

Абсолютные значения градиентов изменения концентраций Си в рудах (Рисунок 4.16) в зоне роста составляют 0,10–2,32% на 100 м и в среднем равны +0,26%, а в зоне убывания – (-0,07) – (-1,79%) на 100 м, в среднем –0.27% [Кривцов и др., 1995].

*Месторождение Дос Побрес* в штате Аризона (США) приурочено к брекчиевой трубке, надстраивающей шток кварцевых монцонит-порфиров палеоцен-эоценового возраста. Вмещающими породами являются триасовые и меловые вулканиты— лавы и туфы андезитов, агломератовые брекчии. Изометричное в плане, умеренно эродированное рудное тело конформно апикальной брекчированной части штока (Рисунок 4.17).

Рудно-метасоматическая зональность месторождения отвечает следующему ряду сменяющих друг друга зон (от центра к периферии системы): биотитовая с халькопирит-борнитовой рудообразующей ассоциацией, филлизитовая (кварц-хлорит-серицитовая) с пирит-халькопиритовой минерализацией и пропилитовая с мелкой пиритовой вкрапленностью (пиритовый ореол).

Изометричное в плане, умеренно эродированное рудное тело конформно апикальной части порфирового штока. Построенные с помощью градиентно-векторного анализа разрезы (Рисунок 4.18), а также полигональная градиентно-векторная диаграмма (Рисунок 4.19), позволили получить выразительную картину разворотов концентрационных потоков с изменением их ориентировок на инверсионной границе и, кроме того, количественно оценить параметры разноориентированных отрезков соответствующих ветвей конвекционных ячей.

На восходящих ветвях концентрационных потоков отмечается существенный рост положительных градиентов содержаний Си в рудах вплоть до инверсионной границы, а затем смена их отрицательными. Последние достигают максимальных абсолютных значений в точках «перегиба» концентрационных потоков, т.е. в точках смены восходящих ветвей конвекционных ячей – нисходящими.

Средний радиус конвекционных ячей, рассчитанный по нескольким типовым линиям концентрационных потоков, составляет около 1 км, что отвечает минимальному значению (наиболее близкому к рудному телу) для всей системы в целом. Область положительных градиентов совпадает с центральной зоной биотитизации с халькопирит-борнитовыми рудами, а область отрицательных - с нижними участками названной зоны и филлизитовой зоной, где развита пирит-халькопиритовая ассоциация.

По наиболее выдержанным линиям концентрационных потоков на месторождении Дос Побрес градиенты роста концентраций Си колеблются от 0,04 до 0,70 % на 100 м, а убывания – от -0,02 до -1,14 % на 100 м. Средние значения градиентов концентраций Си в рудном теле ниже инверсионной границы составляют +0,21 % на 100 м, выше нее – -0,22 % на 100 м, т.е. практически равны абсолютным значениям [Кривцов и др., 1995].



Ориентировка векторов: 1 – положительных, 2 – отрицательных. Цифры в кружках: в числителе – доля векторов в %, в знаменателе – градиенты концентраций меди в n • 10<sup>-2</sup>% на 100 м

Рисунок 4.16 – Полигональная градиентно-векторная диаграмма концентрационных потоков в разрезе месторождения Кальмакыр, Узбекистан [Кривцов и др., 2001]



1 – четвертичные рыхлые отложения; 2 - метаморфизованные вулканиты андезитового состава (лавы, туфы, агломератовые брекчии) мелового и триасового возраста; 3 - кварцевые монцонит-порфиры палеоцен-эоценового возраста; 4 – брекчированные кварцевые монцонит-порфиры; 5-7 - метасоматические зоны: 5 - биотитовая, 6 - кварц-хлорит-серицитовая, 7 - пропилитовая (эпидот, хлорит, карбонаты); 8 – контакты: рудоносного порфирового штока (а) и вмещающих пород (б); 9 – границы зон: брекчирования (а) и гидротермально-метасоматических изменений (б); 10 – контур рудного тела по бортовому содержанию меди 0,4%; 11 – разломы

Рисунок 4.17 – Геологический разрез месторождения Дос Побрес, США. По [Langton J.M., Williams, 1983] с изменениями



1 - контур промышленного рудного тела по бортовому содержанию меди 0,1%; 2-3 - ориентировки векторов градиентов концентраций меди: 2 - по направлению возрастания концентраций, 3 - по направлению убывания концентраций; 4 - линии инверсии концентрационных потоков; 5-6 - направления концентрационных потоков: 5 - с ростом концентраций меди, 6 - с убыванием концентраций меди

Рисунок 4.18 – Распределение векторов изменения концентраций меди (А) и структура концентрационных потоков (Б) в разрезе месторождения Дос Побрес, США По [Кривцов и др., 2001] с изменениями



Условные обозначения см. на Рисунке 4.16

Рисунок 4.19 – Полигональная градиентно-векторная диаграмма концентрационных потоков в разрезе месторождения Дос Побрес, США [Кривцов и др., 2001]

Таким образом, общей чертой градиентно-векторных моделей изученных месторождений является ярко выраженный разворот восходящих концентрационных потоков с положительными градиентами в нисходящие с отрицательными.

Градиентно-векторная структура меднорудных тел в горизонтальных сечениях может быть рассмотрена на примере месторождений Актогай и Айдарлы (Казахстан).

*Месторождение Актогай* приурочено к вытянутому в северо-западном направлении штоку гранодиорит-порфиров, прорывающему гранитоиды крупного Колдарского массива и вулканиты среднего и кислого состава. Возраст штока и вмещающих пород - средне-позднекаменноугольный. Минерализованный кварцевый штокверк обрамляет порфировый интрузив, развиваясь в основном по вмещающим гранодиоритам и ксенолитам вулканогенных пород. Более поздними являются сравнительно небольшие брекчиевые тела и многочисленные дайки диабазов, диоритовых порфиритов и лампрофиров.

Рудно-метасоматическая зональность относительно центра системы, за который может быть принят порфировый интрузив, отвечает следующему ряду сменяющих друг друга грубо концентрических зон: внутриинтрузивная зона слабой биотитизации с убогой пирит-магнетитовой вкрапленностью; монокварцевая («кварцевое ядро») с рассеянной бедной пирит-халькопирит-магнетитовой минерализацией; кварц-биотит-калишпатовая с главной продуктивной магнетит-борнит-пирит-халькопиритовой рудообразующей ассоциацией, сменяющейся во внешних частях зоны молибденит-пирит-халькопиритовой; кварц-хлорит-серицитовая (филлизитовая) с развитием последней из названных минеральных ассоциаций; пропилитовая с мелкой рассеянной вкрапленностью пирита («пиритовый ореол») и убогой прожилковой полиметаллической

минерализацией. Филлизитовая зона в значительной мере уничтожена эрозией и сохранилась лишь в виде линейных зон, быстро выклинивающихся на глубине [Кривцов и др., 1987].

Рудное тело месторождения по форме представляет собой опрокинутый толстостенный полый конус, во внутренней части которого расположено практически безрудное кварцевое ядро, свидетельствующее о глубоком эрозионном срезе объекта. Нижняя граница тела - коронообразная с выклиниванием на разных гипсометрических уровнях. За промышленным контуром в биотитизированных и пропилитизированных породах развита бедная минерализация.

Градиентно-векторным анализом, проведенным по планам распределения содержаний Cu и Mo на горизонтах +340 м, +220 м, +100 м и –20 м, выявлена преимущественная северо-западная и северо-восточная ориентировки векторов при относительно невысоких градиентах концентраций металлов. Кроме того, по этим планам установлено «перемещение» инверсионной границы между зонами роста и падения концентраций с изменением ее конфигурации, которое отражает общее расширение зоны разгрузки снизу вверх и в стороны от оси системы. Отмеченное в том же направлении увеличение абсолютных значений градиентов содержаний Cu и Mo, а также их средних величин, свидетельствует о большей интенсивности разгрузки растворов в верхних частях системы в сравнении с нижними.

Для месторождения Актогай характерна обширная ( $1200 \times 1800$  м на горизонте +340 м) зона положительных градиентов, что обусловлено вскрытием эрозией нижних частей зоны рудной разгрузки (Рисунок 4.20). Средние значения положительных и отрицательных градиентов в рудном теле, рассчитанные по четырем горизонтам, по абсолютным величинам близки друг другу и равны 0,06 %/100 м. Площадь подзоны рудной разгрузки (рудного тела) около 6,20 км<sup>2</sup> (при оконтуривании по бортовому содержанию Cu 0,15 %).

Линия инверсии центробежно направленных (от порфирового штока) концентрационных потоков в первом приближении отвечает внешним ограничениям кварц-биотит-калишпатовой зоны. За ее пределами, в филлизитовой и пропилитовой зонах положительные градиенты изменения содержаний меди в рудах сменяются отрицательными (Рисунок 4.21).

*Месторождение Айдарлы* приурочено к штоку гранодиорит-порфиров, прорывающему средне-позднекаменноугольные диориты, кварцевые диориты и гранодиориты Колдарского плутона. Наиболее поздними являются небольшие трубообразные тела брекчий с обломками оруденелых пород и дайки кварцевых диоритовых порфиритов и диабазов.

Молибденово-медная минерализация сосредоточена в основном в экзоконтактовой зоне порфирового интрузива. Рудно-метасоматическая зональность месторождения подобна зональности Актогая. Главным отличием является более широкое развитие пород филлизитовой зоны, а на периферии системы (в пропилитах) - прожилковой полиметаллической минерализации, что



1 – контур промышленного рудного тела; векторы изменения содержаний меди: 2 – возрастания (положительных градиентов), 3 – убывания (отрицательных градиентов); 4 – точки с нулевыми значениями градиентов; 5 – линии инверсии значений градиентов; 6 – границы зон застоя; 7 – границы зон рудной разгрузки и загрузки растворов

Рисунок 4.20 – Структура концентрационных потоков на Актогайском месторождении (фрагмент рудного поля) [Кривцов, Звездов, Гирфанов, Егорова, 1995]

указывает на более высокое положение уровня эрозионного среза.

Промышленное меднорудное тело, конформное штоку, в первом приближении подобно усеченному полому конусу, центральная часть которого занята слабо минерализованными гранодиорит-порфирами. На поверхности рудоносный штокверк имеет форму удлиненного в северо-западном направлении овала, осложненного пострудными перемещениями по крупным разломам (Рисунок 4.22).

Градиентно-векторная модель месторождения Айдарлы по своим основным чертам близка к модели Актогайского месторождения. Основным отличием является меньший размер (на дневной поверхности 300х600 м) зоны положительных градиентов концентраций меди, что обусловлено умеренным эрозионным срезом. Инверсионная граница концентрационных штоков практически совпадает с ограничениями кварц-биотит-калишпатовой зоны, вмещающей значительную массу молибденово-медных прожилково-вкрапленных руд (см. Рисунок 4.22).

Средние значения градиентов роста и убывания содержаний Си в рудном теле по абсо-



1 – рудоносные гранодиорит-порфиры; 2 – породы интрузивной рамы – гранитоиды Колдарского многофазного плутона и вулканиты Актогайского ксенолита; 3 - брекчиевые тела; 4-8 – метасоматические зоны: 4 – «кварцевые ядра», 5 – кварц-биотит-калишпатовая, 6 – (калишпат)-биотитовая, 7 – кварц-хлорит-серицитовая, 8 – пропилитовая; 9 – контакты порфировых штоков (а) и брекчиевых тел (б); 10 – границы зон метасоматических изменений, 11 – контур рудного тела по содержанию меди 0,2%; 12 – линии инверсии концентрационных потоков; 13 – разломы; 14-15 – линии изменения концентраций: 14 – роста, 15 - убывания

Рисунок 4.21 — Схема рудно-метасоматической зональности месторождения Актогай (Казахстан) с элементами градиентно-векторной модели (горизонт +340 м) [Кривцов и др., 2001]. Составлена с использованием материалов Джунгарской ГРЭ ПГО «Южказгеология»

лютной величине примерно равны – около 0,16% на 100 м по поверхности месторождения и 0,09% на 100 м по пресс-проекции на вертикальный размах в 300 м.

Градиентно-векторные модели меднопорфировых месторождений позволяют определять направления и интенсивность изменения содержаний металлов в рудных телах, т.е. воссоздать структуру конвективных потоков и оценить их количественные показатели, необходимые для создания геолого-генетических моделей РМС. В частности, для фланговых частей рудных тел изученных объектов установлен разворот восходящих концентрационных потоков с положительными градиентами изменения содержаний меди в нисходящие с отрицательными, который наряду с другими данными подтверждает существование конвективных ячей. Кроме того, полученные при моделировании данные о трендах и градиентах концентраций металлов могут быть использованы в практике ГРР – для определения мест заложения скважин.



Условные обозначения см. Рисунке 4.21

Рисунок 4.22 – Схема рудно-метасоматической зональности месторождения Айдарлы (Казахстан) с элементами градиентно-векторной модели (горизонт +340 м) [Кривцов и др., 2001]. Составлена с использованием материалов Джунгарской ГРЭ ПГО «Южказгеология»

Принципиальное значение имеет также установление при моделировании линий инверсии концентраций меди; такого рода линии (поверхности) разделяют нижние относительно обедненные части рудных тел от верхних – более богатых, что весьма важно, как для определения положения эрозионного среза, так и для корректной оценки возможных масштабов скоплений рудного вещества. Такие задачи могут решаться как на оценочной, так и на разведочной стадиях с использованием моделей-эталонов и данных градиентно-векторного анализа, постепенно накапливаемых в ходе работ.

На основе разработанных параметрических, морфометрических, концентрационных и градиентно-векторных моделей меднопорфировых месторождений с привлечением расчетных данных по балансу вещества и тепломассопереносу, а также гидродинамических параметров современных геотермальных систем, проведена количественная оценка существующих генетических концепций и создана модель меднопорфировой конвективно-рециклинговой рудообразующей системы (МП КРРС). Эта модель позволяет оценить участие немагматических растворов и первичной рудоносности интрузивной рамы в формировании МПМ.

## 4.4 Количественные оценки генетических моделей

Рассмотренные выше геолого-генетические модели МПМ имеют преимущественно качественное содержание, поскольку базируются на описательно-эмпирических моделях конкретных объектов (с качественными характеристиками различных частей околорудного пространства), хотя в них и учтены параметры рудообразования, установленные термобарогеохимическими и изотопно-геохимическими исследованиями. Совершенствование таких моделей и построенных на их основе прогнозно-поисковых моделей рудных полей и месторождений невозможно без создания количественных моделей гидротермальных рудообразующих систем (ГРС), в которых локализованы месторождения.

Оценка приложимости тех или иных генетических концепций к конкретным геологическим ситуациям может быть выполнена на основе укрупненных количественных показателей моделируемых объектов. А.И.Кривцовым [Кривцов, 1981, 1989; Кривцов и др., 2001; Krivtsov, 1988, 1989, 1996] для такой оценки использованы усредненные параметры статистической модели меднопорфирового месторождения Кордильерского пояса (с запасами 1,5 млн т меди), приведенные в работе Дж.Джеффроя и Т.Уиннэля [Geoffrey, Wignall, 1972], которые были переведены в метрические меры и для упрощения расчетов округлены:

– суммарная площадь горизонтального сечения всех метасоматических зон	$2 \cdot 10^{6}  \mathrm{m}^{2}$
– площадь горизонтального сечения порфирового интрузива	$25 \cdot 10^4$ м <sup>2</sup>
– площадь выхода рудного тела	$50 \cdot 10^4$ м <sup>2</sup>
– вертикальный размах оруденения	2 · 10 <sup>2</sup> м
– масса руды	250 · 10 <sup>6</sup> т
– содержание меди в руде	0,6 %
– запасы меди в руде	1,5 · 10 <sup>6</sup> т

В *ортогенетических моделях* порфировые интрузивы рассматриваются как источники вещества и транспортирующих агентов (рудоносных растворов). При принятой в геологической модели площади горизонтального сечения интрузива в  $25 \cdot 10^4$  м<sup>2</sup>, допущении субвертикальной ориентировки его контактов и распространенности на глубину до  $4 \cdot 10^3$  м, предполагаемую К.Барнэмом [Барнэм, 1982], объем соответствующего расплава оценивается в  $1 \cdot 10^9$  м<sup>3</sup> ( $25 \cdot 10^4 \times 4 \cdot 10^3$ ), т.е. 1 км<sup>3</sup>, а его масса при плотности 2,7 т/м<sup>3</sup> в 2,7  $\cdot 10^9$  т. Если допустить возможность увеличения площади сечения массива на глубине до 1 км<sup>2</sup>, то объем расплава составит  $4 \cdot 10^9$  м<sup>3</sup> ( $1 \cdot 10^6 \times 4 \cdot 10^3$ ), т.е. 4 км<sup>3</sup>, а его масса  $10,8 \cdot 10^9$  т.

Отнесение всей массы меди (запасов месторождения в  $1,5 \cdot 10^6$  т) к значениям массы расплава ( $2,7 \cdot 10^9$  т при объеме 1 км<sup>3</sup> и  $10,8 \cdot 10^9$  т – при 4 км<sup>3</sup>) позволяет определить концентрацию этого металла в магматическом источнике на уровне около 0,05% (500 мг/т) и 0,01% (100 мг/т) соответственно. Подобные значение могли бы рассматриваться в качестве свидетельства геохимической специализации расплавов и предварительного концентрирования меди в таких источниках, однако, это не подтверждается ни геологическими наблюдениями, ни петролого-геохимическими данными. Даже при допущении увеличения сечения массива до 1 км<sup>2</sup> и соответствующем уменьшении исходных концентраций меди в 4 раза они все равно вдвое превысят известные.

Для оценки обеспеченности ортогенетической модели рудообразующими растворами требуется определение их массы, высвобождающейся при дефлюидизации расплава, и возможного содержания в них меди. В.И. Смирнов [Смирнов, 1981, 1985] допускал, что при кристаллизации гранитоидных расплавов высвобождается масса воды, составляющая до 7% массы магматического тела. При принятии среднего значения исходного содержания флюидной фазы в расплаве на уровне 4%, при условии ее полного обособления, масса растворов составит: при площади горизонтального сечения интрузива  $0,25 \text{ км}^2 - 108 \cdot 10^6 \text{ т}$  ( $4 \cdot 10^{-2} \times 2,7 \cdot 10^9 \text{ т}$ ), т.е. оказывается в два раза меньшей, чем масса рудного тела ( $250 \cdot 10^6 \text{ т}$ ), а при  $1,0 \text{ км}^2 - 432 \cdot 10^6 \text{ т}$  ( $4 \cdot 10^{-2} \times 10,8 \cdot 10^9 \text{ т}$ ), что будет превышать ее лишь в 1,7 раза.

При этом, для массы меди в  $1,5 \cdot 10^6$  т, заключенной в модельном месторождении, ее содержания в растворах для двух рассмотренных вариантов горизонтальных сечений должны быть около 1,4% ( $1,5 \cdot 10^6$  т:  $108 \cdot 10^6$  т) и 0,35% ( $1,5 \cdot 10^6$  т:  $432 \cdot 10^6$  т), что противоречит данным экспериментальных исследований по растворимости меди в гидротермальных растворах.

Масса магматического тела, необходимая для формирования месторождения, может быть определена через растворимость меди в растворах и запасы модельного месторождения. Для отложения  $1,5 \cdot 10^6$  т меди, если принять ее растворимость даже на уровне 0,01%, требуется  $15 \cdot 10^9$  т растворов. Эквивалентная масса расплава должна составить  $375 \cdot 10^9$  т (при содержании флюидной фазы в 4%) при объеме около 139 км<sup>3</sup>, т.е. в 14 и 3,5 раза превосходить принятые при расчетах модельные значения объема (1 и 4 км<sup>3</sup>) и массы ( $2,7 \cdot 10^9$  т и  $10,8 \cdot 10^9$  т) магматического тела.

Приведенные оценки ортогенетической модели свидетельствуют о дефиците массы растворителя при введенных в расчет значениях объема и массы расплава, который может быть «преодолен» лишь при допущении невероятных глубин протяженности рудоносных интрузивов, либо резкого расширения их с глубиной, как это сделано в рассмотренных выше (см. раздел 2) моделях Р.Силлитоу [Sillitoe, 2010], Дж.Ричардса [Richards, 2003, 2019], И.Штейнбергера с соавторами [Steinberger et. al., 2013] и других исследователей.

Если для рядового меднопорфирового месторождения с запасами в 1,5 млн т меди «необходимый» объем расплава должен составлять около 140 км<sup>3</sup>, то для гигантских с запасами на порядок более высокими – как минимум в 10-20 раз выше. Для сверхкрупного Au-Mo-Cuпорфирового месторождения Бингхэм (США) с запасами Си около 29 млн. т (Мо – 1,71 млн. т, Au – 1227 т), сопряженного со штоком кварцевых монцонит-порфиров, объем ниже залегающего лакколитообразного «питающего» многофазного плутона (промежуточного очага), выступомапофизой которого шток является, оценен (по данным магнитной съемки) от 1400 до 3000 км<sup>3</sup>, а масса содержавшейся в нем воды – в 150 млрд. т (при взятом для расчета усредненном значении объема интрузива в 2000 км<sup>3</sup>) [Steinberger et. al., 2013]. При принятии плотности расплава в 2,7 т/м<sup>3</sup> и содержания H<sub>2</sub>O в нем в 4 %, масса флюидной фазы составит около 215 млрд. т.

Исходя из вышеприведенных расчетов массы растворов, необходимой для образования «модельного» месторождения с запасами меди в 1,5 млн т, для объекта с запасами меди в 29 млн т, с учетом растворимости металла на уровне 0,01 %, необходимая масса растворов должна была бы составить около 290 млрд. т, что, в принципе, свидетельствует о «достаточности» магматического очага для флюидообеспечения формирования такого крупнейшего объекта, как Бингхэм. Необходимо отметить, что для большинства крупных и сверхкрупных МПМ, включая описанные в предшествующих разделах этой работы, установлены крупные интрузивные массивы рудоносных формаций. Порфировые штоки, дайки, в некоторых случаях брекчиевые трубки, с которыми сопряжено оруденение, обычно залегают в породах их основных (фанеритовых) фаз. Вместе с тем, для многих месторождений наличие крупных «материнских» плутонов на глубине не подтверждено геофизическими данными изучения глубинного строения рудных районов. Для таких обстановок «чисто ортогенетическая» концепция не подходит. Поэтому рассмотрим для них приложимость конвективно-рециклинговой модели рудообразования.

Конвективно-рециклинговая генетическая модель, как отмечалось выше, допускает поступление рудообразующих компонентов из всего объема пород, охваченного циркуляцией магматогенных, метеорных и смешанно-флюидных вод. Для оценки такой модели при заданном объеме (V), массе (М) и проницаемости (Р) пород конвективной системы и известных запасах металла в руде (R) требуется определить интегральную массу растворов (Мг), участвующих в рудоотложении, и число их обменов (п). Очевидно, параметры любой конвективной системы должны удовлетворять равенству [Кривцов и др., 2001]:

$$VP = \frac{Mr}{n \cdot d},$$
(1)

где d - плотность растворов, принимаемая для упрощения дальнейших расчетов за единицу.

Интегральная масса растворов может быть определена через растворимость в них металла (Cr) как

$$Mr = \frac{R}{Cr}$$
. (2)  
Из уравнений (1) и (2) после преобразований получаем:

$$n = \frac{R}{VCrPd}.$$
 (3)

Для принятой геологической модели запасы металла (R) составляют  $1.5 \cdot 10^6$  т; объем системы через площадь горизонтального сечения ( $2 \cdot 10^6$  м<sup>2</sup>) и возможный вертикальный размах конвекционных ячей ( $4 \cdot 10^3$  м) определяется в  $8 \cdot 10^9$  м<sup>3</sup>. Проницаемость пород, усредненная на весь объем конвективных систем, не превышает 1 % и может быть принята на уровне 0,5%. Растворимость меди в среднетемпературных гидротермальных растворах оценивается в широком диапазоне значений - от n ·  $10^{-4}$ % до n ·  $10^{-1}$ %. По данным T.Сато, Е.Спунера, М.Соломона и результатам исследований современных геотермальных систем допустимо принятие растворимости меди на уровне 5 г/т (0,0005 %).

При приведенных значениях величин число обменов вод в системе, удовлетворяющее уравнению (1), по формуле (3) определяется в 7500, что не противоречит обобщенным данным по конвективным системам.

Возможность обеспечения рудонакопления за счет металла, содержащегося в породах конвективной системы, оценивается через вынесенные его концентрации. Последние определяются отнесением массы меди в руде  $(1,5 \cdot 10^6 \text{ T})$  к массе источника с плотностью 2,7 т/м<sup>3</sup>  $(2,7 \times 8 \cdot 10^9 \text{ T})$  на уровне 55 г/т. Отметим, что для месторождений группы Хайлэнд Вэлли в Канаде исходные содержания меди в источнике определены в 60 г/т, а вынесенные – 36 г/т [«Porphyry deposits…», 1976]. Реальность полученных значений определяет возможность принятия конвективной системы в качестве источника меди для анализируемой геологической модели месторождения.

Для полноты характеристики конвективной системы важно определить возможную скорость циркуляции растворов (W) и дебит их потока (D).

Скорость фильтрации определяется как

$$W = \frac{Ln}{T},$$
(4)

где L - путь фильтрации, n - число обменов вод в системе, T - длительность функционирования системы.

Путь фильтрации (L) в конвективной ячее в первом приближении может быть принят равным периметру вертикального сечения системы

L=4(H+R), (5) где H - высота цилиндрической конвективной системы, равная  $4 \cdot 10^3$  м; R - радиус, составляющий около  $2 \cdot 10^3$  м.

Значение Т по геологическим данным и расчетам времени остывания магматических тел для порфировых штоков определяется в первые сотни тысяч лет и для упрощения расчетов принято в 1 · 10<sup>5</sup> лет (~3 · 10<sup>12</sup>c).

Из выражений (4) и (5) и значений соответствующих величин скорость фильтрации оценивается в 6 · 10<sup>-5</sup> м/с. Близкие значения даются для субмаринных конвекционных ячей.

Соответственно, дебит потока (D) определяется по выражению

$$D = \frac{Mr}{ST},$$
(6)  
или с использованием равенства (2)  

$$D = \frac{R}{STCr},$$
(7)

где S - площадь потока.

При R= $1.5 \cdot 10^6$  т; S= $2 \cdot 10^6$  м<sup>2</sup>; T= $3 \cdot 10^{12}$  с; Cr= $5 \cdot 10^{-6}$ % значение D составляет  $5 \cdot 10^{-3}$  кг/см<sup>2</sup>с. Это значение существенно не изменится, если допустить, что фильтрация осуществляется преимущественно в породах интрузивной рамы.

Полученный расчетный дебит потока оказывается на порядок выше значений для современных геотермальных систем, но близок к дебиту субмаринных конвекционных ячей, что подтверждает возможность приложения конвективной генетической модели к рассматриваемому типовому месторождению.

В целом на основе приведенных расчетов для месторождений с запасами металла n · 10<sup>6</sup> т главные взаимосвязанные параметры оцениваются следующим образом.

Конвективная система:

– площадь горизонтального сечения	n · 10 <sup>6</sup> м <sup>2</sup> ;
– вертикальный размах	n · 10 <sup>3</sup> м;
– объем	$n \cdot 10^9 $ м <sup>3</sup> ;
– проницаемость	n • 10 <sup>-3</sup> мд;
– эффективный объем	$n \cdot 10^7  м^3;$
— масса	n · 10 <sup>10</sup> т;
– вынесенные концентрации меди	$n \cdot 10^{-5}\%;$
– длительность функционирования	$n \cdot 10^{12} c;$
Растворы:	
– масса, единовременно находящаяся в системе	n • 10 <sup>7</sup> т;
– число обменов в системе	$\mathbf{n}\cdot 10^3;$
– растворимость меди	$n \cdot 10^{-60}$ %;
– скорость фильтрации	n · 10 <sup>-5</sup> м/с;
– дебит потока	$n \cdot 10^{-3} \ \kappa \Gamma / cm^2 c$

Приведенные значения характеристик не принадлежат к числу невероятных либо нереальных, чем определяется предпочтительность конвективной либо комбинированной моделей перед
ортогенетической. При прочих равных условиях параметры конвективных систем в значительной степени зависят от растворимости меди, поскольку этим определяется интегральная масса растворов и число их обменов в объеме системы. Приближенный характер приведенных оценок указанных величин не снижает достоверности основного вывода, поскольку более строгими расчетами конвекционных ячей, обобщенными А.И.Кривцовым и И.Т.Макеевой [Кривцов, Макеева, 1981], получены значения таких же порядков.

Для создания количественной модели *меднопорфировой конвективно-рециклинговой рудообразующей системы (МП КРРС)* требуется решение ряда задач [Кривцов и др., 2001]:

– установление геометрии, внутренней структуры и параметров МП КРРС по данным изучения типовых объектов с использованием площадей (в горизонтальных либо вертикальных сечениях) основных элементов их строения: порфировых интрузивов, метасоматических зон, рудоносных штокверков, промышленных рудных тел, пиритовых ореолов, ареалов распространения ведущих рудообразующих минеральных ассоциаций, а также аномалий, фиксирующих различные части РМС;

– оценка реальности геометрических и аналитических модельных построений с помощью градиентно-векторных моделей меднопорфировых рудных полей и месторождений, разработанных на основе анализа распределения содержаний меди и молибдена, а также основных попутных компонентов в рудных зонах и околорудном пространстве конкретных объектов. Установление по полученным расчетным и минералого-геохимическим данным направленности гидротермальных потоков в рециклинговой системе, их эволюции во времени и пространстве;

 – оценка вещественного баланса взаимодействующих пород и транспортирующих агентов (рудоносных растворов) через анализ соотношения уровней концентраций содержащихся в них металлов в различных частях МП КРРС;

 выявление гидродинамических особенностей рассматриваемой системы, исходя из ее геометрии, структуры, расчетных параметров, с учетом данных по современным природным аналогам;

– сопоставление разработанной количественной модели меднопорфировой рудообразующей системы с результатами математического моделирования тепломассопереноса.

# 4.5 Геометрия, структура, параметры и количественные характеристики меднопорфировой конвективно-рециклинговой рудообразующей системы (МП КРРС)

В идеализированных моделях конвективно-рециклинговых рудообразующих систем, описанных в работах [Кривцов и др., 1991, 1992, 1995, 2001 и др.] принимается, что их структурногеометрическими и энергетическими центрами служат штокообразные магматические тела, которые как главные элементы входят в описательные и количественные модели меднопорфировых месторождений. Такого рода тела рассматриваются в качестве главных источников энергии, обеспечивающих достаточно длительную циркуляцию рудоносных растворов в пространстве пород интрузивной рамы. При этом рудные тела меднопорфировых месторождений, располагающиеся в интрузив-надынтрузивных зонах, фиксируют участки разгрузки рудоносных растворов, которые поступают из внешних частей системы, где происходит заимствование той или иной доли рассеянного рудного вещества (зоны загрузки). Обмен вод между зонами загрузки и разгрузки осуществляется по многочисленным каналам, геометрия которых приближенно описывается круговыми либо эллиптическими конвекционными ячеями. В центральных частях последних предполагается существование «застойных» зон, т.е. участков, которые либо не охватываются флюидными потоками вовсе, либо затрагиваются ими в незначительной степени.

В первом приближении вся сумма частных конвекционных ячей образует тело, подобное тору с вертикальной осью, которая проходит через центр рудоносного интрузива. На основании построенных градиентно-векторных моделей меднопорфировых месторождений, часть из которых рассмотрена в предыдущем разделе, допускается упрощенная геометрия конвекционных ячей, описываемая окружностями разных радиусов. По месторождениям Дос Побрес, Коунрад и Кальмакыр минимальные значения радиуса конвекционных ячей оцениваются от 700 до 1000 м [Кривцов и др., 1995, 2001].

В разработках ряда авторов принималась простая концентрическая структура конвекционных ячей. Однако при построении градиентно-векторных моделей были получены убедительные свидетельства «стягивания» потоков в относительно узкие около- и внутриинтрузивные зоны [Кривцов и др., 1995], что может быть объяснено заглублением центров конвекционных ячей (параллельно с погружением центров кристаллизации в рудоносном интрузиве) на более низкие уровни. Погружение центров кристаллизации должно неизбежно сопровождаться уменьшением теплоотдачи и, как следствие этого, сокращением радиуса конвекционных ячей и заглублением их центров со смещением к оси интрузива. Таким образом, возникает сочетание концентрических ячей разного радиуса, определяющие эксцентричность их интегрированного совмещения. Подобная геометрия структуры в наибольшей мере отражает интенсивное стягивание потоков в зоны разгрузки. В связи с невозможностью определения масштабов смещения во времени центров конвекционных ячей на глубину и для упрощения построений принята миграция этих центров по горизонтали от периферии системы к оси интрузива.

Внешние (заинтрузивные) части конвекционных ячей на верхних (субгоризонтальных), боковых (субвертикальных), нижних и внутренних отрезках принимаются соответственно в качестве зон циркуляции растворов, заимствования рудного вещества (загрузки) на нисходящих ветвях и транспортировки его в зону рудоотложения (восходящие ветви).

Рудные тела меднопорфировых месторождений составляют лишь часть зоны разгрузки рудоносных растворов, поскольку такие тела ограничиваются снизу и сверху определенными значениями промышленных (бортовых) содержаний меди. Зона разгрузки может быть представлена в форме полусферы, которая состоит из подзон: подрудной разгрузки (под нижней границей рудных тел), рудной разгрузки (собственно рудные тела в промышленных контурах, разделенные на две части линией инверсии концентраций, т.е. роста-убыли содержаний меди), надрудной разгрузки - за верхним ограничением промышленных руд.

*Геометрия и структура модели МП КРРС* проиллюстрированы Рисунок 4.23, на котором отражено взаиморасположение выделенных выше зон и подзон. Расчетные ее размеры представлены в Таблице 4.1.



1 – условные линии токов растворов в конвекционных ячеях; 2-5 – границы: 2 – рудного тела, 3 – зон роста и падения концентрации меди в рудном теле, 4 – подзоны подрудной разгрузки, 5 – подзоны надрудной разгрузки; 6-8 – направления разгрузки растворов в пределах: 6 – рудного тела, 7 – подрудной подзоны, 8 – надрудной подзоны; 9 – центры разновременных конвекционных ячей

Рисунок 4.23 – Идеализированная геометрическая структура меднопорфировой конвекционно-рециклинговой системы в поперечном разрезе [Кривцов, Звездов, Гирфанов, Егорова, 1995]

Элементы модели	Размеры	Радиус, 10 <sup>2</sup> м	Высота, 10 <sup>2</sup> м	Длина, 10 <sup>2</sup> м	Площадь, 10 <sup>4</sup> м <sup>2</sup>	Объем, 10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	Масса, 10 <sup>4</sup> т при плотно- сти пород ρ = 3 т/м <sup>3</sup>
1	2	3	4	5	6	7	8
	В плане	6	-	37,68	113,04	-	-
	В разрезе	6	4	-	38,58	-	-
	В пространстве	6	4	37,68	-	334,93	1004,8
Durano more	Верхнее ограничение в разрезе	6	6	18,84	56,52	-	-
Рудное тело (РТ)	Линия инверсии содержаний в разрезе	7,75	3,5	16,05	37,23	-	-
$(\mathbf{\Gamma} \mathbf{I})$	Нижнее ограничение в разрезе	9,5	2	13,25	17,94	-	-
	Запасы руды	-	-	-	-	-	1004,8
	Запасы меди при содержаниях: среднем 0,6 %, бортовом 0,1 %	-	-	-	-	-	6,03
	Вплане	7,5	-	47,1	176,62	-	-
	В разрезе	7,5	6	-	98	-	-
Подзона над-	В пространстве	7,5	6	47,1	-	1035,0	3105
рудной	Верхнее ограничение в разрезе	7,5	12	34,0	154,5	-	-
разгрузки	Нижнее ограничение в разрезе	6	6	18,84	56,52	-	-
(IIHP)	Путь разгрузки (макс.)	-	6	7	-	-	-
	Запасы руды	-	-	-	-	-	3105
	Запасы меди при К <sub>ср</sub> = 0,05 %	-	-	-	-	-	1,55
Подзона подрудной	От опорного основания до нижней границы рудного тела	6	2	37,68	113,04	117,23	351,69
разгрузки (ППР)	Запасы меди при K <sub>cp</sub> = 0,05 %	-	-	-	-	-	0,176
	Внешнее ограничение круговое	15	30	94,2	706,5	-	-
Конвекционная	Внешнее ограничение эллиптическое	15	36	106,2	989,1	-	-
ячея в разрезе (одна сторона	Зона загрузки (без ПНР, РТ, ППР) для кругового огра- ничения	15	30	80,2	629,2	-	-
системы)	Зона загрузки (без ПНР, РТ, ППР) для эллиптического ограничения	15	36	92,2	911,8	-	-

## Таблица 4.1 – Расчетные размеры элементов геометрической модели МП КРРС [Кривцов и др., 1995]

## Продолжение таблицы 4.1

1	2	3	4	5	6	7	8
	Внешнее ограничение	30	-	188,4	2826	-	-
Система ячеи в про-	Тор как совокупность ячей	15	Ι	94,2	706,5	-	-
скции (план)	Ось центров внутреннего ограничения	7,5	I	47,1	176,6	-	-
	Максимальное сечение нисходящего потока - в про- странстве	29,6	-	21	2751,7	-	-
	Зона загрузки (без ПНР, РТ, ППР)	30	30	-	2751,7	65065,1	195,2
	Максимальное сечение нисходящего потока	9	14	56,52	791,3	-	-
	Максимальное сечение горизонтального потока	9	14	56,52	791,3	-	-
	Запасы меди при кларке в гранодиоритах 0,01 %	-	-	-	-	-	19,53
	Зона разгрузки в целом (сумма ПНР, РТ, ППР)	-	-	-	-	1481,2	4,5
Зона разгрузки (ЗР)	Суммарные запасы меди в зоне разгрузки: при $K_{cp}$ =0,6%	-	-	-	-	-	7,76
	Разность запасов меди в зонах загрузки и рудной раз- грузки при $K_{\phi}$ =0,01 % для $K_{cp}$ =0,6 %	-	-	-	-	-	11,77
	Доля запасов меди в зоне разгрузки от запасов зоны загрузки при $K_{\phi}$ =0,01 % для $K_{cp}$ =0,6 %	-	-	-	-	-	39,7

 $\varPi pume \textit{varue}$ . Содержания меди: К\_ $\varphi-\varphi$ оновое, К\_6-бортовое, К\_{cp}-среднее.

При определении геометрических параметров системы было принято, что она содержит рудное тело с запасами меди в 6 млн. т, которые в ранговых рядах запасов отвечают достаточно представительному классу. Среднее содержание меди принято равным 0,6% при ограничениях рудного тела изоконцентратами 0,1 %, что не противоречит реальным ситуациям.

*Геометрические параметры* выделенных выше зон и подзон оценены расчетно, исходя из массы меди (6 млн. т), сосредоточенной в изометричном в плане рудном теле конформного типа. Верхние и нижние ограничения рудного тела по содержанию меди 0,1 % приняты сферическими с разными радиусами – большим для верхней границы и меньшим – для нижней. В качестве подзоны подрудной разгрузки рассматривается пространство за нижней кромкой промышленных руд, расположенное над субгоризонтальным опорным основанием, диаметр которого отвечает расстоянию между точками выклинивания промышленно значимых руд.

Размеры подзоны надрудной разгрузки определены по геометрическим построениям как часть сферы, надстраивающей рудное тело от точек (линии) его выклинивания.

Построение трасс течения рудоносных растворов (конвекционных ячей) основано на градиентновекторных моделях ряда месторождений, на которых радиусы конвекционных ячей оценены в диапазоне 700-2300 м. Для обобщенных построений эта величина принята равной 1500 м для начала функционирования системы при допущениях ее «сжатия» до 250 м на поздней стадии развития (см. Рисунок 4.23).

Для оценки реальности идеализированной геометрической модели КРРС выполнен градиентно-векторный анализ распределения содержаний меди на *Актогайского рудном поле* одноименного РР Баканасской МЗ Джунгаро-Балхашской меднопорфировой провинции Казахстана. В строении этого РП принимают участие гранитоиды продуктивной на меднопорфировые руды среднекаменноугольной габбро-диорит-гранодиоритовой формации, которые вместе с породами позднекаменноугольно-пермской лейкогранитной формации слагают крупный Колдарский плутон (площадью около 75 км<sup>2</sup> на дневной поверхности). В кровле этого интрузивного массива присутствуют многочисленные ксенолиты девонских и каменноугольных вулканогенно-осадочных пород, наиболее крупный из которых находится в центральной части месторождения Актогай.

Молибденово-медная штокверковая минерализация сопряжена с вытянутыми в северо-западном направлении штоками гранодиорит-порфиров и локализована, в основном, в их экзоконтактовых зонах. В пределах РП разведаны три месторождения – Айдарлы, Актогай и Кзылкия (перечислены в порядке увеличения эрозионного среза), а также оценены три рудопроявления участков Западный, Промежуточный и Восточный. Все они сопряжены в пространстве с отдельными порфировыми штоками – апофизами находящегося на глубине многофазного «материнского» гранитоидного массива. Ведущие металлы руд – медь и молибден, второстепенные – свинец и цинк. Структура Актогайского РП осложнена крупными разломами северо-западной и северо-восточной ориентировки, по которым зафиксированы разноамплитудные пострудные перемещения.

Первичными материалами для градиентно-векторного анализа распределения содержаний меди послужили данные площадной съемки Актогайской ГРП по ВОР масштаба 1:10 000, обработанные с применением компьютерных технологий. В результате была установлена сложная структура распределение векторов изменения концентраций меди (Рисунок 4.24) и реконструированных концентрационных потоков (Рисунок 4.25).

На представленных схемах отчетливо видны области и вектора роста и убывания концентраций меди в рудных телах, фиксирующие зону рудной разгрузки (рудоотложения), области «застоя» с фоновыми содержаниями, а также периферийные участки снижения концентраций до аномально низких (ниже фоновых) значений, интерпретируемых как зона поглощения (рудосбора).

На площади рудного поля можно выделить по крайней мере шесть центров, от которых по радиусам к периферии расходятся концентрационные потоки. Отчетливо выраженные инверсионные границы отделяют площади положительных и отрицательных градиентов изменения содержаний металла. Все эти центры отвечают известным месторождениям либо рудопроявлениям.



1-2 - ориентировки векторов градиентов изменения концентраций меди: 1 - возрастания, 2 - убывания; 3 - точки с нулевыми значениями градиентов изменения концентраций меди; 4 - линии инверсии концентрационных потоков на месторождениях Актогай (10), Айдарлы (2). Кзылкия (3) и рудопроявлениях Промежуточном (4) и Восточном (5); 5 - контуры промышленных рудных тел; 6 - контур площади геохимической съемки по первичным ореолам рассеяния меди

Рисунок 4.24 – Актогайское рудное поле, Казахстан. Распределение векторов изменения концентраций меди в плане поверхности [Кривцов и др. 2001]



1-2 - линии роста (1) и убывания (2) концентраций меди в зонах рудной разгрузки; 3 - линии убывания концентраций меди в зонах поглощения; 4 - линии инверсии концентрационных потоков; 5 - контуры промышленных рудных тел; 6 - границы зон рудной разгрузки; 7 - границы зон застоя; 8 - метасоматические изменения во внутренних частях меднопорфировых систем; 9 - контуры пиритовых ореолов; 10 - контур площади геохимической съемки по первичным ореолам рассеяния меди. Месторождения: Актогай (1), Айдарлы (2), Кзылкия (3); рудопроявления: Промежуточный (4) и Восточный (5)

Рисунок 4.25 – Актогайское рудное поле, Казахстан. Схема концентрационных потоков в плане поверхности [Кривцов и др., 2001]

Поля положительных градиентов, площади которых зависят от глубины эрозии объектов, в первом приближении совпадают с зонами раннего калиево-кремниевого изменения вмещающих пород, а отрицательных - с зонами кислотного выщелачивания и пропилитовых преобразований.

С использованием среднестатистических значений содержаний меди (K<sub>min</sub>, K<sub>я</sub>, K<sub>н</sub>, K<sub>в</sub>, K<sub>и</sub>, K<sub>р1</sub>, K<sub>p2</sub>, K<sub>н</sub>, и K<sub>ф</sub>) по «типовым» концентрационным линиям построены графики модельного распределения содержаний меди в горизонтальных сечениях подрудной, рудной и надрудной подзон зоны разгрузки (3P) и зоны поглощения (3П) МП КРРС. Усредненный график представлен на Рисунке 4.26. Градиенты изменения концентраций металла в 3P в сравнении с фоновыми достигают нескольких сотен %, а на инверсионных границах 800-1000%. В абсолютном выражении по рудному полю в целом они в среднем равны – 0,014% меди на 100 м.

Ширина вышеперечисленных подзон ЗР варьирует в широком диапазоне - от сотен м до первых км. Поперечные размеры ЗР КРРС, выявленных в пределах рудного поля, от 600-800 м на рудопроявлениях, до 2,5-3,0 км на месторождениях. Площадь ЗР Актогайской системы – 12,63 км<sup>2</sup>, Айдарлинской – 9,59 км<sup>2</sup>.

Реальные размеры ЗП неясны из-за ограниченной площади литогеохимической съемки. Более того, учитывая значительные размеры (км-первые десятки км) внешних частей конвекционных ячей меднопорфировых систем, а также разрешающие возможности геохимических съемок при уровнях концентрации металлов в породах, близких к фоновым, можно предположить, что определение



Значения содержаний меди:  $K_{min}$  - минимальное в зоне загрузки (поглощения);  $K_{\phi}$  - фоновое в породах интрузивной рамы;  $K_{H}$  - бортовое на нижней границе рудного тела;  $K_{B}$  - бортовое на верхней границе рудного тела;  $K_{\mu}(K_{max})$  - максимальное на инверсионной границе зон роста и падения концентраций;  $K_{p1}$  - среднее в зоне положительных градиентов изменения концентраций меди в рудном теле;  $K_{p2}$  - среднее в зоне отрицательных градиентов;  $K_{Hp}$  - среднее в зоне отрицательных градиентов;  $K_{Hp}$  - среднее в зоне мадрудной разгрузки,  $K_{g}$  - среднее в подрудной «ядерной»зоне

Рисунок 4.26 – Актогайское рудное поле, Казахстан. Усредненный график модельного распределения содержаний меди в горизонтальном сечении зон разгрузки и поглощения КР МПРС [Кривцов и др., 2001]

параметров зон поглощения МП КРРС проблематично. Вместе с тем, нами установлено, что зоны поглощения соседствующих систем могут трансформироваться в узкие (первые сотни метров) области субвертикально направленных потоков. Нередко между зонами разгрузки граничащих «взаимовлияющих» систем отмечаются общирные безградиентные поля.

Таким образом, Актогайское рудное поле в градиентно-векторном изображении представляет собой сложно построенную систему с центробежно направленными концентрационными потоками. Они «исходят» из нескольких центров, фиксирующихся при достаточно глубоком эрозионном срезе «кварцевыми ядрами» и представляющих собой стволовые области конвективнорециклинговых систем с наименьшими площадями в горизонтальных сечениях и соответственно максимальными скоростями транзита через них рудообразующих растворов. Эти участки пространственно сопряжены с телами гранодиорит-порфиров. Последние могут рассматриваться в качестве апофиз единого на глубине магматического тела – основного источника энергии для рудного поля в целом. В итоге, с помощью геометризации и градиентно-векторного анализа рудных зон и околорудного пространства построена количественная модель меднопорфировой конвективно-рециклинговой рудообразующей системы (МП КРРС). В ней выделены и количественно охарактеризованы зоны загрузки и разгрузки растворов; последняя подразделена на подзоны: подрудной разгрузки, рудонакопления (рудного тела, разделенного на две части зоной инверсии содержаний), надрудной разгрузки. Зона разгрузки отвечает сопряжению проводящих тел переменных сечений по схеме «сопло (конфузор) – диффузор», что создает условия для перепадов скоростей, давлений и температур растворов и, как следствие, интенсивного отложения рудного вещества. В качестве возможного механизма запуска конвективной системы рассматриваются эксплозивные явления, возникающие в суженной части потока при интенсивном парообразовании за счет перегретых магматогенных и/или активизированных в тепловых полях интрузивов амагматических вод. Эти явления по своему режиму, вероятно, подобны «снарядно-пульсирующему» режиму восходящей фильтрации в современных геотермальных резервуарах.

#### 4.6 Распределение и баланс содержаний меди в системе

Параметры центральной части идеализированной геометрической модели системы, рассмотренные в предшествующем разделе (см. Рисунок 4.23, Таблицу 4.1), сопоставлены с размерами отдельных подзон разгрузки растворов, полученными для конкретных месторождений и значениями изменений концентраций меди «по потоку» и в плане (Таблица 4.2). Из этой таблицы следует, что во всех проанализированных случаях, отражающих различные положения эрозионного среза, данные по конкретным объектам не противоречат расчетным размерам зоны рудоотложения, а градиенты концентраций меди по потоку в целом близки значениям 0,1-0,3% Си на 100 м; эти показатели в 2-5 раз ниже по горизонтальным направлениям, т.е. между группами субвертикальных ветвей потоков.

Для анализа распределения концентраций меди во всех зонах системы построена ее обобщенная модель, в которой для определенных узловых (критических) точек оценивались содержания металла (Рисунок 4.27, Таблица 4.3).

В модели структуры концентрационных потоков диаметр конвекционных ячей, исходя из реальных размеров исследованных систем, колеблется от 1300 до 2100 м. Ветвление потоков при изменении их направлений сопровождается увеличением положительных градиентов пропорционально росту числа направлений на соответствующих участках потоков. На нисходящих ветвях наблюдается расширение потоков при почти постоянном значении градиентов убывания концентраций, значительно меньшем, чем увеличение положительных градиентов на восходящих ветвях.

64

	Размеры зон			Градиенты изменения			
	Линей	іные (м)	Площадные (10 <sup>4</sup> м <sup>2</sup> )	концентраций меди (%/100 м)			
Элементы зоны разгрузки МП КРРС	По потоку в разрезе	В горизон- тальном срезе	В объеме системы	По потоку в разрезе	В горизон- тальном срезе		
1	2	3	4	5	6		
1. Подзона подрудной раз	вгрузки (К <sub>я</sub> -	К <sub>н</sub> ) – до ниж	ней границы р	удного тел	1a		
1.1 Актогай	_	180	9,7	—	0,03		
1.2 Айдарлы	_	70	4	—	0,07		
1.3 Среднее по Актогайскому РП*	—	130	7	—	0,05		
2. Подзон	а рудной ра	азгрузки (руд	цное тело)				
2.1 Область положител	ьных гради	ентов (К <sub>н</sub> -К <sub>и</sub>	) — ниже лини	и инверсии	ı		
2.1.1 Дос Побрес	270	_	_	0,21	_		
2.1.2 Кальмакыр	140	_	_	0,26	_		
2.1.3 Актогай	_	510	160	0,06	_		
2.1.4 Айдарлы	—	379	15	0,09	_		
2.1.5 Среднее по Актогайскому РП	—	450	87	0,075	—		
2.2 Область отрицател	ьных гради	ентов (К <sub>и</sub> -К <sub>в</sub>	) — выше лини	и инверсии			
2.2.1 Дос Побрес	340	—	—	-0,22	—		
2.2.2 Кальмакыр	180	_	_	-0,27	_		
2.2.3 Актогай	_	420	460	_	-0,06		
2.2.4 Айдарлы	_	140	79	_	-0,08		
2.2.5 Среднее по Актогайскому РП*	—	200	270	—	-0,07		
3. Подзона надрудной разг	<ol> <li>Подзона надрудной разгрузки (К<sub>в</sub>-К<sub>ф</sub>) − над верхней границей рудного тела</li> </ol>						
3.1.1 Актогай		600	633	_	-0,02		
3.1.2 Айдарлы	_	1100	860	_	-0,02		
3.1.3 Среднее по Актогайскому РП	_	850	746	_	-0,014**		

Таблица 4.2 – Количественные характеристики зоны рудной разгрузки на типовых объектах МП КРРС [Кривцов и др., 2001]

*Примечание*. Значения концентраций меди: К<sub>ф</sub> - фоновое в породах интрузивной рамы, К<sub>н</sub> - бортовое на нижней границе рудного тела, К<sub>в</sub> - бортовое на верхней границе рудного тела, К<sub>и</sub> - максимальное на инверсионной границе зон роста и падения концентраций; \* средние значения, рассчитанные по местрождениям Актогай и Айдарлы; \*\* средние значения по рудному полю в целом



Линии тока растворов в конвективной ячее: 1 - в зоне загрузки; 2 - в зоне разгрузки при концентрациях меди от К<sub>о</sub> до К<sub>ф</sub>; 3 - то же, при концентрациях меди больше К<sub>ф</sub>; 4 - границы зоны разгрузки; 5 - ограничение подзоны подрудной разгрузки; 6 - верхнее ограничение подзоны надрудной разгрузки; 7 - границы рудного тела; 8 - линия инверсии содержаний меди

Рисунок 4.27 – Обобщенная модель меднопорфировой КРРС [Кривцов, Звездов, Гирфанов, Егорова, 1995]

V	Разность кон- центраций, г/т	Рассто	яния, м	Градиенть г/т	и концентраций, на 100 м		
стика		По потоку	В горизон- тальном сече- нии	По потоку	В горизонталь- ном сечении		
1	2	3	4	5	6		
		1. Подзона подр	оудной разгрузки	И			
		1.1. Расчен	пная модель				
$K_{min}$ - $K_{\Phi}$	40	н.д.	н.д.	_	_		
К <sub>ф</sub> -К <sub>н</sub>	900	200	600	+450	+150		
1.2. Актогай							
$K_{min}$ - $K_{\Phi}$	50	н.д.	н.д.	_	—		
$K_{\varphi}\text{-}K_{\scriptscriptstyle \rm H}$	1400	н.д.	н.д.	_	—		
	2	. Подзона внутр	ирудной разгруз	ки			
2.1. Расчетная модель							
К <sub>н</sub> -К <sub>и</sub>	10000	250	600	+4000	+1700		
Ки-Кв	10000	250	600	-4000	-1700		
2.2. Дос Побрес							
К <sub>н</sub> -К <sub>и</sub>	8200	400	400	+2050	+2050		

Таблица 4.3 – Обобщенные характеристики МП КРРС [Кривцов и др., 2001]

1	2	3	4	5	6		
К <sub>и</sub> -К <sub>в</sub>	8200	800	300	-4100	-2733		
2.3. Кальмакыр							
К <sub>н</sub> -К <sub>и</sub>	8100	150	150	+5400	+5400		
К <sub>и</sub> -К <sub>в</sub>	8100	250	250	-3240	-3240		
		3. Подзона надр	удной разгрузки	4			
		3.1. Расчен	пная модель				
$K_{B}-K_{\Phi}$	900	600	750	-150	-120		
3.2. Актогай							
$K_{\scriptscriptstyle B}$ - $K_{\scriptscriptstyle \Phi}$	1400	н.д.	1000	—	-140		
3.3. Бощекуль							
К <sub>в</sub> -К <sub>ф</sub>	1920	н.д.	1500	—	-128		
4. Застойная зона							
4.1. Актогай							
$K_{\Phi}$ - $K_{3}$	200	н.д.	5000	—	+40		
	5. Зона загрузки						
5.1. Актогай							
K <sub>\$\phi</sub> -K <sub>min</sub>	40	н.д.	н.д.	—	-(1-4)		
5.2. Бощекуль							
$K_{\Phi}$ - $K_{min}$	40		_				

Продолжение таблицы 4.2

Примечание. н.д. – нет данных

Для участков конвекционных ячей, в пределах которых локализованы промышленно значимые руды с содержаниями меди более 0,2-0,3%, характерно стягивание потоков с боков и снизу в весьма узкую стволовую вертикальную зону. Выше восходящий поток расходится в стороны с ветвлением и переходит в нисходящие потоки. Дисбаланс положительных и отрицательных градиентов в верхних частях системы, получающий особую контрастность с учетом положительных градиентов в нижних частях потоков, может быть объяснен тем, что в построениях отсутствуют данные о распределении меди вне контуров промышленных руд. Иными словами, ветвление потоков в верхних частях системы может продолжаться за границами рудных тел, в областях малых концентраций меди (подзона надрудной разгрузки). Этим подтверждается эксцентричность строения конвекционных ячей (асимметричность каждой из них), определяемая сочетанием сравнительно небольшой области высоких концентраций меди и ее градиентов (вблизи рудоносного штока) с обширной зоной ветвящихся восходящих и нисходящих потоков с низкими концентрациями меди и минимальными значениями градиентов на удаленных флангах системы.

Изложенное имеет принципиальное значение для объяснения ряда особенностей строения МП КРРС (Таблица 4.4). Безрудные кварцевые ядра, в соответствии с моделью, расположены в стволовом субвертикальном потоке, что определяет высокую интенсивность выноса из них всех элементов, включая медь, вверх и на фланги системы. Следующее из модели расхождение

Метасоматиты	Характерные рудные минералы	Эле- менты	Средние градиенты содер- жаний меди на 100 м, усл. ед. (при К <sub>ф</sub> =1)	Содержания меди, усл. ед (при К <sub>ф</sub> =1)
1	2	3	4	5
Π	Пир	Ag Au	-(0,01 ÷ 0,04)	K <sub>3</sub> =0,08 K <sub>φ</sub> =1
пропилиты	Пир, Сфал, Гал	Zn Pb	-(0,05 ÷ 1,00)	_
Аргиллизиты	_	_	_	К <sub>в</sub> =10
	Пир, Хп, Мол	Cu	-(30÷40)	_
Кварц-серицит-хлоритовые	Борн, Хкз	Mo		К <sub>и</sub> =100
Кварц-биотит-калишпатовые	Хп, Мол, Борн	Au	20 ÷ 50 4 ÷ 5	К <sub>н</sub> =10
Подрудное «кварцевое ядро»	Мгт	Sn W	0,10÷0,15	$K_{\phi} = 1$ $K_{o} = 0,4 \div 0,6$

Таблица 4.4 – Характеристика зон обобщенной модели МП КРРС [Кривцов и др., 2001]

Примечание. Содержания меди в породах: К<sub>о</sub> -на нижней границе зоны разгрузки; К<sub>ф</sub>(фоновое) - на нижней границе подзоны подрудной разгрузки и верхней границе подзоны надрудной разгрузки; К<sub>н</sub> - на нижней границе рудного тела; К<sub>н</sub> - на линии инверсии содержаний меди; К<sub>в</sub> - на верхней границе рудного тела; К<sub>3</sub> - в зоне загрузки; Борн - борнит, Гал - галенит, Мгт - магнетит, Мол - молибденит, Пир - пирит, Сфал сфалерит, Хкз - халькозин, Хп - халькопирит

потоков в верхней части системы с падением содержаний допускает наличие над стволовой зоной участков, резко обедненных металлом. Такие «безрудные окна» внутри рудного тела хорошо выражены на месторождении Съеррита-Эсперанца, США [West, Aiken, 1983].

Эксцентричность конвекционных ячей – сочетание широких периферийных зон потоков со сравнительно узкими околоинтрузивными и стволовыми – геологически подтверждается резким преобладанием площадей пропилитовых ореолов над площадями зон серицитизации и аргиллизации с промышленными рудами. При таком строении конвекционных ячей скорости потока растворов во внешних и внутренних частях должны существенно различаться. Обобщенная количественная модель МП КРРС допускает возможность скачков градиентов с двух - трехкратным увеличением и спадом. Поскольку эти перепады приурочены к участкам изменений ориентировки потоков и их ветвления, логично допустить, что они также связаны с изменениями скоростей потока при переходе от относительно узких стволовых зон к расходящимся и разделяющимся ветвям потока. В зоне загрузки (поглощения) не наблюдается высоких значений градиентов концентраций меди в породах, вследствие чего они могут даже не отражаться в результатах рутинных геохимических исследований околорудного пространства.

Ширина подзоны надрудной разгрузки на Актогайском рудном поле в горизонтальном срезе системы колеблется от 420 до 2750 м, что составляет 0,33-2,15 радиусов рудного тела, а среднее значение градиентов убывания концентраций меди – 140 г/т. На месторождении Бощекуль ширина этой подзоны варьирует между 360 и 4080 м при градиенте падения концентраций меди в среднем 128 г/т на 100 м (см. Таблицу 4.2).

Эти данные о структуре и размерах зоны надрудной разгрузки определяют необходимость внесения изменений в геометрию базовой модели, рассмотренной в разделе 4.4. Принятое в последней допущение об уменьшении ширины упомянутой зоны одновременно с уменьшением рудного тела и о возможном схождении в одну точку нижней и верхней границ рудного тела и внешнего ограничения зоны надрудной разгрузки не подтвердилось материалами по Актогайскому и Бощекульскому рудным полям. Представляется, таким образом, что поверхность внешнего ограничения зоны надрудной разгрузки должна в той или иной мере повторять внешнее ограничение рудного тела с постепенным сокращением расстояния между ними по мере приближения к линии инверсии содержаний. Последняя за контуром рудного тела должна отделять подзону надрудной разгрузки от менее мощной, но реально существующей подзоны подрудной разгрузки. Кроме того, в пределах изученных рудных полей в непосредственной близости от зон рудной разгрузки выделяются безградиентные поля либо участки хаотично ориентированных концентрационных потоков. Они могут интерпретироваться как зоны застоя растворов, фиксирующие положение мигрирующих во времени центров конвекционных ячей.

Во всех случаях горизонтальных либо субгоризонтальных срезов системы, использованные при градиентно-векторном анализе разности содержаний меди, фактически отвечают точкам частных линий потоков внутри общей конвекционной ячеи. Наличие градиентов между точками на пересечении горизонтальной линией любых двух смежных линий потоков отражает различия в обеднении (обогащении) пород металлом по этим линиям. В результате проведенных исследований установлено, что в нисходящих ветвях потоков, на трассах большего радиуса, породы сильнее обеднены металлом (более высока степень его мобилизации).

В целом, конкретизация расчетной модели характеристиками реальных объектов позволила установить весьма значительные размеры подзоны надрудной разгрузки, определить параметры зоны застоя, а также выявить низкоградиентный характер геохимического поля зоны загрузки [Кривцов и др., 2001].

Достоверность построенной модели МП КРРС проверена А.И.Кривцовым, рассчитавшим баланс масс металла и флюидов в системе.

Баланс металла в системе достигается равенством его интегрированной массы, вынесенной из зоны загрузки растворов, и массы, накопившейся в зоне их разгрузки. Это возможно лишь в тех случаях, когда запасы металла в зоне загрузки (M<sub>3</sub>) существенно превышают запасы зоны рудонакопления – зоны разгрузки (M<sub>p</sub>). Эффективность рудопродуцирования в системе (ее «коэффициент полезного действия») можно выразить отношением M<sub>p</sub>:M<sub>3</sub>, т.е. долями мобилизованного металла [Кривцов и др., 1995, 1996, 2001] Запасы металла во всей зоне разгрузки (M<sub>p</sub>) расчетно определены в  $8 \cdot 10^6$  т (из них  $6 \cdot 10^6$  т – в границах рудного тела). Общие запасы зоны загрузки (M<sub>3</sub>) при исходном содержании  $K_{\phi} = 0,01 \% (100 \text{ г/т})$  составляют около  $20 \cdot 10^6$  т. Соответственно, вынесенное содержание (K<sub>вын</sub>) оценивается в 0,004 % (40 г/т), остаточное минимальное (K<sub>o</sub>) – в 0,006 % (60 г/т).

Перераспределение металла осуществляется по замкнутым контурам конвекционных ячей, которые разделяются на зоны обеднения пород (загрузки растворов) и зоны обогащения – рудоотложения (разгрузки растворов). В верхних частях конвекционных ячей эти зоны разграничены точками фоновых содержаний меди в породах интрузивной рамы (K<sub>ф</sub>), где растворы обладают некоторым начальным состоянием с минимальными концентрациями меди (C<sub>min</sub>). В нижних частях конвекционных зон отмечена точками с минимальным содержанием меди в породах (K<sub>o</sub>), в которых растворы обладают максимальными концентрациями меди (C<sub>max</sub>) – перед началом разгрузки.

В зоне разгрузки по линиям потока можно выделить 4 участка: от точки K<sub>o</sub> до нижней бортовой границы рудного тела (K<sub>H</sub>), от нее – до линии инверсии концентраций (K<sub>max</sub>), от последней – до верхней бортовой границы рудного тела (K<sub>B</sub>) и от этой границы до появления фоновых содержаний (K<sub>ф</sub>). По каждой из таких линий в зоне разгрузки имеет место снижение концентраций меди в растворе (от C<sub>max</sub> в точках с K<sub>o</sub> до C<sub>min</sub> в точках с K<sub>ф</sub> – через промежуточные значения в точках K<sub>H</sub>, K<sub>max</sub>, K<sub>B</sub>) (Рисунок 4.28).

По любой линии потока перепад концентраций металла в растворе между двумя смежными точками должен быть равен разности содержаний в породах этих точек. Соответственно этому, по всей зоне разгрузки в каждой последующей по потоку точке породы обогащены металлом по сравнению с предыдущей, а растворы обеднены; в зоне загрузки имеет место обратная картина. Иными словами, увеличение содержаний в породе (руде) от K<sub>o</sub> до K<sub>H</sub>, от K<sub>H</sub> до K<sub>max</sub>, а также последующее их убывание от K<sub>max</sub> до K<sub>B</sub> и от K<sub>B</sub> до K<sub>ф</sub> сопровождается эквивалентными изменениями концентраций металла в растворе. Баланс содержаний в растворе и промываемых породах по любым произвольным отрезкам замкнутого контура элементарного потока может быть представлен в следующей форме:

$$C_{1}-C_{m} = K_{\phi}-K_{1}; C_{2}-C_{1} = K_{1}-K_{2}; C_{3}-C_{2} = K_{2}-K_{3}; C_{max}-C_{3} = K_{3}-K_{o};$$

$$C_{max}-C_{H} = K_{H}-K_{\phi}; C_{H}-C_{\mu} = K_{max}-K_{H}; C_{\mu}-C_{B} = K_{max}-K_{B}; C_{B}-C_{m} = K_{B}-K_{\phi}$$
(1)

Суммирование левых и правых частей этих выражений дает итоговую формулу баланса концентраций в растворе и породах

$$2C_{\text{max}} - 2C_{\text{min}} = 2K_{\text{max}} - K_{\phi} - K_{o}.$$
(2)



1 – площади поперечных сечений системы, 2 – содержание меди в породах, 3 – содержание меди в растворах С. Остальные обозначения см. в тексте

Рисунок 4.28 – Распределение содержаний металла в объеме модельной рециклинговой системы с переменными сечениями [Кривцов, Звездов, Гирфанов, Егорова, 1995]

Выше было принято, что разность максимальных и минимальных концентраций в растворе равна разности фоновых и остаточных содержаний в породе, т.е. вынесенным их значениями (К<sub>вын</sub>). Если ввести коэффициент экстракции металла  $v = K_{вын}/K_{\phi}$ , то вышеприведенное выражение (2) может быть преобразовано в форму

$$K_{\max} = K_{\phi}(1+0,5v).$$
 (3)

При принятых выше значениях  $K_{\phi}$  величина  $K_{max}$  по данному уравнению не достигает наибольших концентраций, известных в зонах инверсии модельного и реальных рудных тел. Этот дисбаланс обусловлен тем, что в зоне рудонакопления происходит не только отложение металла, поступившего из зоны загрузки, но и переотложение ранних скоплений рудного вещества последующими порциями растворов. В данном случае для каждой точки зоны разгрузки ранее возникшие содержания металла по отношению к последующим порциям растворов выступают как исходные (подобно  $K_{\phi}$  в зоне загрузки). При таких явлениях возможно перемещение участков максимального рудонакопления по потоку растворов – от нижних уровней к верхним.

71

На графиках (Рисунок 4.29) представлена схема распределения содержаний металла в породах и растворах применительно к трем последовательным отрезкам процесса.

Допускается, что при этом металл не только поступает из зоны загрузки, но и переотлагается из ранее возникших рудных скоплений. Последовательное смещение границ инверсии содержаний сопровождается их ростом в условиях добавления растворенных продуктов последующего оборота к ранее возникшим либо сохранившимся при переотложении.



1-3 - кривые распределения концентраций меди в породах зоны разгрузки (рудоотложения) трех последовательных обменов растворов: 1 - первого (I), 2 - второго (II), 3 - третьего (III); 4 - кривая интегрированного (по трем обменам) распределения концентраций меди; 5 - разновременные границы инверсий содержаний меди в зоне рудной разгрузки (рудоотложения)

Рисунок 4.29 – Распределение содержаний металлов в породах (А) и растворах (Б) рециклинговой системы при прохождении трех последовательных обменов растворов, вызывающих переотложение ранних порций рудного вещества [Кривцов и др., 2001].

Исходя из соотношений максимальных содержаний в рудах и фоновых – в породах, такие последовательные отрезки отложения-переотложения могут быть описаны соотношениями:

$$K_{1} = K_{\phi} \cdot (1 + 0.5 v); K_{2} = K_{1} \cdot (1 + 0.5 v_{1});$$
  

$$K_{3} = K_{2} \cdot (1 + 0.5 v_{2}); K_{4} = K_{3} \cdot (1 + 0.5 v_{3}),$$
(4)

где К<sub>1</sub>-К<sub>4</sub> – наибольшие содержания металла, возникающие на соответствующих отрезках, v<sub>1</sub>- v<sub>4</sub> – коэффициенты вовлечения ранее возникших концентраций в переотложение.

Для конкретных расчетов необходимо знание коэффициентов v для каждого отрезка, а также учет количества дополнительно привносимого и остающегося после переотложения рудного вещества.

*Баланс масс флюидов*, участвующих в конвективно-рециклинговом круговороте, зависит от распределения металла и его содержаний в соответствующих элементах системы. Интегральная масса вод (M<sub>B</sub>), необходимая для перемещения металла массой (M<sub>p</sub>), определяется через его растворимость (C):

$$M_{\rm B} = M_{\rm \rho}/C.$$
 (5)

С другой стороны,  $M_B$  зависит от эффективного объема ( $W_9 = \rho \cdot W_3$ , где  $\rho$  – проницаемость,  $W_3$  – объем зоны загрузки) и числа обменов вод в системе (n).

$$\mathbf{M}_{\mathbf{B}} = \mathbf{n} \cdot \mathbf{W}_{\mathfrak{H}} \, \mathbf{M}_{\mathbf{B}} = \mathbf{n} \cdot \boldsymbol{\rho} \cdot \mathbf{W}_{\mathfrak{H}}. \tag{6}$$

Из приведенныхз выражений вытекает равенство:

$$Mp = C \cdot n \cdot \rho \cdot W_3. \tag{7}$$

Масса пород зоны загрузки (P<sub>3</sub>) равна произведению их объемной массы (ρ=3) на объем загрузки (W<sub>3</sub>). При замене W<sub>3</sub> на P<sub>3</sub> вышеприведенное уравнение преобразовывается в форму:

$3M_{\rho}=C \cdot n \cdot \rho \cdot P_3$ или	(8)
$3K_{BbH}=C \cdot n \cdot p,$	(9)

где  $K_{BHH} = M_{\rho}/P_3$ .

С учетом того, что коэффициент экстракции  $v = K_{\text{вын}}/K_{\phi}$ , получаем зависимость числа обменов вод от фоновых содержаний металла, его растворимости в растворах, проницаемости пород системы и интенсивности извлечения металла из зоны загрузки:

$$n=3 \nu \cdot K_{\Phi} / \rho \cdot C. \tag{10}$$

Это уравнение отражает баланс масс флюидов и металлов в системе.

Проницаемость пород системы (3), как следует из ранее проведенных обобщений [Кривцов, 1989], весьма ограничена. Для многовариантных расчетов могут быть приняты следующие коэффициенты проницаемости: 5 · 10<sup>-3</sup>; 1 · 10<sup>-2</sup>; 2 · 10<sup>-2</sup> отн. ед. Растворимость меди в современных рудообразующих и геотермальных системах составляет 0,5-5 г/т. Фоновые содержания в породах МП КРРС не превышают 100 г/т. Извлечение металла из пород зоны загрузки (v) для рассматриваемой модели составляет 0,4, хотя возможны и большие значения – 0,6, 0,8.

По многовариантным расчетам, число обменов вод по приведенным выше значениям параметров составляет от 1200 до 96 000 (Таблица 4.5). При  $K_{\varphi} = 100$  г/т, C = 1 г/т, v = 0.5,  $p = 1 \cdot 10^{-2}$  число обменов вод оценивается в 15 000.

Таблица 4.5 – Расчетное число обменов вод в гидротермальной системе при разных значениях объема флюида и растворимости металла [Кривцов и др., 2001]

Эффективные объемы среды, 10 <sup>9</sup> м <sup>3</sup> при коэффициенте про- ницаемости К	Число обменов вод (в n · 10 <sup>3</sup> ) при разной растворимости металла (г/т) и различных расчетных объемах флюида (в скобках - n · 10 <sup>12</sup> м <sup>3</sup> )			
1	2	3	4	
	1(7,75)	5(1,55)	10(0,775)	
1,302 при К=0,02	5,95	1,19	0,595	
0,651 при К=0,01	11,9	2,38	1,19	
0,326 при К=0,005	23,8	—	2,38	

Для оценки средней скорости движения растворов в МП КРРС приняты два значения числа обменов – 10 000 и 20 000. Протяженность пути циркуляции вод по ячее максимального радиуса расчетно определена в  $10^4$  м. Интегральный путь циркуляции при 10 000 обменах вод составит  $10^8$  м, при 20 000 –  $2 \cdot 10^8$  м. Длительность функционирования системы – от  $5 \cdot 10^4$  до  $1 \cdot 10^5$  лет. Соответственно, возможные скорости при 10 000 обменах составляют  $2 \cdot 10^3$  и  $1 \cdot 10^3$  м/год (6,3 · 10<sup>-3</sup> и 3,5 · 10<sup>-3</sup> см/с), а при 20 000 обменах –  $4 \cdot 10^3$  и  $2 \cdot 10^3$  м/год (12,6 · 10<sup>-3</sup> и 6,3 · 10<sup>-3</sup> см/с), что совпадает с ранее данными оценками [Кривцов, 1989].

Интегрированный объем вод в МП КРРС определен в 6,65 · 10<sup>12</sup> м<sup>3</sup> при К=1 · 10<sup>-2</sup> и n=10 000. При этих условиях каждый кубометр зоны загрузки должен пропустить через себя более 100 м<sup>3</sup> вод, что сопоставимо с 300 м<sup>3</sup> по данным математического моделирования Д.Нортона и Дж.Найта [Norton, 1983; Norton, Knight, 1977].

В целом, в обобщенной количественной модели МП КРРС (см. Рисунок 4.27, Таблица 4.3) с помощью геометризации и градиентно-векторного анализа рудных зон и околорудного пространства выделены и количественно охарактеризованы зоны загрузки и разгрузки растворов; последняя подразделена на подзоны: подрудной разгрузки, рудонакопления (рудного тела, разделенного на две части зоной инверсии содержаний), надрудной разгрузки. Зона разгрузки отвечает сопряжению проводящих тел переменных сечений по схеме «сопло (конфузор) – диффузор», что создает условия для перепадов скоростей, давлений и температур растворов и, как следствия, интенсивного отложения рудного вещества. В качестве возможного механизма запуска системы могут рассматриваться эксплозивные явления, возникающие в суженной части потока при интенсивном парообразовании за счет перегретых магматогенных и/или метеорных вод. Эти явления отвечают снарядно-пульсирующему режиму восходящей фильтрации в современных геотермальных системах [Кривцов и др., 1995].

Показана возможность и условия возникновения высоких концентраций металла за счет телескопирования и отложения-переотложения рудного вещества в серии последовательных обменов вод с мобилизацией ранних продуктов рудонакопления более поздними обменами вод. Этим, в частности, объясняется столь характерная для меднопорфировых штокверков удаленность рудных столбов от поверхности апикальных частей порфировых интрузивов.

Исходя из размеров системы, уровней концентрации меди в главных элементах ее модели, проницаемости (эффективного объема системы), растворимости меди, времени функционирования и числа обменов вод, оценен баланс металла в меднопорфировых рудообразующих системах. Он достигается равенством его интегрированной массы, вынесенной из зоны загрузки растворов, и массы, накопившейся в зоне их разгрузки. Это возможно лишь в тех случаях, когда запасы металла в зоне загрузки (M<sub>3</sub>) существенно превышают запасы зоны рудонакопления (M<sub>p</sub>). Эффективность рудопродуцирования системы (ее «коэффициент полезного действия») определяется соотношением M<sub>p</sub> и M<sub>3</sub>, т.е. долями мобилизованного металла.

С учетом ограниченной проницаемости пород интрузивной рамы (от 10<sup>-12</sup> до 10<sup>-14</sup> md) и небольшой растворимости меди в современных гидротермальных системах, равной долям и первым г/т, возможное извлечение металла из вмещающих пород оценено А.И.Кривцовым [Кривцов, 1996] от 40 до 80 %.

Таким образом, выполненными расчетами распределения и баланса содержаний меди в МП КРРС и баланса масс флюидов, участвующих в многооборотной конвекции, подтверждена возможность заимствования по крайней мере части рудного вещества из пород интрузивной рамы, а также вовлечение в этот процесс вод немагматического происхождения, активизированных в тепловом поле интрузивов.

Примененный для генетических построений метод градиентно-векторного анализа и выявленные с его помощью количественные параметры МП КРРС могут быть использованы и в прикладных целях, в частности для определения положения участков рудонакопления в геохимических полях, а также возможной удаленности таких участков от различных групп точек геологического пространства. Параметры модели системы позволяют дать количественную оценку прогнозных ресурсов соответствующих площадей. Выявленное в процессе работ наличие зон инверсии содержаний может быть использовано для оценки глубины эрозионного среза рудных тел.

Общеизвестно, что детальность расшифровки структуры рудных тел зависит от плотности

75

сети наблюдений. При редкой сети разведочных пересечений концентрационные неоднородности или рудные столбы, на долю которых приходится значительная доля запасов, не выявляются полностью. С другой стороны, при излишне плотной сети, как правило, фиксируются все локальные изменения, что затушевывает концентрационную модель рудного тела. Среднее значение градиента зависит от расстояния между разведочными пересечениями. Эта зависимость близка к гиперболической. При редкой сети градиенты изменяются незначительно, поскольку параметры концентрационных неоднородностей низкого порядка меньше или сопоставимы с ячейкой разведочной сети. Когда же среднее расстояние или шаг наблюдений близки размерам концентрационных неоднородностей высоких порядков, имеет место резкое увеличение градиентов. При этом структура градиентных полей усложняется, исчезают генерализованные направления роста содержаний компонентов и резко уменьшаются площади безградиентных и низко градиентных участков. Градиентно-векторные построения позволяют получать предельные значения пошагового уплотнения сети и обосновывать ее плотность под задаваемые значения градиентов по тем или иным направлениям.

Ориентировка векторов содержаний также меняется со сгущением сети наблюдений. При изменении шага наблюдений могут существенно меняться доминирующие направления векторов. С уменьшением шага изменяется не только значение градиента, но и ориентировка результирующего вектора. Для большинства моделей рудных тел при сгущении сети средний угол между векторами заметно возрастает. Резкие изменения ориентировок векторов соответствуют области перегиба гиперболической кривой.

Таким образом, прикладное значение градиентно-векторных моделей определяется возможностями выбора ориентировок оценочных и разведочных сетей с учетом господствующих направлений изменчивости мощностей и содержаний, а также оптимизации плотностей этих сетей, исходя из требований к оценке изменчивости указанных параметров по тем или иным осям рудных тел [Кривцов и др., 2001].

### 4.7 Гидродинамические модели МП КРРС

Гидродинамические особенности рассматриваемых систем проанализированы в ряде работ [Кривцов и др., 1995, 2011; Cathles, 1977; Norton, 1983; Norton, Knight, 1977], в большинстве которых главная роль отводится свободной конвекции. Она, как известно, возникает за счет перепада плотностей флюида в разных частях систем, обладающих свойствами сообщающихся сосудов. Допускается, что этот процесс поддерживается разогревом растворов на восходящих ветвях потока вблизи интрузивов при охлаждении на нисходящих ветвях. Не рассматривая в деталях гидродинамические построения, отметим, что для целей данной работы наиболее важны выводы, касающиеся геометрии конвекционных ячей, и ряд физических характеристик среды и потоков.

76

Современные геотермальные системы, в первую очередь, природные высокотемпературные гидротермальные резервуары (ВГР), детально изученные как источники энергии [«Геотермические и геохимические ..., 1986; Кирюхин,, Сугробов, 1987; Кирюхин, Делемень, Гусев, 1991; Сугробов, 1976; Lipman, 1977; Donaldson, Grant, 1981; Thomas, Chapman, 1981], представляют собой ближайшие естественные аналоги анализируемых моделей.

Проведенный автором анализ материалов докладов на секции «Геотермальные поля» XXXII сессии Международного геологического конгресса (Италия, Флоренция, 2004) показал [Звездов, 2005<sup>1</sup>], что некоторые из них могут представлять собой периферийные части гидротермальных рудообразующих систем, в том числе меднопорифровых. Особый интерес в этом отношении представляют ныне действующие геотермальные системы островодужного типа. В качестве источников тепловой энергии для таких систем рассматриваются очаговые зоны активных вулканов, либо малоглубинные интрузивы. Перегретые растворы, поступающие из глубинных резервуаров на ранних стадиях развития систем, имеют кислый состав и характеризуются различными пропорциями участия магматогенных флюидов – от 90 до 45%. В результате активного взаимодействия с породами и смешивания с холодными метеорными водами, о котором свидетельствуют данные по изотопии кислорода и водорода, они нейтрализуются. Термальные воды приповерхностных фумарол с нейтральными значениями рН являются, таким образом, признаками периферийных областей гидротермальных систем на зрелых стадиях их развития. Эти области с развитием аргиллизитовых метасоматитов характерны для золото-серебряных, медноколчеданных и золото-меднопорфировых месторождений, однако, в большинстве случаев частично или полностью уничтожены эрозией и поэтому в полной мере не доступны для наблюдений.

Наблюдения над ВГР, соответствующие термодинамические расчеты и результаты моделирования показывают, что магматические тела объемом  $n \cdot 10$  км<sup>3</sup> способны в водонасыщенной среде проницаемостью более  $10^{-15}$  мд формировать восходящие потоки разогретых вод, которые могут циркулировать в конвекционно-рециклинговых ячеях в течение  $n \cdot 10000$  лет. Эти показатели не противоречат общим представлениям об условиях функционирования рудообразующих систем и их параметрах.

По общей геометрии принятая модель МП КРРС может быть сопоставлена с хорошо изученным ВГР Гейзеры (США), в которой циркуляция флюида происходит в юрско-меловых осадочных породах над кровлей штока фельзитов (Рисунок 4.30). Эта система, интенсивно эксплуатирующаяся с максимальным отбором пара 3600 кг/с, подпитывается на флангах метеорными водами и, частично, возвратными потоками конденсата.

Расчеты и моделирование ВГР, проведенные А.В.Кирюхиным с соавторами [Кирюхин, Сугробов, 1987; Кирюхин и др., 1991], позволили получить ряд физических параметров, составляющих основу оценок тепломассопереноса в таких системах. Для моделей с сосредоточенными параметрами при использовании аналогов моделей–трубок (Рисунок 4.31) показано, что расход



1 - песчаники и сланцы среднего структурного этажа J<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>; 2 - песчаники и сланцы нижнего структурного этажа J<sub>3</sub>-K<sub>2</sub> - граувакки; 3 - магматическое тело, риолиты Q; 4 – разломы; 5 – восходящие флюиды; 6 – нисходящие потоки конденсата, смешанного с активизированными метеорными водами; 7 – нисходящие потоки подземных метеорных вод

Рисунок 4.30 – Геолого-структурные условия ВГР Гейзеры (США). По А.В.Кирюхину с соавторами [Кирюхин, Делемень, Гусев, 1991] с использованием данных С.Липмана [Lipman, 1977], Р.Томаса и Р.Чапмэна [Thomas, Chapman, 1981]



Рисунок 4.31 – Модели-трубки гидротермальной системы: а - континуальная, б - дискретная (канальная) [Кирюхин, Делемень, Гусев, 1991]

восходящего потока (W) зависит от его сечения (A), коэффициента фильтрации (K) и разности плотностей флюида (δρ) в нисходящем и восходящем потоках, обеспечиваемой за счет теплоотдачи в восходящий канал:

$$W=A \cdot K \cdot \delta \rho. \tag{1}$$

Массовая скорость (V) связана с коэффициентом проницаемости (K) и разностью плотностей флюида выражением

V=(K 
$$\delta \rho$$
)<sup>α</sup>, где <sub>α</sub>=0,6-0,8. (2)

Восходящий флюидный поток рассматривается как термолифт, определяющий скорость перемещения температурного фронта (V<sub>т</sub>):

$$V_{\rm T} = C_0 V/C, \tag{3}$$

где С<sub>о</sub> - объемная теплоемкость воды; С - объемная теплоемкость водонасыщенных пород; V - скорость фильтрации.

Полученные в результате расчетов и моделирования картины распределения температур и течения вод (Рисунок 4.32) близки структуре расчетной модели МП КРРС.

Работы А.В.Кирюхина и других специалистов по моделированию ВГР представляют интерес и для расшифровки природы «стартового механизма» МП КРРС. В них, в частности, показано, что развитие ВГР на начальном этапе происходит в «снарядно-пульсирующем» режиме, который обусловлен чередованием в восходящем канале паровых и водяных «снарядов», продвигающихся последовательными импульсами с весьма значительными скачками давления. Основной причиной перепадов давления является периодическое закупоривание каналов паром и перемещение зоны высоких температур на верхние уровни системы при отставании более холодного флюида, который прорывается по каналу только после значительного нагрева за счет конвекции.

Такого рода режимы могут порождать эксплозивные явления в интрузив-надынтрузивных зонах рудообразующих систем, что обычно связывается с вскипанием магматогенных флюидов при кристаллизации расплава. Формирование эксплозивных брекчий может рассматриваться как инициирующий толчок флюидной составляющей системы, сменяющийся свободной конвекцией в тепловом поле рудоносного интрузива.

По линейным размерам МП КРРС (см. Таблицу 4.1) построена ее геометрическая модель (Рисунок 4.33), которая подобна изогнутым песочным часам со слившимися верхним и нижним основаниями при переменных значениях площадей в области перемычки [Кривцов и др., 1995]. При принятии площади нижней границы рудного тела за единицу, по направлению потока



Q – расход жидкости

Рисунок 4.32 – Картины течения растворов (слева) и распределения температур (справа) на различных этапах развития гидротермальной системы с преобладанием воды (модельное время 2 000, 10 000, 20 000 лет соответственно) [Кирюхин, Делемень, Гусев, 1991]

имеет место следующий ряд сечений: а – зона загрузки – 23; б – нижняя граница рудного тела – 1; в – верхняя граница рудного тела – 2; г - верхняя граница зоны надрудной нагрузки –5.

Независимо от природы стартового механизма, движение вод в МП КРРС может рассматриваться как установившийся поток, для которого применимо уравнение неразрывности:

$$S_1V_1 = S_2V_2 = S_3V_3 = \dots = S_nV_n.$$
 (4)

При скорости потока в зоне загрузки, равной 1, на нижней кромке рудного тела она увеличивается до 23, затем на верхней границе рудного тела она упадет до 12.5, а в зоне надрудной разгрузки до 5. Таким образом, для восходящих потоков в зоне рудоотложения (б-в) характерно

80



Рисунок 4.33 – Развертка объемной модели расчетной медно-порфировой конвективнорециклинговой рудообразующей системы [Кривцов, Звездов, Гирфанов, Егорова, 1995]

увеличение скоростей по крайней мере на порядок, а за пределами рудных тел (в-г) - падение в пять раз (см. Рисунок 4.23, Рисунок 4.33).

Обобщенное сечение системы подобно сопряжению по потоку сопла (конфузора) – от а до б и диффузора – от б до г и далее. Эта ситуация описывается соотношением диаметров сечений:  $d_a > d_6 < d_B$ , откуда следуют соотношения скоростей потока, давлений и температур:  $V_a < V_6 > V_B$ ;  $P_a > P_6 < P_B$ ;  $T_a > T_6 < T_B$ . Кроме того, на выходах из диффузоров возникают возвратные и циркуляционные течения. Иными словами, в суженных частях системы должны происходить резкие (катастрофические) изменения состояния растворов, что и является причиной их разгрузки, интенсивность которой так или иначе зависит от сечений потока.

Для расчета перепада давлений в сужающихся частях системы может быть использована формула трубки Вентури:

$$P_{a}-P_{b} = 0.5\rho V_{a}^{2}[(d_{a}/d_{b})^{4}-1],$$
(5)

где  $P_a$  и  $P_6$  - давление потока в сечениях а и б;  $d_a$  и  $d_6$  - диаметры этих сечений;  $V_a$  - скорость фильтрации растворов в первом из сечений.

При замене V<sub>a</sub> на формулу массовой скорости по А.В.Кирюхину получается выражение:  $P_a - P_6 = 0.5 (K\delta\rho)^2 [(d_a/d_6)^4 - 1],$  (6)

Гидродинамика МП КРРС требует специальных исследований на основе уравнений конвекционной фильтрации жидкости в пористых средах. Вместе с тем, изложенные аналитические подходы отвечают целям данного исследования, объясняя положение зон разгрузки (рудных тел) геометрическими и гидродинамическими характеристиками системы.

Более строгое математическое моделирование движения жидкости в пористой или трещиновато-пористой среде выполнено С.Б.Савилкиным [Савилкин, 1997] с использованием алгоритмов и программного комплекса расчета фильтрационной термоконвекции и процессов рудонакопления в плоских и осесимметричных ячейках вмещающих пород для различных способов передачи тепловой энергии. Им были определены количественные параметры остывания изолированного гипотетического магматического тела, получено аналитическое решение задачи фильтрационной термоконвекции и рудоотложения, вызываемых изолированным очагом тепла, рассмотрена возможность накопления рудных компонентов из восходящих растворов, проанализировано влияние теплофизических параметров вмещающих пород на конфигурацию гидротермальных потоков. В итоге была построена математическая модель фильтрационной термоконвекции рудообразующих растворов, приложимая к генезису меднопорфировых месторождений.

В модели принято, что в случае контрастного температурного поля в пространстве возникает движение неравномерно нагретого раствора, причиной которого является его конвективная неустойчивость в гравитационном поле. Для слабоконцентрированных несжимаемых растворов изменение плотности происходит главным образом за счет их теплового расширения. Если пренебречь зависимостью плотности раствора от давления и считать температурное поле постоянным (либо рассчитываемым с учетом термоконвекции), то поле давлений можно рассчитать по известному в математической физике уравнению Пуассона. При использовании полученного решения в уравнении расчета компонент вектора скорости фильтрации предоставляется возможность построения траекторий фильтрационного течения, возникающего при неравномерном нагреве среды. Поскольку исходное температурное поле в материнских породах заранее не известно, для его расчета было привлечено уравнение притока тепла (уравнение изменения энергии в горном массиве), в которое, в свою очередь, входят заранее не известные компоненты вектора скорости фильтрации в тепловом поле, зависящем от циркуляционного поля. Задача нахождения всех параметров процесса была решена с помощью системы дифференциальных уравнений для поля давлений и поля температур с вынужденным введением граничных условий [Брюховецкий, Лурье, 1994: Брюховецкий, Лурье, Савилкин, 1996; Савилкин, 1997].

В бесконечно медленных фильтрационных процессах, проходящих в массивах пород при неравномерном нагреве, обычно достигается локальное термодинамическое равновесие. Масштабы выщелачивания металлов из пород или, наоборот, их отложения в порах определяются равновесными концентрациями многокомпонентной системы, которые зависят от давления и температуры. Следовательно, области выщелачивания и отложения металлов из растворов в конечном итоге определяются распределением температур и давлений.

При малых перепадах давлений решающим фактором состояния многокомпонентных растворов является температура. При нагревании растворы становятся «недосыщенными», а при охлаждении – «пересыщенными». Таким образом, зная распределение температуры и рассчитав картину линий фильтрационной конвекции, можно определить области, в которых раствор при движении нагревается, выщелачивая вещество из вмещающих пород, или остывает, «теряя» в результате осаждения рудные компоненты. Математически процесс рудообразования во вмещающих породах можно описать уравнением скорости отложения n-ой компоненты, в котором учитываются равновесная концентрация последней в породе, пористость и плотность породы, а также плотность раствора. Из данного уравнения следует, что если в определенном температурном поле вектор скорости фильтрации направлен против градиента равновесной концентрации анализируемого компонента в растворе, то его концентрация в породе возрастает, и наоборот.

При построении математической модели термоконвекции были учтены следующие параметры: глубина расположения теплового очага под дневной поверхностью (H); его радиус ( $r_0$ ) и начальная температура (T); плотность ( $\rho_0$ ) и кинематическая вязкость раствора ( $\nu$ ), коэффициент его теплового расширения ( $\xi$ , м<sup>3</sup>/кг °C); ускорение силы тяжести (g) и другие. При расчетах использованы числа Прандтля и Рэлея. В рамках сформулированной расчетной модели С.Б.Савилкиным [Савилкин, 1997] рассмотрена задача фильтрационной термоконвекции вокруг изолированного теплового очага, расположенного в водонасыщенном массиве пород ниже поверхности флюида, на которой давление жидкости постоянно. Такие условия соответствуют вариантам расположения магматического центра под океаническим дном (обстановки колчеданообразования), либо внедрения магмы в приповерхностные слои земной коры, что может отвечать обстановкам образования широкого спектра гидротермальных месторождений, в том числе меднопорфировых.

Если число Прандтля мало и конвективным переносом тепла можно пренебречь, то температурное поле в массиве вмещающих пород, расположенных ниже плоскости Z=H, описывается стационарным решением уравнения теплопроводности, а поле давлений - уравнением Пуассона. Рассчитанное поле скоростей фильтрационного течения имеет в этом случае в начале координат сингулярность типа «сток», что свидетельствует о том, что в окрестностях теплового очага

83

жидкость течет по направлению к очагу. Вычисленные траектории фильтрационной термоконвекции в породах, лежащих ниже поверхности Z=H, а также качественные графики расхода жидкости, прокачивающейся через верхнюю поверхность ячейки, показаны на Рисунке 4.34 для двух случаев глубины залегания теплового источника (O): на расстоянии 0,7H (A) и 0,9H (Б) от центра координат. В результирующей картине течения растворов можно выделить несколько областей:

 – область 1, в которой воды прокачиваются через придонные либо близповерхностные породы – в одном месте происходит засасывание воды, а в другом – ее выброс;

– область 2, в которой глубинные гидротермальные растворы поднимаются вверх;

 – циркуляционная тороидальная область 3 на некотором удалении от теплового очага, где воды движутся по замкнутым траекториям, вызывая мощный массообмен между глубинными и приповерхностными слоями вмещающих пород;

 – область 4, в которой растворы «вытягиваются» из более глубинных слоев, а затем «отбрасываются» за пределы расчетной ячейки.

На Рисунке 4.35 представлены расчетные линии равных концентраций осаждающегося вещества. Из графика видно, что область рудоотложения локализована вблизи оси Z, т.е. во внутренней зоне конвективной системы, на удалении от которой скорость рудонакопления значительно (на несколько порядков) падает. Это соответствует строению реальных ГРС с рудными телами в центральных частях и геохимическими ореолами в периферийных.

В рассмотренной модели проанализировано также влияние неоднородностей фильтрационных свойств вмещающих пород на форму образующихся рудных тел. Расчетным путем показано, что условия залегания и морфология последних зависят не столько от угла встречи гидротермального потока с экранирующими поверхностями, в качестве которых могут выступать литолого-стратиграфические экраны различных типов, а также плоскости разрывных нарушений с глинкой трения, сколько от того, как эти поверхности изменяют направленность потока растворов по отношению к градиенту генерирующего его теплового поля. Результирующая картина гидротермальной циркуляции определяется системой тепловых (магматических) очагов и водоупоров. Чем ближе направление движения минерализованных вод к направлению термического градиента, тем более интенсивен процесс рудоотложения. Проведенный в рамках моделирования расчет времени остывания изолированного горячего тела в водонасыщенной среде показал, что время его «жизни» (от миллиона лет до нескольких десятков тысячелетий) может в несколько раз превосходить оценки, вытекающие из обычной теории теплопроводности пород.

Модель фильтрационной термоконвекции С.Б.Савилкина [Савилкин, 1997] математически доказывает базисное положение существующих концепций конвекционного гидротермального рудообразования, заключающееся в том, что в водонасыщенной среде вокруг магматического тела возникает конвекция растворов, приводящая к выщелачиванию вещества из одних

84



Рисунок 4.34 – Расчетные траектории фильтрационной термоконвекции в водонасыщенных породах вокруг теплового очага [Савилкин, 1997].

А и Б - для различных глубин залегания теплового источника: А – 0,9 Н и Б – 0,7 Н от центра координат расчетной области. (Различная ширина потоков (черное) подобрана для более четкого отображения картины фильтрационной термоконвекции. (Стрелками показано направление течения растворов)

областей с последующим переотложением в других. Тепловой источник в этом случае действует подобно гигантскому гидравлическому насосу, в одних секторах вмещающих пород засасывая жидкость, а в других - выталкивая ее над собой, чем обеспечивается непрерывная циркуляция вод в системе. В целом описанная модель по своим основным характеристикам и вытекающим выводам сопоставима с рассмотренными ранее расчетными моделями А.И.Кривцова с соавторами



О – глубина залегания теплового источника; r - радиус конвекционной ячеи; Н – дневная поверхность

Рисунок 4.35 – Расчетная область рудоотложения [Савилкин, 1997]. Кривые равных концентраций осаждающегося вещества 1-5 соответствуют различным значениям относительной скорости рудонакопления (Ω): 300, 100, 20, 1 и 0,1

[Кривцов и др., 1981, 1995, 2001], У.Макмиллана и А.Пантелеева (1983 г.), Д.Нортона [Norton, 1983] и ряда других исследователей.

К сожалению, в проанализированной модели, как и в ранее описанных, практически не учтено влияние конвекции тепла и сопряженной с ней конвективной (а не фильтрационной) циркуляции гидротермальных растворов вокруг источников тепла, что обусловлено сложностью математического описания этих явлений. Для генезиса гидротермальных жильных и штокверковых месторождений, включая меднопорфировые, эти процессы имеют первостепенное значение, поскольку циркуляция растворов при их формировании осуществляется, прежде всего, по системам разломов и мелких трещин.

Вышеизложенное свидетельствует о том, что основные параметры рассмотренных гидродинамических моделей МП КРРС, несмотря на ряд вынужденных допущений при их построении, в целом не противоречат ранее разработанной формализованной модели. Установленные в итоге математического моделирования распределение температур, значения скоростей течения растворов и накопления металла, объемного расхода жидкости могут быть использованы для совершенствования количественной геолого-генетической модели МП КРРС, в частности, для оценки баланса масс рудного вещества на отдельных стадиях ее развития.

#### 4.8 Модели тепломассопереноса в МП КРРС

Одной из пионерных разработок в области тепломассопереноса в меднопорфировых рудообразующих системах является модель Д.Нортона [Norton, 1983]. Для расчетов была взята двухмерная «матричная» параметрическая модель типового меднопорфирового объекта с булавовидной формой интрузива размером 10 × 10 км, залегающего в интервале глубин от 3 до 10 км от дневной поверхности (Рисунок 4.36). Глубже 10 км этот интрузив связан с батолитовой частью магматической системы, являющейся главным тепловым источником. Десятикилометровая отметка принята нижней границей расчетной модели, поскольку в нижележащих породах из-за аномально малой проницаемости (10-14 md) гидротермальная конвекция практически не возникает. С боков и сверху система открыта для жидкостных потоков.

В модели Нортона проанализировано несколько вариантов с вариациями проницаемости плутона и вмещающих его пород. Предполагается, что в результате внедрения магматического тела, его последующего остывания и сопряженого с ним прогрева окружающих пород из-за разности плотностей вод в разных областях возникает их циркуляция, развивающаяся до наступления теплового равновесия в системе. Конвекция вод сопровождается выщелачиванием петрогенных компонентов и металлов из пород интрузивной рамы и их переотложением в рудной зоне. Кристаллизация плутона вызывает рост избыточных давлений и соответственно трещинообразование в его надынтрузивной зоне, что приводит к возникновению области повышенной проницаемости непосредственно над интрузивом. Ход этого процесса достаточно подробно проанализирован К.Барнэмом [Барнэм, 1982].

Расчеты уравнений в частных производных (с использованием подобранных значений проницаемости и теплопроводности пород, вязкости, плотности и теплосодержания жидкостей, а также других параметров) по отдельным участкам матричной модели  $0,5 \times 0,5$  км позволили Д.Нортону построить тепловые поля на выбранные временные отрезки истории системы (от  $10^4$  до  $2.0 \cdot 10^5$  лет), установить траектории возникающих жидкостных потоков и проанализировать их основные характеристики, в частности расход жидкости – Q (в г/сек), проходящей через 1 см<sup>2</sup> поверхности, перпендикулярной к направлению течения. В итоге была получена серия двухмерных диаграмм, характеризующая эволюцию тепловых полей и гидротермальных потоков во времени и пространстве (Рисунок 4.37, Рисунок 4.38).

Несмотря на ряд принятых допущений, основным из которых является учет лишь кондуктивного теплового обмена, Д.Нортону удалось показать отчетливую зависимость между тепло- и петрофизическими характеристиками плутона и вмещающей его гетерогенной среды, с одной стороны, и рассчитанными изотермами и траекториями жидкостных потоков, возникающих в тепловом поле, с другой. Кроме того, им количественно проанализирована тенденция роста и



Pluton - порфировый интрузив гранодиоритового-кварц-монцонитового состава;  $T_v$  - вулканогенные породы третичного возраста;  $P_{ls,dol,ev}$  - известняки, доломиты и эвапориты палеозоя;  $P \in_s$  - сланцы докембрия;  $P \in_g$  - гранито-гнейсы докембрия

Рисунок 4.36 – Обобщенная геологическая модель вертикального сечения (10 × 10 км) типового меднопорфирового месторождения Юго-Запада США [Norton, 1983].

последующего снижения средневзвешенного расхода жидкостных потоков ( $Q_{cp}$ ) в ходе процесса остывания магматического тела и сопряженного с ним прогрева вмещающих пород, со временем сменяющегося их охлаждением до значений геотермических градиентов. Так, для  $10^4$  лет с момента внедрения магмы  $Q_{cp} = 10^{-8}$  г/см<sup>2</sup> · сек (при  $Q_{makc} = 1,5 \cdot 10^{-6}$  г/см<sup>2</sup> · сек в высокопроницаемой надинтрузивной зоне), для  $3 \cdot 10^4$  лет  $-Q_{cp} = 1,1 \cdot 10^{-6}$  г/см<sup>2</sup> · сек, для  $6 \cdot 10^4$  лет  $-Q_{cp} = 5 \cdot 10^{-7}$  г/см<sup>2</sup> · сек, для  $1,5 \cdot 10^5$  лет  $-Q_{cp} = 3 \cdot 10^{-7}$  г/см<sup>2</sup> · сек. Показано, что в варианте с малопроницаемым плутоном (см. рис. 4.7.3) расход жидкостных потоков ниже, а период полного охлаждения системы продолжительнее на  $0,5 \cdot 10^5$  лет.

Применение в расчетах теории «источниковых линий» позволило оконтурить возможную область «водосбора» для созданной модели и прийти к выводам о том, что [Norton, 1983]:

 – основные источники воды для циркулирующих растворов находились в периферийных частях системы, удаленных по крайней мере на 4 км по горизонтали и вертикали от плутона;



 $T_{\rm o}$  – исходная температура магмы;  $T_{\rm f}$  – температура начала интенсивного растрескивания магматического тела в результате дефлюидизации; HFU – единицы теплового потока. Цифрами обозначены значения проницаемости (в md) пород выделенных блоков и приразломной зоны повышенной трещиноватости.

Отделение флюидов происходит с поверхности, ограниченной изотермой 700°С (обозначена пунктиром), которая отделяет область интенсивного дегазационного растрескивания интрузива от его нерастрескавшейся ядерной зоны.

Рисунок 4.37 – Расчетная модель тепломассопереноса в меднопорфировой системе в варианте с проницаемым плутоном [Norton, 1983]. А – геометризованная модель системы, Б и В - двухмерные численные разрезы меднопорфировой системы с изображением изотерм в °С (слева) и траекторий жидкостных потоков (с условными единицами расхода) (справа) для периодов остывания плутона в 2 · 10<sup>4</sup> (Б) и 9 · 10<sup>4</sup> (В) лет



Пояснения см. на Рисунке 4.37

Рисунок 4.38 – Расчетная модель тепломассопереноса в меднопорфировой системе в варианте с непроницаемым плутоном [Norton, 1983]. А – геометризованная модель системы, Б и В - двухмерные численные разрезы меднопорфировой системы с изображением изотерм в °С (слева) и траекторий жидкостных потоков (с условными единицами расхода) (справа) для периодов остывания плутона в 2 · 10<sup>4</sup> (Б) и 9 · 10<sup>4</sup> (В) лет
– доля магматических флюидов не превышала 4% от общего объема участвующих в циркуляции вод;

– скорости течения растворов в стволовой и периферийных областях системы различались
в 3-4 раза в пользу первых.

Среди известных расчетных моделей тепломассообмена в меднопорфировых системах проанализированная модель наиболее полно учитывает влияние гетерогенности интрузивной рамы на эволюцию тепловых полей и гидротермальных потоков в пространстве и времени. Следствие этого влияния – асимметрия формирующихся метасоматических зон и рудоносных штокверков. Действительно, идеальных геометрических форм на реальных меднопорфировых объектах не встречено.

По ряду позиций (в оценке роли вод немагматического происхождения в рудоотложении и соотношений скоростей течения растворов в различных частях систем) модель Д.Нортона сопоставима с выше описанной количественной моделью рудонакопления в МП КРРС. Вместе с тем, предполагаемые этим исследователем абсолютные значения скоростей (1,2–4,1 · 10<sup>-7</sup> см/сек) отражают лишь кондуктивный теплообмен и на 3-4 порядка ниже рассчитанных А.И.Кривцовым с соавторами [Кривцов и др., 1995, 2001].

Применительно к разработанной обобщенной модели МП КРРС В.С.Звездовым и В.С.Тихоновым [Звездов, Тихонов, 1995] проведено математическое моделирование тепломассопереноса наклонно залегающего порфирового интрузива, который в вертикальном сечении имеет сферическую форму. Примером такой ситуации является месторождение Рут (Невада, США), где основное рудное тело седловидной формы располагается в надынтрузивной зоне цилиндрического по форме штока кварцевых монцонит-порфиров, погружающегося к западу под углом около 25° [Кривцов, Мигачев, Попов, 1986].

Целью моделирования являлось установление расчетным путем основных характеристик рудонакопления в меднопорфировой системе и их сопоставление с элементами вышеописанной обобщенной модели. Для этого были рассчитаны, построены и расшифрованы структуры тепловых полей и траекторий гидротермальных потоков, возникающих вокруг порфирового интрузива по мере его остывания и сопряженного с ним разогрева вмещающих пород, а также оценены скорости течения растворов и значения концентраций отлагающегося либо выщелачивающегося рудного вещества.

При создании математической модели авторы исходили из геометрической модели системы, отраженной в исходной матрице ее вертикального сечения (Рисунок 4.39) и из подобранных значений ряда петрофизических (Таблица 4.6) и теплофизических параметров среды. За энергетический центр КРРС принято сферическое магматическое тело диаметром в 1 км с температурой на поверхности 450°С, соответствующей начальным стадиям рудоотложения.



1 – магматическое тело — источник тепла; 2-4 – зона рудной разгрузки МП КРРС: 2 – подзона подрудной разгрузки, 3 – рудное тело, 4 – подзона надрудной разгрузки; 5 – зона рудной загрузки (рудосбора)

Рисунок 4.39 – Геометрия системы, принятая для расчета параметров тепломассопереноса в МП КРРС [Звездов, Тихонов, 1995]

	Петрофизические параметры			
Зоны и подзоны МП КРРС	Плотность, г/см	Эффективная пори- стость, min/max	Проницаемость, md	
1	2	3	4	
Подзона подрудной разгрузки	2,65	$\frac{0,65}{1,40}$	3,0	
Подзона рудной разгрузки	2,60	$\frac{0.75}{2,50}$	10,0	
Подзона надрудной разгрузки	2,70	<u>0,39</u> 1,00	5,0	
Зона загрузки	2,75	<u>0,28</u> 0,50	1,0	

Таблица 4.6 – Петрофизические характеристики зон и подзон расчетной модели меднопорфировой рудообразующей системы [Звездов, Тихонов, 1995]

Обсчитано несколько вариантов – с глубиной залегания тела – 2 и 3 км и временем его остывания – 75000 и 150000 лет.

В основу построений положена единая для конвективно-рециклинговых моделей концепция о том, что в неравномерном тепловом поле возникает и развивается тепло- и массоперенос с выщелачиванием элементов из вмещающих пород и их последующим переотложением в виде рудного тела. Задача, таким образом, сводилась к расчету: температурных полей вокруг магматического тела в заданные моменты времени его остывания;

 – линий тока растворов и скоростей их течения; зон растворения и отложения рудного вещества.

При расчете приняты следующие допущения:

- тепло- и массоперенос происходит в полубесконечной ячее за пределами изотермы 450°С;

- температура теплового источника считается постоянной во времени;

- течение фильтрующихся растворов имеет ламинарный характер;

- зависимости плотности и концентрации раствора от температуры линейны;

изменение содержаний металла в рудах во времени определяется линейной зависимостью.
Математическая модель тепломассопереноса включает:

– упрощенное уравнение теплообмена (без учета теплопроводности и тепловой конвекции);

– уравнение Дарси, описывающее фильтрацию жидкости через пористую среду;

- уравнение неразрывности потока;

– уравнение баланса фильтрующейся компоненты раствора.

Для точечного источника тепла в полубесконечном пространстве решение указанных уравнений для температуры, давления и скоростей фильтрации получено в аналитической форме, а изменения концентраций металла определены решением нелинейного алгебраического уравнения [Брюховецкий, Лурье, 1994]. На основе уточненной системы уравнений в частных производных [Тихонов, 1995] были вычислены и построены тепловые поля, линии токов растворов со значениями их скоростей, изоконцентраты осаждающегося (в зоне разгрузки) либо выщелачивающегося (в зоне загрузки) металла на определенные временные отрезки. На Рисунке 4.40 и Рисунке 4.41 представлены расчетные модели (в вертикальном сечении) для вариантов залегания магматического тела на глубинах 2 и 3 км после 75 000 лет остывания. Интерпретация полученных данных, их сопоставлении с параметрами обобщенной модели МП КРРС показали следующее.

При глубине залегания интрузива в 2 км морфология расчетных изоконцентрат меди в первом приближении описывает форму зон и подзон принятой геометрической модели КРРС (см. Рисунок 4.40). Положительные значения содержаний металла на диаграмме фиксируют зону разгрузки растворов (рудоотложения), отрицательные - зону их загрузки (рудосбора). Линия нулевых значений является границей между ними. Наиболее высокие отрицательные изоконцентраты выщелачивающегося металла отмечаются при приближении к нижней кромке сферического теплового источника, что соответствует положению зоны максимального выщелачивания пород под зоной рудной разгрузки формализованной модели МП КРРС, а на конкретных меднопорфировых объектах – безрудным кварцевым «ядрам». При дальнейшем прогреве системы (t = 150 000 лет)



1 – изотермы (°C); 2 - линии токов растворов и значения скоростей их фильтрации (мм/год); 3 - изоконцентраты меди (п · 10<sup>-2</sup> %) во вмещающих породах: положительные – в зоне разгрузки растворов (рудоотложения), отрицательные – в зоне загрузки растворов (выщелачивания); 4 – граница раздела названных зон, соответствующая нулевой изоконцентрате металла; г и z – относительные расстояния теплового источника по горизонтали (г/Н) и вертикали (z/H) от центра системы координат ОХҮZ; H – глубина залегания теплового источника

Рисунок 4.40 – Расчетная модель тепловых полей, гидротермальных потоков и распределения концентраций металла вокруг сферического теплового источника, залегающего на глубине 2 км, после 75 000 лет остывания [Звездов, Тихонов, 1995]

эта область, оконтуренная изоконцентратой -1,8 · 10<sup>-2</sup> % Си, расширяется вглубь и вширь, в то время как области умеренного и слабого выщелачивания сужаются.

В зоне рудной разгрузки системы максимальные концентрации отлагающегося металла (Cu>2,0 %) отмечаются над энергетическим источником - на некотором удалении от его поверхности, с которой совмещена изоконцентрата 0,2 % Cu. Последняя ограничивает зону отложения промышленных концентраций меди (Cu>2,0 %), занимающую не более 25 % объема всей зоны разгрузки растворов.

Зона интенсивного рудонакопления по мере прогрева системы (t = 150 000 лет) несколько смещается вверх, что свидетельствует о возможности частичного переотложения рудного вещества, заимствованного из нижних частей зоны разгрузки растворов, в вышележащие. В целом,



Условные обозначения см. на Рисунке 4.40; изоконцентраты меди – n · 10<sup>-4</sup> %

Рисунок 4.41 — Расчетная модель тепловых полей, гидротермальных потоков и распределения концентраций металла вокруг сферического теплового источника, залегающего на глубине 3 км, после 75 000 лет остывания [Звездов, Тихонов, 1995]

расчетные уровни концентраций отложенного металла в зоне рудонакопления близки к среднестатистическим модельным значениям, рассчитанным по нескольким десяткам меднопорфировых месторождений.

Полученные расчетным путем скорости течения растворов в зоне загрузки на 2-3 порядка ниже, чем оцененные через баланс содержаний меди в системе (соответственно 1000 м/год и 1,4-0,3-0,6 м/год), но в целом сопоставимы со значениями модели Д.Нортона.

Для варианта с глубиной залегания теплового источника в 3 км получена иная картина (Рисунок 4.41). Зона интенсивного выщелачивания металла из вмещающей среды практически отсутствует. Максимально отрицательные значения расчетных изоконцентрат меди равны -0,31 · 10<sup>-4</sup> %. Зона рудонакопления также характеризуется низкими концентрациями отлагающегося металла. Расчетные содержания меди в ее пределах на 2-3 порядка ниже, чем для варианта глубины интрузива 2 км, и, соответственно, значительно ниже среднестатистических значений. Иными словами, промышленных содержаний металла расчетным путем в этих условиях не получено. Скорости течения растворов также в 2-3 раза ниже, что может интерпретироваться как «задавленность» гидротермальной системы литостатическим давлением.

Выявленная для зоны рудной разгрузки зависимость уровней концентраций металла от глубины залегания теплового источника не противоречит расчетам балансов содержаний металлов в гидротермальных системах различного типа. Она также указывает на то, что одним из главных условий формирования месторождений с достаточно высокими содержаниями металлов является вовлечение в конвекцию значительных объемов метеорных либо морских вод. Большие же глубины не благоприятны для гидротермальной конвекции и образования промышленных скоплений руд.

Математическое моделирование МП КРРС, проведенное с применением системы уравнений в частных производных, позволило количественно охарактеризовать влияние глубины залегания теплового источника и времени его остывания на морфологию формирующихся зон рудной загрузки и разгрузки, а также на уровни концентраций выщелачивающегося либо отлагающегося металла. Полученные расчетным путем формы зон рудосбора и рудоотложения, их внутреннее строение в первом приближении вполне соответствуют таковым в количественной модели рудонакопления. Установленная тенденция смещения зоны разгрузки растворов вверх от теплового источника по мере прогрева вмещающей среды не противоречит гипотезе интегрального рудонакопления в рудных зонах за счет неоднократного переотложения рудного вещества в ходе эволюции меднопорфировых систем, подтвержденного [Кривцов и др., 2001] расчетами баланса вещества.

Несмотря на удовлетворительную сопоставимость основных элементов проанализированной расчетной модели с некоторыми параметрами количественной модели рудонакопления в МП КРРС, она имеет ряд существенных недостатков, в частности, нереальные значения скоростей растворов в конвективных ячеях. Они обусловлены принятыми граничными условиями и допущениями при постановке задачи, такими как сферическая форма теплового источника, использование при расчетах упрощенного уравнения теплообмена, в котором не учитываются зависимости плотности, вязкости и теплопроводности флюидов от их температур и давлений, а также взаимопереходов «жидкость-пар» при надкритических высоких температурах. Известно также, что ведущую роль в гидротермальных системах играет конвекция растворов по системам трещин и микротрещин («интрузив-надынтрузивные ореолы» меднопорфировых объектов), а не их фильтрация по поровым каналам.

Расчет параметров конвективной циркуляции вод в системе требует решения значительно более сложных уравнений Навье-Стокса с учетом тепловой конвекции, а также зависимостей ряда теплофизических и гидродинамических параметров от температур и давления.

Конвекция тепла и водных потоков вокруг остывающего магматического тела учтена в компьютерной модели рудонакопления [Волчков, Тихонов, Калачинская, 1997], в которой принята конусовидная форма остывающего магматического тела с диаметром основания в 4 км, высотой в 1,5 км и глубиной залегания в 1,5 км; исходные температуры его поверхности в 350°C и 500°C, т.е. близкие к температурам начальных стадий рудоотложения в период посткристаллизационного остывания порфировых штоков; проницаемость вмещающих пород от 10<sup>-14</sup> до 10<sup>-16</sup> md.

Не останавливаясь подробно на всех результатах проведенного моделирования, отметим, что в этой работе для разных периодов остывания интрузива определена конфигурация изотерм и потоков вод, рассчитаны скорости последних (Рисунок 4.42).

В варианте с однородной средой проницаемостью  $10^{-14}$  md и температурой поверхности интрузива в 350°С в начале процесса (t = 1-2 · 10<sup>4</sup> млн. лет) сближенные друг с другом изотермы конформно облекают плутон, а траектории водных потоков в большинстве своем замкнуты (Рисунок 4.42 A), отвечая эксцентрической конфигурации конвективных ячей вышеописанной модели МП КРРС. По мере прогрева пород, окружающих магматическое тело, на средней и поздней стадиях процесса (t=4 · 10<sup>4</sup>-1 · 10<sup>5</sup> лет; 1,03 · 10<sup>6</sup> лет), тепловые поля расширяются, а линии токов растворов, "разрываясь", выходят на верхнюю ограничивающую поверхность (Рисунок 4.42 Б-Г).

Объем прогреваемой интрузивом области, ограниченной изотермой в 60°С, растет на ранних и средних стадиях. Геометрически она представляет собой цилиндр радиусом в 2,5 км на  $t = 1 \cdot 10^5$  лет. При установившемся тепловом состоянии вмещающей среды (максимальном разогреве при  $t = 1,03 \cdot 10^6$  лет) положение изотермы 60°С практически не меняется, т.е. заметного разогрева среды на поздней стадии процесса за пределами цилиндрической области названного радиуса не отмечается. Последним и определяется максимально возможный поперечный размер конвективных ячей. Скорости течения растворов в них, как показали расчеты, возрастают с увеличением температуры вмещающих пород.

Расчетные линии жидкостных потоков сгущаются непосредственно у боковых стенок конусовидного интрузива и над его вершиной, где, согласно проведенным расчетам (Риснок 4.43), эти потоки имеют наибольшую скорость. Иными словами, в первом приближении намечается все то же сопряжение типа «конфузор-диффузор», установленное градиентно-векторным анализом распределения содержаний металлов в объеме рудных зон конкретных месторождений и являющееся одним из основных элементов формализованной модели МП КРРС.

Область интенсивного рудоотложения, изображенная в компьютерной модели в изолиниях скоростей отложения металла, на период максимального разогрева среды (t = 1,03 · 10<sup>6</sup> лет) в разрезе геометрически представляет собой сложную фигуру, «обволакивающую» вершину конусовидного теплового источника. Она образована двумя вытянутыми по вертикальной оси эллипсами, прилегающими друг к другу боковыми уплощенными сторонами.



1 – интрузив конусовидный формы с радиусом основания 2 км, 2 – вмещающие породы; 3 – расчетные траектории гидротермальных потоков и их номера. Линия 10 соответствует изотерме 60<sup>o</sup>C, принятой за границу области прогрева пород интрузивной рамы; Н – мощность пород в КРРС; R – радиус КРРС; Н<sub>и</sub> – высота интрузива; R<sub>и</sub> - радиус интрузива; T=350°C – фиксированная температура его поверхности. Расчеты проведены при допущении отсутствия теплового потока (dT/dZ = 0) через вертикальные границы системы

Рисунок 4.42 – Расчетные траектории гидротермальных потоков для периодов остывания конусовидного магматического тела в:  $10^4$  лет (А),  $4 \cdot 10^4$  лет (Б),  $10^5$  лет (В),  $1.03 \cdot 10^6$  лет (Г). Осесимметричная модель (правая сторона). [Волчков, Тихонов, Калачинская, 1997]

Внутреннее строение этой области которую можно сопоставить с подзоной рудной разгрузки формализованной модели МП КРРС, характеризуется сближенностью изолиний скоростей рудонакопления. Нулевая же изолиния, отделяющая зону рудоотложения от зоны выщелачивания, достаточно удалена в периферийные участки системы и, по-видимому, ограничивает область, соответствующую подзоне надрудной разгрузки.

Зона выщелачивания, охарактеризованная в модели отрицательными изолиниями скоростей отложения металлов, располагается гипсометрически ниже области рудонакопления. Причем



1 – интрузив конусовидный формы с радиусом основания 2 км; 2 – вмещающие породы; 3 – линия тока раствора с расчетными значениями скоростей (U, мм/сут) его течения; 4 – точка с максимальным значением скорости потока (U<sub>max</sub>). Н – мощность пород в КРРС; R – радиус КРРС; Н<sub>и</sub> – высота интрузива; R<sub>и</sub> - радиус интрузива; T=350°C – фиксированная температура его поверхности; К – проницаемость

Рисунок 4.43 – Расчетные значения скоростей фильтрации по одной из линий тока раствора вокруг остывающего конусовидного магматического тела на период максимального прогрева вмещающей среды (t = 1.03 · 10<sup>6</sup> лет). Осесимметричная модель (правая сторона). [Волчков, Тихонов, Калачинская, 1997]

максимальные скорости выноса рудного вещества отмечаются в узкой области непосредственно у боковых стенок конусообразного тела. Эта область отвечает положению зоны наиболее интенсивного выщелачивания пород в обобщенной модели МП КРРС, а на конкретных меднопорфировых месторождениях – «кварцевым ядрам». В целом, полученный при компьютерном моделировании объем зоны рудосбора уступает таковому в формализованной модели, что обусловлено заданными граничными условиями при постановке задачи.

Компьютерная модель, построенная с учетом конвекции тепла, позволила:

проанализировать в объемном изображении эволюцию температурных полей и возника ющих конвективных токов вод вокруг конусовидного интрузива в «однослойном» и «двуслой ном» вариантах подбора проницаемости вмещающей среды;

 подтвердить установленную градиентно-векторными построениями геометрию и внутреннюю структуру МП КРРС;

– рассчитать некоторые характеристики формирования зон рудосбора и рудоотложения, такие как возможные скорости гидротермальных растворов в конвективных ячеях, скорости выщелачивания и накопления металла, объемный расход жидкости во всем массиве прогреваемых пород.

Полученные данные могут быть использованы для совершенствования количественной геолого-генетической МП КРРС, в частности, для оценки баланса масс растворов и рудного вещества на отдельных стадиях формирования системы и термодинамического моделирования новобразованных минеральных ассоциаций в ее объеме.

Для анализа количественных характеристик минеральных ассоциаций, образующихся в нисходящих ветвях конвективных ячей МП КРРС (зоне выщелачивания пород и загрузки растворов металлами), могут быть привлечены данные компьютерного термодинамического моделирования (методом «проточных реакторов» при заданных породо-водных соотношениях), проведенного Д.М.Гричуком с соавторами [Гричук, Абрамова, 1994; Гричук, Абрамова, Тутубалин, 1998] для андезитового субстрата колчеданных рудообразующих систем (РС). С определенной долей допущения они могут быть приложены к меднопорфировым объектам, на которых интрузивную раму часто слагают породы среднего состава - андезиты и гранодиориты. Предполагается, что необходимый для гидротермальной конвекции объем вод «обеспечивается» захороненными поровыми, а также метеорными водами, вовлеченными в циркуляцию в тепловом поле остывающих магматических тел.

На Рисунке 4.44 представлены количественные соотношения новообразованных минеральных ассоциаций на нисходящих ветвях конвективных ячей для разных временных отрезков (t<sub>1</sub>-t<sub>6</sub>) эволюции PC, которые отражаются в числе проходящих «волн» растворов — от 1-ой до 3500-ой. Каждая волна соответствует одному обороту вод в конвективной ячее. Компьютерные расчеты возникающих минеральных ассоциаций проведены для интервала температур от 350 до 150°C, что для меднопорфировых систем соответствует температурам формирования кварцевосерицитовой (филлизитовой) и пропилитовой метасоматических зон и отложения основной массы молибденово-медных руд.

Анализ приведенных диаграмм показывает, что в зоне рудной загрузки системы расчетные новообразованные минеральные ассоциации для температурного интервала 250-150°C в первом приближении соответствует по составу фациям низкотемпературных пропилитов, а в интервале 350-250°C - высокотемпературным.

В начале процесса – 1-50 волна - среди отлагающихся низкотемпературных минералов преобладает кварц, доля которого при прохождении последующих волн существенно снижается. В целом, от 1-ой до 100-ой волны отмечается наиболее значительная «трансформация» полей





а-е – соотношения долей (в %) новообразованных минералов в интервале температур от 150 до 350°С после прохождения через андезиты «волн» растворов: а – 1-ой, б – 100-ой, в – 500-ой, г – 1500, е – 3500-ой. Минералы: Ге – гематит, Кв – кварц, Анг ангидрит, Пир – пирофиллит, Акт – актинолит, Эп – эпидот, Сер – серицит, Хл75 – хлорит 75, Хл50 – хлорит 50, Ал –альбит, Тал – тальк, Ва – вайкарит.

Рисунок 4.44 – Минеральные ассоциации конвективных ячей МП КРРС на время t<sub>1</sub>, t<sub>2</sub>, t<sub>3</sub>. По результатам термодинамического моделирования Д.М.Гричука и Е.Е.Абрамовой [Гричук, Абрамова, 1994]

распространенности вторичных минералов с ростом долей хлоритов, пирофиллита и ангидрита при снижении долей кварца, альбита, актинолита, тремолита и эпидота, а также смене низкотемпературного серицита мусковитом.

Начиная с 400-500-ой волны и вплоть до 3500-ой, общая картина количественного соотношения новообразованных минералов резко не меняется. Отмечается дальнейшее постепенное уменьшение долей актинолита, тремолита и эпидота. С 1000-ой волны «появляются» карбонаты (кальцит, доломит), количество которых заметно увеличивается вплоть до 2000-ой волны. В интервале 1500-3500 волн возрастает доля более высокотемпературной генерации кварца. К 3500ой волне полностью «исчезает» серицит.

Рассмотренные расчетные соотношения возникающих вторичных минералов могут быть приложены к анализу лишь начальных стадий минералообразования на нисходящих ветвях меднопорфировых PC. С учетом средней длительности полного оборота вод (одной волны) в 3 года общая продолжительность проанализированного компьютерным моделированием периода не превышает 1200 лет, в то время как длительность конвекции в МП КРРС оценивается в сотни тысяч лет. Таким образом, целостный термодинамический анализ формирующихся минеральных ассоциаций метасоматитов в течение всего периода функционирования PC требует дальнейших работ.

Суммируя вышеизложенное, необходимо отметить, что разработанные математические модели температурных полей и продуцируемой ими жидкостной фильтрационной конвекции вокруг остывающих магматических тел, несмотря на ряд вынужденных допущений при их построении, в целом сопоставимы с элементами ранее разработанной формализованной геолого-генетической модели МП КРРС. Рассчитанные в них функции гидротермальных потоков и количественные параметры процессов выщелачивания и отложения металла могут быть использованы для совершенствования последней. Показанная в расчетной модели [Звездов, Тихонов, 1995] зависимость уровней концентраций металла в зоне рудной разгрузки систем от глубины залегания теплового источника не противоречит расчетам балансов содержаний металлов в гидротермальных системах [Кривцов и др., 1989, 1981, 1984, 1995, 1996, 2001], показавшим что одним из условий формирования месторождений с достаточно высокими содержаниями металлов является вовлечение в конвекцию значительных объемов метеорных либо морских вод. Большие же глубины не благоприятны для гидротермальной конвекции и образования промышленных скоплений руд.

Компьютерные модели тепломассопереноса в МП КРРС, построенные с учетом конвекции тепла, позволяют проанализировать в объемном выражении эволюцию температурных полей и возникающих конвективных токов вод вокруг порфировых интрузивов в различных вариантах подбора проницаемости вмещающей среды; подтвердить установленную градиентно-векторными построениями геометрию и внутреннюю структуру КРРС; рассчитать некоторые характеристики зон рудосбора и рудоотложения, такие как возможные скорости гидротермальных растворов в конвективных ячеях, скорости выщелачивания и накопления металла, объемный расход жидкости во всем массиве прогреваемых пород.

Установленные компьютерным термодинамическим моделированием количественные характеристики новообразованных минеральных ассоциаций на нисходящих ветвях конвективных ячей меднопорфировых систем (в пропилитовом ореоле) позволяют через породо-водные соотношения подойти к оценке объемов вод, участвующих в гидротермальной конвекции. Последняя, однако, требует дополнительного моделирования для получения параметров для всего периода функционирования рудообразующей системы.

Вышеизложенные материалы математического моделирования тепловых полей и расчетов массопереноса подтверждают основные элементы созданной количественной модели МП КРРС. Ее дальнейшее совершенствование может идти по пути оценки баланса масс растворов и рудного вещества на отдельных стадиях формирования системы, термодинамического моделирования новообразованных минеральных ассоциаций в ее объеме, а также компьютерного моделирования процессов с учетом влияния конвекционной составляющей тепломассообмена и гетерогенности пород, окружающих порфировые интрузивы в реальных обстановках.

Таким образом, с использованием градиентно-векторных моделей МПМ, построенных на основе параметрических, морфометрических, концентрационных, с привлечением расчетных данных по балансу вещества и тепломассопереносу, а также гидродинамических параметров современных геотермальных систем, проведена количественная оценка существующих генетических концепций и создана модель меднопорфировой конвективно-рециклинговой рудообразующей системы (МП КРРС). Эта модель в сочетании с данными изотопно-геохимических исследований позволяет оценить роль немагматических вод (метеорных, поровых и иных) и первичной рудоносности интрузивной рамы в формировании МПМ. Модель построена с использованием в расчетах тепломассопереноса параметров рядовых месторождений, сопряженных с порфировыми интрузивами, для которых не установлены «материнские» плутоны (очаги) на глубине.

Однако, для большинства МПМ, включая объекты мирового класса, такая связь подтверждена геофизическими исследованиями. Порфировые штоки и брекчиевые трубки, с которыми они сопряжены, являются лишь апофизами «питающих» многофазных интрузивных массивов и соответственно проводниками флюидов и тепла от магматических очагов в зоны рудоотложения, что «снимает» проблему дефицита масс гидротермальных растворов и рудного вещества. Тем не

менее, и для таких обстановок не отрицается участие активизированных метеорных вод в рудоотложении, о чем свидетельствуют данные многолетнего изотопно-геохимического изучения разновозрастных рудообразующих ассоциаций [Титли, Бин, 1984; Тэйлор, 1982; Звездов и др., 1989; Кривцов и др., 2001; Sheppard et al., 1971, 1976; Norton, 1983; Reynolds, Beane, 1985; Bowman et. al., 1987; Muntean, Einaudi, 2000; Sillitoe, 2010 и др.], показавших существенное нарастание доли таких вод в растворах (до 90%) от ранних к поздним стадиям формирования МПМ.

Конвекция флюидов в тепловом поле интрузивов предопределена законами термодинамики. Участие в многооборотной конвекции «смешанно-флюидных» растворов с частичным переотложением рудного вещества подтверждается не только прецизионными изотопно-геохимическими исследованиями, но и особенностями рудно-метасоматической зональности месторождений. Очевидно, что наложение продуктов кислотного выщелачивания (филлизитовой и аргиллизитовой зон) на более ранние К-кремниевые метасоматиты (биотит-калишпатовой (биотитовой) зоны) не могут не сопровождаться переотложением вещества в объеме РМС, что признается большинством ведущих специалистов в области изучения МПМ. Об этом, в частности, свидетельствуют описанные в разделе 3 различия в строении меднопорфировых штокверков Алмалыкского, Саукбулакского и Каульдинского рудных полей Алмалыкского РР (Узбекистан). Фланговые части штокверков месторождений Дальнее, Северо-Западный Балыкты и Кальмакыр, первого из названных РП, сложены прожилками кварц-полисульфидной (с золотом и серебром) и кварц-энаргит-блеклорудной (с серебром) ассоциаций, образовавшимися на поздней стадии рудоотложения при участии рудного вещества, заимствованного циркулировавшими растворами из регенерированных стратиформных залежей полиметаллических руд во вмещающей карбонатной толще. На месторождениях Кызата-Сары-Чеку Саукбулакского РП и Нижнекаульдинском Каульдинского РП, локализованных в «подэкранной» обстановке, где условий для широкомасштабной циркуляции растворов не было, поздние минеральные ассоциации с полиметаллами, золотом и серебром практически отсутствуют.

Меднопорфировые РМС, которые возникали при становлении ВПП, характеризуются специфическим «порфировым» стилем металлогении и рудогенерирующих процессов, принципиально отличающихся от классических ортогенетических гидротермальных и контактово-метасоматических. Геометрия, внутреннее строение и параметры таких систем, особенности рудно-метасоматической зональности, природа и условия образования рудоносных штокверков, изотопные характеристики разновозрастных минеральных ассоциаций, структура и пространственновременная эволюция гидротермальных потоков, установленные градиентно-векторным анализом рудных полей и месторождений, расчеты баланса вещества и сопоставление с современными геотермальными системами свидетельствуют о том, что конвективно-рециклинговая генетическая модель меднопорфировых месторождений наиболее полно отвечает современному уровню

накопленных знаний. Она предполагает двойственную природу источников транспортирующих агентов (флюидов и растворов) и рудного вещества – магматогенную коровую и инфильтрационную – при едином источнике энергообеспечения рудогенеза, роль которого играли промежуточные магматические очаги, возникавшие в верхних частях земной коры при определенных геодинамических и структурно-петрофизических условиях. Эти очаги и являлись главным источником металлов. Вещество регенерированных древних рудных залежей и геохимических ореолов, по-видимому, «участвовало» в рудогенезе при образовании поздних рудообразующих ассоциаций, обычно развитых на флангах меднопорфировых штокверков.

Особенности возникновения и функционирования МП КРРС, энергетическими центрами которых являются порфировые интрузивы, а в качестве источников рудоносных растворов и металлов выступают как глубинные магматические очаги, так и вмещающие породы, обусловливают полигенность, полихронность и гетерогенность рудообразования в значительных по объему участках земной коры. Крупномасштабная гидротермальная конвекция на средних и поздних стадиях развития РМС (в период кислотного выщелачивания пород с образованием филлизитов и аргиллизитов, а на периферии систем низкотемпературных фаций пропилитов и пиритовых ореолов) сопровождается частичным перераспределением вещества ранее образованных (на высокотемпературной К-кремниевой стадии рудоотложения) продуктивных минеральных ассоциаций. Высокие концентрации металлов возникают за счет телескопирования и отложения-переотложения рудного вещества в серии последовательных обменов вод (с мобилизацией ранних продуктов рудонакопления более поздними обменами вод), чем, в частности, объясняется столь характерная для меднопорфировых штокверков удаленность рудных столбов от поверхности апикальных частей рудоносных порфировых интрузивов. Такие процессы сопровождаются регенерацией более ранних скоплений руд различного генезиса с их переотложением с нижних на верхние горизонты. Современные геотермальные источники нередко являются приповерхностным отражением таких, ныне функционирующих, глубинных по природе, рудно-магматических систем.

Дальнейшее совершенствование количественных геолого-генетических моделей меднопорфировых месторождений должно идти по пути оценки баланса масс растворов и рудного вещества на отдельных стадиях деятельности гидротермальных рудообразующих систем, термодинамического моделирования новообразованных минеральных ассоциаций во всем их объеме и для всего периода функционирования, а также компьютерного моделирования процессов с учетом влияния конвекционной составляющей тепломассобмена и гетерогенности пород, окружающих порфировые интрузивы в реальных обстановках. Созданная в ЦНИГРИ при непосредственном участии автора настоящей работы система моделей месторождений меднопорфирового семейства имеет существенное значение и для прогнозно-металлогенических построений. Еще более 20 лет назад разработчиками этих моделей были выделены гомогенные и гетерогенные (полихронные и полиформационные) меднопорфировые РМС [Мигачев, Звездов, 1989; Кривцов и др., 2001; Krivtsov, Minina, 2000; Zvezdov et al., 1993]. Отражением комплексной металлогении первых из них является наличие в их внешних частях эпитермальных стратоидных и жильных золотых и золото-серебряных руд HS и IS типов, а на флангах («плечах») – жильных золото- и серебросодержащих мезотермальных полиметаллических. Гетерогенные МП НМС, характерные, как было показано в разделе 1, для андезитоидных ВПП, отличаются от систем базальтоидных поясов более длительным развитием и соответственно более сложным набором разнотипных месторождений железа, меди, полиметаллов и золота – древних фундамента ВПП и образовавшихся на разных этапах их формирования.

Сложное сочетание сингенетичных, метаморфогенных и регенерационных процессов обусловило пространственное совмещение в объеме гетерогенных полихронных РМС руд Fe, Cu, Zn, Au в нетрадиционных ассоциациях. Этим объясняется сложный комплексный состав руд МПМ таких систем, источником рудного вещества для которых служили как флюидные фазы рудоносных порфировых расплавов, так и регенерированные ранее сформировавшиеся рудные залежи. Взаиморасположение в пространстве существенно различных разновозрастных скоплений продуктов рудогенеза в принципе допускает возможность прогноза недостающих элементов систем при наличии любого одного из них. Однако, эти возможности ограничиваются как вертикальным размахом систем, так и положением эрозионного среза относительно различных рудных тел (недоступность для обнаружения - при высоком положении среза, отсутствие верхних частей – при глубоком срезе).

Использованные для геолого-генетических построений модели могут быть использованы и в прикладных целях, что детально описано в монографии [Кривцов и др., 2001].

Параметрические (количественные) прогнозно-поисковые и поисковые модели месторождений, состоящие из соподчиненных элементов геометризованного рудоносного пространства, которое разделяется на надрудную, рудную и подрудную части, позволяют формировать требования к плотности наблюдений (поисковых сетей) для обнаружения возможных рудных тел либо оценки удаленности от них любой точки наблюдений в трехмерном измерении.

*Морфометрические модели рудных тел,* отражающие степень их подобия морфологии рудоносных порфировых интрузивов, а также соотношения их линейных размеров по трем взаимно перпендикулярным осям, используются для оптимизации оценочных и разведочных сетей выработок.

Градиентно-векторные морфометрические и концентрационные модели меднопорфировых рудных полей и месторождений, основанные на анализе изменчивости мощностей рудных тел и распределения в них концентраций металлов, позволяют выявлять структуру «потоков масс и содержаний» и интенсивность их изменений в объемном выражении. Практическое приложение таких моделей определяется возможностями выбора ориентировок и плотностей оценочных и разведочных сетей с учетом выявленных закономерностей строения концентрационных потоков – господствующих трендов и градиентов изменения мощностей рудных тел и содержаний металлов. Установление при моделировании линий (поверхностей) инверсии концентраций меди, отделяющих верхние относительно обедненные части рудных тел от нижних – более богатых, что может быть использовано для оценки эрозионного среза МПМ, так и для корректной оценки возможных масштабов скоплений рудного вещества. Эти задачи могут решаться как на оценочной, так и на разведочной стадиях, с использованием моделей-эталонов и данных градиентно-векторного анализа информации, постепенно накапливаемой при проведении работ.

#### Материалы раздела обосновывают четвертое защищаемое положение.

PMC. Строение пространственно-временная u параметры эволюция гидротермальных потоков в их объеме, расшифрованные с помощью градиентноконцентрационных моделей рудных тел и геохимических векторных ореолов, свидетельствуют о том, что условия формирования меднопорфировых месторождений наиболее полно (количественно) могут быть описаны смешанно-флюидной конвективнорециклинговой геолого-генетической моделью. Она предполагает двойственную природу транспортирующих агентов (флюидов, растворов) и рудного вещества – магматогенную (мантийную и коровую) и инфильтрационную (метеорную), а в качестве «проводников» тепла и металлоносных флюидов от «материнских» магматических очагов – порфировые интрузивы и брекчиевые трубки. Многооборотная циркуляция гидротермальных растворов, возникавшая в тепловом поле интрузивов на средних и поздних стадиях развития РМС, приводила к частичному перераспределению металлов.

#### 5. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ МОДЕЛИ МЕДНОПОРФИРОВЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ И УЗЛОВ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ВОСТОКА РОССИИ

# 5.1 Научно-методические основы металлогенического районирования территорий на меднопорфировые и сопряженные руды и создания прогнозно-поисковых моделей рудных районов, полей и месторождений

Изучение месторождений меднопорфирового геолого-промышленного типа (ГПТ) в 70-80-х годах прошлого столетия позволило специалистам ЦНИГРИ под руководством А.И.Кривцова создать геолого-генетические и научно-методические основы их прогнозирования, базирующиеся на принципах структурно-формационного и рудно-формационного анализа, установления пространственно-временных связей между определенными геологическими и С.Т.Агеевой, рудными формациями. А.И.Кривцовым, И.Ф.Мигачевым, Л.П.Болдовой, М.М.Гирфановым, И.В.Егоровой, И.В.Карлиной, А.Г.Волчковым, В.С.Звездовым, Ю.К.Кудрявцевым, С.А.Лисишиной. Р.Ф.Мараевой, О.В.Мининой. А.Е.Сальниковым. В.Г.Сапожниковым, Т.А.Путилиной, В.М.Шепелевым, В.Б.Шишаковым, Юдиным И.М. была выполнена серия тематических работ по изучению закономерностей размещения и прогнозированию меднопорфировых руд на территории СССР и его отдельных регионов – Урала, Забайкалья (зона БАМ), Камчатки, Тувы, Чукотки, Казахстана, Узбекистана, Киргизии. Составлены прогнозно-металлогенические карты страны и ее отдельных регионов с выделением перспективных для поисков металлогенических зон, потенциальных рудных районов и полей; подготовлены рекомендации к постановке ГРР.

Результаты проведенных специализированных геологических и минералого-геохимических исследований месторождений Казахстана (Актогай, Айдарлы, Кызылкия, Коунрад, Коксай, Борлы, Бощекуль, Кенькудук, Каскырказган, Саяк), Узбекистана (Кальмакыр, Дальнее, Северо-Западный Балыкты, Кызата, Сары-Чеку), Урала (Михеевское, Тарутинское, Салаватское, Андрюшинское, Зеленый Дол, Ново-Николаевское, Бенкала, Баталы), Малого Кавказа (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Техут), Чукотки (Песчанка, Находка), Тувы (Аксуг, Кызык-Чадр) в сочетании со значительным объемом проанализированных зарубежных публикаций по объектам Северной и Южной Америки, Европы и Азиатско-Тихоокеанского региона, послужили основой создания *прогнозно-поисковых моделей (ППМ) разноранговых металлогенических таксонов* – провинций, металлогенических зон (МЗ) и подзон (МПЗ), потенциальных рудных районов (ПРР), полей (ПРП) и поисковых участков (ПУ). При их разработке также были учтены материалы изучения медно-молибденовых месторождений СССР и союзных республик, приведенные в публикациях [Королев, 1970; Мовсесян, Исаенко, 1974; Туляганов и др., 1974; Сотников, Берзина, 1977; Голованов, 1978; Фролов, 1988; «Металлогения Казахстана...», 1983] и многих других.

Различия в геотектонических обстановках формирования, геологическом строении, рудно-метасоматической зональности и минералого-геохимических особенностях руд месторождений меднопорфирового семейства, отмеченные выше (см. раздел 1), были учтены при построении ППМ, являющихся по сути классификационно-признаковыми моделями разноранговых металлогенических таксонов (от провинций до поисковых участков), а также прогнознопоисковых комплексов (ППК), т.е. наборов оптимальных методов ГРР, применяемых для выявления объектов прогноза и поисков на разных стадиях работ.

Методология прогноза и поисков предполагает последовательное приближение (сужение площади поисков) к объекту – собственно месторождению по мере последовательного установления прямых и косвенных поисковых признаков разноранговых таксонов, эквивалентных элементам соответствующих ППМ. Элементы-признаки этих таксонов, начиная с провинций и заканчивая поисковыми участками (потенциальными МПМ), детальным образом (в текстовом, графическом и табличном вариантах) описаны в изданных в ЦНИГРИ под редакцией А.И.Кривцова методических руководствах и справочниках по прогнозу, поискам и оценке месторождений рассматриваемого ГПТ [«Прогнозно-поисковые комплексы...», 1983; «Справочник по поискам...», 1985; «Принципы...», 1987, 2010; «Методика прогноза...», 1987; «Методика крупномасштабного...», 1989; «Методическое руководство...», 2002]. В идеализированном виде прогнозно-поисковые модели потенциальных рудного района, рудного поля и поискового участка (для Уральской минерагенической провинции) показаны на Рисунке 5.1.

Установленные в ходе ГРР прямые и косвенные поисковые признаки отражаются в серии разномасштабных прогнозных карт, на которых последовательно оконтуриваются меднопорфировые металлогенические зоны (МЗ), потенциальные рудные районы (ПРР) и узлы (ПРУ), рудные поля (ПРП) и поисковые участки (ПУ) с разбраковкой по перспективности названных металлогенических таксонов и определением очередности постановки на них поисковых работ на каждой из стадий геологоразведочного процесса. Принципиальные макеты таких карт для прогноза ПРР, ПРП и ПУ представлены на Рисунке 5.2, Рисунке 5.3, Рисунке 5.4. Геолого-поисковая модель МПМ, являющегося объектом поисков, показана на Рисунке 1.1 раздела 1 настоящей работы.

В качестве *меднопорфировых провинций* выделяются вулканоплутонические пояса (ВПП) двух типов – базальтоидные, развивавшиеся в островодужном либо рифтогенном режимах на фемическом субстрате, и окраинно- и внутриконтинентальные андезитоидные, становление которых в орогенно-активизационном режиме происходило на различных по составу (сиало-фемического, сиалического) и времени образования блоках фундамента. ВПП занимают



Рисунок 5.1 – Прогнозно-поисковые модели рудных районов (А), рудных полей (Б) и поисковых участков (В) с меднопорфировой минерализацией [«Методическое руководство...», 2002]

#### Условные обозначения к Рисунку 5.1

1-8 - образования продуктивной ВПА: 1-7 - продуктивная габбро-монцонитовая плутоногенная формация: 1 - нерасчлененная, 2 - субщелочные габброиды ранней фазы, 3 - монцониты и кварцевые монцониты главной фазы, 4-5 - рудоносные кварцевые монцонит-порфиры поздней фазы (4 - штокообразные тела, 5 - маломощные пластинообразные тела), 6-7 - дайки (6 - монцонитовых порфиров, 7 - диоритовых порфиритов); 8 - субщелочная базальт-андезит-дацитовая вулканогенная формация; 9-10 - прочие геологические формации: 9 - формации основания ВПП, 10 - формации, перекрывающие ВПП; 11-17 - проявления полезных ископаемых: 11-12 - коренные: 11 - молибден-меднопорфирового и 12 - золотосульфидно-кварцевого рудно-формационных типов; 13-14 - масштаб коренных проявлений: 13 - месторождения, 14 - рудопроявления; 15-16 - морфологические типы рудных тел: 15 - штокверки молибденово-медных руд, 16 - золото-сульфидно-кварцевые жилы; 17 - россыпи золота; 18-23 - эксплозивные и гидротермальные образования: 18 - эксплозивные брекчии; 19-23 - рудно-метасоматические зоны: 19 кварцевая (интенсивное штокверковое окварцевание; Mgt-Py, Chp-Bn-Tnt и Mol минеральные ассоциации), 20 - калиево-кремниевая (Q-KFsp-Bi изменения; Chp-Bn-Tnt и Mol минеральные ассоциации), 21 филлизитовая аргиллизитовая, нерасчлененные (Q-Ser-Carb-Chl±Hser, Kaol изменения Py-Chp и Mol минеральные ассоциации), 22 - внутренняя пропилитовая (Ab-Chl-Act-Bi изменения; Py-Chp и Gl-Sph минеральные ассоциации), 23 - внешняя пропилитовая (Ab-Ep-Chl±Carb изменения; Mgt-Py минеральная ассоциация «пиритового ореола»); 24-28 - минералого-геохимические ореолы рассеяния и геофизические аномалии: 24-26 - вторичные геохимические аномалии: 24-25 - меди (24 - с концентрациями выше фоновых, 25 - высококонтрастные), 26 - молибдена; 27 - шлиховые потоки рассеяния золота; 28 - отрицательные магнитные аномалии на фоне повышенных значений окружающего геомагнитного поля; 29 тектонические нарушения.

Принятые сокращения минералов: жильных и породообразующих: Ab - альбит, Act - актинолит, Bi - биотит, Carb - карбонат, Chl - хлорит, Ep - эпидот, Kaol - каолинит, Kfsp - калиевый полевой шпат, Q - кварц, Ser - серицит, Hser - гидросерицит; рудных: Bn - борнит, Chp - халькопирит, Gl - галенит, Mgt - магнетит, Mol - молибденит, Py - пирит, Sph - сфалерит, Tnt - блеклые руды

определенную позицию в рядах сопряженных геоструктурных элементов [Кривцов, 1983; Кривцов, Мигачев, 1997; Мигачев, 1992: Кривцов и др., 2001; Мигачев и др., 2015, 2016]. Геолого-тектоническая позиция поясов и их контуры, как правило, определяются долгоживущими глубинными разломами и ареалами развития вулканогенных и плутоногенных формаций, объединяемых в вулканоплутонические ассоциации (ВПА), в том числе потенциально продуктивные (металлоносные) в отношении меднопорфировых руд. Необходимо отметить, что в крупные минерагенические провинции (мегапровинции) многими исследователями включены несколько ВПП с МПМ. Пример – Чилийская провинция, объединяющая пять, а по некоторым источникам шесть, поясов зоцен-олигоценового и миоцен-плиоценового возраста с крупнейшими в мире меднопорфировыми объектами – Эль Теньенте, Чукикамата, Коллахаузи, Ла Эскондида, Лос Пеламбрес, Рио Бланко–Лос Бронсес, Эль Абра, Эль Сальвадор.

*Металлогенические зоны* в пределах провинций, эквивалентные структурноформационным зонам и обычно ограниченные зонами глубинных разломов, оконтуриваются по ареалам распространения рудоносных ВПА. Для базальтоидных поясов продуктивными в отношении меднопорфирового оруденения являются ВПА, завершающие натровые серии базальтоидного магматизма и закономерно сменяющие во времени и по латерали однородные базальтовые и колчеданоносные контрастные и непрерывные формации. В андезитоидных ВПП потенциально рудоносные ВПА возникают в начальные этапы развития и, в зависимости от состава



Прогноз потенциальных рудных районов в различных геоструктурных обстановках: І – в блоке с длительным унаследованным развитием в режиме поднятия с преимущественным развитием плутонитов продуктивной формации и проявлениями минерализации разных уровней МПС, в т.ч. внутренних зон с прогнозируемыми промышленными рудами; ІІ – в относительно поднятом блоке фундамента с равноценным развитием вулканитов и плутонитов продуктивной ВПА с признаками более высокого уровня эрозионного среза МПС; ІІІ – в относительно опущенном блоке, сложенном вулканитами продуктивной ВПА, с признаками верхнего уровня МПС

1–3 – образования субстрата и рамы андезитоидных ВПП: 1 – дофанерозойские комплексы, 2 – вулканогенные (базальтоидные) и вулканогенно-терригенные комплексы фанерозоя, 3 – гранитоиды различного состава; 4–10 – образования андезитоидных ВПП: 4–8 – продуктивные ВПА: 4 – вулкано-генные формации; 5–8 – плутоногенные рудоносные формации: 5 – ранние фазы, 6 – основные (фанеритовые) фазы (а и б – различного состава и химизма), 7 – «порфировые» фазы, 8 – ареалы «порфировых» интрузивов и тел; 9–10 –пострудные ВПА: 9 – вулканогенные формации, 10 – плутоногенные формации; 11 – осадочные пострудные {перекрывающие) комплексы; 12 – региональные разрывные нарушения (а – контролирующие положение порфировых интрузивов, б – ограничивающие поднятые и опущенные блоки); 13 – вулканоструктуры; 14–16 – зоны гидротермально-метасоматических изменений: 14 – калиево-кремниевых, 15 – кварц-серицит-хлоритовых, 16 – пропилитовых; 17–19 – проявления минерализации: 17 – прожилково-вкрапленной молибденово-медной, 18 – жильной и прожилковой свинцово-цинковой, 19 – медно-мышьяковой; 20 – геохимические аномалии; 21 – границы потенциальных рудных районов: а – проведенные по комплексу критериев и признаков, б – совпадающие с региональными различи.

Рисунок 5.2 – Макет карты прогноза потенциальных рудных районов меднопорфирового типа [«Методическое руководство...», 2002; Мигачев, Звездов, Минина, 2016].



Потенциальные рудные поля с признаками разного уровня эрозионного среза МПС и соответствующими перспективами выявления меднопорфировых месторождений: І – перспективные (с малым и умеренным срезом); II – с неясными перспективами (с надрудным срезом); III – малоперспективные (с глубоким срезом)

1-2 – породы субстрата продуктивных ВПА: 1 – вулканогенно-осадочные, 2 – интрузивные; 3 – породы продуктивных ВПА; 4-7 – образования (фазы) рудоносных интрузивных комплексов: 4 – ранние, 5 – основные, 6 – порфировые, 7 – эруптивные брекчии; 8-9 – породы пострудных ВПА: 8 – вулканогенные, 9 – интрузивные; 10 – разрывные нарушения; 11 – контуры вулкано-тектонических структур; 12 – «кварцевые ядра» и «пегматоидные» тела; 13 – зоны гидротермально-метасоматических изменений: а – калишпат-кварцевых и биотитовых, в – кварц-серицит-хлоритовых и в – пропилитовых; 14-15 – проявления рудной минерализации: 14 – штокверковой медно-молибденовой пирит-халькопиритового и халькопирит-борнитового типов; 15 – жильной и прожилково-жильной полисульфидного типа; 16-17 – геохимические аномалии: 16 – меди, 17 – комплексные; 18 – аномалии метода вызванной поляризации (ВП); 19-21 – границы потенциальных рудных полей: 19 – перспективных, 20 – с неясными перспективами, 21 – малоперспективных

Рисунок 5.3 – Макет карты прогноза потенциальных рудных полей меднопорфирового типа [«Методическое руководство...», 2002; Мигачев, Звездов, Минина, 2016]

основания поясов, представлены (базальт)-андезит-диорит-гранодиоритовой, андезит-латитдиорит-монцонитовой, андезит-риолит-гранодиоритовой ВПА соответственно калиевонатриевого, натриево-калиевого или существенно калиевого профиля. Определяющим для прогноза является присутствие в ареалах развития ВПА проявлений Cu, Cu-Mo, Mo, Cu-As и Pb-Zn минерализации.



1-3 – породы, предшествующие продуктивным вулкано-плутоническим ассоциациям: 1 – вулканогенно-осадочные, 2-3 – интрузивные, различных фаз и состава; 4-7 – образования продуктивных ВПА: 4 – вулканогенно-осадочные, 5-7 – рудоносной интрузивной формации: 5 – ранних фаз, 6 – основных фаз, 7 – порфировые интрузивы; 8-9 – породы пострудных ВПА: 8 – вулканогенные, 9 – плутоногенные; 10 – «кварцевые ядра» и «пегматоидные образования»; 11 – разрывные нарушения; 12 – зоны гидротермально-метасоматических изменений: a – калишпатизация и биотитизация, 6 – аргиллизация и филлизитизация, 6 – пропилитизация; 13-14 – проявления типов руд: 13 – пирит-халькопиритового и халькопирит-борнитового, 14 – полисульфидного; 15-16 – геохимические аномалии: 15 – меди и молибдена, 16 – комплексные (свинец, цинк, серебро, золото, мышьяк, сурьма); 17-18 – геофизические аномалии: 17 – метода ВП, 18 – магнитометрические; участки: 19 – перспективные, 20 – с неясной перспективные

Рисунок 5.4 – Макет карты прогноза поисковых участков с меднопорфировым оруденением [«Методическое руководство...», 2002; Мигачев, Звездов, Минина, 2016]

Потенциальные рудные районы в пределах МЗ обычно оконтуриваются по ареалам распространения интрузивных составляющих продуктивных ВПА и, как правило, эквивалентны крупным меднопорфировым (или как часто их еще называют «порфировым» или «порфировоэпитермальным») рудно-магматическим системам (РМС), обладающим комплексной металлогенией (см. Рисунок 5.2). При благоприятном положении эрозионного среза их площади обычно соответствуют отдельным батолитоподобным многофазным и/или полихронным плутонам, либо группам интрузивов или полям развития порфировых тел рудоносной формации, обычно приуроченным к периферии локальных устойчивых палеоподнятий субстрата ВПП. При этом Си-, Мо-Си-, Си-Мо-ые (с Au, Ag, Re, W и другими сопутствующими элементами) штокверковые руды локализованы во внутренних стержневых частях РМС, которые могут рассматриваться как самостоятельные меднопорфировые системы (МПС), соответствующие рудным полям. Во фланговых зонах таких систем может отмечаться жильная и скарновая полиметаллическая (с Au и Ag) минерализация, а в верхних (надрудных) – эпитермальная жильно-прожилковая и стратоидная золото-серебряная, медно-мышьяковая, мышьяково-сурьмяно-ртутная и самородная серная. В пределах крупным РМС, может находится несколько разобщенных или сближенных в пространстве МПС, стержневыми элементами которых являются отдельные порфировые штоки (иногда брекчиевые тела), являющиеся апофизами находящихся на глубине интрузивных «собственная» массивов. Вокруг этих «порфировых центров» отмечается руднометасоматическая и геохимическая зональность (яркий пример – Актогайское РП). Прогнозируемые по геофизическим данным ограничения плутонов рудоносных формаций должны учитываться при оконтуривании ПРР.

Рудное поле соответствует МПС, в центре которой находится порфировый интрузив. На Рисунок 5.3 и Рисунок 1.2 в разделе 1 отражены основные элементы строения этой системы и их взаиморасположение в горизонтальном и вертикальном сечениях. В внутренних частях МПС, в эндо-экзоконтактовых зонах интрузива, сосредоточена штокверковая Сu-порфировая минерализация; на флангах может проявляться жильная и жильно-прожилковая Ag-полисульфидная, золото-кварцевая, а также Au-Cu- и Pb-Zn с Au скарновая при наличии вмещающих карбонатных пород. В системах «телескопированного» типа в верхних (надрудных) частях, в зоне «передовой» аргиллизации, обычно развитой по комагматичным вулканитам, может присутствовать эпитермальная жильно-прожилковая и стратоидная Cu-Au-, Cu-As, Au-Ag, As-Sb-Hg и серная (самородная) минерализация. Хотя, как было отмечено в разделе 2, золоторудные месторождения HS и IS типов в крупных РМС обычно удалены от меднопорфировых на расстояния в сотни м – первые км по латерали. Перспективность МПС и соответствующих им рудных полей зависит от уровня эрозионного среза. Наибольший интерес представляют умеренно эродированные системы с выведением на дневную поверхность рудоносных частей, но с сохранностью основного объема минерализации руд (см. Рисунок 5.3 и Рисунок 1.2, варианты II и III).

Поисковым участкам (потенциальным месторождениям) в пределах ПРП (перспективных МПС) соответствуют площади распространения меднопорфировых руд с содержаниями, отвечающими заданным поисково-оценочным параметрам. Промышленная минерализация концентрируется во внутренних зонах МПС. В одной и той же системе возможно выделение нескольких ПУ, отвечающих отдельным, в различной степени эродированным, ее частям (см. Рисунок 5.4, Рисунок 1.2).

Необходимо отметить, что, несмотря на отмеченные выше различия в геотектонических обстановках образования МПМ разных РФТ, отразившихся в составе рудоносных магматических формаций, рудно-метасоматической зональности и минералого-геохимических особенностях руд, при крупномасштабном и локальном прогнозе (на уровне потенциальных рудных полей и ПУ) этими различиями можно пренебречь. Существо и набор главных поисковых признаков – прямых (формационных, структурных, фациально-формационных, метасоматических, рудно-минералогических) и косвенных (геохимических и геофизических) в целом одни и те же, тем более, что подавляющее большинство МПМ, кроме докембрийских, не испытали последующих складчатости и метаморфизма, что предопределяет соответствие наблюдаемых условий их локализации первоначальному залеганию порфировых интрузивов и сопряженных с ними зон гидротермально измененных пород и штокверковой минерализации.

Разработанные научно-методические основы прогноза и поисков позволили сформировать оптимальные, эффективные технологии проведения ГРР на меднопорфировые руды – *прогнозно-поисковые комплексы (ППК)*, включающие оптимальный (необходимый и достаточный) набор методов для выявления тех или иных элементов прогнозно-поисковых моделей – критериев и признаков разноранговых рудно-металлогенических категорий. Эти комплексы учитывают принятую стадийность геологоразведочного процесса, основанную на принципе соответствия между стадиями работ и их целями, металлогеническими таксонами разного ранга и эквивалентными им прогнозными ресурсами и запасами. Каждой стадии ГРР отвечают однотипные по строению блоки ППК, а всему процессу – сумма таких блоков, что отражает принцип последовательного приближения – от прогноза металлогенических зон и районов до оценки локальных перспективных участков. Технология применения ППК описана в серии методических руководств [«Методика...», 1987, 1989; «Методическое руководство...», 2002 и др.]. Была также разработана автоматизированная версия ППК [Вострокнутов и др., 1987].

В соответствии с принципами выделения разноранговых прогнозно-металлогенических категорий (таксонов) и набором их признаков на прогнозных картах, специализированных на поиски и оценку меднопорфировых объектов, в зависимости от масштаба устанавливаются границы меднопорфировых провинций и зон (масштаб 1:1 500 000–1:500 000), потенциальных рудных районов (масштаб 1:200 000–1:100 000), рудных полей и месторождений (масштаб 1:50 000–1:10 000). Для трех последних категорий прогнозные карты являются основным результатом предпроектного прогноза.

С применением изложенных металлогенических принципов в 80-е годы было проведено районирование территории СССР, его республик и отдельных регионов РСФСР (Урал, Забайкалье, зона БАМ и др.) на меднопорфировое оруденение, даны рекомендации к проведению ГРР на последующие десятилетия [Кривцов и др., 1985, 1989; Мигачев и др., 1987, 1988 и др.].

В 90-е годы научно-методические основы прогноза, поисков и оценки МПМ были усовершенствованы с учетом элементов разработанных в ЦНИГРИ (в рамках межотраслевой программе «Геомодель») количественных геолого-промышленных, параметрических, морфометрических, структурно-петрофизических, концентрационных, градиентно-векторных, гидродинамических, теплофизических моделей рудообразующих систем и месторождений [Минина и др., 1991; Кривцов и др., 1995<sup>1</sup>, 1995<sup>2</sup>, 2001; Звездов, 1997, 2005<sup>2</sup> и др.], позволивших «числом и мерой» оценить существующие геолого-генетические модели РМС и уточнить базирующиеся на них ППМ меднопорфировых РР, РП и месторождений. Некоторые из этих моделей, в создании которых участвовал автор, описаны в предшествующих разделах этой работы.

Проведенное И.Ф.Мигачевым, О.В.Мининой, А.Е.Сальниковым и др. исследование ряда рудных районов (узлов) с комплексной металлогенией, позволило установить, что они эквивалентны крупным РМС, строение которых зависит от обстановок формирования. В объеме таких систем нередко совмещены разновозрастные продукты рудогенеза, связанные как с тектономагматическими процессами различных этапов формирования ВПП, так и с «допоясной» металлогенией СВК их субстрата, что позволило выделить комплексные рудные узлы (КРУ) трех типов – «чистой линии», с «совмещенной» и «унаследованной металлогенией» [Мигачев, 1996, 2006, Migachev, 1993 и др.].

Появившиеся в конце 90-х годов в зарубежной научной печати сведения об эпитермальных стратоидных и жильно-прожилковых золото-медных и золото-серебряных месторождениях, отнесенных к типам «высокой» и «средней сульфидизации» – Андоколло, Рефуджио (Панчо-Верде), Лобо, Марте, Фариде, Эль Хуесо и др. в Чили, Янокоча и Пьерина в Перу, Нена и Йафу (Папуа-Новая Гвинея), Лепанто, Баджио (Филлипины), Бату Хайджау (Индонезия) и доказательства их принадлежности верхним частям крупных (сотни км<sup>2</sup>) «порфировых» РМС, во внутренних, более глубинных, зонах которых выявлены, либо прогнозируются меднопорфировые штокверковые руды [Corbett, Leach,, 1998; Muntean, Einaudi, 2000; Sillitoe, Hedenquist, 2003; Rae et al., 2003; Gustafson et al., 2004; Pudack et al., 2009; Longo et al., 2010; Teal, Benavides, 2010; MacCorquodale et al., 2012; Rinne et al., 2012 и др.], послужили основанием для дальнейшего совершенствования геолого-генетических и прогнозно-поисковых моделей МПМ и вмещающих их систем.

Генерализованная модель меднопорфировой («порфировой») РМС в современном виде предполагает приуроченность эпитермальных стратоидных и жильно-прожилковых золото-медных, золото-серебряных, медно-мышьяковых, мышьяково-сурьмяно-ртутных и серных руд (в аргиллизированных вулканитах продуктивных ВПА) к верхним периферийным частям систем. В их внутренних зонах (в комагматичных плутонитах ВПА и вмещающих породах) локализованы Au-Mo-Cu-, Au-Cu-порфировые, иногда Au-порфировые и золото-кварцевые месторо-

ждения гипабиссально-субвулканического уровня образования, а во фланговых – мезотермальные скарновые медно- и полиметально-железные (в карбонатных толщах) и жильные золотополисульфидные. Таким образом, *при прогнозно-минерагенических построениях РМС с комплексной металлогенией могут рассматриваться как потенциальные рудные районы, а их внутренние, фланговые и внешние части с проявлениями разных рудно-формационных типов как отдельные рудные поля, для которых при поисках целесообразно определение собственных наборов поисковых критериев и признаков.* 

Рассмотренные геолого-методические основы прогнозирования МПМ были использованы при оценке перспектив территории России на обнаружение новых объектов. По результатам прогнозно-минерагенических исследований ряда металлогенических провинций и зон, а также выделенных в их пределах рудных районов и узлов, в которых принимал участие автор, эти перспективы были оценены как достаточно высокие.

### 5.2 Вулканоплутонические пояса, металлогенические зоны, рудные районы и узлы с меднопорфировыми месторождениями и проявлениями на территории Российской Федерации

По геологическому строению ВПП России имеют сходство с поясами Северной и Южной Америки, Европы и Азиатско-Тихоокеанского региона, где сосредоточены сотни МПМ, включая десятки крупных (с запасами Cu > 5 млн. т) и сверхкрупных – гигантских Cu > 10 млн. т) и супергигантских (Cu > 25 млн. т). Однако, в России к настоящему времени на Государственном балансе запасов ПИ лишь 6 месторождений названного геолого-промышленного типа (ГПТ): Аи-Мо-Си-порфировые Песчанка (Чукотский АО), Малмыжское (Хабаровский край) и Иканское (Амурская область); Мо-Си-порфировое Ак-Сугское (Республика Тыва); Си-порфировые Михеевское и Томинское (Челябинская область). К их числу следует также отнести Быстринское золото-медное скарновое месторождение, геологическое строение которого свидетельствует о принадлежности к меднопорфировой РМС. К крупным по запасам меди, молибдена и золота объектам относятся Песчанка, Малмыжское и Ак-Сугское. Вместе с тем, на территории РФ известны около двух десятков мелких непромышленных месторождений и значительное количество рудопроявлений рассматриваемого типа (Рисунок 5.5, Таблица 5.1), многие из которых должным образом не оценены. Кроме того, имеется значительное количество жильных и штокверковых золото-полисульфидных, золото-кварцевых, золото-серебряных, скарновых медных и полиметаллических месторождений и проявлений, часть из которых может принадлежать фланговым либо верхним частям слабо эродированных меднопорфировых РМС с комплексной металлогенией. Исходя из мирового опыта, отраженного в публикациях А.И.Кривцова,



Рисунок 5.5 – Вулканоплутонические пояса Российской федерации, ранжированные по перспективности на обнаружение меднопорфировых месторождений [Мигачев, Звездов, Минина, 2016]

#### Условные обозначения к Рисунку 5.5

1-3 – вулканоплутонические пояса: 1 – перспективные: 9. Увельско-Еленовский, 10. Катенинский (Новониколаевско-Карамысовский), 14. Саяно-Тувинский, 17. Забайкальский, 19. Курьинский, 22. Кедонский, 29. Западно-Сихотэ-Алиньский; 2 – потенциально перспективные: 1. Ауэрбаховско-Новогодненский, 2. Именновский, 3. Новоалексеевский, 4. Ирендыкский, 11. Валерьяновский (на территории РФ), 16. Чикой-Хилокское звено Орхон-Селенгинского, 18. Становой, 20. Удско-Мургальский, 21. Охотско-Чукотский (Пенжинско-Анадырская, Березовская и Удско-Джугджурская металлогенические зоны), 25. Умлекано-Огоджинский, 28. Восточно-Сихотэ-Алиньский, 30. Ирунейско-Кирганикский, 31. Корякско-Центрально-Камчатский; 3 – с неясными перспективами и неперспективные: 5. Алтынайский, 6. Гумбейский, 7. Верхнеуральский, 8. Центрально-Магнитогорский, 12. Талицко-Монголо-Алтайский, 13. Минусинско-Тувинский, 15. Джидино-Витимский, 21. Охотско-Чукотский (центральные звенья, Чукотская фланговая зона), 23. Оклано-Пенжинский, 24. Уяндино-Ясачненский, 26. Хингано-Охотский, 27. Ханкайский, 32. Пенжинско-Западно-Камчатский, 33. Олюторско-Восточно-Камчатский; 4 – внемасшабное изображение ВПП: а – перспективных, 6 – потенциально перспективных, в – неперспективных; 5 – границы звеньев ВПП с различной перспективностью

Месторождения (крупный знак) и наиболее крупные проявления: 6 – меднопорфировые и молибден-меднопорфировые, 7 – молибден-порфировые, 8 – медно-скарновые (скарновые меднопорфировые)

И.Ф.Мигачева, В.С.Звездова, О.В.Мининой, В.А.Коваленкера, В.С. Попова, Г.Корбе, Т.Лича, Ф.Молнара, М.Рейса, Р.Силлитоу, Дж.Хеденквиста и многих других исследователей, во внутренних зонах таких систем могут прогнозироваться меднопорфировые руды, что позволило достаточно высоко оценить перспективы обнаружения новых меднопорфировых месторождений на территории Российской Федерации.

В связи с этим, с 2007 г. в ЦНИГРИ за счет средств федерального бюджета были возобновлены прогнозно-металлогенические исследования по оценке ресурсного потенциала России на меднопорфировые и сопряженные с ними руды цветных и благородных металлов. Составлена серия цифровых специализированных прогнозных карт (с «ГИС-привязанными» электронными каталогами месторождений и наиболее крупных рудопроявлений). Сред них: прогнозно-минерагеническая карта ВПП восточных регионов России масштаба 1:2 500 000 с картами-врезками Кавральянской, Хетачано-Кричальской и Северо-Сихотэ-Алиньской МЗ масштаба 1:500 000; прогнозно-металлогеническая карта Магаданской области масштаба 1:1 000 000 с картой-врезкой Омулёвской МЗ масштаба 1:200 000; прогнозные карты масштаба 1:500 000 Камчатского края, Войкарской (Малоуральской) МЗ Ауэрбаховско-Новогодненского, Ланковско-Тауйской МЗ Охотско-Чукотского и Октябрьской МЗ Умлекано-Огоджинского поясов.

Для создания карт применены методы прикладной металлогении (структурно-формационный, металлогенический, фациально-формационный, рудно-формационный), позволившие: расшифровать геологическое строение и историю формирования поясов; выделить продуктивные (на меднопорфировые и сопряженные руды) ВПА и рудоносные плутоногенные формации формации; установить формационную принадлежность и пространственно-временные соотношения проявлений разнотипной рудной минерализации; оконтурить меднопорфировые провинции, зоны, рудные районы и узлы различной степени перспективности. С использованием

#### Таблица 5.2.1 Меднопорфировые металлогенические зоны, рудные районы и узлы в вулканоплутонических поясах России [Мигачев, Звездов, Минина, 2016]

Вулканоплутониче- ские пояса и их №№ на Рисунке 5.5	Продуктивные вулканоплутонические ассоциации	Продуктивные плутоногенные формации (комплексы)	Металлогенические зоны	<u>Рудные районы</u> и узлы	<u>Месторождения</u> и проявления меднопофи- рового семейства
1	2	3	4	5	6
		Ур	ал		
	Базальт-андезит- гранодиоритовая S <sub>2</sub> -D <sub>1-2</sub>	Габбро-диорит-плагио- гранодиори-товая (тоналитовая) D <sub>1</sub> (собский)	Войкарская (Малоураль- ская)	<u>Варчатинский</u> Элькошорский	Маникуюкское, Мокрый Лог, Осеннее, Элькошор- ское
1. Ауэрбаховско-	Трахибазальт-трахиандезит- монцонитовая D <sub>2-3</sub>	Монцодиорит-гранитная D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> (янаслорский)		Янаслорский	Янаслорское
<u>Новогодненский D<sub>1</sub>-C<sub>1</sub></u>		Монцо-габбро-диорит-мон- цонитовая D <sub>2-3</sub> (конгорский)		<u>Конгорский</u>	Первая Рудная Горка Аи- Си-Fe-скарновое
	Базальт-андезит- гранодиоритовая D <sub>1-2</sub>	Габбро-диорит-гранодиоритовая D <sub>2</sub> (ауэрбаховский)	Красноуральско- Ивдельская	<u>Ауэрбаховский</u>	Вадимо-Александровское Cu-скарновое, <u>Никитинское,</u> Фроловское и др.
	Базальт-андезибазальт- диоритовая S <sub>1-2</sub>	Габбро-диорит-плагиогранитовая S <sub>1-2</sub> (башеневский)	Западно-Тагильская	Валенторский и др.	Андрюшинское, Руднобо- лотское, Алексеевское
<u>2. Именновский S<sub>1-2</sub></u>		Габбро-диорит-гранодиоритовая монцонитоидная S <sub>1-2</sub> (северо- рудничный)		<u>Второй Северный,</u> <u>Вознесенско-Покровский</u>	Пелым-Чакурское, Нижне- ушминское, Высотинское
<u>3.Новоалексеевский</u> <u>D<sub>1-2</sub></u>	Базальт-андезибазальт- диоритовая D <sub>1-2</sub>	Габбро-диорит-плагиогранитовая D <sub>2</sub> (некрасовский)	Западно-Магнитогорская	Гумешевский	<u>Гумешевское</u> Аи-Си- скарновое
	Базальт-андезибазальт- диоритовая D <sub>1-2</sub>	Габбро-диорит-плагиогранитовая D <sub>1</sub> -2 (салаватский, курганский)	Присакмарско- Вознесенская	Вознесенский Поляковский	Вознесенское, Донгурай, Поляковское и др.
			Западно-Магнитогорская	Южно-Ирендыкский	Салаватское и др.
			Сакмарская	Медногорский	Хабарнинское и др.
<u>5. Алтынайский D<sub>2</sub></u>		I аббро-диорит-плагиогранитовая D <sub>2</sub> (алтынайский, касаргинско- тептяргинский)	Каменская, Алапаевско- Теченская		Южно-І альяновское, Іеп- тяргинское; Сu-Fe- скарновые Зырянкульское и др.
6. Гумбейский D <sub>2-3</sub>	Андезибазальт-риодацит- гранодиорит-гранитовая D <sub>2</sub> . 3	Габбродиорит-гранодиорит- гранитовая D <sub>3</sub> (краснинский)	Восточно- Магнитогорская (Гум- бейская)	Домбаровский	Петропавловское Малдыгусайское
7. Верхнеуральский D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	Трахиандезит-монцонит- сиенитовая D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	Габбродиорит-монцонит- сиенитовая D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> (верхнеураль- ский)	Восточно- Магнитогорская	<u>Учалинско-Александринский</u> Верхнеуральский	Верхнеуральское

1	2	3	4	5	6	
8 Heurpollulo	Трахибазальт-трахириолит-	Габбро-диорит-гранодиорит-	Центрально-	<u>Ащебутакский</u>	Кусемское	
о. центрально- Магнитогорский С	гранодиорит-гранитовая	гранитовая C <sub>1</sub> t <sub>2</sub> -v <sub>1</sub> (куйбасовский)	Магнитогорская	<u>Домбаровский</u>	Джаилган	
манитогорский ст	$C_1 t_2 - v_1$					
		Диоритовая (биргильдинско-		Биргильдинско-Томинский	<u>Томинское, Биргильдин-</u>	
9. Увельско-	Анлезит (трахианлезит)-	томинский), габбро-диорит-	Кочкарско-Адамовская	(Успеновский)	<u>ское, Мичуринское</u>	
Еленовский	лацит-лиоритовая D3-С1	плагиогранитовая (кособродский),	(Варненская)	Зеленодольский, Шиханский	Зеленый Дол, Искровское,	
$D_2$ - $C_1$	dudin diophiona D3 01	монцонит-граносиенитовая D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>			Урманское	
		(урускискенский)	Еленовско-Кумакская	Еленовско-Кокпектинский	Еленовское, Ушкотинское	
	Базальт-андезит-диорит-	Диорит-плагиогранитовая D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>		Тарутинско-Михеевский	Михеевское, Тарутинское,	
10. Катенинский	плагиогранитовая D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> v-s	(ульяновский)	Ильиновско-	(Дружнинский)	Новониколаевское	
(Новониколаевско-	Высокотитанистых базаль-	Диорит-кварцдиорит-	Марииновская	Карталы-Аятский	Муртазинское	
Карамысовский) D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	тов С <sub>1</sub> – предшествующая	плагиогранодиорит-адамеллитовая	(Варненская)	Баталинский		
		С <sub>1</sub> s <sub>3</sub> (михеевский)		Новокатенинский	Ю-Степное	
	Базальт-риолитовая С1	Диорит-плагиогранитовая С1 (ба- рамбаевский)	Александровско-	<u>Бенкалинский</u> (Казахстан)	<u>Бенкала Северная</u>	
<u>11. Валерьяновский С<sub>1</sub></u>			Ленисовская	Западно-Курганский	Красноярское, Подовинное	
				Подовинский		
		Алтае-Саянс	кая область	1		
12. Талицко-Монголо-		Диорит-гранодиорит-	Горно-Алтайская		Калгутинское	
Алтайский РZ <sub>3</sub>		адамеллитовая С <sub>1</sub> (яломанский)			Кульбич	
13. Минусинско-	Базальт-андезит-диорит-	Диорит-гранодиоритовая	Западно-Саянская, Ка-	<u>Карагашский</u>	СевКарагашское, Улуг-	
Тувинский D <sub>1-2</sub>	гранодиоритовая D <sub>1-2</sub>	Гранит-лейкогранитовая D <sub>2</sub>	ахемская, Куртушубин-		Кадыр-Осское и др.	
			ская			
	Андезит-дацит-	Габбро-диорит-гранодиорит- плагиогранитовая (торгалыкский,	Субщиротная.	Аксугский, Кызыкчадрский,	<u>Ак-Сугское, Кызык-Чадр</u>	
14. Саяно-Тувинский				Шугурский,		
PZ <sub>3</sub>	гранодиорит-	кызыкчадрский)	Юго-Западная	Серлигский и др.	~	
-	плагиогранитовая С <sub>1</sub>	Гранит-лейкогранитоваяС1		Сорский	<u>Сорское и</u> др. Мо-	
		(сютхольскии, бреньскии)			порфировые	
Забайкалье						
15. Джидино-		Гранит-граносиенитовая	Верхнеджидинская		Мало-Ойногорское, Жарчи-	
Витимский D <sub>1-2</sub>		гранит-лейкогранитовая D <sub>1-2</sub>	Западно-Забайкальская		хинское, Харитоновское	
	_	(дабанский, зазинский)			Мо-порфировые	
16. Орхон-Селенгинс-	Базальт-андезит-монцонит-	Диорит-монцонит-гранитовая	Северо-Хэнтэйская	<u>Кударинско-Гутайский</u>	Кударинское, Тамирское и	
<u>кий Р<sub>2</sub>-Т<sub>1</sub></u>	плагиогранитовая Р2-Т1	(плагиогранитовая)			др.	
17. Забайкальский J <sub>2-3</sub>	Андезит-риолит-диорит-	Диорит-гранодиорит-гранитовая	Пришилкинский метал-	<u>Тура-Илинский</u>	Сыпчугурское	
Пришилкинская ветвь	гранодиоритовая Ј <sub>2-3</sub>	(амуджиканский, сретенский, шах-	логенический пояс	Сыпчугурский		
		таминский) J <sub>2-3</sub>				

1	2	3	4	5	6	
				Жирекенский	Аи-Мо-порфировые <u>Жире-</u>	
				<u>Могочинский</u>	кен и Давенда	
				Давенда-Ключевской,	Аи-Мо-Си-порфировые: Бо-	
				Дарасунский	ровое, Усть-Кудечинское,	
					Талатуйское	
			Борщевочная Ундино-	Сретенско-Карийский	Нижнеалиинское	
			Газимурская металлоге-	Сретенский		
			нической области			
				Шахтаминский	Аи-Мо-порфировые <u>Шах-</u>	
17а. Забайкальский J <sub>2-3</sub>		Диорит-гранодиорит-гранитовая		Шахтаминскии, Бугдаинскии,	<u>тама, Бугдая,</u> Курунзулаи	
Восточно-	Андезит-риолит-диорит-	(амуджиканский, сретенский, шах-		Курунзулаиский		
Забайкальская ветвь	гранодиоритовая J <sub>2-3</sub>	таминский) J <sub>2-3</sub>		<u>Газимуро-заводскии</u>	Аu-Cu(Fe) скарновое <u>Быст-</u>	
			1 азимурская	Быстринский	ринское	
				Красноярово-золинский	$A_{\rm H} C_{\rm H} ({\rm Fa})$ are proprio II.	
				<u>Будюмкано-Култуминскии</u> Пугоканский	Аи-Си(Ге) скарновые, Лу-	
				Култуминский	Tokanekoe, Kystrymniekoe	
	Андезит-диорит-	Лиорит-гранодиорит-гранитовая	Северо-Становая	Балисский и лр	Мо-порфировые: Лжалин-	
	гранолиоритовая Із-К	Із-К (тынлинско-бакаранский)	Северо становая	Биднеский и др.	линское Балис Охок Вы-	
18. Становой J <sub>3</sub> -К <sub>1</sub>					ходное, Леляное и др.	
<u>100 0101000110 9.111</u>	Андезит-дацит-	Гранодиорит-гранитовая К <sub>1</sub> (иро-	Южно-Становая	Верхнебрянтинский	Олонгро, Брянтинское, Ба-	
	гранодиорит-гранитовая К <sub>1</sub>	канский)			чан, Оконон и др.	
Северо-Восток России						
19. Курьинский Ј <sub>3</sub> v		Габбро-монцонитовая Ј <sub>3</sub> v (ек-	Ненкано-Баимская	Баимский	Песчанка, Находка и др.	
		дэгкычский)	Хетачано-Кричальская	Иннахский	Камень Такмыка, Иннах	
20 V.zeve	Андезибазальт-андезит-	габбро-диорит-тоналит (гра-	Кони-Тайгоносская	Кони-Пьягинский	<u>Лора,</u> Прямой, Викинг,	
<u>20. у деко-</u> Миргони ский	диорит-плагиогранитовая	нодиорит)-плагиогранитовая К1		Накхатанджинский	Тальниковый	
<u>тургальский</u>	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	(мургальский)	Пекульнейско-	<u>Танюрерский</u>	Базовое, Моренное	
<u>J_3-IX]</u>			Золотогорская			
		Габбро-диорит-тоналит-	Удско-Джугджурская	Алдома-Этанджинский	Горохан, Усмучанское,	
	Базальт-андезит-диорит-	гранодиоритовая, габбро-диорит-			Верхнеульинское, Нюбку,	
		гранодиорит-гранитовая К <sub>1-2</sub> (джу-			Этанджа, Инняхское, Ки-	
<u>21. Охотско-</u>	гранодиоритовая К <sub>1-2</sub>	гджурский, охотский)			вангра, Назаровское и др.	
<u>Чукотский К<sub>1-2</sub></u>	(альб-сеноман)					
			Кетанда-Куидусунская		Верхнеульбеиское, Морен-	
		1			ное, Дарпирчан, Каньон,	
1					Выходное, Аулия и др.	

1	2	3	4	5	6
		Габбро-диорит-гранодиорит- адамеллитовая К <sub>1-2</sub>	Южно-Буюндинская	Омчикский, Верхне- Буюндинский	Сосед, Глухариное, Бере- зовское
		F 77	Вилигинская	Мосичанский, Ненкатский, Вархаламский	Дэгдэнрэкен, Октава, Пере- катный
		I аооро-диорит-гранодиоритовая	Эвенско-Пареньская	Сумной, Мечивеемский	Вай и др.
		К <sub>1-2</sub> (Охотский, тополевский)	Пенжинско-Анадырская	Цирковый	Цирковое, Штокверк
			Эргунейская	<u>Эргунейский</u>	Сульфидный, Пряжка и др.
	Андезит-гранодиоритовая К <sub>1-2</sub>	Монцонитоидная габбро-диорит- гранодиоритовая К <sub>1-2</sub> (кавральянский)	Кавральянская	<u>Ольховский:</u> Ольховский, Убиенкинский, Серовский	Ольховское, Роковое, Ра- кетное, Пожарское, Веткин- ское
		Диорит-гранодиоритовая	Восточно-Чукотская	Чаплинский	Синвеем, Гагачье
	Андезит-гранодиоритовая	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Березовская (Бургачан-	Бургачанский	<u>Медь-Гора</u> -Аи-Си-скарновое
	К <sub>1-2</sub>	К <sub>1-2</sub> (намындыканский)	ская)	<u>Омучанский</u>	Утиное, Вахаровское
<u>22. Кедонский D<sub>2-3</sub></u>	Субщелочная андезит- риолит-гранодиоритовая D <sub>2-</sub> 3	Диорит-гранодиорит-грано- сиенитовая (булунский), диорит- гранодиорит-гранитовая D <sub>2-3</sub>	Южно-Омолонская	<u>Южно-Омолонский</u> Северо- и Южно-Авландин- ский, Ольдянский и др.	Таборное, Орлиное, Дубль- Южный; Мо-порфировые: <u>Хрустальное, Вечернее</u>
23. Оклано- Пенжинский ₽ 3-N1	Андезит-диорит- плагиогранитовая ₽ <sub>3</sub> -N <sub>1</sub>	Габбро-диорит-тоналит- плагиогранитовая N <sub>1</sub> (ракетный)	Пенжинско-Анадырская	<u>Убиенкинский,</u> Кондыревский, СрОрловкинский	Ракетное
24. Уяндино- Ясачненский J <sub>3</sub> -К <sub>1</sub>	Андезит-дацит-гранодиори- гранитовая J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	Диорит-гранодиорит-гранитовая К1 (немичанский, хапчагайский)	Омулевская		Невидимка
		Приамурье и С	Сихотэ-Алинь		
<u>25. Умлекано-</u>	Андезит-монцограно-	Габбро-монцодиорит- монцогранодиоритовая К <sub>1</sub> (бурин-	Октябрьская	<u>Октябрьский:</u> Елна- Адамихинский, Умлекано- Ясненский, Сохатиный	Елна, Порфировое, Мень- шиковское
Огоджинскии К <sub>1-2</sub>	диоритовая К	динский)	Гонжинская	<u>Гонжинский:</u> Верхнетыгдин- ский, Боргуликанский	Боргуликанское, Иканское, Арбинское
26. Хингано-Охотский К1-2	Андезит-диорит-гранодио- ритовая (альб-сеноман)	Диорит-гранодиоритовая К <sub>1</sub> (сели- тканский, анникский)		Селитканский	Гором и Муникан Капрал
27. Ханкайский Р	Андезит-диорит- гранодиоритовая Р	Диорит-гранодиоритовая Р			Не выявлены
	Андезит-риолит-	Диорит-гранодиорит-гранитовая	Нижнеамурская	<u>Нижнеамурский</u>	Тырское, Попутное
	гранодиоритовая К <sub>2</sub>	K <sub>2</sub>	Окча-Уктурская,	Окча-Уктурский, Самаргин-	Цокольное, Удомин, Сухой,
28. Восточно-Сихотэ-	Андезит-риолит-	Диорит-гранодиорит-гранитовая <b>Р</b> 1	Самаргинская,	ский, Звездный, Максимов-	Золотой, Верхнезолотой,
<u>Алиньский K<sub>2</sub>-N<sub>1</sub></u>	гранодиоритовая <del>Р</del> 1	(бекчиулский, верхнеудоминский)	Центральная	<u>ский, Соболиный, Лидовский</u>	Янтарный, Лазаревское, Нестеровское, Лазурное, Пластунское и др.

1	2	3	4	5	6
29. Западно-Сихотэ- Ал Алиньский К <sub>2</sub> - ₽ <sub>1</sub> гр	– Андезит-риодацит- гранодиоритовая К <sub>2</sub> - ₽ <sub>1</sub>	Диорит-гранодиорит-гранитовая К <sub>2</sub>	Нижнеамурская	<u>Пильдо-Лимурийский</u> <u>Среднеамурский</u> Малмыжско-Болонский, Пони- Мулинский, Мономинский, Ямтульский, Кантагарский, Южно-Комсомольский, Ниж- неамурский	<u>Малмыжское,</u> Пони, Мано- минское, Кантагар и др.
			Дагдинская	<u>Дагды-Коппинский</u> <u>Сидиминский</u>	Ночное, Сухое, Оуми, Верхнеарсеньевское; Правобарахтинское, Левый Чуи, Малахитовое, Обор- ское, Хвощевое и др.
		Камч	атка		
<u>30. Ирунейско-</u> Кирганикский К <sub>2</sub> - <u>Р</u> 1	Трахибазальт-трахиандезит- шонкинитовая К <sub>2</sub> - Р <sub>1</sub>	Пироксенит-эссексит- шонкинитовая К <sub>2</sub> - Р <sub>1</sub>	Срединная (Срединно- Камчатская)	<u>Хим-Кирганикский</u> Хим-Кирганикский	<u>Кирганикское,</u> Позднее, Су- хое, руч. Хим <u>(Au-Cu (Fe- окисные)</u>
				Шаромский	Шаромское (Аи-Си (Fe- окисное)
	Андезит-диоритовая N1	Габбро-диорит-гранодиоритовая N1 (лавкинский)	Срединная	Хим-Кирганикский	Лагерное, Лазурное и др.
21.16				Андриановско-Крутогоровский	Малахитовое, Озерное, Квахонское и др.
<u>31. Корякско-</u>				Лунтосский	Кагнисин
Центрально-			Ганальская		Воеводское, Красногорское
<u>Камчатский IN</u>				Ваняваямский, Шаман-	Сиганектан, Вилюневаям др.
			Центрально-Камчатская	кинский, Тымлатский	-
				Малетойваямский	Юбилейное, Октябрьское
32. Пенжинско-Запад- но-Камчатский Р <sub>2</sub> - N	Андезит-дацит- гранодиоритовая ₽3- №	Диорит-гранодиорит-гранитовая <del>Р</del> 3	Пенжинско-Корякская	<u>Опухский</u>	Мильгинэй, Декуюль, Лала- нкытап
22 Описторано			Олюторско-Восточно- Камчатская	Южно-Камчатский	
55. Олюторско- Востонию Комисторий	Андезит-диоритовая <del>Р</del> 3- N1	Диорит-гранодиоритовая ₽3- N1		Авачинско-Китхойский	
Восточно-Камчатскии Р <sub>3</sub> - N				Кумрочский	Кумроч
				Белогорский	

Примечание.

1 Вулканоплутонические пояса, ранжированные по перспективности для поисков меднопорфировых месторождений: перспективные (синий шрифт); потенциально перспективные (зеленый); с неясными перспективами и неперспективные (черный).

2 Рудные районы и узлы: с известными меднопорфировыми месторождениями и проявлениями (синий шрифт); с проявлениями и поисковыми признаками меднопорфирового оруденения (зеленый).

методических приемов, описанных в серии вышеупомянутых монографий и методических руководств по оценке прогнозных ресурсов, изданных ЦНИГРИ, разработаны прогнознопоисковые модели комплексных РМС, эквивалентных потенциальным рудным районам и узлам (ПРР и ПРУ); по результатам анализа геолого-структурных условий локализации, руднометасоматической зональности, минералого-геохимических особенностей руд и других характеристик создана электронная база данных (каталог) по месторождениям и проявлениям различных РФТ; разработаны рекомендации для постановки среднемасштабных геолого-съемочных, прогнозно-минерагенических и поисковых работ для конкретных перспективных площадей, которые были использованы Роснедра при составлении пообъектных планов ГРР, проводимых за средства госбюджета. В реализации этих планов – в поисках и оценке меднопорфировых объектов в Ольховском и Танюрерском РР Чукотского АО, Элькошорском РУ на Урале, Елна-Адамихинском РУ в Амурской области, Уптарском и Накхатанджинском РУ в Магаданской области и ряде других проектов участвовали специалисты ЦНИГРИ, включая автора. Результаты этих работ изложены в серии отчетных материалов во выполненным темам, а также в ряде статей [Звездов, Минина, 2010, 2012; Звездов и др., 2011; Иванов, 2016<sup>1</sup>, 2016<sup>2</sup>; Мигачев и др., 2014, 2015, 2016, 2020; Минина и др., 2019].

Краткий обзор перспектив обнаружения новых МПМ в ВПП Урала, Алтае-Саянской области, Забайкалья, Северо-Востока РФ, Приамурья и Сихотэ-Алиня приведен в статьях [Мигачев и др., 2015, 2016], в которых дан перечень металлогенических зон ВПП России, а также выделенных в их пределах рудных районов, узлов, месторождений и проявлений меднопорфирового типа (см. Рисунок 5.5 и Таблицу 5.1). С учетом инфраструктурного развития тех или иных регионов, наличия в них горнорудного производства и возможностей ускоренного вовлечения меднопорфировых объектов в эксплуатацию, в качестве приоритетных для их поисков и оценки в настоящее время могут рассматриваться территории Урала и Приамурья, в меньшей степени Забайкалья и Тувы, а на среднюю и дальнюю перспективы – ВПП Дальневосточного Федерального округа страны, прежде всего Западно-Сихотэ-Алиньский и Курьинский, где возможно обнаружение крупных объектов.

Так в Западно-Сихотэ-Алиньском поясе помимо Малмыжско-Болонского РУ, в пределах которого сравнительно недавно разведано Малмыжское Аu-Mo-Cu-порфировое месторождение, выделены Пони-Мулинский, Анаджаканский, Маноминский, Дурминский и др. РУ с многочисленными проявлениями того же типа (Пони-Мулинское, Маноминское, Лазурное, Малиновское, Малахитовое и др.), а в Восточно-Сихотэ-Алиньском – Дагды-Коппинский и Окча-Уктурский потенциальные PP, Соболиный и другие РУ (рудопроявления Нестеровское, Лазаревское, Сухое, Ночное, Верхне-Арсеньевское, Цокольное, Удомин и др.). В Баимском PP Курьинского ВПП кроме месторождения Песчанка известны Au-Mo-Cu-порфировые проявления Находка, Малыш,
Лучик, Екдэкгыч, Весенний и многочисленные эпитермальные проявления Au-Ag руд, принадлежащие единой крупной РМС. В Иннахском ППР того же пояса с Au-Mo-Cuпорфировыми проявлениями Камень Такмыка, Иннах и др. также имеются перспективы для обнаружения МПМ. В Умлекано-Огоджинском поясе выделены и ранжированы по перспективности рудные узлы с (Mo)-Cu-порфировыми месторождениями и проявлениями: Арбинский (Боргуликанское, Иканское, Арбинское), Тыгда-Улунгинский (Верхнетыгдинское), Талданский (Правоталданское и Ключа Отмерного), Игакский (Порфировая и Геофизическая зоны), Елна-Адамихинский (Елна, Порфировое, Меньшиковское).

Таким образом, практически во всех ВПП, отмеченных на Рисунке 5.5 и в Таблице 5.1, выделены площади, в той или иной степени перспективные для поисков МПМ. Одним из критериев их выделения, наряду с формационными, структурными, метасоматическими, прямыми рудными (наличие меднопорфировых проявлений) и другими признаками, составляющими прогнозно-поисковые модели рудных районов и полей, послужили проявления жильных, прожилково-вкрапленных, иногда, стратоидных и скарновых руд цветных и благородных металлов, которые на протяжении десятилетий изучались как «самостоятельные» объекты, но могут принадлежать периферийным частям крупных РМС с комплексной металлогенией, являясь признаками меднопорфирового оруденения во внутренних частях таких систем.

Рассмотрим более подробно прогнозно-поисковые модели комплексных РМС, построенные для обстановок ВПП Востока России с учетом элементов геолого-генетических моделей меднопорфировых систем и месторождений, охарактеризованных в предшествующих разделах работы, а также перспективы этих поясов в отношении поисков меднопорфировых и сопряженных руд цветных и благородных металлов.

## 5.3 Прогнозно-поисковые модели комплексных РМС вулканоплутонических поясов Востока России и перспективы этих поясов для поисков меднопорфировых и сопряженных месторождений других рудно-формационных типов

Описанные в предшествующих разделах работы особенности строения и эволюции ВПП и расположенных в их пределах комплексных РМС учтены при прогнозно-металлогеническом районировании поясов восточных регионов России – андезитоидных: Корякско-Центрально-Камчатского, Олюторско-Восточно-Камчатского, Пенжинско-Западно-Камчатского, Охотско-Чукотского, Западно- и Восточно-Сихотэ-Алиньского, Умлекано-Огоджинского, Хингано-Охотского, Курьинского, Уяндино-Ясачненского, Кедонского, Ханкайского, Колчанского и базальтоидных: Удско-Мургальского и Ирунейско-Кирганикского. Районирование проведено с использованием разработанной в ЦНИГРИ, с участием автора [Кривцов и др., 2001; «Методическое руководство...», 2002 и др.] методологии прогноза МПМ. С применением формационного и рудно-формационного анализов выделены ВПА различных этапов становления ВПП и структурно-вещественные комплексы их основания (фундамента); установлены формации, потенциально рудоносные в отношении меднопорфировых и сопряженных (медных и полиметаллических скарновых, жильных и штокверковых золото-полисульфидных, золотосеребряных и др.) руд; на основе классификационно-признаковых моделей определены рудные объекты, принадлежащие различным частям меднопорфировых РМС.

По комплексу установленных признаков сформированы прогнозно-поисковые модели разноранговых металлогенических таксонов – от металлогенических зон до рудных районов и узлов. В изученных поясах выделены структурно-формационные (металлогенические) зоны, перспективные для обнаружения месторождений, принадлежащих рассматриваемым системам. По совокупности признаков (формационных, структурных, формационно-петрологических, геофизических, геохимических, минералогических и рудно-формационных) выделенные зоны были разбракованы по степени перспективности и отображены на обзорной прогнозно-минерагенической карте Дальневосточного федерального округа России масштаба 1:2 500 000.

В перспективных металлогенических зонах по комплексу установленных поисковых признаков и критериев выявлены РМС «порфирового» типа, возникшие на раннем этапе образования *андезитоидных ВПП* и представляющие собой комплексные рудные районы (узлы) первого типа («чистой линии»). Кроме них, определены районы второго и третьего типов (с «совмещенной» и «унаследованной» металлогенией) – Мухтельский, Гырманский и Ново-Троицкий в Северо-Сихотэ-Алиньской МЗ, Ольдянский в Южно-Омолонской, Центрально-Камчатский в одноименной МЗ. Для этих районов характерно соответственно пространственное совмещение месторождений, сформировавшихся на разных этапах формирования ВПП, и присутствие более древних по отношению к МПМ месторождений фундамента поясов (см. раздел 1).

Изучение выявленных РМС с применением вышеперечисленных методов и учетом данных по конкретным месторождениям, приведенных в работах С.С.Вартаняна, А.В.Волкова, Н.А.Горячева, М.М.Константинова, В.М.Кузнецова, В.П.Новикова, Н.Е.Саввы, Ю.П.Скибина, С.Ф.Стружкова, Ю.М. Щепотьева, В.И.Шпикермана и других исследователей, показало, что их строение и ресурсный потенциал во многом зависят от обстановок становления продуктивных ВПА раннего этапа формирования поясов. По этим обстановкам и результирующим соотношениям рудоносных андезит-риодацитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формаций ВПА и сопряженных с ними проявлений разнотипной рудной минерализации выделены четыре группы комплексных РМС, для которых разработаны прогнозно-поисковые модели потенциальных рудных районов (узлов). С учетом этих моделей оценена перспективность изученных ВПП и выделенных в их пределах металлогенических зон на обнаружение новых МПМ. В предложенной Р.Силлитоу и Дж.Хеденквистом [Sillitoe, Hedenquist, 2003; Sillitoe, 2010] генерализованной модели магматогенно-рудной системы андезитового стратовулкана с расположенным под ним рудоносным интрузивом («интрузив под вулканом») размещение разнотипных продуктов рудогенеза (меднопорфировых, медноскарновых, жильных полиметаллических, медно-золотых и золото-серебряных стратоидных и жильно-прожилковых и др.) подчиняется в основном вертикальной зональности при незначительной роли латеральной. При этом меднопорфировые месторождения располагаются на нижних, а эпитермальные благороднометальные на самых верхних уровнях систем. Однако, проведенный В.С.Звездовым и О.В.Мининой [Звездов, Минина, 2010] анализ материалов по геоструктурной позиции, магматизму и металлогении рудных районов ВПП Востока России показал, что строение комплексных РМС не подчиняется единой схеме и в значительной степени обусловлено обстановками становления рудоносных ВПА.

В качестве РМС может рассматривается совокупность магматических тел разных уровней становления рудоносной ВПА и связанных с ними продуктов рудогенеза, которые принадлежат единому латерально-вертикальному ряду магматических и рудных формаций, образованному в ходе эволюции магматического очага. Структура комплексной системы «порфирового типа» включает рудоносную ВПА андезит-диорит-гранодиоритового состава (иногда с монцонитоидным уклоном), сформировавшуюся на раннем этапе становления андезитоидных поясов, и закономерно расположенные в объеме РМС проявления различных рудных формаций, возникших в ходе становления ее вулканогенных и плутоногенных членов. С первыми ассоциируют близповерхностные золото-серебряные, медно-мышьяковые, серные месторождения, со вторыми – Мо-Си-порфировые, Аи-порфировые, жильные золото-кварцевые и золото-полисульфидные гипабиссально-субвулканического уровня. Анализ геоструктурных обстановок становления рудоносной ВПА, пространственно-временных соотношений составляющих ее вулканогенных и плутоногенных формаций и сопряженных с ними проявлений разнотипной рудной минерализации позволил выделить в разновозрастных ВПП Востока России четыре группы (модели) РМС: на сочленении выступов фундамента ВПП с вулкано-тектоническими депрессиями (ВТД), в магматогенных поднятиях субстрата ВПП, в вулкано-купольных структурах и «спрессованные» по вертикали системы типа «интрузив под вулканом», встречающиеся во всех трех названных обстановках [Звездов, Минина, 2010]

Наиболее распространены **системы 1-ой группы**, располагающиеся на сочленении выступов фундамента поясов с ВТД и характеризующиеся отчетливо выраженной латеральной магматической и рудно-формационной зональностью (Рисунок 5.6 А). Подобные РМС выявлены в Корякско-Центрально-Камчатском (Центрально-Камчатская), Кедонском (Южно-Омолонская),



1-5 – рудоносная ВПА: 1-3 – вулканогенные образования андезит-риодацитовой формации: экструзивно-субвулканические и экструзивно-лавовые купола дацитов, риодацитов, андезитов, сопровождающиеся золото-серебряными, медно-мышьяковыми и серными проявлениями (1), стратифицированные продукты кислого вулканизма (2), лавы и туфы андезитов, андезибазальтов с предпоясовой континентальной молассой в основании (3); 4-5 – плутоногенные образования габбро-диорит-монцонит-гранодиоритовой формации: поздние порфировые фазы (штоки и дайки), сопровождающиеся молибден-меднопорфировыми рудами и золото-кварцевыми жилами (4), ранние фазы – равномернозернистые и порфировидные диориты, гранодиориты, сиенито-диориты, монцониты (5); 6-7 – разновозрастные структурно-вещественные комплексы субстрата ВПП: метаморфические, терригенные, вулканогенные, плутоногенные (6), карбонатные (7); 8 – перекрывающие вулканогенные толщи; 9 – разрывные нарушения; 10-16 – проявления разнотипной рудной минерализации РМС: молибден-меднопорфировой, в том числе золотосодержащей (10), медной и полиметаллической скарновой (11), золото-кварцевой (12), золото-полисульфидной (13), золото-серебряной (14); 15 – медно-мышьяковой (энаргит-люцонитовой) и 16 – самородной серы в апоэффузивных кварцитах; 17 – положение месторождений и рудопроявлений сопряженных рудноформационных типов в РМС

Рисунок 5.6 – Основные типы комплексных рудно-магматических систем вулканоплутонических поясов Востока России: А – на сочленении выступов фундамента поясов с вулкано-тектоническими палеодепрессиями; Б – в магматогенных палеоподнятиях фундамента; В – в вулкано-купольных структурах [Звездов, Минина, 2010] Охотско-Чукотском (Бургачанская, Кавральянская, Чаплинская, Танюрер-Канчаланская), Умлекано-Огоджинском (Покровская), Восточно-Сихотэ-Алиньском (Многовершинная, Уктурская и др.) поясах.

Ярким примером этой группы является *Центрально-Камчатская РМС*, расположенная на пересечении глубинных разломов в области сочленения двух наиболее значительных геоструктур Камчатки – неоген-четвертичного Корякско-Центрально-Камчатского андезитоидного ВПП и Срединного (Срединно-Камчатского) выступа его фундамента, в строении которого участвуют СВК позднемелового-палеоценового Ирунейско-Кирганикского базальтоидного пояса. Такая позиция объясняет высокую концентрацию месторождений и рудопроявлений различной рудно-формационной принадлежности. В островодужных комплексах фундамента локализованы золото-медные проявления в субщелочных интрузивах (Кирганикское, Шаромское, Сухое, Хим, Позднее), в прорывающих их миоцен-раннеплиоценовых гранитоидах – Мо-Сuпорфировые (Лагерное, Туманное), в комагматичных вулканитах – золото-полисульфидные (Оганчинское, Лазурное) и золото-серебряные (месторождения Агинское, Золотое, Бараньевское, Сухариковские гребни и др.). По ареалам распространения ВПА двух разновозрастных ВПП и сопряженных с ними разнотипных рудопроявлений в пределах Центрально-Камчатской РМС выделены два рудных района: Ирунейско-Кирганикский и Центрально-Камчатский, занимающие, соответственно ее юго-западную и северо-восточные части (Рисунок 5.7).

В поиски, оценку и разведку месторождений и рудопроявлений, расположенных в этих районах, существенный вклад внесли Ю.Ф.Волков, Е.К.Игнатьев, В.А.Кучуганов, О.Ю.Рождественский, Ю.И.Харченко и другие специалисты ПГО «Камчатгеология». Геолого-структурные условия локализации, рудно-метасоматическая зональность, минеральный и вещественный состав руд золоторудных объектов изучались сотрудниками ЦНИГРИ: Ю.М.Щепотьевым, С.С.Вартаняном, Н.Л.Шилиным, Б.В.Гузманом и др., золото-медных – В.С.Звездовым. Результаты этих многолетних работ послужили основой для установления пространственно-временных соотношений разнотипных месторождений и выделения крупной полигенной (полихронной и полиформационной) Центрально-Камчатской РМС. В ее строении принимают участие миоцен-раннеплиоиеновая андезит-диорит-гранодиоритовая ВПА Корякско-Центрально-Камчатского ВПП, с которой генетически связаны штокверковые и жильные месторождения и проявления Мо-Си-порфировых, золото-полисульфидных, золото-серебряных (золото-теллурового, золотого и золото-серебряного типов) и ртутных руд, и позднемеловая-палеоценовая трахибазальтшонкинитовая ВПА Ирунейско-Кирганикского базальтоидного ВПП с проявлениями золотомедных (магнетит-борнит-халькопиритовых с самородным золотом) гнездово-вкрапленных и вкрапленных руд. С дунит-клинопироксенит-габбровой формацией, участвующей в строении фундамента базальтоидного пояса, было сопряжено, к настоящему времени уже полностью отработанное, мелкое медно-никелевое месторождение Шануч.



Формации неоген-четвертичного Корякско-Центрально-Камчатского ВПП: 1-3 – миоценовой андезит-диоритовой ВПА, продуктивной на Мо-Си-порфировые и Аи-Ад руды – 1-2 – андезит-дацитовая (1 – андезиты, 2 – дациты и риодациты), 3 – диоритовая, 4 – миоцен-плиоценовая андезибазальтовая, 5 – четвертичных базальтов-андезибазальтов; 6-8 – формации позднемеловой-палеоценовой Паланской островной дуги: 6 – кремнисто-вулканогенная (базальтоидная), 7 – дунит-клинопироксенит-габбровая с медно-никелевыми проявлениями, 8 – ВПА Ирунейско-Кирганикского базальтоидного ВПП (базальттрахибазальт-трахиандезитовая и пироксенит-эссексит-шонкинитовая формации), продуктивная на золото-медные руды; 9 – фундамент ВПП – протерозойский (?) метаморфический, палеозойские терригенный и амфиболит-зеленосланцевый; 10 – основные разрывные нарушения; 11-17 – месторождения (крупные знаки) и рудопроявления (мелкие знаки): 11 – медно-никелевые, 12 – золото-медные, 13 – Мо-Си-порфировые, 14-17 – золото-серебряной формации: 14 – Аu-(Ag)-полиметаллические, 15 – золототеллуровые, 16 – золотые, 17 – золото-серебряные. Месторождения и рудопроявления: Центрально-Камчатского РР (1-15): Верхнее-Козыревское (1), Марина (2), Сухариковские гребни (3), Тогарское (4), Кетачан II (5), Найчанское (6), Агинское (7), Южно-Агинское (8), Верхние Сухарики (9), Караковское (10), Темное (11), Бараньевское (12), Золотое (13), Еловое (14), Кунгурцевское (15); Хим-Кирганикского PP (16-27): Оганчинское (16), Лазурное (17), Лагерное (18), Туманное(19), Хим (20), Позднее (21), Сухое (22), Кирганикское (23), Шануч (24), Меридиональное (25), Малахитовое (26), Квахонское (27); 18-19 контуры рудных районов: 18 – Хим-Кирганикского, 19 – Центрально-Камчатского

Рисунок 5.7 – Схема геологического строения Центрально-Камчатской рудно-магматической системы с Au-Cu, Мо-Cu-порфировыми и золото-серебряными месторождениями и рудопроявлениями. Составлена с использованием данных В.А.Кучуганова, 1988 г.; Ю.М. Щепотьева и С.С. Вартаняна, 1986 г.

Проявления золото-медных руд сосредоточены во внутренней зоне РМС, на удалении не более 2 км от выступа древнего фундамента пояса. Наиболее крупное из них *Кирганикское месторождение* (забалансовое), которое более подробно описано в разделе 5.5, локализовано в кольцевом дифференцированном шонкинитовом массиве в ареале интенсивной биотитизации и калишпатизации. Массив занимает центральную часть вулканоплутонической структуры, сложенной породами рудоносной пироксенит-эссексит-шонкинитовой формации и их излившимися аналогами (трахибазальты, трахиандезиты, щелочные базальты, их туфы) Ирунейского базальтоидного островодужного ВПП. На периферии этой структуры расположено однотипное проявление *Сухое*, а к северо-западу от него – Позднее и руч. Хим.

В этой же внутренней зоне системы расположены более поздние Мо-Си-порфировые (Лагерное, Туманное) и Аи-полисульфидные (Оганчинское, Лазурное) проявления, ассоциирующие с плутонитами габбро-диорит-гранодиоритовой формации, Последняя вместе с комагматичной андезит-риодацитовой формацией составляет рудоносную миоцен-раннеплиоценовую ВПА раннего этапа становления Корякско-Центрально-Камчатского ВПП.

Мо-Си-порфировые проявления *Лагерное* и *Туманное*, сменяющие в возрастном ряду рудных формаций золото-медные проявления кирганикского типа, представляют собой жильные и прожилково-вкрапленные руды в серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах, развитых в эндо-экзоконтактовых зонах штоков и даек гранодиорит-порфиров поздней фазы становления массивов продуктивной плутоногенной формации.

На Оганчинском месторождении и Лазурном рудопроявлении Мо-Си-порфировые руды пространственно и во времени сопряжены с золото- и серебросодержащими галенит-сфалеритхалькопиритовыми, по составу соответствующими золото-полисульфидному минералогогеохимическому типу руд периферических частей меднопорфировых РМС, выделенному А.И.Кривцовым с соавторами [Кривцов и др., 1985]. Оганчинское месторождение, изученное Ю.М.Щепотьевым [Щепотьев и др., 1989], тяготеет к экзоконтактовой зоне и ближней периферии массива диоритов-гранодиоритов. Основной объем золото-полисульфидных руд размещен в вулканитах андезит-риодацитовой формации рудоносной ВПА. Рудные жилы, жильные зоны и штокверки, сопряженные с кварц-серицитовыми и кварц-серицит-гидрослюдистыми метасоматитами, контролируются дайками трахидацитов и порфировидных диоритов и на участке Интрузивный совмещены с меднопорфировой минерализацией. На рудопроявлении *Лазурное* штокверк прожилков с вкрапленностью сфалерита, галенита, халькопирита, пирита, самородного золота, серебра и серы вместе с веерообразно отходящими от него жилообразными кварц-карбонат-сульфидными золоторудными телами локализован в массиве диоритов-гранодиоритов, а на верхних горизонтах – в дацитовом экструзиве. Золото-полисульфидные (Лазур-

ное) и меднопорфировые (Туманное) руды участвуют в строении единой колонны вертикальной магматической и рудно-метасоматической зональности с размахом до 800 м.

Описанные Мо-Си-порфировые и золото-полисульфидные проявления образованы в ходе становления одной – диорит-андезитовой ВПА и приурочены к внутренней зоне Центрально-Камчатской РМС. Длительный (с позднего мела по неоген) режим поднятия, существовавший на этой площади, обусловил унаследованный структурный контроль разновозрастных процессов рудообразования и совмещение в пространстве разнотипной рудной минерализации – золотомедной и более поздних Мо-Си-порфировой и золото-полисульфидной. Несмотря на то, что позднемеловая-палеогеновая трахибазальт-шонкинитовая ВПА, продуктивная на золото-медные руды кирганикского типа, сформирована в завершение становления Ачайваям-Валагинской островной дуги, а миоцен-раннеплиоценовая андезит-диоритовая ВПА, сопровождающаяся Мо-Си-порфировыми и золото-полисульфидными проявлениями, открывает накопление континентальных вулканитов Корякско-Центрально-Камчатского пояса, в вертикальном ряду магматических формаций они подчинены единой гомодромной последовательности и не разделены существенными перестройками.

Внешняя зона РМС в структурном плане соответствует крупной ВТД, с запада, севера и востока «обрамляющей» выступ фундамента с золото-медными, Мо-Сu-порфировыми и золотополисульфидными проявлениями внутренней зоны. В депрессии сосредоточены эпитермальные золото-серебряные месторождения золото-теллурового (Агинское), собственно золотого (Бараньевское, Золотое, Караковское) и золото-серебряного (Верхнее-Козыревское, Марина, Сухариковские гребни) типов, приуроченные к локальным палеовулканическим структурам, сложенным породами андезит-риодацитовой и андезибазальтовой формаций [Щепотьев и др., 1989]. Ведущую роль в локализации руд играют кальдеры проседания, выполненные вулканомиктовыми породами, и дацит-риодацитовые экструзивы, формировавшиеся синхронно с ними. Положение рудных зон контролируется бортовыми и внутрикальдерными синвулканическими сбросами и элементами строения экструзивных куполов. Размещение перечисленных золоторудных объектов во внешней зоне РМС подчинено латеральной зональности с увеличением доли серебра в рудах и возрастанием рудоконтролирующей роли экструзивов по мере удаления от центра.

Рудоносные метасоматиты, среди которых преобладают кварц-гидрослюдистые, адулярсерицит-кварцевые, существенно кварцевые (вторичные кварциты), пирит-каолинит-кварцевые и аргиллизитовые разности, по составу соответствуют верхней части метасоматической колонны МПС. В их пространственном размещении проявлены элементы латеральной зональности. Так, на месторождении *Сухариковские гребни*, локализованном в риодацитовом экструзиве, небогатые штокверковые золото-серебряные руды с повышенным (до десятых долей процента) содержанием молибдена размещены во внутренней зоне экструзива, а руды с промышленными концентрациями Au и Ag в адуляр-серицит-кварцевых метасоматитах и аргиллизитах – во внешней.

Форма рудных тел – штокверковая, жилообразная и комбинированная. На наиболее значительном *Агинском* месторождении ветвящиеся по восстанию рудные жилы, контролирующиеся конседиментационными нарушениями, сочетаются с залежами, субсогласными напластованию вмещающих пород. Основной объем промышленных руд сосредоточен в верхней части разреза рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи в кварц-гидрослюдистых метасоматитах [Щепотьев и др., 1989].

Таким образом, в Центрально-Камчатском РР Мо-Си-порфировые и золотополисульфидные проявления ассоциируют с плутонитами габбро-диорит-гранодиоритовой формации (обычно с порфировыми телами поздней фазы внедрения), а золото-серебряные – с вулканитами андезит-риодацитовой формации (в основном с завершающими дацит-риодацитовыми экструзивами). Наблюдаемые пространственные взаимоотношения рудопроявлений названных типов, являющихся продуктами становления одной – миоцен-раннеплиоценовой рудоносной ВПА, свидетельствуют об их принадлежности единой комплексной РМС. Мо-Си-порфировые и золото-полусульфидные объекты в выступе фундамента отвечают ее внутренней зоне, а золото-серебряные в примыкающей ВДТ – внешней, что отражает характерный для РМС 1-ой группы латеральный тип рудно-формационной зональности.

Бургачанская РМС и эквивалентный ей рудный район расположены в северо-восточной части Омолонского массива. Основными элементами строения района являются Бургачанское магматогенное поднятие с крупным гранитоидным массивом Медленный и примыкающая к нему с востока ВТД, выполненная ранне-позднемеловыми вулканитами Березовской СФЗ Охотско-Чукотского ВПП (Рисунок 5.8). В нижнемеловом вулканогенном разрезе выделяются два ритма вулканизма: андезит-риолитовый и риолитовый (игнимбритовый). Андезитриолитовая формация и комагматичные плутониты габбро-диорит-гранодиоритовой формации (намындыканский комплекс) раннего этапа становления пояса образуют рудоносную ВПА, с которой связано меднопорфировое и золото-серебряное оруденение. Бургачанское поднятие сложено терригенными и вулканогенно-терригенными породами от девона до нижней юры. На севере оно ограничено Намындыканской зоной нарушений, на востоке – Чагчанским разломом. В пределах поднятия известны Мо-Си-порфировые проявления в скарнах (Медь-Гора и Кэн), а также золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые жилы, сопровождающиеся золотоносными россыпями [Кузнецов, 2005]. Среди первых, сопряженных с Медьгорским массивом раннемелового намындыканского (медьгорского) комплекса, по составу руд известны: скарновые золотомолибденово-медные (Медь-Гора, Кен-Карлик), золото-медно-полиметаллические (Мастах,



1-2 – образования, слагающие Бургачанскую горст-антиклиналь: 1 – терригенные, карбонатнотерригенные и вулканогенно-терригенные девонские, каменноугольные и пермские; 2 – вулканогенные (преимущественно риолитовые и риодацитовые) средне-позднедевонские; 3 – триасовые и юрские терригенные толщи. Раннемеловая рудоносная ВПА: 4-5 – вулканиты андезит-риолитовой формации К<sub>1</sub>, продуктивные на золото-серебряную минерализацию – экструзивные, лавовые, пирокластические фации андезитов (4), лавы и пирокласты трахириолитов (5); 6-8 – плутониты габбро-диорит-гранодиоритовой формации, сопровождающиеся молибден-меднопорфировыми проявлениями: – габбро и габбродиориты (6), диориты и кварцевые диориты (7), гранодиориты и граниты (8); 9-11 – послерудные раннепозднемеловые комплексы: риолитовый (9), молассовый (10), гранодиорит-гранитовый (11); 12 – основные разрывные нарушения, в том числе Чагачанский разлом (Чаг); 13 – контур Медленного интрузива с учетом не вскрытой его части, прослеженной по геофизическим данным; 14-16 – проявления рудной минерализации: 14 – рудопроявления меднопорфирового семейства, ассоциирующие с плутонитами габбро-диорит-гранодиоритовой формации – а) скарновые золото-молибденово-медные (МГ – Медь-Гора, К – Кен-Карлик), б) золото-медно-полиметаллические (М – Мастах, Гл – Глубокий), в) золотохалькопирит-пирротиновые (И – Игривый), г) золото-серебряные с медью и молибденом (Ц – Ценный, Т Теряющийся); 15 – золото-серебряные рудопроявления (а) и точки минерализации (б) в вулканитах андезит-риолитовой формации (Из – Извилистое, Г – Горка); 16 – точки минерализации золота (а), серебра (б); 17 – контур Бургучанского рудного района

Рисунок 5.8 – Схема геологического строения Бургачанского рудного района с молибденмедно-скарновыми и золото-серебряными проявлениями. По [Кузнецов, 2005] с изменениями Глубокий) и золото-халькопирит-пирротиновые (Игривый).

Месторождение Медь-Гора приурочено к южному экзоконтакту Медьгорского гранодиоритового интрузива, а рудопроявление Кен-Карлик (Кен) – к надынтрузивной зоне небольшого интрузива той же формации. Оба объекта относятся к золото-медно-скарновой формации, а по составу руд – к золото-халькопирит-молибденитовому (Медь-Гора) и золото-пирит-халькопиритовому (Кен) минеральным типам.

По данным Н.В. Ломтева (2007 г.), в экзоконтактовой зоне массива Медленный, в ороговикованных и сульфидизированных пермских или юрских осадочных породах довольно широко развиты малосульфидные кварцевые жилы и прожилки с пиритом, арсенопиритом и халькопиритом. Совместно с золотом (0,2-1,2 г/т) в них встречается серебро (от 1-2 до 8-10 г/т), мышьяк (до 1-2 %), молибден (до 0,08 %), медь (0,1-0,8 %) и цинк (0,1 %). Мощность кварцевых жил не превышает 1,0-1,5 м, длина 100-150 м.

На рудопроявлении Мастах сульфидсодержащие кварцевые и кварц-карбонатные жилы протяженностью 400-800 м при мощности 1-5 м размещены в терригенных породах рамы Мастахского габбро-диорит-диоритового интрузива. В направлении флангов они постепенно сменяются кварц-баритовыми, иногда баритовыми жилами. Рудные минералы: халькопирит (до 5 % объема жил), реже галенит, сфалерит и гематит. По данным литогеохимического, штуфного и бороздового опробования, содержание меди обычно не превышает 0,05 %, серебра - 3-10 г/т, золота 0,05-0,4 г/т и лишь в отдельных пробах составляет 1-3 г/т. Рудопроявление является коренным источником промышленной россыпи золота по руч. Лев. Мастах.

В экзоконтактовой зоне и породах рамы Медленного интрузива на площади более 100 км<sup>2</sup> наблюдается хорошо выраженная геохимическая зональность, типичная для Au-Mo-Cuпорфировых систем. Северная часть, где расположено месторождение Медь-Гора, характеризуется Au-Mo-Cu-вой специализацией, Южная с рудопроявлениями Мастах и Голый – Au-Ag-полиметаллической. В примыкающей к поднятию ВТД (Моланджинской грабенсинклинали), выполненной верхнеюрскими осадочными толщами, меловыми вулканитами и молассами, в вулканитах андезит-риолитовой формации продуктивной ВПА локализованы золото-серебряные проявления Au-Ag-полисульфидного минерального типа (Калыкский РУ). По данным Н.В. Ломтева (2007 г.) наиболее крупное из них проявление участка Извилистый приурочено к западной периферии Левокалыкской вулкано-купольной структуры, сформированной в надынтрузивной зоне гранитоидного массива Медленный. Расстояние до кровли интрузива, по геофизическим данным, около 500 м. Рудовмещающим является андезитовый экструзив, измененный до вторичных кварцитов. Выявлено 5 сульфиднокварцевых жил субмеридионального простирания протяженностью до 100 м и мощностью до 2,2 м, а также прожилково-вкрапленная минерализация. Жилы сложены серым халцедоновидным

кавернозным кварцем с зернами и прожилками пирита (до 12 %), сфалерита (до 5 %), пирротина и галенита (1 %), гетита (до 15 %). В штуфах определены: золото 0,9-3,4 г/т, серебро 130-5313 г/т, молибден 0,01-0,05 %, свинец до 0,3 %, цинк 0,03-0,05 %. Кроме того, известен ряд мелких рудопроявлений и точек минерализации с содержаниями золота и серебра на уровне 0,2-2,3 и 3-50 г/т, соответственно, сопровождающиеся ВОР этих элементов. На ряде проявлений (Ценный, Теряющийся), ассоциирующих с дайками диоритовых порфиритов, установлены также повышенные концентрации меди (0,1-0,8 %), молибдена (0,01-0,03 %)) и цинка (0,1 %).

Приведенные данные позволяют полагать, что наблюдающиеся в Бургачанском РР пространственно-временные взаимоотношения Au-Mo-Cu-порфировых и золото-серебряных проявлений, генетически связанных с одной рудоносной ВПА, отражают их принадлежность единой меднопорфировой РМС с латеральным типом рудно-формационной зональности.

Другой пример данной группы – *Многовершинная РМС* Нижнеамурского рудного района, выделенная в северном звене позднемелового-олигоценового Восточно-Сихотэ-Алиньского андезитоидного ВПП. На протяжении многих лет рудный район и его основные промышленные объекты – золото-адуляр-кварцевые месторождения Многовершинное и Белая Гора – изучались М.С. Михайловой, В.П. Новиковым, П.Н. Фатьяновым, Э.П. Хохловым, В.Г. Хомичом, В.Д. Бедой и другими исследователями, данные которых положены в основу выделения Многовершинной РМС. Главными элементами ее строения являются Бекчи-Улское магматогенное палеоподнятие, вмещающее одноименный полиформационный гранитоидный массив, и примыкающий к нему с севера Улский вулкано-тектонический грабен. Основу РМС составляет датско-палеоценовая ВПА раннего этапа становления пояса. Она включает плутониты диорит-гранодиоритовой формации, развитые преимущественно в краевой части интрузива, и комагматичные им вулканиты андезит-дацитовой формации, выполняющие грабен. ВПА потенциально рудоносна как в отношении меднопорфировых, так и золото-адуляр-кварцевых руд.

Во внутренней зоне РМС (на западном фланге Бекчи-Улского поднятия) в ассоциации с мелкими телами диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов рудоносной формации размещены золото-кварцевые проявления, сопровождаемые золотыми россыпями, а также золотомеднопофировое рудопроявление *Попутное*, представленное минерализованными эксплозивными брекчиями с дайкоподобным телом гранодиорит-порфиров в центре.

Внешнюю зону системы образует Улский вулкано-тектонический грабен, где в вулканитах андезит-дацитовой формации локализовано *Многовершинное* месторождение. Рудовмещающими являются экструзивные, субвулканические, лавовые, реже пирокластические фации андезитов. Основной объем золото-адуляр-кварцевых руд сосредоточен в крутопадающих жильно-метасоматических зонах протяженностью до 10 км и мощностью до 100 м. Место-

рождение характеризуется ярко выраженной рудной зональностью, вектор которой ориентирован как по восстанию рудных зон, так и по латерали на северо-запад (от внутренней зоны – к периферии РМС). В этих направлениях жильные зоны сменяются штокверками и брекчиями, массивные руды – колломорфно-полосчатыми, ранние минеральные ассоциации – поздними, увеличивается количество адуляра в рудах, растет содержание серебра, снижаются проба золота и концентрации в нем примесей меди, висмута, мышьяка и кобальта [Михайлова и др., 1988; «Золоторудные месторождения России», 2010; Константинов и др., 2010].

Специфическая черта Многовершинного месторождения – присутствие в рудах золотосодержащих пироксен-гранатовых, тремолит-волластонитовых и актинолит-кварц-хлоритсульфидных минеральных комплексов. Их образование связано с внедрением в рудовмещающий разрез даек и мелких штоков гранодиорит-порфиров, завершающих становление диорит-гранодиоритовой формации, потенциально продуктивной на меднопорфировые руды. Образованные при этом золотосодержащие полисульфидные агрегаты слагают жилообразные тела, штокверки, гнезда и линзы в скарнах и золото-адуляр-кварцевых залежах и пространственно ассоциируют с мелкими «порфировыми интрузивами», т.е. обладают признаками принадлежности фланговым частям меднопорфировых систем.

Рассмотренные примеры иллюстрируют главную особенность комплексных РМС 1-ой группы – латеральный тип рудно-формационной зональности. Установленные пространственные соотношения золото-меднопорфировых, золото-полисульфидных и золото-кварцевожильных проявлений, сосредоточенных в выступах субстрата ВПП, с одной стороны, и эпитермальных золото-серебряных или золото-адуляр-кварцевых месторождений, локализованных в вулкано-тектонических депрессиях, с другой, «не вписываются» в идеализированные модели РМС, предложенные Г.Корбе и Т.Личем [Corbett, Leach, 1998], Р.Силлитоу [Sillitoe, 1973, 2010]. Скорее всего, они обусловлены сочетанием названных геоструктурных элементов, определяющих позицию месторождений, а именно выступов фундамента поясов (магматогенных поднятий с многофазными плутонами продуктивных на меднопорфировые руды формаций) и примыкающих к ним компенсационных вулкано-тектонических впадин, выполненных комагматичными вулканитами с золото-серебряными месторождениями и проявлениями. Широкое распространение вулканитов продуктивной ВПА свидетельствует об отсутствии значительных сжимающих напряжений на ранних стадиях развития ВПП, т.е. о геодинамических условиях, не благоприятствовавших возникновению крупнообъемных магматических плюмов (очагов), необходимых для образования крупных МПМ. РМС 1-ой группы перспективны для поисков, прежде всего, эпитермальных благороднометальных месторождений, что не исключает возможность обнаружения мелких меднопорфировых объектов в их внутренних частях.

Комплексные РМС 2-ой группы с меднопорфировыми, золото-кварцевыми и золотополисульфидными рудами формировались при становлении плутоногенной составляющей продуктивной ВПА в магматогенных поднятиях субстрата ВПП с ограниченным развитием комагматичной вулканогенной формации. Они характеризуются латерально-вертикальной рудноформационной зональностью на гипабиссальном и субвулканическом уровнях (Рисунок 5.6 Б). Такие системы выделены в Курьинском (Баимская, Иннахская), Западно-Сихотэ-Алиньском (Малмыжско-Болонская), Кедонском (Ольдянская) и Умлекано-Огоджинском (Пионерная) поясах. Они тяготеют к крупным выступам основания перечисленных ВПП - Алучинскому, Среднеамурскому, Омолонскому, Гонжинскому, в пределах которых режим воздымания сохранялся значительное (в геологическом понимании) время. Такой режим наиболее благоприятен для становления крупных многофазных плутонов и развития крупнообъемных меднопорфировых РМС [«Крупные меднопорфировые...», 1991; Кривцов и др., 2001; Звездов, 2019<sup>2</sup>, 2021].

В сравнении с вышеописанными системами РМС 2-ой группы менее распространены, однако, две из них – Баимская (Екдэкгычская) и Малмыжско-Болонская – вмещают самые крупные МПМ России – Песчанку и Малмыжское.

Баимская РМС и эквивалентный ей одноименный рудный район (см. Рисунок 1.23 в разделе 1.4) выделены в Ненкано-Баимской МЗ в северо-восточном звене позднеюрского Курьинского ВПП. Рудоносная поздневолжская ВПА представлена вулканитами субщелочной андезит-дацитовой и плутонитами габбро-монцонитовой формаций. Обстановка их образования определяется геоструктурными условиями краевой части Алучинского поднятия, в строении которого принимают участие метаморфизованные палеозойские вулканогено-терригенные и базит-гипербазитовые комплексы. Режим магматогенного поднятия, способствовавший возникновению и становлению крупного многофазного Екдэгкычского плутона рудоносной формации, существовал здесь уже с триаса [Мигачев, Гирфанов, Шишаков, 1995; Звездов, Минина, 2010].

Названный интрузивный массив является основным элементом строения РМС. Его рама сложена средне-позднеюрскими островодужными и молассоидными толщами основания пояса при незначительном распространении вулканитов рудоносной ВПА. Екдэгкычский плутон и его сателлиты, с которыми ассоциируют Au-Mo-Cu-порфировые месторождения Песчанка и Находка, рудопроявления Лучик, Екдэгкыч, Малыш и др., образуют внутреннюю зону РМС. В ее внешней зоне – в комплексах субстрата ВПП – локализованы золото-кварцевые и золото-полисульфидные месторождения и рудопроявления (Весеннее, Верное, Смешливое), сопряженные с мелкими интрузивными телами – апофизами плутона.

Месторождения и рудопроявления Песчанкинского и Находкинского РП изучались в 70-80-х годах Г.И.Сокиркиным, М.Е.Городинским, В.В.Гулевичем, В.Г.Каминским, И.Ф.Мигачевым, Р.Н.Мараевой, В.Г.Сапожниковым, М.М.Гирфановым, А.Г.Волчковым, В.Б. Шишаковым и др. Поисковые и поисково-оценочные работы на рудных полях и месторождении Песчанка, открытом геологом Анюйской КРГЭ Г.И.Сокиркиным в 1972 г., проводились, с перерывами, до 1984 г. С 2009 г. лицензией на геологическое изучение Баимской площади владеет ООО «Баимская ГДК» (Millhouse). В 2009-2011 гг. специалистами этого предприятия Д.Д.Агапитовым, И.А.Бакшеевым, А.Ф.Читалиным, Ю.Н.Николаевым, В.Ю.Прокофьевым и др. проведены разведочные работы, подсчитаны запасы. Результаты представлены в ГКЗ РФ и утверждены. По состоянию на 01.01.2012 г. балансовые запасы составили: меди: категории C<sub>1</sub> – 2,606 млн. т (при ср. сод. 0,83 %), C<sub>2</sub> – 1,125 млн. т (забалансовые – 1,8 млн. т); золота: C<sub>1</sub> – 178,6 т (0,57 г/т), C<sub>2</sub> – 55,2 т (забалансовые – 81,1 т); серебра: C<sub>1</sub> – 1451 т (4,6 г/т), C<sub>2</sub> – 551 т. Запасы, подсчитанные с учетом сложных геолого-экономических условий региона по высоким оценочным параметрам, свидетельствует о принадлежности месторождения Песчанка к меднопорфировым объектам мирового класса. При доразведке его глубоких горизонтов и флангов возможно наращивание запасов месторождения до гигантских.

Месторождение *Песчанка* расположено в центральной наиболее эродированной части РМС. Прожилково-вкрапленные золотосодержащие молибденово-медные руды сосредоточены в эндо-экзоконтактовой зоне вытянутого в субмеридиональном направлении штока кварцевых монцонит-порфиров на юго-восточном фланге Екдэгкычского плутона. Шток, контролирующийся субмеридиональным Песчаным разломом, прорывает монцониты и кварцевые монцониты основных фаз массива и расщепляется по восстанию и простиранию на ряд апофиз. Конформный порфировому интрузиву линейный рудоносный штокверк протяженностью 7 км, шириной до 1 км, прослеженный бурением до глубины 1 км, имеет пластинообразную, «ветвящуюся» форму и крутое падение. Пострудными сбросо-сдвигами он «разбит» на три сегмента.

Обобщенная модель рудно-метасоматической зональности месторождения отражает грубо концентрическое расположение ареалов развития разнотипных метасоматитов и руд относительно порфирового интрузива. Центральные части системы маркируются «кварцевыми ядрами» с убогой магнетит-сульфидной минерализацией. Они обрамляются молибденит-блеклорудно-борнит-халькопиритовыми рудами, наиболее интенсивно развитыми в участках сопряжения калиево-кремниевой и наложенной филлизитовой зон, а те, в свою очередь, сменяются молибденит-пирит-халькопиритовыми в филлизитовой и внутренней пропилитовой зонах. Во внешней пропилитовой зоне развиты «пиритовый ореол» мощностью в первые сотни метров, а также золото- и серебросодержащая полиметаллическая кварц-карбонатная жильная минерализация [Мигачев Гирфанов, Шишаков, 1995; Мигачев, Звездов, Минина, 2022].

По данным А.Ф.Читалина с соавторами [Читалин и др., 2016] основной объем рудной минерализации сосредоточен в биотит-калишпатовой зоне, которая на флангах МПС сменяется

эпидот-хлорит-актинолитовыми пропилитами, развитыми по монцодиоритам и вмещающим ороговикованным вулканогенно-осадочным породам верхней юры. Многочисленные разномасштабные линейные зоны более поздних кварц-серицитовых метасоматитов (филлизитов, Dжилы), также несущих рудную минерализацию, «рассекают» калиевые метасоматиты и частично пропилиты. Рудоносный штокверк образован кварцевыми и сульфидно-кварцевыми прожилками выполнения. Сульфиды (борнит, халькопирит, пирит, молибденит, блеклые руды и др.) нескольких рудообразующих минеральных ассоциаций обычно сконцентрированы в их зальбандах. Наиболее поздними являются субэпитермальные моно- и полисульфидные (пирит, халькопирит, борнит, молибденит) жилы, часто золотоносные (до 12 г/т золота в керновых пробах). На месторождении Песчанка установлена классическая для МПМ рудная зональность – богатое борнитовое ядро, промежуточная халькопиритовая зона и внешняя пиритовая оболочка, совпадающая с пропилитами. Рудные тела имеют форму мощных пластин крутого западного и восточного падения, которые на отдельных разрезах смыкаются в виде арки в осевой части месторождения. Ниже зоны окисления (30-150 м) и внутри нее выделяется слабо проявленная зона вторичного сульфидного обогащения (халькозин, ковеллин).

Находкинское РП, включающее одноименное месторождение и проявления меднопорфировых руд участков Малыш, Прямой и Третий Весенний, в сравнении с месторождением Песчанка отвечает более высокому уровню эрозионного среза внутренней зоны РМС (см. Рисунок 5.6 Б). Месторождение Находка локализовано в вулканоструктуре, образованной покровными, субвулканическими и жерловыми фациями вулканитов субщелочной андезит-дацитовой формации рудоносной ВПА. Слабо эродированный порфировый интрузив представлен серией крутопадающих даек-апофиз кварцевых монцонит-порфиров, контролирующих размещение Мо-Си-порфировой минерализации. Рудные тела имеют пластинообразную форму и, вероятно, «сливаются» на глубине.

Золото-полисульфидные проявления внешней зоны Баимской РМС (южный и юго-западный фланги) сопряжены с мелкими периферийными апофизами Екдэгкычского плутона. Наиболее крупное из них *Весеннее*, сформированное на субвулканическом уровне, приурочено к штокообразному массиву сиенито-диоритовых порфиритов и монцонит-порфиров рудоносной габбро-монцонитовой формации. Золото-полисульфидная минерализация (халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, аргентит и самородное золото) сконцентрирована в штокверке кварц-карбонатных прожилков в ареале развития кварц-калишпатовых, серицит-кварцевых метасоматитов и аргиллизитов с линзами вторичных кварцитов. По геолого-структурной позиции, рудно-метасоматической зональности, минеральному и вещественному составу руд золотополисульфидные проявления района полностью соответствуют характеристикам жильных по-

лиметаллических (с Au и Ag) месторождений периферических фланговых частей меднопорфировых систем.

Таким образом, Баимская РМС, сформировавшаяся в геодинамической обстановке длительно развивавшегося Алучинского магматогенного поднятия, с редуцированным проявлением вулканизма, обладает латерально-вертикальной рудно-формационной зональностью – развитием Au-Mo-Cu-порфировой минерализации во внутренней зоне системы, золото-кварцевой – на флангах и золото-полисульфидной – в верхних ее частях.

Иннахская РМС и одноименный рудный район (Рисунок 5.9) выделены на участке сочленения Курьинской горст-антиклинали и наложенной позднеюрской Иннахской впадины в Хетачано-Кричальской МЗ юго-западного сегмента позднеюрского Курьинского ВПП. Известные в ее пределах проявления Au-Mo-Cu-порфировой и золото-сульфидно-кварцевой минерализации связаны с той же, что и в Баимском районе, поздневолжской продуктивной ВПА, образованной дацит-риолитовой и монцонитовой формациями раннего этапа становления пояса. Горст-антиклиналь, отвечающая площади Иннахского РР, ограниченная позднеюрскими конседиментационными разломами, отличается резким сокращением мощности верхнетриасовых и верхнеюрских осадочных и вулканогенно-терригенных отложений фундамента ВПП, что свидетельствует о длительном развитии этого тектонического блока в режиме поднятия.

По данным Э.С.Копытова (1978 г., 1984 г.), С.И.Сухих (2006 г.) и других исследователей (с их использованием подготовлено нижеследующее описание PP) континентальные вулканиты верхневолжского возраста ограниченно развиты в Иннахской впадине на восточном фланге PP и относятся к субщелочной андезит-дацит-риолитовой формации рудоносной ВПА. Эта формация характеризуется сильной изменчивостью состава и мощности (до 600 м) разрезов по простиранию. Среди вулканогенных пород преобладают риолиты и их туфы, среди осадочных – вулканомиктовые или полимиктовые песчаники.

Плутониты рудоносной ВПА представлены раннемеловой монцонитовой формацией (екдэгкычский комплекс), в составе которой выделены сиенито-диориты, габбро-диориты (1 фаза), кварцевые сиениты, эгириновые сиениты (2 фаза), сиенит-порфиры (3 фаза). Раннемеловая базальт-андезибазальтовая формация мощностью 300 м, имеющая ограниченное распространение, с угловым и стратиграфическим несогласиями залегает на отложениях различных структурных ярусов, в том числе и породах рудоносной ВПА и принадлежит уже Охотско-Чукотскому ВПП.

На площади РР рудоносная монцонитовая формация представлена двумя массивами – Камень Такмыка (на юго-западе) и Курьячанским (на северо-востоке), различающимися эрозионным



1 – раннемеловая базальт-андезитовая формации Охотско-Чукотского ВПП; 2-3 – рудоносная вулкано-плутоническая ассоциация Курьинского ВПП (поздняя юра, верхневолжский подъярус – ранний мел), продуктивная на золото-молибден-меднопорфировое оруденение: 2 – дацит-риолитовая формация, 3 – монцонитовая формация; 4-7 – СФК и формации фундамента ВПП: позднеюрская (кимериджский ярус – нижний и средний волжский подъярусы) верхняя моласса (4-5): 4 – туфогеннотерригенная, 5 – вулканогенно-гравийно-песчаниковая; СФК поздних мезозоид, верхний триас (6-7): 6 - туфо-алевро-песчаниковая, 7 – песчано-алевролитовая; 8 – основные разломы: а – продольные, б – поперечные; 9 – ареалы метасоматических изменений; 10-13 – рудопроявления золото-молибденмеднопорфировой РМС: 10 - меднопорфировые, 11 - медно-молибденпорфировые, 12 - золотосульфидно-кварцевые: а – жильные, б – линейные штокверки, 13 – полиметаллические; 14 – золотые россыпи; 15 – комплексные геохимические аномалии: а – верхне-среднерудной зоны, б – нижнерудной зоны; 16 – граница Иннахского рудного района. На схему вынесены следующие проявления: 1. Золотистое, 2. Ужасное, 3. Правый Старт, 4. Правый Старт-1, 5. Золотистое-1, 6. Золотистое-2, 7. Извилистое, 8. Ужасный -1, 9. Ужасный-2, 10. Ужасный-3, 11. Ужасный-4, 12. Ужасный-5, 13. Извилистое, 14. Сланцевое, 15. Сланцевое-1, 16. Правый Старт-2, 17. Правый Старт-3, 18. Правый Старт-4, 19. Сланцевое-2, 20. Сланцевое-3, 21. Извилистое-1, 22. Близкое, 23. Близкое-1, 24. Правый Старт-5, 25. Правый Старт-6

Рисунок 5.9 – Схема геологического строения Иннахского рудного района с молибденмеднопорфировыми, золото-кварцевыми и золото-сульфидно-кварцевыми проявлениями. Составлена по материалам Э.С.Копытова, 1978 г., 1984 г.; С.И.Сухих, 2006 г. срезом (см. Рисунок 5.9). Первый из них вскрыт эрозией до гипабиссального уровня, о чем свидетельствуют крупнозернистые, слабо порфировидные, иногда офитовые структуры фанеритовых пород массива. Второй интрузив сложен порфировидными фациями сиенитов субвулканического облика, сочетающимися с магматическими брекчиями. Оба интрузива сопровождаются ореолами гидротермально-метасоматических изменений сложной морфологии. Наиболее широко проявлена пропилитизация. Известные проявления меднопорфировой и золоторудной минерализации сопряжены с мощными зонами окварцевания и серицитизации.

Проявления золота в интрузивах представлены малосульфидными золото-кварцевыми и кварц-сульфидными жилами, а в терригенных триасовых породах – линейными сульфиднокварцевыми штокверками. Наиболее крупная золото-кварцевая жила вблизи вершины г. Камень Такмыка прослежена по простиранию на 600 м при мощности до 0,6 м. Агрегат молочно-белого крупнозернистого кварца содержит около 3% рудных минералов, представленных гнездообразными включениями и маломощными прожилками пирита, халькопирита и арсенопирита. Вторичные минералы – малахит и азурит. Содержания: Аи до 5,4 г/т, Ag – 10-50 г/т, Cu – 0,01-1,0 %, Мо – до 0,05 %. Кварц-сульфидные жилы сложены пиритом, анкеритом, кальцитом, кварцем, редко флюоритом; содержание золота в них от 0,1 до 4,0 г/т.

Линейные кварц-сульфидные штокверки локализованы в вулканогенно-терригенных отложениях верхнего триаса и вытянуты в меридиональном и северо-западном направлениях. Протяженность их обычно не превышает 20-50 м, а мощность колеблется от 0,5 до 10 м. Штокверки образованы разно ориентированными маломощными (до 30 мм) кварцевыми прожилками с сульфидной минерализацией. Рудные минералы – пирит, пирротин, реже халькопирит, галенит и сфалерит образуют неравномерную вкрапленность, мелкие гнезда и тонкие прожилки. В штокверках установлены содержания: Au – 0,1-3,0 г/т, Ag – 5,0-30,0 г/т, a также Cu, Pb, Zn, Mo.

В эндо-экзоконтактовой зоне интрузива Камень Такмыка на площади 0,3-0,4 км<sup>2</sup> наблюдается тонко-прожилковая кварцевая минерализация с мелкочешуйчатыми скоплениями или равномерной вкрапленностью молибденита, а также рассеянной вкрапленностью пирита, халькопирита и арсенопирита. Содержание молибдена составляет 0,07-0,4 %.

На восточном экзоконтакте слабо эродированного Курьячанского интрузива среди пропилитизированных пород выделен площадной пиритовый ореол, представленный равномерно рассеянной вкрапленностью или мелкими прожилками пирита и пирротина. Во внутренней части массива, сложенной кварцевыми сиенитами, в калишпат-биотит-кварцевых метасоматитах, установлены два линейно вытянутых рудных штокверка протяженностью до одного километра и мощностью до 240 м. В золотоносных кварцевых и кварц-карбонатных прожилках и в сопровождающей вкрапленности пирит, халькопирит, борнит, молибденит, халькозин, блеклая руда. Сульфиды в прожилках составляют от первых % до 20 % объема. Содержание меди до 0,4 % при среднем – 0,16 %, золота – 0,2 г/т, молибдена – 0, 002 %.

Таким образом, в пределах Иннахской РМС можно выделить два «рудообразующих» центра, стержневыми элементами которых являются интрузивные массивы рудоносной формации и, соответственно, два потенциальных рудных поля (ПРП) меднопорфирового типа. Не исключено, что описанные интрузивы являются в разной степени эродированными выступамиапофизами единого на глубине крупнообъемного «материнского» плутона. В более эродированном массиве Камень Такмыка преобладают золото-сульфидно-кварцевые жильные, а также молибденово-медные проявления, в менее эродированном Курьячанском – штокверковые золото-сульфидно-кварцевые и существенно медные (меднопорфировые).

Различие в уровне эрозии отразилось в геохимических полях. Литогеохимической съемкой выявлены две крупные комплексные геохимические аномалии, которые по размерам и морфологии близки ореолам пропилитизации.

Аномальные геохимическое поле (АГХП) массива Камень Такмыка представляет собой относительно крупную комплексную аномалию меди и молибдена, сопровождающуюся широко распространенными по всему массиву локальными аномалиями меди. В зонах северного и восточного эндо- и экзоконтактов развиты локальные аномалии цинка, фиксирующие внешнюю зону МПС. Локальные аномалии золота отмечаются по всему АГХП, достигая максимума в его центральной части.

АГХП Курьячанского интрузива имеет сопоставимые размеры, но отличается более интенсивной контрастностью локальных аномалий и их сплошностью, отчетливо проявленной латеральной зональностью: как поперечной (Mo, Cu  $\rightarrow$  Zn, Pb), так и продольной (Mo, Cu $\rightarrow$ Au, W $\rightarrow$ Pb, Ag), позволяющей сделать вывод о юго-западном падении и северо-западном склонении рудной колонны и о большей перспективности северного рудного поля по сравнению с южным.

Перспективность Иннахского PP подтверждается широко развитыми золотыми россыпями. Пробность золота в россыпях колеблется от 790 до 941, при среднем – 864, причем максимальные значения (>900) фиксируются в россыпях, расположенных в северном рудном поле, где наблюдается совмещение локальных аномалий золота и вольфрама и зафиксированы калишпат-биотит-кварцевые метасоматиты.

Приведенные данные «раскрывают» особенности строения РМС, сформированных в обстановке поднятых блоков фундамента, как в целом, так и на разных рудных уровнях. Во внутренних зонах таких РМС локализованы Мо-Си-порфировые руды, в периферийных фланговых и верхних – мезотермальные жильные, реже штокверковые золото-кварцевые и золотосульфидно-кварцевые с высокопробным золотом. Для таких систем характерна латеральная рудно-формационная зональность. Описанная Иннахская РМС, сформировавшаяся, как Баимская РМС с крупнейшим Au-Mo-Cu-порфировым месторождением Песчанка, в обстановке магматогенного поднятия, является одной из наиболее перспективных для поисков МПМ, о чем свидетельствуют формационные, структурные, метасоматические, геохимические, рудно-минералогические и иные поисковые признаки. Недостаточная ее изученность обусловлена удаленностью и слабым развитием инфраструктуры.

В Среднеамурском рудном районе Западной меднопорфировой МЗ Западно-Сихотэ-Алиньского ВПП выделены Малмыжско-Болонский, Пони-Мулинский, Анаджаканский и Маноминский РУ, по строению и масштабам соответствующие меднопорфировым РМС. Границы этих узлов установлены с определенной степенью условности, поскольку территория в значительной степени перекрыта мощными кайнозойскими рыхлыми отложениями долины р. Амура. Тем не менее, даже по ограниченным площадям РУ – «окнам» среди последних, доступных для геологического картирования, предполагается, что срединный сегмент названного пояса формировался в режиме магматогенного (горстоподобного) поднятия (либо нескольких поднятий, соответствующих площадям перечисленных РУ), поскольку вулканогенная составляющая продуктивной на меднопорфировые руды андезит-диорит-гранодиоритовой ВПА раннего этапа формирования ВПП слабо развита, а вмещающими породами для рудоносных интрузивов позднемеловой габбро-диорит-гранодиорит-(гранитовой) формации являются в основном раннемеловые терригенные, существенно песчаниковые, морские отложения фундамента пояса. Ареалы распространения интрузивов рудоносной плутоногенной формации (эвурский, гырманский, баппинский, пурильский комплексы) и ассоциирующих с ними меднопорфировых и сопряженных золоторудных проявлений «определяют» не только контуры Среднеамурского РР и выделенных в его пределах РУ, но и границы Западной меднопорфировой МЗ в целом (ее геологическое строение более подробно рассмотрено в разделе 5.4).

Центральную (внутреннюю) часть Среднеамурского PP, выделенную как Малмыжско-Болонский (Малмыжский) РУ (площадь около 550 км<sup>2</sup>), занимает многофазный плутон рудоносной формации, отчетливо выделяющийся магнитной аномалией (от 2 до 10 миллиэрстед) на фоне слабомагнитных вмещающих интенсивно дислоцированных и ороговикованных алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов горнопротокской свиты. На дневной поверхности этот интрузив «фиксируется» разобщенными изометричными штоками (Боккинским, Свободнинским и др.) и дайками, являющимися его выступами-апофизами, с которыми и сопряжено крупное Малмыжское Au-Cu-порфировое месторождение. Находящийся на глубине «материнский» плутон и ниже залегающий крупнообъемный магматический очаг прогнозируется [Шашорин и др., 2018] по данным гравиметрической и магнитной съемок (Рисунок 5.10).



Рисунок 5.10 – Геофизическая модель Малмыжской рудно-магматической системы (PMC): А – схема распределения плотных (темно зеленое) и разуплотненных (бирюзовый цвет) масс в объеме верхней коры (до глубины ~ 10–15 км); Б – схема распределения высокомагнитных (красное, розовое), умеренно магнитных (зеленое) и слабомагнитных (темно синее) пород в объеме верхней коры (до глубины ~ 7,5 км). [Шашорин и др., 2018]

Выделены три фазы становления интрузивного массива. К первой отнесены порфировидные диориты и кварцевые диориты, диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты, ко второй – гранодиориты, гранодиорит-порфиры, гидротермально-магматические и эруптивные брекчии, к третьей – диоритовые порфириты. Формирование изометричных и линейных минерализованных штокверков двух основных типов – магнетит-сульфидного (существенно медного) и кварц-сульфидного (золото-медного) связывается со становлением штоков диоритовых и кварцевые диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров [Читалин и др., 2013, Шашорин и др., 2018, Soloviev et al., 2019]. *Малмыжское месторождение* разведано ООО «Амур Минералс» в 2010 – 2014 гг. и в 2015 г. поставлено на Государственный баланс с запасами категорий  $C_1 + C_2$ : балансовыми: 5,156 млн. т меди (среднее содержание 0,41 %), 278,1 т. золота (0,21 г/т), забалансовыми: 0,478 млн. т меди (0,37 %), 19,7 т золота (0,15 г/т). В 2018–2020 гг. новым владельцем лицензии – «Русской рудной компанией» проведена доразведка объекта, по результатам которой запасы увеличились до 8,3 млн тонн меди (ср. содержание 0,35%), 347,4 т золота (0,145 г/т). Кроме того, подсчитаны запасы серебра – 1676 т (0,7 г/т). Роснедра утвердили актуальную оценку запасов; в настоящее время поисковые и оценочные работы на рудное золото, медь и попутные компоненты на Малмыжском рудном поле и участке Северный Малмыж продолжаются. Судя по немногочисленным опубликованным описаниям [Читалин и др., 2013; Soloviev et. al. 2019], месторождение 17 х 5 км, являющемся по масштабам фактически рудным полем. Выявлено более десяти отдельных «порфировых» центров с золото-медной минерализацией, наиболее крупными из которых являются Центральный, Долина, Равнина и Свобода (Рисунок 5.11). Тип оруденения один – Au-Cuпорфировый, прожилково-вкрапленный и вкрапленный, реже гнездовый.

В эндо-экзоконтактовых зонах порфировых штоков развиты интенсивные преобразования как интрузивных пород, так и вмещающих ороговикованных осадочных отложений. Выделены следующие типы метасоматитов: *существенно кварцевые* (микрозернистый кварцевый агрегат с кальцитом и хлоритом с обогащением последнего тонкой вкрапленностью пирита и магнетита); *калиево-кремниевые биотитовые и калишпатовые* (основные минералы: кварц, биотит, КПШ; главные рудные минералы: пирит, халькопирит, борнит, магнетит); *кварцхлорит-серицитовые (филлизиты)* (основные минералы: хлорит, серицит, кварц; главные рудные минералы: пирит, халькопирит; второстепенные: борнит и магнетит, редкие: молибденит, сфалерит, галенит); *пропилитовые* (основные минералы: хлорит, эпидот, кварц, карбонаты; ведущий сульфидный минерал – пирит). Установлена типичная для МПМ зональность, выраженная в последовательно смене вышеназванных типов метасоматитов от «порфировых центров» к периферии.

Малмыжское месторождение расположено на правом берегу р. Амур. На его левом берегу, в пределах того же Малмыжско-Болонского РУ выделено Ачанское РП с тремя рудопроявленими золото-полисульфидного типа, типичными для периферийных зон меднопорфировых РМС. Проявления Оджальское и Сикырское (Енотовое) представляют собой минерализованные зоны брекчирования и развития жил и прожилков золото-кварц-сульфидного состава протяженностью до 1300 м и мощностью от 0,2 до 2,5 м; зона «Мощная» – поле кварц-серицитовых метасоматитов, развитых по нижнемеловым алевролитам и песчаникам со штокверковым ядром размерами 10х50 м. Среднее содержание золота по зонам – 12,9-18,6 г/т, серебра –12,7-44,5 г/т.



Рисунок 5.11 – Геологическая схема Малмыжского Аu-Cu-порфирового месторождения в границах лицензионного участка недр ООО «Амур Минералс». [Читалин и др., 2013]

Вышеизложенные материалы свидетельствуют о том, что выделенные в пределах Среднеамурского PP меднопорфировые PMC, которым эквивалентны площади Малмыжско-Болонского и других рудных узлов, скорее всего принадлежат к числу рудообразующих систем, развивавшихся в обстановках магматогенных поднятий, хотя из-за слабой обнаженности района не все элементы типичной для таких PMC латерально-вертикальной рудно-формационной зональности установлены. Особенностью Малмыжского месторождения является наличие нескольких «порфировых» центров со «своей» рудно-метасоматической зональностью. Они соответствуют разобщенным, в различной степени эродированным штокам-апофизам находящегося на глубине плутона. Следствием нескольких центров гидротермальной активности, т.е. отсутствия единого «концентрированного» флюидного потока, являются сравнительно бедные руды, что не характерно для большинства гигантских МПМ, на которых (см. раздел 2) обычно присутствуют единичные, но крупные рудоносные порфировые интрузивы, и отмечаются довольно высокие содержания металлов в рудах (ср. содержание меди не менее 1 %).

Спецификой РМС 2-ой группы, сформированных в обстановках длительно развивавшихся магматогенных поднятий, является резкое преобладание плутонитов рудоносной

ВПА над ее вулканогенными составляющими, что свидетельствует о режиме интенсивного коллизионного сжатия на ранней стадии формирования ВПП, что и установлено для Курьинского, среднего звена Западно-Сихотэ-Алиньского, Умлекано-Огоджинского и Кедонского поясов. Такой режим способствовал «подавлению» вулканизма и возникновению крупнообъемных неглубоко залегающих магматических очагов и флюидных плюмов, т.е. условий, необходимых для рудонакопления в значительных масштабах и образования крупных и гигантских МПМ. Как было отмечено в разделах 2 и 3, необходимым условием для возникновения последних являются также благоприятные структурно-петрофизические обстановки рудоотложения, в частности наличие малопроницаемых толщ над рудоносными порфировыми интрузивами (структурно-литологических «ловушек», препятствующих «распылению» рудного вещества в надынтрузивном пространстве). В Баимской РМС в качестве таковых могли быть гранитоиды фанеритовых фаз, в Малмыжско-Болонской – интенсивно ороговикованные (до сланцев) терригенные вмещающие породы.

РМС 2-ой группы характеризуются ярко выраженной латерально-вертикальной рудноформационной зональностью. Они перспективны для поисков крупных меднопорфировых и сопряженных золото-полисульфидных и золото-кварцевых жильных месторождений.

Комплексные РМС 3-ей группы сопряжены с вулкано-купольными структурами, сложенными породами рудоносной ВПА в относительно поднятых блоках фундамента ВПП. В центральных частях рудоконтролирующих структур обычно размещены плутониты диоритгранодиоритовой формации, «надстроенные» на близповерхностном уровне экструзивносубвулканическими телами комагматичных андезитов-дацитов-риодацитов, а периферия сложена туфовыми и пирокластическими фациями. Подобная обстановка становления потенциально рудоносной ВПА типична для меднопорфировых месторождений Андийских поясов [Кривцов, Мигачев, 2007]. Отличительной чертой РМС данной группы является тесная пространственная сопряженность плутоногенных и вулканогенных членов рудоносной ВПА и, соответственно, Мо-Си-порфировых и Аи-Аg-полисульфидных руд, размещение которых в объеме систем подчинено вертикальной зональности (см. Рисунок 5.6 В). Примерами таких объектов являются многочисленные рудные узлы с комплексной минерализацией, выделенные в Олюторско-Восточно-Камчатском и Корякско-Центрально-Камчатском ВПП, которые подробно описаны в разделе 5.5.5.

Кумрочская и Авачинско-Китхойская РМС выделены в южном звене неогенчетвертичного Олюторско-Восточно-Камчатского ВПП. Для обеих систем, эквивалентных ПРУ, рудоносной является олигоцен-миоценовая ВПА, включающая плутониты диорит-гранодиоритовой и вулканиты андезит-дацитовой формаций. К тому же типу систем относится

Белогорская (Вочвиваямская) на северном фланге названного пояса, а также Малетойваямская и Сеэрваямская в северном сегменте Корякско-Центрально-Камчатского (КЦК) ВПП.

Главными элементами строения *Кумрочской РМС* являются крупный гранитоидный интрузив, серия мелких штоков кварцевых диоритовых порфиритов и экструзивно-субвулканические тела дацитов рудоносной ВПА, которые прорывают вулканогенно-терригенные и кремнисто-вулканогенные островодужные комплексы субстрата ВПП. Крутопадающие кварцевые, адуляр-кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы и жильно-штокверковые зоны рудопроявлений *Кумроч, Круча* и *Водопадный* локализованы в пропилитизированных, окварцованных и аргиллизированных породах рудоносных штоков и их окружения. На верхних уровнях перечисленных объектов преобладают жильные Au-Ag-полиметаллические руды, которые по минеральному составу и высокой сульфидности (до 20-30%) близки золото-полисульфидному типу руд МПМ, отличаясь лишь присутствием адуляра. На глубоких горизонтах они сменяются прожилково-вкрапленными и брекчиевидными меднопорфировыми рудами халькопиритборнит-халькозинового состава. Установленные пространственные соотношения ареалов развития выделенных типов руд, являющихся продуктами становления одной – олигоценмиоценовой диорит-андезитовой ВПА, свидетельствуют о принадлежности единой РМС.

Авачинско-Китхойская РМС представляет собой цепочку из нескольких локальных вулкано-купольных структур, сформированных в пределах относительно поднятого блока фундамента ВПП и контролируемых скрытым разломом. Вулкано-купольные постройки, к которым приурочены Au-Ag-полисульфидные рудопроявления *Китхойское, Рвущее, Звездная Даль* и *Удачное* [«Карта полезных ископаемых Камчатской области...», 1999], сложены магматитами олигоцен-миоценовой диорит-андезитовой рудоносной ВПА – на нижних горизонтах порфировидными диоритами и кварцевыми диоритами, а на верхних – экструзивно-субвулканическими фациями андезитов. Рудовмещающими являются интенсивно пропилитизированные и аргиллизированные разности названных пород в центральных частях описываемых локальных структур. Рудоносные крутопадающие жилы, пучки жил, штокверки сложены кварцевыми, хлориткварцевыми, кварц-карбонатными и барит-кварцевыми агрегатами с богатой вкрапленностью халькопирита, пирита, галенита, сфалерита. По составу руд они близки меднопорфировым, однако высокие содержания серебра и полиметаллов говорят об их принадлежности верхним частям РМС.

Рудопроявления Кумрочской и Авачинско-Китхойской РМС по ряду характеристик отличаются от близких по составу Au-Ag-полиметаллических месторождений расположенного рядом Южно-Камчатского PP, где рудоносной является олигоцен-миоценовая андезит-риодацитовая формация. Для рудопроявлений, принадлежащих МПС, присущи более простой минеральный состав (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит), высокая сульфидность руд (до 10-30%), преобладание теллура над селеном, а также существенная роль в составе раннепродуктивного золото-сульфидно-хлорит-карбонат-кварцевого комплекса золото-халькопиритовой ассоциации, определяющей положение обогащенных золотом рудных столбов с тонким более высокопробным (720-822) самородным золотом, наряду с ограниченным развитием позднего продуктивного золото-адуляркварцевого комплекса, который на Au-Ag-полиметаллических месторождениях Южно-Камчатского PP играет ведущую роль [Щепотьев и др., 1989].

Малетойваямская и Сеэрваямская РМС, представляющие собой миоценовые стратовулканы, выделены как ПРУ в северном сегменте Корякско-Центрально-Камчатского ВПП. Они расположены в Малетойваям-Ветроваямском (Ильпинском) серно-медно-золоторудном РР с крупными месторождениями самородной серы, локализованными в апоэффузивных вторичных кварцитах и аргиллизитах. При разведке Малетойваямского серного месторождения в 1966–1971 гг. на участках Центральный и Юбилейный бурением вскрыты медно-сульфосолевая (энаргит-люцонитовая) минерализация с содержанием Си до 2,7%. Рудоносной является миоценовая андезит-диоритовая ВПА: для месторождений серы – вулканиты андезит-дацитовой формации, для медно-мышьяковых проявлений – комагматичные штоки диоритовых порфиритов – аналогов лавкинского комплекса, продуктивного на меднопорфировые руды. Подобные проявления Аи-Аg-медно-мышьяковых руд – Октябрьское и Вамтуваямское в зонах карбонатандалузит-кварцевых метасоматитов с пиритом, энаргитом, аурипигментом, реальгаром и более редкими борнитом и халькопиритом с содержаниями Au до 0,6 г/т и Ag до 20 г/т обнаружены на периферии Малетойваямского палеовулкана и сопряжены с небольшими штоками диоритовых порфиритов. Менее распространены Au-Ag, Au-Sb-Hg и As-Sb-Hg проявления, также связанные с магматитами названной ВПА. Предполагается, что медно-мышьяковая минерализация в серосодержащих вторичных кварцитах, как и на ряде известных месторождений Речк–Лахоца в Венгрии, Ми-Вида в Аргентине и др., принадлежит верхним частям РМС типа «интрузив под вулканом» [Волчков, Звездов, 1997]. В их внутренних, более глубинных частях могут прогнозироваться меднопорфировые руды.

Отмеченные минералого-геохимические особенности руд, установленная на ряде изученных объектов смена с глубиной Au-Ag-полисульфидной минерализации Mo-Cu-порфировой, наряду с геоструктурной позицией, характеризующейся сочетанием относительно поднятых блоков фундамента ВПП с вулкано-купольными структурами, позволили выделить Кумрочскую, Авачинско-Китхойскую, Малетойваямскую, Сеэрваямскую и другие подобные им РМС в самостоятельную группу вулкано-купольных структур, близкую идеализированным моделям типа «интрузив под вулканом» с вертикальной магматической и рудной зональностью. Геодинамический режим развития таких систем, рассмотренный в разделе 2, не способствовал формированию крупных меднопорфировых месторождений. Такие РМС перспективны, прежде

всего, для поисков мезотермальных жильных золото-полиметаллических и эпитермальных жильных и стратоидных (медно)-золотых и золото-серебряных месторождений HS и IS типов.

Комплексные РМС 4-ой группы в сравнении с вышеописанными системами немногочисленны. По строению они наиболее близки к модели «интрузив под вулканом», но отличаются «сжатостью» по вертикали и соответственно совмещением разнотипной минерализации (меднопорфировой, медно-мышьяковой, золото-полисульфидной, золото-серебряной) в контурах рудных зон (рудных тел), благодаря чему рудно-формационная зональность отчетливо не проявлена. Подобные РМС выявлены во всех трех выше рассмотренных геоструктурных обстановках. Наиболее простой вариант отмечен на Озерновском золото-серебряном месторождении в северном звене Корякско-Центрально-Камчатского ВПП.

*Озерновская РМС* на современном эрозионном срезе представляет собой вулканическую постройку центрального типа, сложенную породами рудоносной миоцен-раннеплиоценовой андезибазальт-андезитовой формации с экструзивно-субвулканическим телом андезитов-диоритов в жерловой зоне [Вартанян и др., 1988]. В центральной части и на склонах постройки широко развиты аргиллизиты и вторичные кварциты, представленные монокварцевыми и пирит-алуниткаолинит-кварцевыми разностями [Константинов и др., 2000], характерными для верхних частей меднопорфировых РМС. Крутопадающие пластинообразные тела золотоносных вторичных кварцитов протяженностью до 4,5 км и мощностью до 80 м подчиняются элементам строения вулканической постройки и контролируют положение подавляющего большинства рудных тел.

По данным С.С.Вартаняна с соавторами [Вартанян и др., 1988] рудные залежи *Озерновского* месторождения представляют собой протяженные (до 2 км) ленты мощностью 1-3 м, реже линзы и жилообразные тела. Выделены четыре стадии рудообразования, в ходе которых пробность золота снижается с 970 до 660. Наиболее широко распространена ранняя золотоголдфилдит-кварцевая ассоциация в алунитовых кварцитах, отличающаяся присутствием пирита (преобладает), люцонита, фаматинита, энаргита, молибденита, а также (в меньших количествах) самородного золота, голдфилдита, селенида висмута, халькопирита и сфалерита. По составу она близка минеральным комплексам периферийных частей МПС, включающих пиритовые ореолы. Размещение более поздних продуктивных минеральных ассоциаций (теллурсильванит-голдфилдит-кварцевой) золото-гессит-гидрослюдисто-кварцевой и золотоадуляр-гидрослюдисто-кварцевой) золото-серебряных руд, подчинено латеральной зональности со сменой ареалов их развития от центра рудоносной вулканоструктуры к периферии в приведенной последовательности. Золото в рудах – в теллуридах, что отражает специфику месторождения. За контурами рудных тел повышенные концентрации отмечены для As, Cu, Mo. Приведенные данные показывают, что в рудных телах Озерновского месторождения, образованных в ходе становления рудоносной андезибазальт-андезит-диоритовой ВПА, совмещена минерализация, свойственная периферийным фланговым и верхним частям меднопорфировых РМС: пиритовая (ореол), энаргит-люцонитовая (с молибденитом) и золото-серебряная (золото-теллуридного типа). Не исключено, что на более глубоких горизонтах этой системы могут располагаться штокверковые меднопорфировые руды.

Другим примером совмещения меднопорфировой и близповерхностной золоторудной минерализации в контурах рудных тел является *Многовершинное* месторождение золото-адуляр-кварцевой формации, которое описано выше при анализе строения внешней зоны одноименной РМС 1-ой группы. На этом месторождении, как и на Озерновском, совмещение сопоставимых по объему меднопорфировых и золото-адуляр-кварцевых руд проявлено на верхнем уровне комплексной РМС.

К системам 4-ой группы также относятся золото-серебряные месторождения *Нявленга и Джульетта*. Они расположены в тыловой зоне Охотско-Чукотского ВПП, в Балыгычанском поднятии, сложенном фанерозойскими вулканогенно-терригенными толщами. Вулканиты пояса имеют здесь ограниченное развитие; плутониты распространены более широко. На северо-востоке поднятие примыкает к Балыгычано-Сугойскому рифтогенному прогибу, где сосредоточены Au-Ag-полиметаллические месторождения (наиболее крупное – Дукат), характеризующие металлогению субстрата этого звена пояса. Оба месторождения локализованы в вулканитах андезибазальт-андезит-риодацитовой формации, слагающей локальные депрессии. В пределах этих структур и в их обрамлении присутствуют массивы габбро-диорит-гранодиорит-адамеллитовой формации, принадлежащие, как и рудовмещающие вулканиты, апт-альбской ВПА раннего этапа становления пояса, которая потенциально рудоносна как в отношении золото-серебряных, так и меднопорфировых руд.

На месторождении *Нявленга* рудовмещающая вулкано-купольная структура, сложенная экструзивно-лавовыми телами рудоносной формации, вмещает штокообразный гранитоидный порфировый интрузив, приуроченный к апикальной части более крупного массива рудоносной ВПА и фиксирующий позднюю фазу его становления. Процессы рудообразования четко разделяются на этапы «до и после» внедрения штока [Волков, Шищакова, Демин, 1991]. С ранним этапом связано образование непромышленной арсенопирит-пирит-кварцевой минерализации и первой продуктивной Au-Ag-сульфидно-серицит-карбонат-хлорит-кварцевой ассоциации с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, висмутовыми минералами, а также электрумом и самородным серебром в субмикроскопических выделениях, впоследствии укрупненных. Эта минерализация, не принадлежащая золото-серебряной формации и, вероятно, образованная за счет регенерации рудного вещества из пород основания вулканоструктуры в ходе становления

фанеритовых габбро-диорит-гранодиорит-адамеллитовых интрузивов, является источником повышенной сереброносности и карбонатности руд месторождения. С температурным и флюидным фронтом порфирового штока поздней фазы, внедрившегося в рудовмещающую толщу, связаны существенные преобразования ранних руд, а также появление серебро-медномолибденового комплекса, принадлежащего меднопорфировой РМС, к внешней зоне относится относится и самый поздний Au-Ag-адуляр-кварцевый комплекс (Рисунок 5.12).

Сходную информацию дает анализ минерального состава руд месторождения Джульетта, описанного М.С.Сахаровой и др. [Сахарова, Кривицкая, Рябов, 1998]. Руды раннего этапа, слагающие основной объем промышленных залежей, представлены минеральными парагенезисами Au-Ag-сульфидно-кварцевого состава. С внедрением плутонитов рудоносной ВПА в породы рудовмещающего разреза связаны метаморфизм и скарнирование ранних руд, а также возникновение мощного ореола пиритизации, свойственного периферии меднопорфировых систем. Позднерудный этап формирования РМС выражен проявлением золото-серебряной минерализации, представленной кварц-гидрослюдистыми метасоматитами и минеральными парагенезисами с низкопробным золотом, кюстелитом и повышенной концентрацией серебра.

Приведенные данные позволяют рассматривать месторождения Нявленга и Джульетта в качестве комплексных РМС 4-ой группы, для которой характерно совмещение меднопорфировой и золото-серебряной минерализации в контурах рудных тел, однако, по обстановке становления рудоносной ВПА (магматогенное поднятие субстрата ВПП) данные системы близки РМС 2-ой группы.

Отличительной чертой месторождений Джульетта и Нявленга является существенная роль серебра в рудах [Рыжов и др., 1995; Сахарова, Кривицкая, Рябов, 1998]. На первом из них средние содержания золота и серебра составляют 29 и 360 г/т, соответственно, а золотосеребряное отношение достигает 1:200 при среднем 1:10. На втором – средние содержания золота колеблются от 3,1 до 16,5 г/т, а серебра – от 260 до 1129 г/т. Следует отметить, что повышенная сереброносность не характерна для золото-серебряных месторождений, связанных со становлением существенно андезитоидных продуктивных формаций [Щепотьев и др., 1989]. Такая особенность рассматриваемых объектов объясняется широким развитием раннего серебро-сульфидного минерального комплекса, который, скорее всего, является продуктом регенерации рудного вещества из пород субстрата ВПП при становлении массивов габбро-диорит-гранодиорит-адамеллитовой формации, потенциально продуктивной на меднопорфировые руды. Таким образом, комплексные РМС, эквивалентные месторождениям Нявленга и Джульетта, характеризуются совмещением в контурах рудных тел не только меднопорфировой и золото-серебряной минерализации, но и продуктов переотложения руд из комплексов основания Охотско-Чукотского пояса.



1– андезиты, 2 – граниты; 3 – контур промышленных руд; 4 – разломы (а) и брекчии (б); 5-8 – геохимические ассоциации

Рисунок 5.12 – Совмещение разнотипной минерализации в контурах рудных тел, характерное для РМС со структурой типа «вулкан над интрузией» в выступе фундамента ВПП. Распределение геохимических ассоциаций в продольной проекции рудного тела № 1 месторождения Нявленга [Волков, Шищакова, Демин, 1991]

Анализ строения комплексных РМС 4-й группы показал, что главной отличительной чертой их строения является совмещение в ограниченных пространствах, по размерам соответствующих рудным зонам (рудным телам), ареалов развития рудообразующих минеральных ассоциаций внутренних и внешних частей классических МПС. Обстановки становления таких РМС отвечают относительно поднятым блокам (Озерновское) и выступам фундамента (Нявленга, Джульетта) ВПП или их краевым частям (Многовершинное), в пределах которых формируются плутониты и вулканиты рудоносной ВПА, пространственно тесно связанные, в том числе в структурах типа «интрузив под вулканом». Такие условия могли вызывать явления наложения (с частичной регенерацией) разнотипной минерализации в ограниченных объемах зон рудоотложения, что отразилось в высоких содержаниях золота и серебра в рудах. Подобные обстановки благоприятны для поисков благороднометальных объектов с высокосортными рудами. Проведенные исследования показали, что существенная часть распространенных в ВПП Востока России проявлений цветных и благородных металлов принадлежит комплексным меднопорфировым РМС, сложенным породами ВПА раннего этапа формирования поясов. Во внутренних зонах таких систем, в породах рудоносных плутоногенных формаций, локализованы Au-Mo-Cu- и Mo-Cu-порфировые, Au-порфировые, жильные золото-кварцевые и золото-полисульфидные месторождения гипабиссально-субвулканического уровня формирования, а во внешних частях, в комагматичных вулканитах, близповерхностные жильные и стратоидные золото-серебряные, медно-сульфосолевые (с Au и Ag) и серные месторождения.

Проанализированные геоструктурные обстановки формирования РМС и установленные закономерности размещения проявлений разнотипной рудной минерализации в их объемах должны учитываться при прогнозе и поисках меднопорфировых и сопряженных руд. По известным рудопроявлениям внешних (периферических) частей систем могут прогнозироваться объекты, принадлежащие внутренним зонам, и наоборот. С этой целью разработаны интегрированные прогнозно-поисковые модели РМС (Таблица 5.2) с описанием прямых и косвенных поисковых признаков – формационных, структурных, рудно-формационных, метасоматических, минералогических, геохимических и геофизических [Звездов, Мигачев, Минина, 2011]. Эти модели использованы для выделения, оконтуривания и оценки перспектив потенциальных рудных районов и узлов на обнаружение слабо эродированных и скрытых месторождений, в первую очередь меднопорфировых, признаками которых на современной поверхности являются проявления полиметаллической (с Au и Ag), золото-серебряной и медномышьяковой минерализации.

С учетом элементов-признаков созданных моделей к обзорной прогнозно-минерагенической карте Дальневосточного федерального округа России масштаба 1:2 500 000 на структурноформационной основе были построены карты-врезки масштаба 1:500 000 Кавральянской, Хетачано-Кричальской и Северо-Сихотэ-Алиньской металлогенических зон, на которых выделены площади в ранге ПРР и ПРУ разной очередности рекомендованных среднемасштабных геологосъемочных и прогнозно-минерагенических работ. Такие же прогнозные построения были сделаны и для других МЗ ВПП Востока России (см. Рисунок 5.5, Таблицу 5.1). На перспективных участках недр в пределах многих из выделенных районов в последнее десятилетие проведены поисковые работы на меднопорфировое оруденение. В некоторых из них (Ольховский, Убиенковский и Серовской ПРУ Ольховского РР Кавральянской МЗ, Танюрерский РР Пекульнейско-Золотогорской МЗ, Накхатанджинский РУ Кони-Пьягинского РР Кони-Пьягинскогй МЗ и др.) принимали участие специалисты ЦНИГРИ, включая автора представленной работы.

Рассмотрим опыт прогнозирования меднопорфировых месторождений с использованием формационного и рудно-формационного анализов, а также разработанных прогнозно-поисковых

Таблица 5.3.1 – Прогнозно-поисковые модели комплексных рудно-магматических систем вулканоплутонических поясов Востока России [Звездов, Мигачев, Минина, 2011]

	Характеристика элементов прогнозно-поисковых моделей (поисковых критериев и признаков)		
(прямые и косвенные по- исковые критерии и при- знаки)	РМС в выступах фундамента ВПП, сопряженных с вулкано-тектоническими па- леодепрессиями (на примере Авландинского рудного района)	РМС в палеоподнятиях субстрата ВПП (на примере Баимского и Иннахского рудных районов)	РМС в вулкано-купольных структурах (на примере Кумрочского и Авачинско- Китхойского рудных узлов)
1	2	3	4
1. Формационные			
1.1. Продуктивная ВПА	Ранне-среднедевонская андезит-диоритовая раннего этапа становления Кедонского анде- зитоидного ВПП.	Позднеюрская (поздневолжская) субщелочная андезит-монцонитовая раннего этапа станов- ления Курьинского андезитоидного ВПП.	Ранне-среднемиоценовая андезит-диоритовая Олюторско-Восточно-Камчатского андезито- идного ВПП.
1.2. Рудоносные (рудовме-	Монцонит-граносиенит-гранодиоритовая	Монцонитовая (J <sub>3</sub> ), слагающая крупный плу-	Диоритовая, диорит-гранодиоритовая (N <sub>1</sub> ).
щающие) плутоногенные	группа формаций (булунский комплекс С <sub>1</sub> ?);	тон и мелкие массивы: ранняя фаза сиенито-	Внутренние части вулкано-купольных струк-
формации и обстановка их	раннепалеозойская диорит-тоналит-гранодио-	диоритов, равномернозернистых и порфи-	тур в относительно поднятых блоках фунда-
становления	рит-гранитовая (абкитский комплекс); кедон-	ровидных монцонитов и кварцевых монцо-	мента пояса.
	ский интрузивно-субвулканический комплекс	нитов, поздняя фаза рудоносных порфировых	
	(D <sub>2-3</sub> )	монцонитов и кварцевых монцонитов.	
	Кедонский горстообразный выступ архейско-	Крупные выступы фундамента ВПП (Алучин-	
	го метаморфического фундамента.	ское, Курьинское), длительно развивавшиеся в	
		режиме поднятия.	
1.3. Рудоносные (рудовме-	Андезит-риодацитовая.	Субщелочная андезитовая (андезит-дацито-	Андезитовая, андезит-дацитовая.
щающие) вулканогенные	Вулканическая постройка центрального типа в	вая), имеющая ограниченное распростране-	Вулкано-купольные структуры. Экструзивно-
формации и слагаемые ими	краевой части вулкано-тектонической па-	ние.	субвулканические тела андезит-дацитов (сме-
вулканоструктуры	леодепрессии, примыкающей к выступу фун-	Экструзивно-субвулканические фации на	няются на глубине гранитоидами внутренней
	дамента.	приповерхностном уровне РМС, лавовые и	зоны РМС); периферийные стратифициро-
		пирокластические – на периферии (в основ-	ванные лавовые, туфовые и вулканомиктовые
		ном за пределами рудных полей).	фации.
1.4. Перекрывающие (а) и	а) Трахириодацит-трахириолитовая игним-	а) Терригенные верхнемолассовые (К <sub>1</sub> ) Охот-	а) Базальт-андезибазальтовая (N <sub>2</sub> ); базальто-
прорывающие (б) форма-	бритовая ( $D_{2-3}$ ), базальт-андезитовая ( $D_3$ - $C_1$ ),	ско-Чукотского ВПП; современные рыхлые	вая $(N_2 - Q_p)$ ; терригенные и молассовые отло-
ции	терригенно-молассовая (С <sub>1</sub> ); современные	отложения.	жения (N-Q).
	рыхлые отложения.	о) Даики гранодиорит-порфиров, габоро-	6) Диорит-гранодиорит-порфировая (N <sub>2</sub> ) –
	о) Суовулканические штоки и даики разного	диоритов, трусосоразные орекчиевые тела (J <sub>3</sub>	суовулканические штоки и даики разного со-
	состава (D <sub>2-3</sub> ), в том числе подводящие каналы	v <sub>3</sub> ); экструзивно-суовулканические и интру-	става, в том числе подводящие каналы плио-
	вулканитов верхней части разреза Кедонского	зивные среднего и кислого состава (К1) Охот-	цен-плеистоценовых вулканитов.
	Охотско-Чукотского ВПП.	ско-чукотского ВШ1.	

## Продолжение таблицы 5.2

1	2	3	4
1.5. Формации субстрата (a)	а) Гнейсы, гранитогнейсы, мигматиты, амфи-	а) Вулканогенно-терригенная и кремнисто-	Островодужные (К2Р), слагающие выступы и
и рамы (б) рудоносных	болиты (Ar).	базальтовая (PZ <sub>2-3</sub> ); терригенно-вулкано-	относительно поднятые блоки субстрата ВПП:
ВПА	б) Сиенитовая (анмандыканский комплекс),	миктовая (Т <sub>3</sub> ); терригенно-вулканогенные ба-	а) Базальт-андезибазальтовая, андезибазальт-
	предшествующая становлению Кедонского	зальтовая, базальт-андезитовая, андезит-	андезитовая (вулканогенно-терригенные и мо-
	BΠΠ (PZ <sub>1</sub> ).	дацит-риолитовая, терригенные молассовая и	лассовые), флишевая и флишоидная, терри-
		флишоидная (J <sub>3</sub> km-v <sub>2</sub> ); вулканогенно-	генные нижне- и верхнемолассовые.
		молассовая базальт-андезитовая (J <sub>3</sub> v <sub>2</sub> )	б) Плутоногенные, предшествующие ста-
		б) Плутоногенные, предшествующие ста-	новлению Олюторско-Восточно-Камчатского
		новлению Курьинского ВПП – габбро-	ВПП: габбро-диоритовая, габбро-диорит-
		гипербазитовая (PZ <sub>2-3</sub> ), габбро-диорит-	плагиогранитная.
		плагиогранитовая (J <sub>3</sub> v <sub>2</sub> ).	
2. Структурные	Выступ архейского метаморфического суб-	Выступ средне-позднепалеозойского суб-	Относительно поднятые блоки позднемелово-
	страта ВПП, ограниченный крупными, в том	страта ВПП, вмещающий плутониты рудо-	го-палеогенового субстрата ВПП, ограни-
	числе глубинными, разломами и вмещающий	носной формации. Ограничен крупными, в	ченные разломами и вмещающие вулкано-
	плутониты рудоносной ВПА; примыкающие к	том числе глубинными, разломами и частично	купольные структуры, сложенные породами
	нему вулканотектонические палеодепрессии,	перекрыт позднетриасовым и позднеюрским	рудоносной ВПА. Сочетание кольцевых и ли-
	выполненные комагматичными вулканитами.	вулканогенно-терригенным чехлом.	нейных разломов различной ориентировки.
	Узлы пересечения линейных рудоконцентри-		
	рующих структур и крупных региональных		
	разломов.		
3. Рудно-формационные	1) Молибден-меднопорфировые в выступах	1) Золотосодержащие медно-молибденпор-	1) Золотосодержащие молибден-меднопор-
(проявления рудной мине-	метаморфического субстрата ВПП – в эндо-	фировые в выступах субстрата ВІШ – в эндо-	фировые на нижних уровнях вулкано-ку-
рализации различных	экзоконтактовых зонах интрузивов рудонос-	экзоконтактовых зонах интрузивов рудонос-	польных структур – в порфировидных дио-
типов и условия их	ной ВПА, сложенных диоритами, кварцевыми	ной ВПА, сложенных кварцевыми монцо-	ритах и андезитах рудоносной BIIA, а также в
локализации)	диоритами, гранодиоритами, кварцевыми	нитами - порфировидными и порфировыми.	вулканогенно-терригенных породах интру-
	монцонитами, граносиенитами и гранитами –	2) Золото-серебро-полисульфидные жильные	зивнои рамы.
	порфировидными и порфировыми.	и штокверковые в эндо- экзоконтактах рудо-	2) Золото-серебро-полисульфидные жильные
	2) Золото-сереоряные жильные и штокверко-	носных штоков сиенито-диоритов и мон-	и штокверковые в порфировидных диоритах и
	вые на фланге палеовулканическои построики	цонит-порфиров и породах интрузивнои ра-	андезитах вулкано-купольных структур.
	центрального типа – во фронтальнои части	МЫ.	
	лавового шлеифа риодацитового экструзива.	3) Золото-кварцевые и золото-сульфидно-	
	<i>5)</i> золото-серебро-полисульфидные жильные	кварцевые жильные и штокверковые в эндо-	
	в эндо-экзоконтактовых зонах рудоносных	экзоконтактовых зонах рудоносных интру-	
	интрузивов и вмещающих археиских мета-	зивов и вмещающих терригенных породах.	
	морфических комплексах.		

## Продолжение таблицы 5.2

1	2	3	4
4. Метасоматические*	1) Площадная среднетемпературная пропили-	1) Метасоматическая зональность от центра к	1) Площадная пропилитизация и пиритизация;
	тизация; в локальных зонах – кварц-калишпа-	периферии: «кварцевое ядро» с убогой магне-	в локальных зонах – кварц-калишпатовые,
	товые, кварцевые, кварц-серицитовые, кварц-	тит-сульфидной минерализацией, биотит-	существенно кварцевые, кварц-серицитовые,
	карбонатные метасоматиты.	калишпат-кварцевая зона, кварц-карбонат-	кварц-карбонатные, турмалин-кварцевые и
	2) Площадные хлорит-гидрослюдисто-кварце-	гидрослюдисто-серицитовая (филлизитовая)	кварц-гидрослюдистые метасоматиты, аргил-
	вые и пирит-серицит-хлорит-кварцевые изме-	зона зона среднетемпературных пропилитов с	лизиты, вмещающие штокверки и жилы квар-
	нения преимущественно во фронтальной ча-	пиритовым ореолом и золото-	цевого, кварц-карбонатного и барит-
	сти риодацитового экструзива; адуляр-	полисульфидной минерализацией.	кварцевого состава.
	кварцевые, кварцевые и карбонатно-кварце-	2) Площадные среднетемпературные про-	2) Площадные низкотемпературные пропи-
	вые агрегаты (иногда с флюоритом и баритом)	пилиты с внутренними зонами серицит-	литы с внутренними зонами кварц-гидро-
	в рудоносных жильно-прожилковых зонах;	кварцевых и кварц-калишпатовых метасо-	слюдистых, адуляр-кварцевых метасоматитов
	аргиллизиты.	матитов; узкие зоны аргиллизации с линзами	и вторичных кварцитов с прожилково-
	3) Площадная среднетемпературная пропили-	вторичных кварцитов.	жильными зонами и штокверками – кварце-
	тизация, эпидотизация, окварцевание, суль-	3) Площадная среднетемпературная пропи-	выми, адуляр-кварцевыми, сульфидно-квар-
	фидизация, локально аргиллизация.	литизация, эпидотизация, окварцевание, сери-	цевыми.
		цитизация, вкрапленная сульфидизация, ло-	
		кально аргиллизация с жилами и штокверками	
		карбонат-кварцевого и сульфидно-кварцевого	
		состава.	
5. Минералогические*	1) Халькопирит-пиритовая, молибденитовая	1) Прожилково-вкрапленная халькопирит-	1) Прожилково-вкрапленная халькопирит-
	минерализация.	пиритовая, молибденитовая, локально по-	пиритовая минерализация с галенитом и сфа-
	2) Малосульфидная (рудные минералы – до	лиметаллическая минерализация с золото-	леритом (до 40% сульфидов), принадлежащая
	0,5-0,8%) золото-адуляр-кварцевая минерали-	содержащими молибденит-блеклорудно-	золото-сульфидно-хлорит-карбонат-
	зация с пиритом и минералами ряда золото-се-	халькопиритовой и пирит-халькопиритовой	кварцевому комплексу с ведущей ролью золо-
	ребро (самородное золото, электрум, кюсте-	минеральными ассоциациями.	то-халькопиритовой ассоциации.
	лит, самородное серебро).	2) Прожилково-вкрапленная золото- и се-	2) Прожилково-вкрапленная золото- и се-
	3) Галенит-сфалерит-пиритовая (с подчинен-	ребросодержащая халькопирит-галенит-	ребросодержащая халькопирит-пирит-гале-
	ным халькопиритом) минерализация, сопро-	сфалеритовая (с блеклой рудой и аргентитом)	нит-сфалеритовая минерализация с блеклой
	вождающаяся.	минерализация.	рудой, аргентитом, арсенопиритом, вульфе-
		3) Прожилково-вкрапленная малосульфидная	нитом, золотом, сульфосолями и теллуридами
		золото-кварцевая (За) и золото-халькопирит-	серебра (до 10-15% рудных минералов).
		арсенопирит-пирит-кварцевая (36) минерали-	
		зация.	

<sup>\*</sup> по рудно-формационным типам – см. п. 3 таблицы

Продолжение таблицы 5.2

1	2	3	4
6. Геохимические*	1) Аномальные комплексные первичные и	1) Аномальные комплексные первичные и	1) Аномальные комплексные первичные и
	вторичные ореолы рассеяния элементов-инди-	вторичные ореолы рассеяния элементов-	вторичные ореолы рассеяния элементов-
	каторов (Cu, Mo, Pb, Zn, Au, As) с концентра-	индикаторов (Cu, Mo, Pb, Zn, Au, As) с кон-	индикаторов (Cu, Mo, Pb, Zn, Au, Ag) с кон-
	циями выше геохимического фона.	центрациями выше геохимического фона.	центрациями выше геохимического фона.
	2) Шлихо-геохимические ореолы золота, се-	2) Первичные и вторичные ореолы рассеяния	2) Первичные и вторичные ореолы рассеяния
	ребра, ртути; потоки рассеяния и вторичные	серебра, свинца, цинка.	серебра, свинца, цинка.
	ореолы золота и серебра. Поля повышенных	3) Комплексные аномалии Cu, Mo, Au. Гео-	
	содержаний калия и тория.	химическая зональность от центра к флангам:	
	3) Золотоносные россыпи и шлиховые потоки	Cu, Mo, Au, W, Pb, Zn, Ag. Золотоносные рос-	
	рассеяния золота.	сыпи и шлиховые потоки рассеяния высоко-	
		пробного золота.	
7. Геофизические	Положительная (60х30 км) и примыкающая к	Положительные гравитационные аномалии,	Аномалии магнитного и гравитационного по-
	ней интенсивная отрицательная аномалии си-	фиксирующие массивы рудоносной плуто-	лей над рудоносными гранитоидными ин-
	лы тяжести; градиентные зоны магнитного и	ногенной формации. Положительные аэро-	трузивами; электроразведочные аномалии,
	гравитационного полей вдоль ограничиваю-	гаммаспектрометрические (АГСМ) аномалии,	фиксирующие зоны сульфидизации.
	щих разломов; локальные отрицательные	отражающие поля гидротермально изменен-	
	аномалии силы тяжести, отвечающие рудо-	ных пород.	
	носным гранитоидным интрузивам и экстру-		
	зивно-субвулканическим телам риодацитов;		
	электроразведочные аномалии, фиксирующие		
	зоны сульфидизации. Положительные анома-		
	лии общей гамма-активности, фиксирующие		
	зоны метасоматитов с повышенными содер-		
	жаниями калия и тория.		
8. Полезные компоненты	1) Cu, Mo;	1) Cu, Mo;	1) Cu, Mo;
руд месторождений и	Au, Ag, Pb, Zn.	Au, Ag, Pb, Zn.	Au, Ag, Pb, Zn.
проявлений различных	2) Au, Ag;	2) Au, Ag;	2) Au, Ag;
рудно-формационных ти-	Pb, Zn, Cu, Hg.	Pb, Zn.	Pb, Zn,Cu.
пов *	Au:Ag=1:1	Au:Ag=1:10.	Au:Ag=1:1,5-1:10; Se:Te=0,7.
основные;	3) Au, Ag;	3a) Au, Ag;	
попутные;	Pb, Zn, Cu	Cu, Mo;	
отношение Au:Ag; Se:Te	Au:Ag=1:20 – 1:300	36) Au, Ag;	
		Cu, Pb, Zn, Mo	
моделей РМС с комплексной металлогенией, на примере Амурско-Сихотэ-Алинской и Корякско-Камчатской металлогенических провинций. Материалы этих исследований, основу которых составили обширные фондовые и опубликованные источники, изложены в недавно вышедших статьях И.Ф.Мигачева, О.В.Мининой и В.С.Звездова [Минина и др., 2019, Мигачев и др., 2020].

## 5.4 Амурско-Сихотэ-Алинская меднопорфировая провинция

Южная часть Дальнего Востока охватывает территории Приамурья, Приморья и Сихотэ-Алиня. С учётом целого ряда факторов этот регион рассматривается в качестве приоритетного для поисков, оценки и эксплуатации меднопорфировых месторождений [Мигачев, Звездов, Минина, 2016; Минина, Мигачев, Звездов, 2019; Петров и др., 2019]. Геоструктурами, вмещающими объекты этого ГПТ, являются андезитоидные ВПП, принадлежащие Амуро-Охотской (Умлекано-Огоджинский, K<sub>1</sub>al<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>) и Сихотэ-Алинской (Хингано-Охотский, K<sub>1</sub>al<sub>1</sub>-K<sub>2</sub>, Западно-Сихотэ-Алинский, К₁а3-К₂, Восточно-Сихотэ-Алинский, К₂кт-₽₁а и Колчанский, ₽2-3) складчатым системам (СС) или подвижным поясам (Рисунок 5.13). При этом ВПП Сихотэ-Алиня продолжаются на юго-запад на территорию Китая в группу Береговых поясов, а Хингано-Охотский пояс – в группу Хинган-Янляо. Совокупность ВПП на юге Дальнего Востока образует Амурско-Сихотэ-Алинскую меднопорфировую провинцию. На основе Государственных геологических карт и карт полезных ископаемых масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000 (новых и предшествующих серий), с использованием формационного и рудно-формационного анализов, проведено металлогеническое районирование этой провинции с выделением меднопорфировых металлогенических зон (M3) -Северо-Буреинской, Западной, Южной и Восточной, а в их пределах потенциальных рудных районов (ПРУ) и узлов (ПРУ). МЗ включают продуктивные на меднопорфировые руды ВПА андезит-диорит-гранодиоритового состава (иногда с монцонитоидным уклоном), сформированные на раннем этапе становления поясов. В некоторых МЗ отмечаются не одна, а две ВПА, принадлежащие сближенным в пространстве разновременным ВПП. Рудные районы в пределах зон представляют собой ареалы развития массивов рудоносных плутонитов (обычно в поднятиях фундамента ВПП) и связанных с ними меднопорфировых проявлений.

Умлекано-Огоджинский ВПП (К1*al*<sub>2</sub>–К2) сформирован на структурах северо-восточной окраины Буреинско-Ханкайского микроконтинента и частично Амуро-Охотской СС и протягивается в субширотном направлении вдоль Южно-Тукурингрского глубинного разлома (см. Рисунок 5.13).

С юга к нему под прямым углом примыкают Восточно-Буреинская и Верхне-Зейская ветви, почти полностью скрытые под рыхлыми отложениями. Фундамент пояса на обширных площадях перекрыт отложениями J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>*v*, накопление которых завершилось внедрением массивов (габбродиорит)-гранодиоритового верхнеамурского комплекса J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub> раннего неокома. В основании ВПП



Рисунок 5.13 – Схема металлогенического районирования южной части территории Дальневосточного федерального округа на меднопорфировое оруденение [Минина, Мигачев, Звездов, 2019]. Составлена на основе Государственных геологических карт и карт полезных ископаемых масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000

#### Условные обозначения к Рисунку 5.13

1-6 – ареалы развития магматических образований вулканоплутонических поясов (в порядке их становления): 1 – Ханкайского (Р1-2), 2 – Умлекано-Огоджинского (К1-2), 3 – Хингано-Охотского (К1-2), 4 - Западно-Сихотэ-Алинского (К<sub>1-2</sub>), 5 - Восточно-Сихотэ-Алинского (К<sub>2</sub>-**P**<sub>1</sub>), 6 - Колчанского (**P**<sub>2-3</sub>); 7 выступы докембрийского кристаллического фундамента Буреинско-Ханкайского сиалического мегаблока (архейские, протерозойские, рифейские гнейсовые, кристаллосланцевые, сланцевые, гранитоидные формационные комплексы), в том числе перекрытые палеозойско-раннемезозойским чехлом, с массивами фанерозойских гранитоидов; 8 - терригенные и вулканогенно-терригенные толщи Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем, нерасчленённые; 9 – наиболее крупные кайнозойские впадины; 10 – основные разломы (1 – Южно-Тукурингрский, 2 – Пауканский, 3 – Ниланский, 4 – Лимурчанский, 5 – Дукинский, 6 – Бокторский, 7 – Харпийский, 8 – Центральный, 9 – Арсеньевский); 11– 16 – месторождения (крупный знак) и проявления (мелкий знак): 11 – золото-молибденмеднопорфировые, 12–14 – других рудно-формационных типов с промышленным содержанием меди в рудах: 12 – медноскарновые, 13 – свинцово-цинковые скарновые и жильные, 14 – оловорудные касситерит-силикатные, 15-16 – золоторудные: 15 – золото-сульфидно-кварцевые, золото-порфировые, 16 – золото-серебряные, золото-адуляр-кварцевые, золото-кварц-гидрослюдистые; металлогеническое районирование: 17 – меднопорфировые металлогенические зоны (МЗ) Амурско-Сихотэ-Алинской провинции: I – Северо-Буреинская, II – Южная, III – Западная, IV – Восточная; потенциальные меднопорфировые: 18 – рудные районы и 19 – рудные узлы: Северо-Буреинская M3: 1– Игакский, 2 – Арбинский, 3 – Талданский, 4 – Тыгда-Улунгинский, 5 – Умлекано-Ясненский, 6 – Елна-Адамихинский, Западная МЗ: 7 – Кантагарский, 8 – Ямтульский, 9 – Южно-Комсомольский, 10 – Анаджаканский, 11 – Малмыжско-Болонский, 12 – Пони-Мулинский, Южная M3: 14 – Дурминский, 15 – Соболиный, Восточная M3: 13 – Дагды-Коппинский, 16 – Окча-Уктурский; за пределами M3: 17 – Нижнеамурский, 18 – Лидовский

развита угленосная моласса K<sub>1</sub>*g*-*al*<sub>1</sub>, а вышележащие «поясовые» вулканиты слагают вулканотектонические грабены (Арбинский, Бургалинский, Тыгда-Улунгинский) по периферии Гонжинского и Октябрьского выступов фундамента, а также Огоджинский и Селитканский ареалы на структурах Амуро-Охотской СС.

В становлении Умлекано-Огоджинского ВПП в интервале  $K_1al_2-K_2$  выделяются три этапа (Рисунок 5.14). Вулканиты наиболее распространённой ВПА раннего этапа, продуктивной на меднопорфировое и сопряжённое золото-серебряное оруденение, в основной части пояса представлены талданским и огоджинским андезит-дацитовыми и среднепоярковским андезибазальтандезитовым комплексами, плутониты – массивами буриндинского и меунского комплексов габбро-монцодиорит-гранодиоритовой формации. На юге Восточно-Буреинской ветви пояса этой ВПА принадлежат интрузивы иороханского диоритового комплекса, а в Селитканском ареале – вулканиты инарагдинского андезитового комплекса  $K_1al$  вместе с дайками и штоками габбро, диоритов и гранодиоритов с абсолютным возрастом 132–114 млн. лет. Образования второго этапа, представленные баранчжинским дацит-риолитовым ( $K_2s-t$ ) и селитканском диорит-гранодиорит-гранитовым комплексами, слагают основной объём Селитканского ареала. Самое высокое положение в разрезе пояса занимают вулканиты повышенной калиевой щёлочности третьего (позднего) этапа: керакский дацит-риолитовый, галькинский трахибазальттрахириолитовый и субщелочной дацит-андезитовый комплексы. Все они ограничено распространены и сопровождаются плутонитами гранит-лейкогранитовой формации  $K_2$ .



Вулканоплутонические ассоциации и формации разновозрастных ВПП (цвет ВПП см. на Рисунке 5.13): *1-6 – раннего этапа: 1-3 – формации андезит-дацит-диорит-гранодиоритовой ВПА: 1 – андезитовая, базальт*андезибазальт-андезитовая, андезит-дацитовая, продуктивные на золото-адуляр-кварцевое и золото-серебряное оруденение, 2 – дацитовая, андезидацитовая, дацит-риолитовая, продуктивные на золото-адуляр-кварцевое и золото-серебряное оруденение, 3 – (габбро)-диорит-гранодиоритовая, диоритовая, гранодиоритовая (нормальные и монцонитоидные), продуктивные на меднопорфировое, сопряжённое золото-сульфидно-кварцевое, медное и полиметаллическое скарновое и жильное оруденение, 4-6 – формации субщелочной андезибазальтриолит-гранитовой ВПА: 4 – базальт-андезибазальтовая, 5 – (андезит-дацит)-риолитовая, продуктивная на золото-кварц-гидрослюдистое оруденение, 6 – (габбро, диорит)-монцонит-граносиенит-гранитовая; 7-8 – среднего этапа – формации риолит-гранодиорит-гранитовой ВПА, продуктивной на касситерит-силикатное и касситерит-сульфидное оруденение: 7 – дацит-риолитовая, риодацит-риолитовая, риолит-игнимбритовая, 8 – (габбро)диорит-гранодиорит-гранитовая; 9-12 - позднего этапа - субщелочные (калиевые) формации, завершающие становление ВПП: 9 – гранитовая, лейкогранитовая, гранит-аляскитовая, 10 – базальт-риолитовая, 11 – андезитовая, риолит-дацит-андезитовая, 12 – дацит-риолитовая, 13 – платобазальтовая; 14–18 – формационные комплексы фундамента ВПП: 14 – молассовый – предпоясовой верхне- и частично нижнемолассовый (терригенновулканогенный, терригенный и терригенный угленосный), 15-18 - палеозойские и мезозойские Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской систем: 15 - морские терригенные, вулканогенно-терригенные, карбонатнотерригенные, 16 – островодужные вулканогенно-терригенные базальтовые, кремнисто-базальтовые, базальтандезибазальтовые, 17-18 – гранитоидные: 17 – диорит-гранодиоритовой (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>) и габбро-диоритплагиогранит-гранитовой (К2) формаций (верхне- и нижнеамурский комплексы), продуктивных на золотокварцевое оруденение в массивах гранитоидов, золото-редкометалльно-кварцевое и золото-сульфиднокварцевое мышьяковистое во флишоидных толщах, 18 – габбро-гранитовой, гранодиорит-адамеллитгранитовой (хунгарийская и татибинская серии К1 высокоглиноземистых гранитов), продуктивных на оловянное и вольфрамовое оруденение: 19 – интервалы отсутствия стратифицированных образований; 20–24 – рудные месторождения и проявления ВПП и их фундамента: 20 – свинцово-цинковые скарновые, жильные и штокверковые, 21 – оловорудные (касситерит-силикатные и касситерит-сульфидные), 22 – вольфрамовые и олововольфрамовые преимущественно грейзеновые, 23 – молибденит-кварцевые жильные, 24 – золоторедкометалльные и золото-мышьяковистые стратоидные в терригенных толщах; остальные услов. обозн. см. на Рисунке 5.13

Рисунок 5.14 – Формационно-металлогенические ряды вулканоплутонических поясов западной части Амурско-Сихотэ-Алинской провинции [Минина, Мигачев, Звездов, 2019] Весьма отчётливо проявлена золоторудная металлогеническая специализация Умлекано-Огоджинского ВПП. Промышленно значимыми являются месторождения золото-адуляр-кварцевой формации – Покровское, Буриндинское, Пионер, Прогнозное. В последние два десятилетие повышенное внимание стало уделяться меднопорфировым месторождениям. Широко распространены золотоносные россыпи с коренными источниками золото-(сульфидно)-кварцевого типа в связи с массивами верхнеамурского комплекса в фундаменте ВПП [Эйриш, 2002].

В широтной ветви пояса выделяется Северо-Буреинская меднопорфировая M3 (Рисунок 5.15), охватывающая ареал развития андезит-гранодиоритовой ВПА раннего этапа на выступах фундамента и их периферии. С телами буриндинского габбро-монцодиорит-гранодиоритового комплекса связаны меднопорфировые проявления, с вулканитами андезит-дацитового – золотоадуляр-кварцевые и золото-серебряные. Основными элементами строения M3 являются Гонжинский и Октябрьский выступы фундамента, представляющие собой поднятия длительного унаследованного развития. Их внутренние части вмещают массивы гранитоидов верхнеамурского комплекса с золото-кварцевыми проявлениями, а периферические осложнены вулкано-тектоническими грабенами с вулканитами и плутонитами продуктивной ВПА с меднопорфировыми и золотоадуляр-кварцевыми объектами, а также проявлениями золото-полисульфидной и полиметаллической минерализации, свойственными для флангов меднопорфировых РМС.

Гонжинский выступ «контролирует» положение одноимённого золоторудного района. На его юго-восточном фланге в вулканитах андезит-дацитового комплекса локализовано Покровское золото-адуляр-кварцевое месторождение, а на восточном – месторождение Пионер. К периферическим частям выступа тяготеют потенциальные рудные узлы с Мо-Сu-порфировыми месторождениями и проявлениями: *Арбинский* с Боргуликанским, Иканским и Арбинским; *Тыгда-Улунгинский* с Верхнетыгдинским; Талданский с Правоталданским и Ключа Отмерного; *Игакский* с Порфировой и Геофизической зонами. К Октябрьскому выступу приурочен *Елна-Адамихинский* рудный узел, а к его западному флангу – *Умлекано-Ясненский* с меднопорфировыми и полиметаллическими проявлениями. Среди объектов золотосодержащего Мо-Сu-порфирового типа наиболее значительное Иканское месторождение в Арбинском рудном узле в 2015 г. поставлено на Государственный баланс. Неясна степень перспективности на меднопорфировое оруденение Восточно-Буреинской ветви, где мелкие массивы рудоносного иороханского комплекса распространены в Ерикском, Нонинском, Верхнегуджальском и Пролетарском золоторуднороссыпных узлах.

В отличие от субширотного Умлекано-Огоджинского ВПП, все остальные пояса Амурско-Сихотэ-Алинской меднопорфировой провинции имеют субмеридиональное простирание, подчиняясь структурам восточной границы Буреинско-Ханкайского микроконтинента и Сихотэ-Алинской СС (см. Рисунок 5.13).

167



Условные обозначения см. на Рисунке 5.13 и Рисунке 5.14

Рисунок 5.15 Схема районирования Северо-Буреинской меднопорфировой металлогенической зоны [Минина, Мигачев, Звездов, 2019]. Составлена на основе Государственных геологических карт и карт полезных ископаемых масштаба 1:200 000

Небольшой **Ханкайский ВПП (P)**, состоящий из двух ветвей, развит на восточной и западной периферии одноимённого дорифейского блока Буреинско-Ханкайского микроконтинета (см. Рисунок 5.13), перекрывая палеозойские толщи его чехла. Обстановки накопления вулканитов, переслаивающихся с алевролитами, песчаниками, конгломератами (владивостокская, барабашская, чандалазская, дунайская, веснянская свиты  $P_{1-2}$ ), отвечают наземным и прибрежноморским впадинам. ВПА раннего этапа становления пояса, залегающая на предпоясовой молассе, представлена вулканитами андезитового и плутонитами рязановского габбро-диоритгранодиорит-гранитового комплексов  $P_2$  с преобладающими гранодиоритами и поздними дайками порфировых диоритов и гранодиоритов (см. Рисунок 5.14). С массивами названного интрузивного комплекса в рудных узлах Западно-Приморской зоны сопряжены золоторудные штокверки. Поздние этапы становления пояса отмечены появлением риолитового и субщелочного андезитового комплексов, а также массивов гранит-лейкогранит-граносиенитовой формации с вольфрамовой, вольфрам-молибденовой и олово-сульфидной специализациями.

Перспективы обнаружения в Ханкайском ВПП меднопорфировых объектов имеются в западных ареалах развития потенциально продуктивной ВПА, где обнаружены проявления минерализации, свойственной меднопорфировым РМС: в Комиссаровском вулканогенном прогибе – кварц-халькопирит-молибденитовые, галенит-сфалеритовые и золото-кварцевые, в Барабашском ареале – скарновые молибденит-халькопиритовые и магнетитовые [Горбатюк, 2003].

Хингано-Охотский ВПП (К1*al*<sub>2</sub>–К2) (ХО ВПП) сформирован на сопряжении структур Восточно-Буреинского выступа древнего Буреинско-Ханкайского массива и Сихотэ-Алинской СС. Его северный фланг заходит в пределы Амуро-Охотской системы, перекрываясь СВК Ум-

лекано-Огоджинского ВПП (см. Рисунок 5.13). Гетерогенный субстрат пояса включает позднепротерозойские метаморфиты и гранитоиды названного массива, а также фанерозойские образования примыкающих к нему складчатых систем.

Наиболее полно пояс представлен в среднем звене (см. Рисунок 5.14), где в его основании залегают вулканогенно-молассовые отложения каменушинской K<sub>1</sub>b-g<sub>1</sub> или бирской K<sub>1-2</sub> свит. В Хингано-Олонойском ареале станолирский андезитовый комплекс K<sub>1</sub> вместе с небольшими телами диоритов-кварцевых диоритов кульдурского комплекса образует ВПА раннего этапа развития пояса, потенциально продуктивную на меднопорфировые руды. Вышележащие оловоносные солонечный риолит-игнимбритовый комплекс альба и сменяющий его вверх по разрезу лиственичный риодацитовый K<sub>2</sub> принадлежат второму этапу. В строении наиболее крупного Баджальского ареала участвуют три ВПА, соответствующие трём циклам магматизма, выделенным А.Ф.Майбородой с соавторами [Майборода и др., 1977]. Ранняя (K<sub>1-2</sub>) ВПА включает сулукский андезит-дацитовый и анникский натриевый гранодиорит-кварц-диоритовый комплексы; ВПА второго этапа – онкондинский и гербинский дацит-риолитовые игнимбритовые и баджальский (урмийский, дуссеалиньский K<sub>2</sub>) диорит-гранодиорит-гранитовый повышенной калиевой щёлочности; ВПА третьего этапа – трахидацит-трахириолитовый и габбромонцонит-сиенитовый К<sub>2</sub>.

В Мяочанском ареале залегающий в его основании Холдоминский вулканогенноосадочный комплекс K<sub>1</sub>al<sub>2</sub>–s вместе с единичными интрузивами пурильского натриевого габбро-диорит-гранодиоритового комплекса по времени, положению в разрезе и составу близок ранней ВПА Западно-Сихотэ-Алинского ВПП. Следующая за ними андезит-диоритгранодиоритовая ВПА K<sub>1</sub>s включает амутский андезитовый комплекс с сопровождающими его мелкими телами диоритов (ранний этап ХО ВПП) и мяочанский монцонитоидный диоритгранодиорит-гранитовый. Потенциально продуктивны на меднопорфировые руды интрузивы раннего этапа. Завершают магматизм граниты и гранит-порфиры чалбинского комплекса, а также монцограниты и монцогранодиориты анаджаканского. В Харпийском, Амгуньском, Эзопском и Ям-Алинском ареалах на предпоясовой молассе развиты нормальные и субщелочные калиевые андезит-дацит-риолитовые и диорит-гранодиорит-гранитовые оловоносные комплексы ВПА второго этапа.

Участие в строении Хингано-Олонойского, Баджальского и Мяочанского ареалов ранней андезит-диорит-гранодиоритовой ВПА ставит их в ряд структур, потенциально перспективных на меднопорфировое оруденение, что подтверждается присутствием проявлений такого типа, а также Си и Мо в качестве сопутствующих компонентов во многих оловорудных месторождениях. Господствующая в ареалах пояса ВПА второго этапа с продуктивными на олово комплексами риолитов-субвулканических гранитов и диорит-гранодиорит-гранитовым калиевого профиля обусловливает его оловорудную специализацию.

Западно-Сихотэ-Алинский ВПП (К<sub>1</sub> $a_3$  –К<sub>2</sub>) (ЗСА ВПП), состоящий из нескольких ареалов вулканитов и (или) плутонитов, охватывает практически все структурноформационные зоны (СФЗ) Сихотэ-Алинской и Амуро-Охотской (восточного фланга) складчатых систем, а его осевая зона трассируется Центральным и другими крупными разломами (см. Рисунок 5.13). В Центральной структурно-формационной зоне его фундаментом служат наиболее интенсивно дислоцированные вулканогенно-терригенно-кремнистые отложения триаса и юры с крупными включениями известняковых олистостромовых (или рифовых) тел, в Восточной СФЗ – флишоидные песчано-алевролитовые отложения К<sub>1</sub>b-al с базальтами в Кемской подзоне, в Западной СФЗ – породы турбидитовой формации комсомольской серии К<sub>1</sub>b-v и горнопротокской свиты К<sub>1</sub>a-al. От фундамента пояс отделяют толщи угленосной и вулканогенно-терригенной молассы К<sub>1</sub> $al_3$ -К<sub>2</sub> $s_1$ .

В южном и среднем звеньях пояса в строении субстрата участвуют массивы коллизионных гранитоидов K<sub>1</sub>, в том числе высокоглинозёмистых гранитов с промышленным вольфрамовым и олово-вольфрамовым оруденением. В северном звене ВПП флишевый фундамент (K<sub>1</sub>) вмещает массивы габбро-диорит-гранодиорит(тоналит)-гранитового нижнеамурского комплекса K<sub>2</sub>, выделенного Э.П.Изохом с коллегами [Изох и др., 1967]. Массивы гранитоидов известково-щелочного ряда с преобладанием натрия в сумме щелочей сопровождаются золоторедкометалльными (Au, W, Mo) месторождениями. Ряд фактов говорит о внедрении массивов нижнеамурского комплекса в породы фундамента ЗСА ВПП до начала его становления, что в сочетании с золото-редкометалльной специализацией исключает связь с ним меднопорфирового оруденения, предполагаемую рядом исследователей.

Наиболее ранние образования ЗСА ВПП, охватывающие временной интервал  $K_1al-K_2s-t$ , тяготеют к его южному звену и западной ветви (Рисунок 5.16). В крупной Алчанской депрессии предпоясовая вулканогенная моласса  $K_1a_3-al_2$  надстраивается риолит-андезит-дацитовым алчанским комплексом  $K_1al_{2-3}$ , занимающим её основной объём. Комагматичные плутониты стрельниковского монцогранодиоритового комплекса, сопровождающиеся полями пропилитов и филлизитов, потенциально продуктивны на меднопорфировые руды. В Бирско-Белоянском ареале в среднем звене пояса выше угленосной молассы  $K_1b-g1$  залегают вулканиты  $K_1$  большечуркинского андезитового, а на них – шуки-поктойского субщелочного дацит-риолитового комплексов. Здесь проявлено перекрытие ЗСА ВПП с Хингано-Охотским поясом, предпоясовая моласса которого перекрывает породы шуки-поктойского комплекса и вместе с вышележащим



Услов. обозн. см. на Рисунке 5.13 и Рисунке 5.14

Рисунок 5.16 – Формационно-металлогенические ряды вулканоплутонических поясов восточной части Амурско-Сихотэ-Алинской провинции [Минина, Мигачев, Звездов, 2019]

набатовским андезибазальт-андезитовым и бутакано-чуркинским гранодиорит-гранитовым комплексами фиксирует ранний этап ХО ВПП. В северо-западном Эвурском ареале ВПА раннего этапа образована омельдинским андезитовым, ольгоконским дацит-риодацитовым ( $K_2t$ ) и эвурским диорит-гранодиорит-гранитовым комплексами. Потенциальная продуктивность плутонитов на меднопорфировые руды подтверждается их интенсивной пропилитизацией и присутствием вторичных кварцитов с Hg, As, Sb, Cu и Au.

Восточная ветвь ЗСА ВПП включает ареалы развития вулканитов и (или) плутонитов, тяготеющих к зонам Центрального и других крупных разломов и сформированных в рамках несколько более позднего временного интервала – поздний альб–сеноман–кампан–маастрихт.

В южном звене пояса стратифицированные образования раннего этапа (K<sub>1</sub>*al*<sub>3</sub>–K<sub>2</sub>*t*) залегают на предпоясовой молассе или непосредственно на складчатом K<sub>1</sub> субстрате (см. Рисунок 5.16). Они включают петрозуевскую терригенно-вулканогенную толщу, черемуховский андезитовый и синанчинский риодацит-андезитовый комплексы. По возрасту и составу им близок улунгинский монцонитоидный диорит-гранодиоритовый комплекс штоков и даек, тяготеющих к тем же структурам. Близкие возрастные датировки имеют новогорский и синегорский (монцодиорит)-гранодиоритовые комплексы с нормальным уровнем щёлочности и Na<sub>2</sub>O>K<sub>2</sub>O, а также корфовский гранодиорит-гранитовый с высоким содержанием Cu и Mo. Эти слабоизученные плутониты потенциально продуктивны на меднопорфировое оруденение. ВПА второго этапа ВПП (K<sub>2</sub>st-km) в этом звене представлена приморским риодацит-риолитовым и ольгинским диорит-гранодиорит-гранитовым комплексами. Вулканиты, залегающие на вулканогенной молассе и породах синанчинского риодацит-андезитового комплекса, занимают значительные площади. Крупные пластовые тела гранитоидов ольгинского комплекса размещены нижней частью в терригенных породах основания пояса, а верхней – среди вулканитов приморского комплекса, надстраиваясь риолитовыми экструзивами. Близкое строение ВПП установлено и в его среднем звене, где раннему этапу отвечают андезит-риолит-гранитоидная ВПА К<sub>2</sub>s--t, а среднему – риолит-гранодиоритовая ВПА К<sub>2</sub>t-st. В обоих этих звеньях локально проявлены субщелочные гранитоиды и габбро-сиениты позднего этапа.

Заложение северного звена ЗСА ВПП в его восточной ветви произошло в позднем сеноне. В основании пояса в Западной СФЗ залегает терригенная мачтовая толща  $K_1al$ –s, вместе с поясом перекрытая кайнозойскими отложениями Среднеамурской впадины, в Центральной и Восточной СФЗ – вулканогенно-терригенная моласса удоминской ( $K_2t$ –k), а в Северо-Сихотэ-Алинской СФЗ – утицкой свит. Наиболее значительные вулканоплутонические ареалы пояса размещены в Центральной и Северо-Сихотэ-Алинской СФЗ. Раннему этапу здесь принадлежат андезитовые или андезит-дацитовые комплексы (больбинский, синанчинский и их аналоги позднего сенона), а также татаркинский дацит-риолитовый комплекс.

Анализ имеющихся данных позволяет впервые выделить группу интрузивных комплексов, которые по петрохимическому составу, геологическому возрасту и геохимической специализации могут быть отнесены к магматитам раннего этапа становления ЗСА ВПП и рассматриваться в качестве потенциально продуктивных на меднопорфировое оруденение. В Северо-Сихотэ-Алинском ареале это Вьюнский, Ново-Троицкий, Гырманский и другие массивы, которые могут быть объединены в гырманский монцонитоидный диорит-гранодиоритовый комплекс; южнее, в Восточной и Центральной СФЗ – небольшие массивы К<sub>2</sub> баппинского и венюковского монцонитоидных габбро-диорит-гранодиоритовых комплексов; в Западной СФЗ – Тухалинский габбро-диоритовый, Наулинский монцонит-монцодиорит-гранодиоритовый интрузивы, части Горбилинского полиформационного плутона; на правобережье р. Амур – мелкие тела монцонитов-диоритов-гранодиоритов, в том числе Болжинский, Пельхинский, Ходжарский и другие интрузивы, которые в Пони-Мулинском рудном узле сопровождаются золотомедной минерализацией. В Малмыжско-Болонском рудном узле с Аu-Cu-порфировым месторождением Малмыжское продуктивным является габбро-диорит-гранодиоритовый пурильский комплекс натриевого типа щёлочности, составляющий вместе с холдоминским вулканогеннотерригенным и амутским андезитовым комплексами ВПА раннего этапа Мяочанского ареала ХО ВПП, перекрывающегося здесь с ЗСА поясом. Не исключено также, что интрузивы Малмыжско-Болонского узла принадлежат самостоятельному (условно «Болонскому») комплексу, в котором, в отличие от других потенциально рудоносных комплексов ЗСА ВПП, монцонитоидный уклон не проявлен.

Вулканогенные и плутоногенные комплексы второго этапа ЗСА ВПП, широко распространённые южнее, в северном звене проявлены локально и в небольшом объёме.

Северный сегмент ЗСА пояса занимает Ульбанский вулканоплутонический ареал, примыкающий к побережью Шантарского моря. ВПА раннего этапа образована савоякским андезитовым комплексом с вулканогенной молассой в основании, дацит-риодацитовой частью маймагунского дацит-риолитового комплекса с золото-серебряными проявлениями и плутонитами ульбанского габбро-диорит(монцонит)-гранодиорит-гранит(плагиогранит)-лейкогранитового комплекса (K<sub>2</sub>*st*-*m*), сопровождающегося золото-кварцевыми (Медвежье одеяло) и меднопорфировыми (Укурунгру) проявлениями. Второму этапу принадлежат поздние риодацит-риолитовые экструзивно-лавовые и субвулканические тела маймагунского дацит-риолитового комплекса, а также массивы эзопского гранодиорит-гранитового комплекса с проявлениями грейзенов с W и Sn.

Металлогению Западно-Сихотэ-Алинского ВПП в значительной мере определяют меднопорфировые месторождения и проявления, сопряжённые с плутонитами андезит-диоритгранодиоритовой ВПА раннего этапа становления пояса. В полихронных РМС они присутствуют вместе с более древними рудными месторождениями фундамента ВПП – олововольфрамовыми в массивах высокоглиноземистых гранитов (К<sub>1</sub>) в среднем и южном звеньях пояса, золото-редкометальными в массивах нижнеамурского гранитоидного комплекса (К<sub>2</sub>) – в северном звене.

В южном звене ЗСА ВПП выделяется Южная меднопорфировая МЗ, в пределах которой Au-Cu-порфировые проявления (Лазурное, Малиновское, Верхнезолотое, Малахитовое) сопряжены с андезит-диорит-гранодиоритовой ВПА K<sub>2</sub>s-t (см. Рисунок 5.13). В Соболином РУ на южном фланге МЗ по результатам поисково-оценочных работ проявление Лазурное оценивается как перспективное на обнаружение промышленных меднопорфировых руд с попутными молибденом и золотом.

В Дурминском Cu-Mo-Ag-Au-рудном узле (на северном фланге M3 на Оборской площади) меднопорфировые проявления вместе с рудоносными телами диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров локализованы во внутренней части Сидиминского полиформационного интрузива (Хвощевое) и в провисе его кровли (Долгановское). На Амхалгинской площади субвулканические тела диорит-гранодиоритовой формации ЗСА ВПП, продуктивной на меднопорфировое оруденение, сопровождаются золоторудными проявлениями (Рыбачье, Пунчи, Лесопильное, Перевальное), интенсивными ореолами Au, Ag, Cu, Zn, полями пиритизации и вторичных кварцитов, что позволяет рассматривать эту площадь как надрудный срез МП РМС. С палеоценовой рудоносной ВПА в Дурминском РУ связано одноимённое месторождение золотополисульфидно-кварцевого типа, свойственного верхним частям таких систем, а также несколько золото-серебряных проявлений (Корейское, Переселенка и др.), сопряжённых с мелкими телами монцогранодиоритов аванского комплекса. Перспективы этого рудного узла на меднопорфировые руды связаны с глубокими горизонтами Дурминского месторождения и Оборской и Амхалгинской площадей.

В среднем звене ЗСА ВПП продуктивной на меднопорфировое оруденение является габбро-диорит-гранодиорит-(гранитовая) формация в составе эвурского, гырманского, баппинского, пурильского комплексов К<sub>2</sub>. Ареалы интрузивов вместе со связанными с ними меднопорфировыми и золоторудными проявлениями определяют контуры Западной меднопорфировой металлогенической зоны (см. Рисунок 5.13, Рисунок 5.17). В её южном замыкании расположено Маноминское меднопорфировое проявление, а севернее – Малмыжско-Болонский и Пони-Мулинский Аu-Cu-порфировые рудные узлы. Рудоносные интрузивы прорывают породы К<sub>1</sub> фундамента и вместе с ними перекрыты кайнозойскими отложениями Среднеамурской впадины.

Малмыжско-Болонский рудный узел площадью около 650 км<sup>2</sup> отвечает ареалу распространения небольших рудоносных порфировых интрузивов среднего состава существенно Na профиля. [Читалин и др., 2013, Soloviev et al., 2019]. Выявленное здесь крупное Малмыжское Au-Cuпорфировое месторождение в 2015 г. поставлено на Государственный баланс. Штокверковые золото-медные руды тяготеют к разобщенным интрузивам – Боккинскому кварцевых диоритов, Свободненскому диоритов–гранодиорит-порфиров и другим – и непосредственно связаны со штоками и дайками диоритовых и кварцевых диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, являющимися завершающей рудоносной фазой прогнозируемого на глубине по геофизическим данным [Шашорин и др., 2018] крупного плутона продуктивной формации. Ареал их распространения определяет границы рудного поля (15 х 8 км), в пределах которого оконтурены несколько, в различной степени эродированных рудоносных штокверков (более подробное описание см. в разделе 5.3). Кроме Малмыжского месторождения в РУ известно Болонское Au-Cu-порфировое проявление с Серебряной и Енотовой рудными зонами.

В Пони-Мулинском меднопорфировом РУ площадью 1100 км<sup>2</sup>, расположенном к северовостоку от Малмыжско-Болонского, многочисленные мелкие тела габбро, диоритов, гранодиорит-порфиров продуктивной формации сопровождаются золоторудными (Грибное, Пони-4) и Au-Cu-порфировым (Зона Медная) проявлениями.



Условные обозначения см. на Рисунке 5.13 и Рисунке 5.14

Рисунок 5.17 – Западная и Восточная меднопорфировые металлогенические зоны (центральные части) [Минина, Мигачев, Звездов, 2019]. Составлено на основе Государственных геологических карт и карт полезных ископаемых масштаба 1:200 000

175

Анаджаканский потенциальный Au-Cu-порфировый РУ площадью около 600 км<sup>2</sup> представляет собой ареал развития рудоносных гранодиоритовых интрузивов К<sub>2</sub> с мощными приконтактовыми зонами интенсивного окварцевания с кварц-сульфидными жилами и штокверками с промышленным содержанием Cu, Mo, Au и Ag. Здесь известно Au-Cu-порфировое проявление Просторное, локализованное в породах рамы Анаджаканского массива гранодиоритов в ассоциации с дайками кварцевых диорит-порфиритов, а также проявления Ключ Лагерный, участков Маглойский, Зоркий и Высокий.

На западном фланге МЗ в южной части Комсомольского оловорудного района выделен Южно-Комсомольский меднопорфировый ПРУ площадью 620 км<sup>2</sup>, охватывающий ареалы развития мелких интрузивов гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров натриевого типа щелочности, сопровождающихся молибденово-медными (часто с W и Sn) проявлениями Капрал, Пурил, Элибердан, Хурба, Левая Поха. Подобные проявления присутствуют также в Ям-Алинском (Левое-1, Дикое, Перевальное) и Дуссе-Алиньском (Куюк, Куюк Правобережный и Средняя Темга и др.) оловорудных районах. Эти данные, а также известные факты повышенных содержаний меди во многих оловорудных месторождениях ХО ВПП, свидетельствуют о возможности присутствия в этих районах, в том числе Комсомольском, меднопорфировых объектов.

На северном фланге Западной МЗ оконтурены Кантагарский и Ямтульский ПРУ меднопорфирового типа, тяготеющие к зоне Лимурчанского глубинного разлома (см. Рисунок 5.17). Золоторудные и меднопорфировые проявления ассоциируют с мелкими телами диоритовгранодиоритов, которые, как и развитые здесь более крупные интрузивы гранитоидов (Дальнинский, Бокторский, Лимурчанский и др.), по составу (а Лимурчанский и по геологическому возрасту) близки эвурскому диорит-гранодиорит-гранитовому комплексу, потенциально продуктивному на меднопорфировые руды.

Кантагарский потенциальный Au-Mo-Cu-порфировый РУ охватывает ареал развития мелких массивов, штоков и даек диоритов, кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов эвурского, а также гранит-порфиров малоомельдинского и дацитриолитового комплексов, принадлежащих потенциально рудоносной ВПА Западно-Сихотэ-Алинского ВПП. С этими телами связаны сульфидно-кварцевые штокверки, брекчии с сульфиднокварцевым цементом с Cu, Mo и Au, геохимические аномалии. Оконтурено Кантагарское золото-медное рудное поле с зонами интенсивной сульфидизации с повышенными содержаниями Cu, Mo и Au, которые в штуфных пробах достигают промышленных значений. Наиболее контрастные литохимические ореолы площадью 30–40 км<sup>2</sup> представлены на проявлении Кантагар.

На площади Ямтульского меднопорфирового РУ небольшие массивы (Ямтульский, Перевальнинский), штоки и дайки гранодиоритов, кварцевых диоритов-монцодиоритов и гранодиорит-порфиров продуктивной формации развиты в Пильдо-Лимурийском золоторудном районе. С ними связаны проявления Au, Ag, Cu и Mo, их литохимические аномалии и потоки рассеяния. По результатам детальных поисков в зоне северного эндо-экзоконтакта Ямтульского интрузива оконтурено прогнозируемое Орлиное медно-золоторудное поле площадью 8,8 км<sup>2</sup> с геохимической зональностью Cu+Mo→Au+As, характерной для меднопорфировых объектов. Выделены Главная и Орлиная рудные зоны с промышленными содержаниями Cu, Mo, Au и Ag в штуфных пробах.

На северо-восточном фланге Западной МЗ, за пределами выделенных рудных узлов давно известны меднопорфировые проявления Кентавр, Коврижненское и Тырское.

Восточно-Сихотэ-Алинский ВПП (К2km–P1d) (ВСА ВПП) протягивается вдоль восточной окраины континента, перекрываясь с Западно-СихотэАлинским поясом (см. Рисунок 5.13). На материковом склоне он ограничен Приморским швом, на западном фланге выделяется перивулканическая зона, где господствуют интрузивы, а вулканиты слагают локальные структуры. Фундамент ВПП сложен терригенными и вулканогенно-терригенными толщами от триасового до нижнемелового возраста. В размещении различных по составу и объёму продуктов магматизма существенную роль играют поперечные разломы, разделяющие пояс (с юга на север) на Ольга-Тернейское, Самаргино-Совгаванское и Нижнеамурское звенья. Заложение южного звена приходится на кампан–маастрихт, а северного – на маастрихт–даний (см. Рисунок 5.16).

В южном и среднем звеньях пояса раннему этапу его становления принадлежат северянский базальт-андезибазальт-андезитовый и самаргинский дацит-андезитовый комплексы с вулканогенной молассой в основании, дорофеевский вулкано-терригенный риолит-андезитовый, матайский и сияновский риолит-дацитовые комплексы. Близодновременно или вслед за вулканитами (маастрихт-палеоцен) образованы массивы плутонитов дальнегорского, аванского и левотормасинского комплексов диорит-гранодиорит-гранитовой формации. Все они образуют ВПА раннего этапа, продуктивную на меднопорфировое (плутониты) и золото-серебряное (вулканиты) оруденение. Дальнегорский комплекс тесно связан с самаргинским дацит-андезитовым (К2т) в единых постройках. Преобладают массивы диоритов и гранодиоритов нормальной щелочности, Na<sub>2</sub>O≥K<sub>2</sub>O. Об их потенциальной продуктивности в Дальнегорском PP свидетельствуют расположенные здесь Лидовское скарново-меднопорфировое (с содержанием Си до 3% в Рь-Zn рудах) и золото-серебряное (Майское) месторождения, а также повышенное содержание меди в рудах серебро-полиметаллических месторождений – в среднем 0,1-0,42%, а на Южном, Красногорском и Майминовском около 1%. С аванским комплексом в Дурминском рудном узле сопряжены золото-серебряные проявления, а с массивами левотормасинского – штокверковые золото-сульфидно-кварцевые (Болотистое, Джули, Пунчи, Перевальное и др.).

Второй этап становления ВПП в этих звеньях отмечен риолит-гранитовой ВПА. В её состав входят вулканиты богопольского риодацит-риолитового комплекса ( $K_2m$ – $P_1d$ ), образующего с андезитами самаргинского и сияновского комплексов единые вулканоструктуры, а также плутониты якутинского, верхнеудоминского и иолийского комплексов. Рудная минерализация, достоверно связанная с якутинским комплексом лейкократовых и субщелочных гранитов калиевого ряда, не установлена. Верхнеудоминский габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый и иолийский гранит-аляскитовый комплексы имеют олово-редкометалльную металлогеническую специализацию, характерную для плутонитов второго этапа ВПП.

В северном, Нижнеамурском звене в основании ВСА ВПП залегают вулканогеннокремнисто-терригенные и флишоидные комплексы юры и нижнего мела, которые (по геофизическим данным) на глубине 2–4 км подстилаются высокоплотными породами, интерпретируемыми как дофанерозойский метаморфический субстрат. Вулканиты залегают на породах фундамента и на коре выветривания по образованиям ЗСА ВПП (см. Рисунок 5.16). Раннему этапу принадлежат вулканиты палеоценовых комплексов: самаргинского и сусанинского андезитдацитовых и маломихайловского риодацитового. Интрузивные комагматы представлены бекчиулским диорит-гранодиоритовым комплексом, который по положению в строении пояса аналогичен дальнегорскому в южном звене. Бечиулский плутон площадью 400 км<sup>2</sup> имеет зональное строение: его периферийные части сложены гранодиоритами и диоритами-монцонитами, а центральная – более поздними гранитами. В экзоконтактах интрузивов, принадлежащих ранним фазам, развиты серицит-кварцевые метасоматиты с золоторудными телами Многовершинного месторождения, в то время как тела гранитов являются послерудными.

Магматиты палеоценовой риолит-гранодиорит-гранитовой ВПА второго этапа становления пояса, представленные вулканитами богопольского риолитигнимбритового и гранитоидами верхнеудоминского комплексов, имеют в северном звене ограниченное распространение. Выделенные В.А.Кайдаловым (2002 г.) улский трахиандезитовый ( $P_{1-2}$ ) и пихтачский риолиттрахидацитовый ( $P_3$ ) комплексы с учётом их самого верхнего положения и субщелочного состава отнесены к третьему этапу становления ВСА ВПП.

Колчанский ВПП (Р2-3), наиболее полно «проявленный» в северном окончании ВСА ВПП, выделен О.В.Мининой с соавторами [Минина, Мигачев, Звездов, 2019] как «самостоятельный», поскольку представлен только ВПА, характерной для раннего этапа становления андезитоидных поясов (см. Рисунок 5.16). Вулканиты образуют выделенную Ю.А.Мартыновым [Мартынов, 1986] контрастную базальт-риолитовую ассоциацию Р2-3, состоящую из двух комплексов – раннего базальт-андезибазальтового (сизиманского, кузнецовского) и позднего трахириолит-андезидацитового колчанского, совместно выполняющих Амуро-Акчинскую и Коль-Тывлинскую вулканоструктуры. Колчанский комплекс по ряду петрохимических особенностей близок рудоносному андезит-дацитовому ВСА ВПП и продуктивен на золото-кварцгидрослюдистое оруденение (месторождения Белая Гора, Бухтянка). Массивы прибрежного

178

габбро-диорит-монцонит-гранитового комплекса  $P_{2-3}$ , прорывающие вулканиты улского, пихтачского и кузнецовского комплексов, представляют плутоногенную часть Колчанского ВПП. Потенциальная продуктивность на меднопорфировые руды подтверждается сопряжённостью с ними слабоизученных проявлений Си и Мо.

Наиболее поздние проявления магматизма в Сихотэ-Алинской провинции представлены формациями платобазальтов N<sub>1</sub> и N<sub>2</sub>–Q. Раннемиоценовые базальт-андезибазальтовые плато (кизинская свита), увенчанные экструзивными куполами долеритов, андезитов, андезидацитов, тяготеют к субмеридиональному Береговому разлому. В континентальных впадинах вулканогенные толщи нередко фациально замещаются рыхлыми отложениями миоцена и перекрываются потоками плиоцен-четвертичных платобазальтов совгаванской свиты.

Таким образом, в металлогении Восточно-Сихотэ-Алинского ВПП ведущую роль играют оловорудные, олово-вольфрамовые, свинцово-цинковые, золото-серебряные месторождения, а меднопорфировые проявления имеют ограниченное распространение. В то же время, в выступах фундамента западной тыловой части пояса, где за счёт перекрытия ВСА и ЗСА ВПП присутствуют две андезит-дацит-гранодиоритовые ВПА, продуктивные на меднопорфировые и сопряжённые золото-серебряные руды, меднопорфировые проявления встречаются гораздо чаще и, в отличие от Западной МЗ, ассоциируют с золото-серебряными. С учётом ареалов развития вулканитов и плутонитов рудоносных формаций в тыловой зоне выделена Восточная меднопорфировая МЗ, в которой магматиты продуктивных ВПА образуют несколько пространственно разобщённых ареалов, контролирующих размещение меднопорфировых и золотосеребряных проявлений и обладающих признаками меднопорфировых ПРР (см. Рисунок 5.17).

В Дагды-Коппинском меднопорфировом ПРР с вулканитами андезит-дацитового комплекса палеоценовой ВПА связаны золото-серебряные проявления, с массивами комагматичного (габбро)-диорит-гранодиорит-гранитового – меднопорфировые в нескольких вулканоинтрузивных структурах: в Бюленей-Таучанской – Мо-Си-порфировые Ночное и участка Ольховский и золото-серебряное Телеучинское, в Верхнедагдинской – меднопорфировые Сухое, Молодое и золото-серебряные Снежное, Илистое, Второй Заур, в Верхнеботчинской – Мо-Сипорфировые Оуми, Верхнеарсеньевское и золото-серебряные руч. Ракитина, Золотой и Тэнку.

Окча-Уктурский меднопорфировом ПРР отвечает Тумнинскому вулкано-интрузивному ареалу, образованному магматитами рудоносных ВПА Западно-Сихоте-Алинского и Восточно-Сихотэ-Алинского ВПП. Вулканиты андезит-дацитовых и интрузивы габбро-диоритгранодиоритовых комплексов К<sub>2</sub> и палеоцена слагают вулканоплутонические структуры, контролирующие положение меднопорфировых и золото-серебряных проявлений. К Уктурской структуре приурочены Мо-Си-порфировые проявления Цокольное, Удомин и золотосеребряные нескольких типов: золото-кварц-гидрослюдистого (Прогнозное), Au-Ag-адуляркварцевого (Хунгарийское и Предгорненское), золото-алунитового (Шелеховское, Правобережное). В Каргинской структуре локализованы Au-Cu-порфировое Лимонитовое и золото-кварцгидрослюдистое Каргинское проявления.

Тесная пространственная сопряжённость меднопорфировых и золото-серебряных проявлений, образованных в ходе становления вулканитов и плутонитов рудоносных ВПА, а также присутствие в рудах меднопорфировых проявлений полисульфидной минерализации с повышенным содержанием золота и серебра отражают возможное положение всех этих объектов в верхних частях комплексных РМС с меднопорфировыми рудами во внутренней зоне, масштаб которых на данной стадии изученности не может быть достоверно определён. Эти факты позволяют положительно оценивать перспективы Дагды-Коппинского и ОкчаУктурского ПРР Восточной МЗ на выявление более значительных по масштабам меднопорфировых объектов.

За пределами Восточной меднопорфировой МЗ в основной вулканической зоне ВСА ВПП, где плутониты играют резко подчинённую роль, меднопорфировые проявления встречаются крайне редко. К ним относятся Нестеровское, Пластунское, Елизаветинское и Лазаревское. В то же время, выделяется ряд выступов и относительно поднятых блоков фундамента, в том числе с длительной историей становления в режиме поднятия, которые благоприятны для формирования меднопорфировых месторождений. Так, в Самаргино-Совгаванском звене пояса интрузивно-купольные структуры продуктивной палеоценовой ВПА вмещают проявления меди (Сухой-1, Лазаревский, Чудный и др.), молибдена (Маинское и др.), золото-порфировое месторождение Ягодка (Си 0,52%), Аи-Аg-адуляр-кварцевое Приморское и золото-полисульфидные Сухой, Лужки и Бурматов Ключ с содержанием Си 0,15–1,0%.

Крупный выступ фундамента тяготеет к северо-восточному окончанию ВСА ВПП и определяет положение Нижнеамурского золоторудного района (см. Рисунок 5.13), обладающего определёнными перспективами на обнаружение меднопорфировых месторождений. Частичное перекрытие ЗСА, ВСА и Колчанского ВПП обеспечивает присутствие здесь трёх ВПА, продуктивных на меднопорфировое и сопряженное золото-серебряное оруденение. При этом с рудоносными формациями двух первых поясов сопряжены месторождения и проявления одних и тех же типов: золото-адуляр-кварцевые (месторождение Многовершинное, проявления Чайное, Кварцевая Сопка, Беличье и др.), золото-серебряные (Маго, Белоглинка), в том числе золотополисульфидного типа (Тыльбенское, Кабачинское, Дыльменское, Горы Дубовой и др.), полиметаллические (Чаятынское, Гырман), алунитовых кварцитов (Искинское, Гряда Каменистая, Магинское). Перечисленные рудно-формационные типы характерны для периферических частей комплексных РМС с меднопорфировыми рудами во внутренней зоне [Кривцов и др., 2001; Звездов и др., 2010, 2011 и др.]. Возможность обнаружения таких систем подтверждается наличием меднопорфировых проявлений, сопряжённых с плутонитами обоих поясов (Водораздельное, Попутное, Вилкинское, Малый Налео, хребта Мохового, Фадеевское), а также примером Многовершинного месторождения, на котором в контурах золото-адуляр-кварцевых рудных тел развита меднопорфировая минерализация, ассоциирующая со скарнами [Беда и др., 1983], что не исключает присутствия основного объёма меднопорфировых руд на глубоких горизонтах. Расположение в верхней части меднопорфировой РМС предполагается и для залежи алунитовых кварцитов месторождения Гряда Каменистая, прорванной штоком гранодиоритпорфиров [Мишин, 2005].

Особенность Нижнеамурского рудного района – присутствие экструзивных куполов, сложенных породами колчанского трахириолит-андезидацитового комплекса и вмещающих золото-гидрослюдисто-кварцевые месторождения (Белая Гора, Бухтянское, Полянка) и проявления (Трудное и др.) [Мишин, Бердников, 2003; Эйриш, 2002]. На месторождении Белая Гора рудоносный экструзив «надстраивает» по восстанию не вскрытый эрозией массив габбродиоритов или диорит-монцодиоритов продуктивной ВПА, который прогнозируется по геофизическим данным (Е.П.Зарембский, 1987 г.) на глубине около 1000 м. Это позволяет рассматривать названное месторождение в качестве периферического элемента РМС, во внутренней зоне которой могут быть меднопорфировые руды, как в выше описанной (в разделе 2) Каульдинской системе в Узбекистане.

Обстановки становления комплексных РМС, определяющиеся сочетанием выступов фундамента с вулкано-тектоническими депрессиями в ареалах развития продуктивных ВПА, широко представлены в Нижнеамурском районе, что наряду с другими признаками позволяет рассматривать этот золоторудный район как потенциально перспективный на обнаружение меднопорфировых объектов. Следует отметить, что рудопроявления и мелкие месторождения изучены здесь только с поверхности, месторождения Многовершинное и Белая Гора – до глубины не более 300–500 м. Если учесть, что значительная часть меднопорфировых месторождения, открытых в последние десятилетия в США, Чили, Австралии и других местах, располагается на глубоких горизонтах известных горнорудных районов, необходимость изучения таких площадей на глубину становится очевидной.

На южном фланге Восточно-Сихотэ-Алинского ВПП, в относительно поднятом блоке фундамента, выделен Лидовский меднопорфировый ПРУ, занимающий южную часть Дальнегорского PP, где расположены серебро-свинцово-цинковыми месторождения скарнового и жильного типов, а также уникальное боросиликатное Дальнегорское месторождение. Здесь известно Лидовское медноскарновое (скарново-меднопорфировое) месторождение, в рудных телах которого, помимо Pb, Zn и Ag, содержится Cu (0,1–3,0%). Характерно также повышенное содержание Cu (до 1,0%, в среднем 0,1 – 0,42%) в рудах Аg-полиметаллических месторождений (Южное, Красногорское, Майминовское и др.). Эти месторождения вместе с Майским золото-серебряным генетически связаны с единой рудоносной ВПА ВСА-пояса, что позволяет рассматривать Лидовский узел как перспективный для поисков меднопорфировых руд [Минина, Мигачев, Звездов, 2019].

Палеотектоническая позиция ВПП юга Дальнего Востока определяется их положением в геоструктурных рядах подвижных поясов или складчатых систем, в которых они представляют собой самостоятельные геоструктуры, завершающие развитие таких систем [Мигачев, 2014]. Умлекано-Огоджинский ВПП завершает развитие внутриконтинентальной Амуро-Охотской СС и образуется после замыкания терригенно-вулканогенных морских прогибов (T–J<sub>2</sub>), складчатости, внедрения синорогенных интрузивов верхнеамурского комплекса, накопления морских и континентальных моласс (J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>). ВПА пояса наложены на структуры Буреинско-Ханкайского микроконтинента и Амуро-Охотской СС предшествующей стабилизации. ВПП относится к эпиколлизионному типу.

Группа мезозойских ВПП Сихотэ-Алинской СС входит в глобальную Восточно-Азиатскую систему поясов, протягивающуюся от Чукотки до Индокитая и следующих в целом субпараллельно кайнозойским островодужным структурам Курил, Японии и Филиппин. Эти две глобальные системы разделены цепью окраинных морей – Охотским, Японским, Жёлтым, Восточно- и Южно-Китайским. Таким образом, ВПП Сихотэ-Алинской СС представляют собой типичные окраинно-континентальные периокеанические геоструктуры заключительного этапа формирования СС.

Пояса отличаются временем формирования при некотором омоложении их возраста с запада на восток и с юга на север (см. Рисунок 5.16). При этом, одним из факторов, определяющих эту закономерность, представляется возможная миграция береговой линии новообразованного континента с запада на восток. Так, западная часть Сихотэ-Алинской СС, восточная граница которой предположительно совпадает с Самаркинской зоной ( $J_{2-3}$ ), превратилась в континентальную окраину в  $J_3$ – $K_1b$ –v, а её терригенные, вулканогенно-терригенные и карбонатнотерригенные отложения совместно с синорогенными гранитами хунгарийского, нижнеамурского и других комплексов выступают в качестве основания Западно-Сихотэ-Алинского ВПП. В это время, в восточной части СС продолжал существовать морской бассейн (терригенные отложения  $K_1b$ –al), на восточном фланге которого выделяется Самаргинская островная дуга. Стабилизация тектонического режима в этой части СС в  $K_1al$  превратила её в континентальную окраину, «нарастившую» формирующийся континент. В завершение развития Сихотэ-Алинской СС на этой части новообразованной окраины континента и происходит формирование Восточно-Сихотэ-Алинского и Колчанского поясов. Специализированные прогнозно-металлогенических построения в масштабе 1:1 000 000– 1:200 000, выполненные [Минина, Мигачев, Звездов, 2019] по южной части Дальневосточного региона с учётом результатов ГРР последних лет, позволили получить следующие результаты.

1. В пределах Амурско-Сихотэ-Алинской минерагенической провинции, объединяющей ВПП южной части Дальневосточного региона, оконтурены металлогенические зоны, потенциальные рудные районы и узлы меднопорфирового типа, различающиеся между собой структурными особенностями, объёмами развития плутоногенных и вулканогенных составляющих продуктивных ВПА, количеством проявлений меднопорфирового и сопряжённых типов. Наиболее перспективны Восточно-Буреинская МЗ с Иканским месторождением в Арбинском рудном узле и Западная МЗ с месторождением Малмыжское в Малмыжско-Болонском узле.

2. Высокая перспективность Западной МЗ определяется присутствием месторождения Малмыжское и, кроме того, широким развитием плутонитов впервые выделенной габбродиорит-гранодиоритовой формации раннего этапа становления ЗСА ВПП, продуктивной на меднопорфировое (с золотом) оруденение. Помимо Малмыжско-Болонского РУ с установленным высоким промышленным потенциалом в отношении золото-меднопорфирового оруденения, с учётом ряда факторов выделены потенциальные меднопорфировые рудные узлы – Пони-Мулинский, Анаджаканский, Кантагарский, Ямтульский и Южно-Комсомольский.

3. Отражением площадного перекрытия Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов является существование в Сихотэ-Алине двух циклов вулканизма и плутонизма раннего этапа (от андезитов до риолитов и гранодиоритов) – позднемелового и маастрихт-палеоценового, и, соответственно, двух плутоногенных формаций, продуктивных на меднопорфировое оруденение. С учётом этого обстоятельства, в тыловой зоне ВСА ВПП выделена Восточная меднопорфировая M3, отличающаяся тесной сопряжённостью меднопорфировых и золото-серебряных проявлений в единых вулкано-интрузивных структурах, возможно, являющихся комплексными РМС с меднопорфировыми рудами во внутренних зонах и золото-серебряным во внешних. Эти факты позволяют положительно оценивать перспективы Дагды-Коппинского и Окча-Уктурского ПРР на выявление промышленных меднопорфировых объектов. Наиболее благоприятные обстановки для формирования комплексных РМС существовали в Нижнеамурском районе, что наряду с другими признаками позволяют рассматривать этот золоторудный район в качестве перспективного на обнаружение меднопорфировых месторождений на глубоких горизонтах.

4. Проведенное прогнозно-металлогеническое районирование Амурско-Сихотэ-Алинской провинции может быть использовано для научно обоснованного проектирования ГРР на меднопорфировое оруденение в южной части Дальневосточного региона России, в частности, для выбора наиболее перспективных площадей и подготовки обоснований к проведению на

183

них среднемасштабных прогнозно-минерагенических работ, необходимых для локализации новых поисковых участков.

### 5.5 Корякско-Камчатская потенциальная меднопорфировая провинция

Корякско-Камчатский регион представляет собой северный сегмент западной части Тихоокеанского минерагенического пояса и входит в состав наиболее молодой (Р<sub>3</sub>-N) и максимально продвинутой в сторону океана его восточной ветви, которая также включает Курилы, Японию, островную часть Китая, Филиппины, восточные острова Индонезии, Папуа-Новую Гвинею, Соломоновы острова, Гебриды, Фиджи и Новую Зеландию. Несмотря на противоречивость палеотектонических интерпретаций сложного в геоструктурном отношении узла сопряжения Евроазиатского, Западно-Тихоокеанского поясов и Австралийского континента, здесь установлены два типа вулканоплутонических поясов (ВПП) с меднопорфировым оруденением – явно преобладающих островодужных базальтоидных, завершающих развитие островных дуг, и краевых эпиконтинентальных андезитоидных [Кривцов и др., 1986; Кривцов, Мигачев, 1997].

В ВПП Новой Гвинеи, Индонезии, Филиппин, Австралии присутствуют крупные и гигантские Au-Cu-порфировые месторождения (Грасберг, Фрида Ривер, Ок Теди, Уафи-Голпу, Бату Хайджау, Кадия и др.). В поясах же рассматриваемого региона промышленных объектов этого ГПТ не известно, хотя возможность их обнаружения отмечалась в работах АИ.Байкова, Г.М.Власова, М.М.Василевского, А.И.Кривцова, А.В.Колоскова, Г.Б.Флерова, В.Я.Кочеткова, Ю.И.Харченко и др. исследователей.

В статях И.Ф.Мигачева, В.С.Звездова, О.В.Мининой [Звездов и др., 2010, 2011; Мигачев и др., 2015, 2016] была дана предварительная оценка перспектив ВПП Камчатки и выделенных в их пределах рудных районов и узлов, эквивалентных РМС с комплексной металлогенией, на меднопорфировые руды. Эта оценка в основном базировалась на установлении наличия продуктивных ВПА и возможно рудоносных плутоногенных формаций ранних этапов развития поясов, а также собственно меднопорфировых проявлений. С учетом присутствия в юго-западной части Тихоокеанского минерагенического пояса вышеупомянутых МПМ мирового класса, возникла необходимость более детального прогнозно-металлогенического районирования территории Корякско-Камчатского региона с целью выделения площадей, перспективных для поисков меднопорфировых объектов. Такая работа недавно была выполнена и ее результаты опубликованы [Мигачев, Минина, Звездов, 2020]. Районирование включало в себя: уточнение строения ВПП и состава ранее выделенных ВПА и рудоносных плутоногенных формаций; установление пространственно-временных связей меднопорфировых проявлений с объектами других РФТ, прежде всего эпитермальными золото-серебряными месторождениями, что позволило, с учетом разработанных моделей комплексных РМС (см. раздел 5.3), оконтурить потенциальные рудные районы и узлы и оценить их перспективы.

### 5.5.1 Вулканоплутонические пояса и продуктивные формации

Начиная с поздней юры и до олигоцена территория Камчатки и Корякии представляла собой периферическую часть океана. Здесь существовала достаточно сложная система островных дуг, срединных массивов, окраинных и междуговых морских бассейнов континентального склона и подножия. В отдельных островодужных структурах формировались базальтоидные ВПП [Мигачев, Минина, Звездов, 2014]. Аккреция основной территории Камчатки к ранее образованной (К<sub>1-2</sub>) окраине континента, очевидно, произошла в палеоцене-олигоцене. К началу формирования геоструктур восточной ветви западной части Тихоокеанского пояса Корякия и Камчатка представляли собой окраину континента и только на крайнем восточном ее фасе (Олюторская и Приокеанская зоны) существовала островная дуга, завершившая свое развитие в раннем неогене (олигоцене). Соответственно, олигоцен-неогеновые ВПП этого региона представляют собой эпиконтинентальные андезитоидные геоструктуры. В подобных окраинно-континентальных поясах Северной и Южной Америк и Азии (в т.ч. в вышеописанных Восточно-Сихотэ-Алинском и Курьинском), выделяемых как металлогенические провинции меднопорфирового типа, либо их части, сосредоточено большинство известных МПМ мира, включая гигантские, что указывает на возможность их обнаружения и в рассматриваемом регионе.

Корякско-Камчатская меднопорфировая провинция включает в себя серию разновременных кайнозойских ВПП, которые частично совмещены в пространстве. Среди них (с запада на восток): Оклано-Пенжинский (P<sub>1</sub>-N<sub>1</sub>), Пенжинско-Западно-Камчатский (P<sub>2</sub>-N<sub>1</sub>), Корякско-Центрально-Камчатский (P<sub>3</sub>-N<sub>1-2</sub>) и Олюторско-Восточно-Камчатско-Курильский (P<sub>3</sub>-N<sub>2</sub>). В центральной части региона выделен Ирунейско-Кирганикский базальтоидный ВПП (K<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>) Восточные пояса частично перекрыты полями четвертичных базальтов с действующими вулканами (Рисунок 5.18).

*Корякско-Центрально-Камчатский ВПП* (КЦК ВПП (Р<sub>3</sub>-N<sub>1-2</sub>)), протягивающийся с севера на юг вдоль Камчатского полуострова, образован крупными вулканоплутоническими ареалами. Пояс сформирован на относительно поднятых блоках–выступах фундамента, сложенных породами разного состава и возраста, что обусловило различия в его строении и металлогении (Рисунок 5.19). В южном звене субстратом пояса является Срединный выступ метаморфитов PR и PZ<sub>2-3</sub>. В его западном обрамлении в фундаменте ВПП распространены отложения флишоидно-граувакковой формации К<sub>2</sub>, а в северном и восточном – вулканогенно-кремнистые и вулканогенные образования К<sub>2</sub>-Р<sub>1</sub> Кирганикско-Шаромской островной дуги, включая магматиты



1-7 – вулканоплутонические пояса: 1– предполагаемый базальтоидный Ачайваям-Валагинской островной дуги ( $K_2$ ), 2 – Ирунейско-Кирганикский ( $K_2$ - $P_1$ ), 3 - Оклано-Пенжинский (₽<sub>1</sub>-N<sub>1</sub>), 4 – Пенжинско-Западно-Камчатский (Р2-N1), 5 – Корякско-Центрально-Камчатский (Р<sub>3</sub>-N<sub>1-2</sub>), 6 – Олюторско-Восточно-Камчатско-Курильский (Р3-N2), 7 – Камчатско-Курильский современный ( $N_2^3$ -Q); 8-10 – фундамент ВПП: 8 – метаморфический гнейсовый и сланцевый (PR и PZ<sub>2-3</sub>?) Срединного и Ганальского выступов, 9 – вулканогенный и терригенно-вулкано-генный островодужных поясов, океанических структур и окраинных морей, 10 – терригенный, вулканогеннотерригенный флишевых тыловых прогибов, континентальных шельфов; 11 – кайнозойский осадочный чехол (прибрежные и континентальные молассы, рыхлые четвертичные отложения), 12 – Центрально-Камчатский разлом; 13-15 – потенциальные комплексные рудные районы и узлы разной перспективности и их номера: 13 – перспективные: с рудопроявлениями Au-Cu-Fe-оксидного типа: Хим-Кирганикский (1), Шаромский (2); с рудопроявлениями меднопорфирового типа: Левинсон-Лессинга (3), Крутогоровско-Адриановский (4), Лунтосский (5), Пылгинская рудная зона (6), Хиузно-Ушканьинский (18), Ваняваямский (7), Тыкляваямский (8), Шаманкинский (9), Тымлатский (10), Кумрочский (11), 14 - условно перспективные, выделенные по признакам периферических частей меднопорфировых РМС: Малетойваямский (12), Сеэрваямский (13), Авачинско-Китхойский (14), Белогорский (15), 15 – с неясной перспективностью: Кондыревский (16), Среднеорловкинский (17)

Рисунок 5.18 – Вулканоплутонические пояса Корякско-Камчатского региона и положение потенциальных меднопорфировых рудных районов и узлов разной перспективности [Мигачев, Минина, Звездов, 2020]. Составлено на основе Государственных геологических карт и карт полезных ископаемых масштаба 1:1 000 000, 1:500 000 и 1:200 000



1-13 – вулканоплутонические ассоциации (ВПА) и формации: 1 – современного Камчатско-Курильского ВПП нерасчлененные; 2-9 – андезитоидных ВПП: 2 – андезибазальтовая (а – вулканогенная, б – терригенно-вулканогенная), 3 – базальт-андезит-дацит-риолитовая, 4 – риодацит-риолитовая экструзивная, 5-7 – ранняя андезит-диоритовая ВПА, формации: 5 – габбро-диорит-гранодиоритовая, 6 – андезит-дацитовая, андезит-дацит-риолитовая, базальт-андезит-дацит-риодацитовая (а – вулканогенная, б – вулканогенно-осадочная), 7 – базальт-андезибазальт-андезитовая, 8-9 – риолит-гранитая ВПА, формации: 8 – дацит-риолитовая, 9 – гранодиорит-гранитная; 10-13 – базальтоидных ВПП: 10-11 – трахибазальт-габбро-сиенитовая ВПА, формации: 10 – субщелочная трахибазальт-андезибазальтовая, 11 – субвулканическая пироксенит-эссексит-шонкинитовая, 12-13 – базальт-андезибазальт-габброплагиогранитная ВПА, формации: 12 – базальт-андезибазальтовая (а – вулканогенная, б – терригенновулканогенная), 13 – габбро-плагиогранитная; 14-19 – формации фундамента ВПП: 14 – предпоясовая континентальная молассовая, 15 – морская молассовая, 16 – флишевая и флишоидная, 17 – терригенновулканогенные базальтоидные, 18 – базальтовые, базит-гипербазитовые, 19 – метаморфические гнейсовые и сланцевые; 20-32 – рудные месторождения (крупный знак) и рудопроявления (мелкий знак): 20 – меднопорфировые, молибден-меднопорфировые, 21 – золото-медные кирганикского типа, 22 – медномышьяковые (с Au, Ag), 23-26 – золото-серебряной формации: 23 – золото-серебряные, 24 – серебрянозолотые, золото-теллуровые, 25 - золото-полисульфидные, 26 - золото-алунитового HS типа, 27 - золото-сульфидно-кварцевые, 28 – сереброрудные, 29 – оловорудные, 30 – самородной серы, 31 – (медно)свинцово-цинковые, 32 – (медно)-магнетитовые; 33 – интервалы отсутствия стратифицированных отложений

Вулканоплутонические пояса и их звенья: І. Корякско-Центрально-Камчатский (А – южное и среднее звенья, Б – северное звено), ІІ. Олюторско-Восточнокамчатско-Курильский (В – южное звено и Курилы, Г – северное звено), ІІІ. Пенжинско-Западно-Камчатский (Д – Кинкильское звено, Е – Ичигин-Уннэйваямское звено), IV. Оклано-Пенжинский

Рисунок 5.19 – Формационно-металлогенические ряды вулканоплутонических поясов (ВПП) Корякско-Камчатского региона [Мигачев, Минина, Звездов, 2020]

187

трахибазальт-габбро-сиенитовой ВПА с золото-медными проявлениями. Непосредственно в основании пояса залегает толща континентальной вулканогенной молассы Р<sub>2-3</sub>.

Наиболее полный разрез ВПП представлен в Центрально-Камчатском золоторудном районе, эквивалентном крупной РМС с комплексной металлогенией. В структурном отношении эта система представляет собой вулкано-тектоническую депрессию, примыкающую с севера к Срединному выступу фундамента пояса. Здесь выделены несколько ритмов магматизма, между которыми не установлено сколько-нибудь значительных перерывов [Вартанян, 1986; Щепотьев и др., 1989]. Ранняя андезит-диоритовая ВПА ( $P_3$ -N<sub>1</sub><sup>1-2</sup>) включает базальты, андезибазальты, андезиты (анагвайская серия), андезидациты, дациты, риодациты (березовская свита), образующие базальтандезит-риодацитовую формацию, и плутониты комагматичной габбро-диорит-гранодиоритовой формации (лавкинский комплекс  $P_3$ -N<sub>1</sub>), сконцентрированные в Срединном выступе и его обрамлении. С вулканитами сопряжены Au-Ag-полисульфидные проявления (Оганчинское, Лазурное и др.), а с плутонитами – меднопорфировые (Малахитовое, Лагерное, Туманное).

Последующие ритмы вулканизма ( $N_1^3$  и  $N_2$ ) отмечены накоплением вулканитов андезибазальтовой формации (алнейская свита). С.С. Вартаняном в ее составе выделен рудоносный базальт-андезит-дацитовый комплекс, который в крупных вулканоструктурах центрального типа развивался унаследовано в ходе обоих неогеновых ритмов вулканизма. С ним связываются основные золото-серебряные месторождения и проявления Центрально-Камчатского PP (Агинское, Золотое, Бараньевское и др.), среди которых по минералого-геохимическим особенностям выделены объекты золото-теллурового, собственно золотого и золото-серебряного формационных подтипов. В породах базальт-андезит-риодацитовой формации известны также проявления серных руд во вторичных кварцитах, а андезибазальтовой – ртутные и мышьяково-сурьмяно-ртутные.

В северных звеньях КЦК ВПП, отделенных от южного звена крупным ареалом андезибазальтовой формации, в фундаменте пояса развиты большей частью кремнисто-вулканогеннотерригенные ( $K_2$ - $P_1$ ) и кремнисто-терригенные ( $P_1$ ) отложения. Магматиты раннего этапа формирования ВПП представлены андезит-диоритовой ВПА, объединяющей вулканиты корфовской и березовской свит ( $N_1$ ) и мелкими массивами диоритов-гранодиоритов. С ее становлением связано образование всех известных здесь золото-серебряных месторождений (Озерновское) и проявлений (Эвевпента, Каньон, Амбух, Ламутское и др.), а также немногочисленных меднопорфировых (Сиганектан).

Северное окончание КЦК ВПП, расположенное в антиклинорных структурах Корякского нагорья, сформировано на разнородном субстрате, включающем блоки терригенных, кремнисто-терригенных, базальтоидных и базит-гипербазитовых комплексов (К<sub>2</sub>-Р<sub>1</sub>). Пояс образован крупным ареалом развития магматитов миоценовой андезит-диоритовой ВПА – ветроваямским комплексом андезитов и малетойваямским (лавкинским) диоритов-гранодиоритов. Золотосеребряное оруденение, столь характерное для Камчатской части пояса, представлено здесь редкими мелкими проявлениями. В Ильпинском рудном районе с андезитовой формацией сопряжены крупные месторождения самородной серы (Малетойваямское, Ветроваямское), а со штоками диоритовых порфиритов лавкинского комплекса – медно-мышьяковые (энаргитлюцонитовые) Au-Ag-содержащие проявления.

Таким образом, в качестве продуктивной на меднопорфировые руды в КЦК ВПП выступает габбро-диорит-гранодиоритовая формация (Р<sub>1</sub>-N<sub>1</sub>), входящая в состав ранней андезитдиоритовой ВПА.

Олюторско-Восточно-Камчатско-Курильский ВПП (ОлВКК ВПП (Р<sub>3</sub><sup>3</sup>-N<sub>2</sub>)) протягивается с перерывами вдоль восточного побережья Камчатки, охватывая на севере южную оконечность Олюторского полуострова, а на юге – острова Большой Курильской гряды. В основании камчатских звеньев пояса развиты образования Ачайваям-Валагинской энсиматической островной дуги (К<sub>2</sub>-Р<sub>1</sub>) [Шапиро, 1995] (см. Рисунок 5.19). Стратифицированные отложения содержат проявления магнетит-сульфидных, железо-марганцевых и колчеданных руд; мафитовые и ультрамафитовые массивы – небольшие медно-никелевые и платиновохромитовые проявления, являющиеся источниками богатых россыпей платины. Базальтандезибазальтовая формация восточных хребтов Камчатки и Олюторского звена (ачайваямская свита позднего маастрихта-палеоцена) вместе с комагматичными плутонитами габбродиоритовой формации завершает становление Ачайваям-Валагинской островной дуги и образует слабо изученный базальтоидный ВПП (К<sub>2</sub>-Р<sub>1</sub>), фрагментарно прослеживающийся в основании ОлВКК пояса. Со штоками и дайками диоритов и габбродиоритов ассоциируют проявления золото-сульфидно-кварцевой (Доброе, Игривое) и скарновой медно-магнетитовой формаций.

В южном звене ОлВКК ВПП по [«Карта полезных ископаемых...», 1999; Щепотьев и др., 1989] к самым ранним проявлениям вулканизма относятся андезиты и дациты мутновской вулканогенно-осадочной толщи ( $P_3$ -N<sub>1</sub>). Вместе с субщелочными вулканитами паратунской (N<sub>1</sub><sup>1-2</sup>) и дацит-риолитовой березовской свитой (N<sub>1</sub><sup>2</sup>) эти образования составляют раннюю андезит-дацит-риолитовую формацию ( $P_3$ -N<sub>1</sub>)<sup>1-2</sup>), которая с мелкими телами диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, габбродиоритов и монцонитоидов образует андезит-диоритовую ВПА ( $P_3$ -N<sub>1</sub><sup>1-2</sup>). По составу и возрасту она аналогична выделяемой в КЦК ВПП. Следующие за ней вулканиты (N<sub>1</sub><sup>3</sup>-N<sub>2</sub>) образуют базальт-андезит-дацит-риолитовую формацию, которая, как и андезит-диоритовая ВПА, сопровождается золото-серебряными месторождениями (Асачинское, Родниковое, Банное и др.) и проявлениями. В вулкано-тектонических депрессиях вулканиты андезит-дацит-риолитовой формации фациально замещаются отложениями мелководноморской вулканогенной молассы (конская, шагаевская, македонская, кавранская, щапинская, васильевская, жировская свиты (₽<sub>3</sub>-N<sub>1</sub><sup>1-2</sup>) с проявлениями галенит-сфалерит-пиритовой жильной и стратиформной минерализации.

В Большекурильском звене вулканогенно-терригенные отложения этого возраста (кунаширская и другие толщи) с многочисленными проявлениями медно-свинцово-цинковоколчеданных руд (Валентиновское, Докучаевское на о. Кунашир и др.) по составу и металлогеническим особенностям близки толще «зеленых туфов» энсиалической дуги Хонсю (P<sub>3</sub><sup>3</sup>-N<sub>1</sub><sup>2</sup>) в Японии, вмещающей колчеданные месторождения типа «куроко». В то же время, в относительно поднятых блоках размещены вулканоструктуры с золото-серебряными месторождениями (Прасоловское, Айнское). В Тихоокеанской зоне Большекурильской гряды, помимо ранней андезитовой, широко распространена базальт-андезит-дацит-риолитовая (головинская и алехинская свиты, N<sub>1</sub><sup>3</sup>-N<sub>2</sub>) и локально – андезибазальтовая (григорьевская свита, N<sub>2</sub>) формации.

В северном, Олюторском звене в основании пояса, на мощных вулканогенно-кремнистых, базальт-турбидитовых и флишевых разрезах (К<sub>2</sub>-₽<sub>3</sub>), залегает толща вулканогеннотерригенной угленосной молассы. Ранняя андезит-диоритовая ВПА (N<sub>1</sub>) ОлВКК ВПП объединяет вулканогенные отложения верхней части разреза корфовской серии, а также апукской и автоваамской свит и штоки диорит-гранодиоритовой формации с мелкими меднопорфировыми проявлениями [«Геологическая карта СССР», 1985, 1987].

В Южно-Камчатском рудном районе с магматитами андезит-диоритовой ВПА (N<sub>1</sub>) сопряжены месторождения и проявления Au-Ag-полисульфидного типа, локализованные в экзо- и эндоконтактовых зонах интрузивов (Мутновское, Китхойское, Желтое) [Щепотьев и др., 1989]. На глубоких горизонтах они нередко содержат меднопорфировую минерализацию. В миоценовом массиве гранодиоритов локализованы также рудные тела Прасоловского золото-теллурового месторождения на о. Кунашир, а в субвулканических андезитах – Айнского месторождения золотоалунитового типа («высокой сульфидизации») на о. Уруп. Для золото-серебряных месторождений и проявлений (Асачинское, Родниковое, Банное и др.) рудоносной является более поздняя базальт-андезит-дацит-риолитовая формация (N<sub>1</sub><sup>3</sup>-N<sub>2</sub>). Нередко они сопровождаются проявлениями ртутной (Олоторское) и сурьмяно-мышьяковой (Гиткалиюн) минерализации. В Олюторском звене с вулканитами андезит-диоритовой ВПА связаны единичные золотосеребряные (Росомаха), а с комагматичными плутонитами в перивулканической зоне мелкие Мо-Сu-порфировые проявления (Мильгиней, Декуюль, Лалынкытап), свидетельствующие о потенциальной продуктивности диорит-гранодиоритовой формации на меднопорфировые руды.

Пенжинско-Западно-Камчатский ВПП (ПЗК ВПП (₱2-№1)) представлен несколькими ареалами развития вулканогенных и интрузивных пород, протягивающимися цепочкой в северо-восточном направлении от западного побережья п-ова Камчатка через Корякское нагорье к Анадырской впадине. Наряду с соседним Оклано-Пенжинским ВПП, по времени заложения

(средний эоцен) он является самым ранним в регионе. Наиболее крупные Кинкильский и Ичигин-Уннэваямский ареалы вулканитов находятся в средней части пояса. Южнее, вдоль западного побережья Камчатки, пояс прослеживается в виде небольших полей вулканитов и мелких интрузивов, а на севере, в Корякском нагорье образует слабо изученные Элекайский и Рарыткинский ареалы ( $P_2^3$ - $P_3$ ).

Кинкильский ареал ( $\mathbb{P}_2^{2-3}$ ) сформирован на безрудных кремнисто-вулканогенных и терригенных толщах окраинного моря (лесновская, омгонская и кихчикская свиты, K<sub>1-2</sub>), перекрытых молассоидами хулгунской свиты ( $\mathbb{P}_1$ ) [«Карта полезных ископаемых...», 1999]. Основной объем пояса образован базальт-андезибазальт-андезитовой формацией (кинкильская свита,  $\mathbb{P}_2^2$ ,) и мелкими телами комагматичных порфировых диоритов–гранодиоритов, которые образуют ВПА ( $\mathbb{P}_2^{2-3}$ ), потенциально продуктивную на меднопорфировые руды (см. Рисунок 5.19). С одним из гранитоидных массивов связано Шаманкинское меднопорфировое проявление.

В Ичигин-Уннэваямском ареале, расположенном в юго-западном окончании Корякского нагорья, основанием пояса служат мощные толщи флиша и морской молассы (К<sub>2</sub>-₽<sub>1</sub>), выполняющие крупный Энычай-Укэлаятский прогиб. Локализованные в них проявления золотосульфидно-кварцевой формации ассоциируют с допоясовыми дайками.

В этом ареале, по данным Н.И. Филатовой [Филатова, 1988], вулканиты составляют две формации. Ранняя дацит-риолитовая (велолныкская свита, Р<sub>2-3</sub>), слагающая линейную структуру типа грабен-синклинали, отличается преобладанием лавовых и субвулканических фаций риодацитов и риолитов, присутствием в разрезе горизонтов континентальной угленосной молассы и сопровождается небольшими телами гранодиорит- и гранит-порфиров, образуя риолит-гранитную ВПА калиевого ряда, продуктивную на руды олова и серебра. Большая часть проявлений серебра (Финиш, Иволга и др.) локализована в вулканоструктурах, а оловорудные месторождения касситерит-силикатной формации (Айнаветкинское, Хрустальное) – в телах гранит-порфиров и терригенных породах их рамы [Шапиро, 1995].

Следующая за ней с частичным перекрытием во времени базальт-андезит-дацитовая формация (автоваамская и элекайская толщи,  $P_3$ -N<sub>1</sub>) характеризуется преобладанием андезитов и дацитов, обилием субвулканических фаций и натриевым типом щелочности. Вулканиты вместе с редкими интрузивами и дайками кварцевых диорит-порфиритов образуют андезитдиоритовую ВПА ( $P_3$ -N<sub>1</sub>), продуктивную на золото-серебряные (месторождения Аметистовое, Спрут и др. в вулканоструктурах центрального типа) и меднопорфировые руды.

В северных, Элекайском и Рарыткинском ареалах, сложенных вулканитами андезибазальт-андезит-дацитовой формации, известны единичные точки сульфидной минерализации.

Таким образом, в ПЗК ВПП плутониты андезит-диоритовой ВПА, потенциально продуктивные на меднопорфировые руды, присутствуют в небольшом количестве и слабо изучены. В Кинкильском ареале в ассоциации с ними выявлено Шаманкинское меднопорфировое проявление, а в Ичигин-Уннэваямском – медные кварцево-жильные проявления. В то же время, следует отметить, что с учетом возраста и пространственной ориентировки этот пояс может служить южным продолжением выделенного В.В.Ивановым (1983 г.) Анадырско-Бристольского ВПП (К<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>), который протягивается вдоль кромки шельфа Берингова моря на территорию Аляски. В его Аляскинском звене известны Au-Mo-Cu-порфировые месторождения, наиболее крупное из которых Пеббл Коппер, сумма запасов и прогнозных ресурсов категории P<sub>1</sub> которого составляют 33,6 млн. т условной меди при бортовом содержании 0,3%, 2,5 млн. т молибдена, 3042 т золота (на 31.01.2009 г. по данным компании Pebble Limited Partnership (PPL)).

**Оклано-Пенжинский ВПП** (ОП ВПП ( $P_1$ -N<sub>1</sub>)), расположенный на северо-западном фланге рассматриваемого региона в структурах Пенжинского прогиба и Мургальского поднятия, образован несколькими полями вулканитов ( $P_1$ -N<sub>1</sub>) и ассоциирующими с ними мелкими телами гранитоидов. Прерывистая цепочка магматических образований, возраст которых омолаживается в направлении с севера на юг от  $P_1$  до  $P_{2-3}$ -N<sub>1</sub>, протягивается в северо-восточном направлении на расстояние более 800 км вдоль Анадырского и Орловско-Каменского глубинных разломов. От близкого по возрасту ПЗК ВПП ( $P_2$ -N<sub>1</sub>) он структурно отделен комплексами (K<sub>1</sub>) Таловско-Майнского поднятия.

Магматический ареал юго-западного *Пенжинского звена* тяготеет к прибортовой части одноименного прогиба, выполненного туфогенно-терригенными морскими молассами (мамолинская, кривореченская и др. свиты ( $K_1a$ - $K_2$ ) [«Геологическая карта СССР», 1985]. Пояс представлен вулканитами основного и среднего состава русскогорской и манильской свит  $P_{2\cdot3}$ - $N_1$ , залегающими на предпоясовой молассе (марковская свита,  $P_2$ ). Вместе с экструзивно-субвулканическими телами андезидацитов-риодацитов они образуют базальт-андезитриодацитовую формацию со значительной долей вулканомиктовых пород. Комагматичные интрузивно-субвулканические образования диорит-гранодиорит-гранитной формации (гранитпорфиры, кварцевые диорит-порфириты) слагают штоки, дайковые пояса, а также внутренние части экструзивно-субвулканических тел. Плутониты и вулканиты образуют ВПА, с которой связаны мелкие меднопорфировые и золото-серебряные проявления, совмещенные в Среднеорловкинской и Кондыревской вулкано-купольных структурах.

Анадырское звено ОП ВПП, расположенное на северо-восточном фланге Мургальского поднятия, представлено ВПА (Р1), состоящей из базальт-андезибазальт-риолитовой (энмываамская свита) и габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной (ракетный комплекс) формаций. В вулканогенных разрезах преобладающие лавы и туфы андезибазальтов сочетаются с базальтами, андезитами, андезидацитами, дацитами и риодацит-риолитовыми экструзивами. Потенциально продуктивный на меднопорфировые руды ракетный комплекс, изученный сотрудниками ЦНИГРИ в ходе поисковых работ 2010 – 2012 гг. на Ракетном и Пожарском рудных полях, представлен небольшими массивами, сформировавшимися в результате нескольких фаз внедрения. Его палеоценовый возраст подтвержден U-Pb датировкой по цирконам. Массив рудопроявления Ракетное размещен среди комагматичных вулканитов и содержит ксенолиты диоритов позднемелового кавральянского монцонитоидного комплекса, с которым ассоциирует находящееся югозападнее Au-Mo-Cu-порфировое рудопроявление Ольховское [Андреев и др., 2014].

Из изложенного следует, что в ОП ВПП, как и в других андезитоидных поясах региона, проявлена (хотя и в небольшом объеме) продуктивность андезит-диоритовой ВПА на золотосеребряное и меднопорфировое оруденение.

Впервые выделенный [Звездов, Минина, 2010] Ирунейско-Кирганикский островодужный базальтоидный ВПП (ИК ВПП, К<sub>2</sub>-₽<sub>1</sub>) представлен двумя наиболее крупными ареалами в восточном и северном обрамлении Срединного выступа фундамента и фрагментарно прослеживается в северном и южном направлениях. Пояс включает породы базальт-андезибазальтовой формации (верхняя часть разреза ирунейской свиты) и щелочные и субщелочные вулканиты калиевого ряда базальт-андезибазальтовой формации (кирганикская свита), а также сопровождающие их плутоногенные формации – габбро-плагиогранитную и габбросиенитовую (с пироксенит-эссексит-шонкинитовым комплексом) (см. Рисунок 5.19). Перечисленные магматические образования сформированы на завершающем этапе развития и в ходе инверсии Ирунейского (Кирганикско-Шаромского) тылового прогиба (К<sub>2</sub>-₽<sub>1</sub>) Ачайваям-Валагинской островной дуги [Зинкевич и др., 1994], осевая часть которой расположена в Восточно-Камчатской зоне. Сам прогиб, развитый в восточном и северо-восточном обрамлении Срединного выступа фундамента вдоль зоны Главного Камчатского глубинного разлома, выполнен глинисто-яшмовыми и глинисто-кремнисто-туфогенными отложениями нижней части разреза ирунейской свиты сенонского возраста, в то время как верхние ее части, сложенные пирокластическими и лавовыми фациями базальтов и андезибазальтов, фиксируют обстановки вулканических поднятий. Небольшие массивы габбро-плагиогранитной формации образуют с этими вулканитами ВПА (К<sub>2</sub>-Р<sub>1</sub>) барьерной зоны.

В составе кирганикской свиты кремнистые породы также развиты в нижней части разреза, а верхняя его часть представлена грубообломочными туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфами и лавами базальтов и андезибазальтов. Вулканогенный тип разреза по латерали замещается тефрогенным, что характеризует обстановку становления кирганикской ассоциации как мелководную с изолированными вулканическими постройками на севере и их грядами на востоке. С учетом близкого возраста не исключаются фациальные соотношения пород верхней части разреза ирунейской и кирганикской свит. Таким образом, Ирунейско-Кирганикский ВПП сложен породами двух ВПА – базальтандезибазальт-габбро-плагиогранитовой и более ранней трахибазальт-габбро-сиенитовой. Высокая калиевая щелочность магматитов кирганикского комплекса отражает обстановку его становления в тыловой барьерной зоне Ачайваям-Валагинской островной дуги, частично на метаморфических комплексах [Стефанов, Широкий, 2018]. Рудоносность этого пояса определяется присутствием проявлений золото-медных руд «кирганикского типа» (Кирганикское, Позднее, Сухое, ручья Хим, Шаромское), которые, скорее всего, являются Au-Cu-Fe-оксидными объектами типа IOCG (Iron Oxide Copper Gold type). Продуктивной на медное с золотом оруденение является пироксенит-эссексит-шонкинитовая формация (К<sub>2</sub>-Р<sub>1</sub>), представленная массивами кольцевого строения, сложенными пироксенитами, эссекситами, шонкинитами, эпилейцитовыми шонкинитами, порфировидными шонкинитами и шонкинит-порфирами [Звездов, 1979, 1997].

Анализ формационно-металлогенических рядов ВПП Корякско-Камчатского региона показал, что во всех андезитоидных поясах наибольшее распространение имеет андезитдиоритовая ВПА раннего этапа их становления. Она включает габбро-диорит-гранодиоритовую и базальт-андезит-риодацитовую формации. С первой связаны меднопорфировые проявления, со второй – золото-серебряные нескольких рудно-формационных подтипов (с преобладанием Au-Ag-полисульфидного), а также золотоносные медно-мышьяковые (сульфосолевые) в алунитсодержащих аргиллизитах и самородной серы в апоэффузивных кварцитах. В КЦК и ОлВКК ВПП сменяющая эту ВПА базальт-андезит-дацит-риолитовая формация N<sub>1</sub><sup>3</sup>-N<sub>2</sub> продуктивна на золото-серебряные руды с большей долей серебра.

Риолит-гранитная ВПА (Р<sub>2-3</sub>) Пенжинско-Западно-Камчатского ВПП с касситеритсиликатными и серебряными проявлениями сформирована до начала становления пояса, аналогично аскольдинскому риолитовому комплексу с серебро-полиметаллическим месторождением Дукат в основании Охотско-Чукотского ВПП.

Пироксенит-эссексит-шонкинитовая формация  $K_2$ - $P_1$  Ирунейско-Кирганиксого базальтоидного ВПП продуктивна на золото-медные месторождения «кирганикского» типа, занимающие в структуре ВПП позицию меднопорфировых. Специфика состава пород продуктивной формации и титаномагнетит-борнит-халькопиритовых (с Au, Ag, МПГ) руд могут отражать особенности палеотектонической обстановки становления названного пояса не на океанической коре, а в рифтогенной структуре на склоне срединного массива с мощной корой континентального типа.

Корякско-Камчатский регион, где развиты сближенные в пространстве и частично перекрывающиеся во времени Ирунейско-Кирганикский (К<sub>2</sub>-₽<sub>1</sub>), Оклано-Пенжинский (₽<sub>1</sub>-N<sub>1</sub>), Пенжинско-Западно-Камчатский (₽<sub>2</sub>-N<sub>1</sub>), Корякско-Центрально-Камчатский (₽<sub>3</sub>-N<sub>2</sub>) и Олюторско-Восточно-Камчатско-Курильский (₽<sub>3</sub>-N<sub>2</sub>) ВПП, принадлежит Корякско-Камчатско-Курильской золото-серебряной металлогенической провинции. Присутствие в ее пределах плутоногенных формаций, потенциально продуктивных на меднопорфировые руды, и слабо изученных рудопроявлений этого типа определяют целесообразность специализированного металлогенического анализа региона как потенциальной меднопорфировой провинции. Методология такого анализа рассмотрена в известных монографиях и методических руководствах по прогнозу, поискам и оценке меднопорфировых месторождений, подготовленных и изданных в ЦНИГРИ. По комплексу признаков, составляющих элементы прогнозно-поисковых моделей, эта методология позволяет выделять на изучаемых территориях разноранговые металлогенические таксоны – металлогенические провинции и зоны, рудные районы и узлы.

# 5.5.2 Потенциально перспективные меднопорфировые рудные районы и узлы

РМС с комплексной металлогенией, включающие меднопорфировые руды, по масштабам соответствуют рудным районам (РР) либо узлам (РУ). В металлогенических зонах (МЗ) меднопорфирового типа потенциальные рудные районы (ПРР) и узлы (ПРУ) выделяются как ареалы распространения плутоногенных формаций, приуроченных к палеоподнятиям в структуре ВПП, т.е. поднятым блокам их фундамента [«Прогнозно-поисковые комплексы», 1983; Кривцов и др. 2001; «Методическое руководство...», 2002 и др.]. Наиболее благоприятны для возникновения крупномасштабных РМС обстановки длительно развивающихся магматогенных поднятий, а также их сочленения с ВТД [Звездов и др., 2010, 2011, Звездов, 2019<sup>2</sup>]. Главным критерием оценки перспективности ПРР и ПРУ является наличие прямых (рудных) поисковых признаков – меднопорфировых объектов и/или сопряженных с ними в объеме единых систем проявлений других РФТ. Наряду с формационными, структурными, метасоматическими, геохимическими и геофизическими признаками они позволяют оценить перспективы обнаружения МПМ в ВПП Корякско-Камчатском регионе, металлогенический потенциал которого на сегодняшний день определяется золото-серебряными месторождениями.

Как было отмечено в разделе 5.3, по геолого-структурной позиции меднопорфировые РМС с комплексной металлогенией отвечают трем основным геотектоническим обстановкам формирования меднопорфировых РМС: на сочленении выступов фундамента ВПП с вулкано-тектоническими депрессиями (ВТД), магматогенных поднятий в фундаменте поясов и вулкано-купольных структур. К четвертому типу отнесены немногочисленные «сжатые» по вертикали системы типа «интрузив под вулканом», характеризующиеся совмещением в пространстве проявлений различных РФТ. В Корякско-Камчатском регионе выделены РМС всех типов, причем вулкано-купольные системы наиболее распространены. Оконтурены эквивалентные им рудные районы и узлы, которые по перспективности разделены на: перспективные, с известными меднопорфировыми проявлениями; условно перспективные, выделенные по признакам периферических частей комплексных РМС; с

неясной перспективностью (недостаточно изученные) (см. Рисунок 5.18).

К РМС *первого типа*, в которых развиты как плутониты рудоносных ВПА с Au-Cu-Feоксидным и меднопорфировым оруденением, так и комагматичные им вулканиты с золотополисульфидным и золото-серебряным, отнесены Хим-Кирганикский РР и ряд ПРУ: Шаромский Левинсон-Лессинга, Ваняваямский, Тыкляваямский, Тымлатский, Шаманский. К системам *второго типа*, приуроченным к выступам фанерозойского и более древнего фундамента, которые в течение нескольких тектоно-магматических циклов развивались в режиме магматогенных поднятий и перспективны для поисков МПМ, отнесены Крутогоровско-Адриановский, Лунтосский и Хиузно-Ушканьинский ПРУ и «Пылгинская рудная зона». *Третий тип* составляют вулкано-купольные структуры с меднопорфировыми, медно-сульфосолевыми (с Au и Ag), золотосеребряными, сурьмяно-ртутными и серными месторождениями и проявлениями. Рудная минерализация в таких РМС обычно сопряжена с экструзивными и субвулканическими телами, нередко являющимися апофизами скрытых на глубине интрузивов продуктивной ВПА. К этому типу отнесены Малетойваямский, Сеэрваямский, Авачинско-Китхойский, Белогорский РУ. К *четвертому типу* систем, характеризующемуся совмещением в минерализованной пространстве руд Сu, Mo, Au и Ag, отнесены Кондыревский и Среднеорловкинский РУ.

*РМС первого типа* и эквивалентные им РР и ПРУ выделены в области сочленения Срединного выступа протерозой-палеозойского метаморфического фундамента и Ирунейской впадины, выполненной вулканитами островодужного базальтоидного Ирунейско-Кирганикского ВПП (К<sub>2</sub>-₽<sub>1</sub>). Это Хим-Кирганикский РР, Шаромский и Левинсон-Лессинга ПРУ. У этому же типу принадлежат Ваняваямский, Тыкляваямский и Тымлатский ПРУ в Корякско-Центрально-Камчатском (Р<sub>3</sub>-N<sub>2</sub>) и Шаманский ПРУ в Пенжинско-Западно-Камчатском (Р<sub>2</sub>-N<sub>1</sub>) андезитоидных поясах (см. Рисунок 5.18).

В Хим-Кирганикском РР (1<sup>1</sup>) и Шаромском ПРУ (2) сосредоточены проявления золотомедных руд в массивах пироксенит-эссексит-шонкинитовой формации Ирунейского ВПП. Рудный район описан в разделе 5.3 (см. Рисунок 5.7). В его пределах пространственно совмещены проявления разнотипной минерализации – Au-Cu-Fe-оксидные (кирганикского типа), Мо-Cu-порфировые и Au-Ag-полисульфидные, генетически связанные со становлением продуктивных ВПА вышеназванных поясов. Эти объекты изучались и описаны в работах Г.Б.Флерова и А.Б.Колоскова [Флеров, Колосков, 1976], Е.К.Игнатьева (1980 г., 1999 г.), А.С.Гумовского (1984 г.), Ю.М.Щепотьева [Щепотьев, 1971; Щепотьев и др., 1989], В.С.Звездова [Звездов, 1979, 1997], Ю.Н.Николаева [Николаев, 2003], С.Г.Соловьева с соавторами [Soloviev et al., 2021] и других исследователей.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Здесь и далее приведены номера рудных районов и узлов на карте ВПП Корякско-Камчатского региона Рисунок 5.18

Наиболее крупное из золото-медных проявлений – *Кирганикское месторождение*, локализованное в кольцевом многофазном шонкинитовом массиве, который занимает центральную, наиболее эродированную часть вулканоплутонической структуры (Рисунок 5.20). В ее строении участвуют комагматичные трахибазальты, трахиандезиты, щелочные базальты и их туфы. В массиве установлены следующие дифференциаты (от поздних к ранним): шонкиниты: крупнопорфировые лейкократовые ортоклазовые, крупнопорфировые авгит-ортоклазовые, рудоносные крупно- и среднезернистые порфировидные биотит-ортоклазовые, среднезернистые порфировидные биотит-авгитовые, мелко- и среднезернистые диопсид-авгитовые; крупнозернистые ортоклазовые пироксениты.

Рудовмещающие биотит-калишпатовые метасоматиты, состоящие из биотита, ортоклаза, реликтового пироксена, апатита и наложенных на них (более поздних) альбита, кварца, хлорита, серицита, карбонатов, развиты по телам порфировидных биотит-ортоклазовых шонкинитов, внедрившихся в область контакта биотит-авгитовых и диопсид-авгитовых разностей. Пять крутопадающих линзовидных залежей мощностью от 15 до 130 м и протяженностью от 200 до 1250 м, сложенных титаномагнетит-халькопирит-борнитовыми гнездово-вкрапленными и вкрапленными (с Au, Ag, МПГ) рудами, в плане образуют полукольцевую минерализованную зону, опоискованную до глубины 300 м.

Главные рудные минералы – халькопирит, борнит, халькозин, титаномагнетит, второстепенные – пирит, сфалерит, галенит. Основные спутники меди в рудах – Мо, Тi, P, Au, Ag, Pb, Zn. Среднее содержание Cu 0,5-0,7 %; присутствуют также Au (0,5-0,7 г/т), Ag (6-7 г/т), Pt (0,8 г/т), Pd (1 г/т), V, Co и P. На Кирганикском месторождении учтены прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub> до глубины 200 м: Cu – 480 тыс. т, Au – 50,7 т, Ag – 473,3 т и категории P<sub>2</sub> на глубинах от 200 до 500 м: Cu – 425 тыс. т, Au – 42,3 т, Ag – 507 т, Pt – 27 т, Pd – 33,8 т (протокол МПР России от 12.08.2003 г. № 07-11/0347-пр).

На других однотипных рудопроявлениях района – *Хим, Сухое, Позднее*, а также *Шаромском* одноименного ПРУ золото-медная минерализация в биотит-ортоклазовых метасоматитах сопряжена с субвулканическими телами шонкинитов, прорывающими трахиандезиты и трахиандезибазальты продуктивной ВПА позднемелового возраста.

Хим-Кирганикский РР и Шаромский ПРУ обладают перспективами обнаружения золотомедных руд на глубоких горизонтах известных рудопроявлений (Сухое, Хим, Позднее), локализованных на верхних уровнях рудоносных вулкано-интрузивных структур.

Необходимо отметить, что проявления золото-медных руд «кирганикского» типа, ранее условно отнесенные к меднопорфировому семейству [Звездов, 1997], характеризуются высокой калиевой щелочностью рудоносной пироксенит-эссексит-шонкинитовой формации, не характерной для типичных МПМ базальтоидных ВПП. Специфической чертой этих объектов является



*I* – четвертичные отложения; 2–3 – миоценовые дайки: 2 – кварцевых диоритовых порфиритов мощностью более (а) и менее (б) 10 м; 3 – диабазов, микродиоритов, кварцеодержащих биотитроговообманковых, роговообманковых и пироксен-роговообманковых диоритовых порфиритов мощностью более (a) и менее (б) 10 м;  $4-11 - B\Pi A$  трахибазальтов-шонкинитов (К2-  $P_1$ ): 4-9 - дифференциаты кольцевого щелочного массива (от поздних к ранним): 4-8 - шонкиниты: 4 - крупнопорфировые лейкократовые ортоклазовые, 5 - крупнопорфировые авгит-ортоклазовые, 6 - рудоносные крупно- и среднезернистые порфировидные биотит-ортоклазовые, 7 – среднезернистые порфировидные биотит-авгитовые, 8 – мелко- и среднезернистые диопсид-авгитовые; 9 – крупнозернистые ортоклазовые пироксениты; 10-11 – породы кирганикского вулканогенного комплекса (лавы, кластолавы, агломератовые лавы, туфы): 10 - трахиандезиты и трахиандезибазальты, 11 – трахибазальты; 12–15 – рудовмещающие метасоматиты: 12 – пироксен-биотитортоклазовые с гнездово-вкрапленными титаномагнетит-халькопирит-борнитовыми рудами (> 0,5 % Cu), 13 биотит-ортоклазовые с прожилково-вкрапленными халькопиритовыми рудами (0,3-0,5 % Cu), 14 - моноортоклазовые с убогой халькопиритовой вкрапленностью (< 0,3 % Cu), 15 – кварц-альбит-серицит-карбонатпиритовые (березитовые) с золото-серебряной минерализацией; 16 – геологические границы (сплошные линии – установленные, пунктирные – предполагаемые): контакты шонкинитового массива с вмещающими породами (a), его разновозрастных фаз и иных типов пород (б); 17 – разломы: установленные (a) и предполагаемые под четвертичными отложениями (б); 18 – устья разведочных скважин; 19 – линия разреза

Рисунок 5.20 – Геологический план и разрез Кирганикского месторождения [Звездов, 1997]. Составлены с использованием материалов Центрально-Камчатской ГРЭ

198
исключительно интенсивная биотитизация и калишпатизация пород наряду со слабо проявленными серицитизацией, окварцеванием и пиритизацией, что также не характерно для МПМ. Судя по существенно щелочному составу рудоносных интрузивных массивов, интенсивному проявлению высокотемпературного калиевого метасоматоза при слабом наложенном кислотном выщелачивании, минеральному составу руд (аномально низкому содержанию пирита при высоком титаномагнетита), необычно высокому содержанию Си (от первых % до 10 %), Кирганикское месторождение и другие однотипные проявления Хим-Кирганикского РР и Шаромского (Шаромское) ПРУ, скорее всего, представляют собой объекты Fe-оксидного Au-Cu типа (IOCG – Iron Oxide Copper Gold type). К этому, сравнительно недавно, выделенному типу принадлежат довольно многочисленные месторождения областей активизации древних платформ и срединных массивов, в то числе крупные и гигантские. Среди них: Олимпик Дэм, Акрополис, Оак Дэм, Проминент Хилл Эллиот и др. пояса Гаулер в Австралии; Канделярия, Эль Алгарробо, Эль Ромерал, Манто Верде и Пунто Дель Кобре в Чилийском «Железном поясе»; Алемао, Кристалино, Салобо, Соссего района Карайас в Бразилии и другие.

Вместе с тем, описанные золото-медные объекты сформированы в ходе становления базальтоидного ВПП и их место в формационно-металлогенических рядах подвижных поясов совпадает с положением Au-Cu-порфировых месторождений [Мигачев и др., 2020].

**ПРУ** Левинсон-Лессинга (3) выделенный в северном окончании Срединного выступа фундамента, эквивалентен одноименной вулканоструктуре, сложенной магматитами продуктивной андезит-диоритовой ассоциации КЦК ВПП и почти полностью перекрывающей ее андезибазальтовой формацией (см. Рисунок 1.23 в разделе 1). В окружающих блоках фундамента размещены меднопорфировые (Лагерное, Туманное) и Au-Ag-полисульфидные (Оганчинское, Лазурное) проявления. Первые локализованы в двух диорит-гранодиоритовых массивах рудоносного лавкинского комплекса, расположенных в северном и южном обрамлении вулканоструктуры. Содержание Си в рудах проявления Туманное достигает 0,8-1,35 %, Мо – 0,01-0,02 %, Au – 1,2-5 г/т, Ag – 10-17 г/т. Au-Ag-полисульфидные проявления локализованы в породах рамы этих интрузивов – вулканитах комагматичной базальт-андезибазальт-андезитдацитовой формации. На Оганчинском проявлении, изученном Ю.М. Щепотьевым [Щепотьев и др., 1971, 1989], кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты с продуктивными золотокварцевой и золото-сульфидной ассоциациями слагают жильно-штокверковые зоны в экзоконтакте массива диоритов-кварцевых диоритов с Мо-Си-порфировым проявлением Туманное, причем на участке Интрузивный оба типа руд совмещены.

Аu-Ag-полисульфидные (галенит-сфалерит-халькопиритовые) руды Оганчинского проявления, характеризующиеся Au:Ag=1:1–2:1 и возрастающим с глубиной количеством сульфидов, соответствуют золото-полисульфидному минералого-геохимическому типу поздних ста-

199

дий образования МПМ, который развит в периферических частях МПС [Кривцов, Мигачев, Минина, 1985]. Золото-полисульфидные и меднопорфировые руды этого ПРУ образованы в ходе становления одной – андезит-диоритовой ВПА и тесно связаны в пространстве, что подтверждает их принадлежность единой РМС. Выявление промышленных меднопорфировых руд возможно в выступах фундамента на периферии и глубоких горизонтах вулканоструктуры Левинсон-Лессинга.

К первому типу систем могут быть отнесены также комплексные РМС (ПРУ) Северо-Камчатского (Оссорского) рудного района Центрально-Камчатской металлогеническрй зоны: Ваняваямский, Тыкляваямский, Тымлатский и Шаманский.

Ваняваямский ПРУ (7) выделен в области сочленения Сиганектанского выступа фундамента КЦК ВПП с Ваняваямской ВТД, выполненной вулканитами ирунейской свиты (K<sub>2</sub>ir). На территории развита диорит-гранодиоритовая ВПА раннего этапа (N<sub>1</sub>) развития пояса, продуктивная на меднопорфировые руды. Она представлена андезитами, андезидацитами, дацитами, их туфами и игнимбритами умуваямского и комагматичными монцонитами, сиенитами (штоки) и диорит-порфиритами (дайки) эмиваямского комплексов [«Карта полезных ископаемых...», 1999].

С интрузивами рудоносной формации сопряжены обширные поля пропилитизации, аргиллизации и окварцевания пород с сульфидно-кварцевыми и адуляр-кварцевыми жилами и прожилками. В ПРУ известны два комплексных проявления золота, серебра и меди – Сигайэк*man (Лазурное)* и Ваняваям, четыре пункта минерализации золота и три вторичных геохимических потока золота, которые «объединены» в Ваняваямское потенциальное Cu-Agзолоторудное поле. По данным Л.А.Безрукова и др. (ОАО «Камгео» 2000 г.) первое из них представляет собой зону штокверковой минерализации протяженностью около 100 м при мощности до 1,6 м со стержневой кварцевой жилой с пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом. Содержания металлов в рудах по данным бороздового опробования канав: Au – от 0,18 до 4,8 г/т, Ag – 1,0 – 197,6 г/т, Cu – 0,2–4,5 %. Рудопроявление Ваняваям приурочено к вулканоинтрузивной структуре, сложенной вулканитами умуваямского и толятоваямского комплексов, прорванными штоком сиенитов и монцодиоритов эмиваямского комплекса. В сопряженном с этим интрузивом субширотном поле (1,5×3,5 км) аргиллизитов и алунит-пирит-кварцевых вторичных кварцитов (с телами гидротермальных брекчий в центральной части) установлены зоны развития кварцевых и кварц-карбонатных прожилков с гнездово-вкрапленной сульфидной минерализацией. Содержания Au до 2,6 г/т, Ag – 9,6 г/т, Cu – 0,7 %, Pb – 1 %, Zn – 0,4 %, Mo – 0,007 % (В.Н.Казуров и др., 1994 г.).

Таким образом, на площади описанного ПРУ присутствуют прямые поисковые признаки периферийных частей МПС – характерные для них метасоматиты и проявления золотосеребряной и золото-полисульфидной минерализации, что определяет ее перспективность. В настоящее время на Ваняваямском РП за счет средств госбюджета проводятся поисковые работы на руды названных РФТ.

В *Тыкляваямском ПРУ (8)* проявление *Амбух* локализовано в восточном экзоконтакте крупного гранодиоритового интрузива продуктивной формации, в комагматичных вулканитах миоценовой андезит-диоритовой ВПА, преобразованных в аргиллизиты и вторичные кварциты. На этом проявлении пространственно совмещена минерализация золото-полисульфидного и Мо-Си-порфирового типов, что обусловило повышенные концентрации соответствующих рудных элементов: Си 0,5 %, Мо 0,1 %, Аи и Аg до 10 г/т, Pb до 8 %, Zn до 17 %. В вулканитах той же формации в РУ размещено медно-цеолитовое проявление р. Линвиреням, представленное цеолитовыми прожилками с малахитом, халькозином, халькопиритом и борнитом, а также золото-сурьмяное проявление Баритовое.

**Тымлатский ПРУ (10),** изученный С.С.Вартаняном, Ю.Н. Родионовым и А.Н. Некрасовой (2002 г.), представляет собой частично эродированную вулкано-купольную структуру, сложенную магматитами рудоносной андезит-диоритовой ВПА (Рисунок 5.21). Ее центральная зона вмещает субвулканические тела андезитов, андезидацитов и гранит-порфиров, а на флангах развиты экструзивно-лавовые и пирокластические фации вулканитов базальт-андезитриодацитовой формации  $N_1-N_2^1$ . В штоке гранит-порфиров, в филлизитовой метасоматической зоне локализована прожилково-вкрапленная Au-Cu-порфировая минерализация пиритхалькопиритового и золото-борнит-халькопирит-пиритового (с гематитом) состава. На южном фланге структуры в риодацитовых экструзивах, завершающих становление рудоносной формации, локализованы промышленные золото-полисульфидные руды. Вышеназванными исследователями сделан вывод о принадлежности тех и других к РМС с латеральной рудной зональностью, соответствующей ряду Fe→Cu+Au→Cu→ Pb+Zn+Au→Au. Выявление промышленных меднопорфировых руд возможно как на более глубоких горизонтах Центральной зоны, так и в примыкающих к ней выступах фундамента, перекрытых предпоясовой молассой.

В Шаманкинском ПРУ (9) в Пенжинско-Западно-Камчатского ВПП ( $P_2$ -N<sub>1</sub>) меднопорфировые (Правый Вилюневаям, высота 685) и золото-серебряное (Левый Вилюневаям) проявления Вилюневаямского ПРП локализованы в серицит-кварцевых метасоматитах и аргиллизитах и сопряжены с мелкими телами гранодиорит-порфиров рудоносного шаманкинского комплекса ( $P_2$ ), распложенными в северо-восточной надынтрузивной зоне крупного полифазного массива ПЗК ВПП. Содержания полезных компонентов в золото-медных проявлениях составляют: Си – 0,5 %, Au – от 3,6 до 6,7 г/т, Ag – до 30 г/т.

Тыкляваямский, Тымлатский и Шаманкинский ПРУ, обладающие признаками комплексных МП РМС, как и Ваняваямский ПРУ, перспективны для поисков меднопорфировых и сопряженных золото-полисульфидных и золото-серебряных объектов.



1-2 – продуктивная габбро-диорит-гранодиоритовая формация: 1 – порфировые кварцевые диориты, 2 – гранит-порфиры; 3-5 – проявления рудной минерализации: 3 – золото-серебряной – крутопадающие минерализованные зоны и рудные тела (а – установленные, б – предполагаемые), 4 – Мо-Сипорфировой существенно гематитовой, 5 – линейных кварцевых штокверков; 6 – контур потенциального рудного узла.

Остальные обозначения на Рисунке 5.18 и Рисунке 5.19

Рисунок 5.21 – Схематическая геологическая карта Тымлатской РМС. По [Мигачев, Минина, Звездов, 2020], с использованием материалов ОАО Камгео (2000 г.)

Ко *второму типу* отнесены РМС, сформированные в пределах выступов субстрата (фундамента) поясов в режиме магматогенных поднятий унаследованного развития. К ним отнесены эквивалентные таким системам Крутогоровско-Адриановский и Лунтосский ПРУ в Срединном выступе кристаллического фундамента, меднопорфировые проявления которых связаны с продуктивной андезит-диорит-гранодиоритовой ВПА раннего этапа развития Корякско-Центрально-Камчатского (КЦК) ВПП. К этому же типу принадлежит Хиузно-Ушканьинская РМС (с одноименным ПРУ) в Мургальском выступе вулканогенно-терригенного фундамента, сопряженнная с плутонитами Оклано-Пенжинского (ОП) ВПП.

*Крутогоровско-Андриановский ПРУ (4)* находится в центральной части Срединного выступа фундамента, вмещающего интрузивы разного возраста (от  $K_1$  до  $N_1$ ) нескольких тектоно-магматических циклов развития этого участка земной коры. Меднопорфировые проявления ассоциируют с массивами рудоносной габбро-диорит-гранодиоритовой формации (лавкинский комплекс,  $P_3$ - $N_1$ ) КЦК ВПП. По данным Е.К. Игнатьева и А.С. Гумовского (1988 г.) рудоносные порфировые штоки, прорывающие плутониты ранних фанеритовых фаз продуктивной формации, сопровождаются штокверковыми и вкрапленными молибденово-медными рудами и редкими кварцевыми жилами с молибденитом. На *Малахитовом рудопроявлении*, приуроченном к фланговой части наиболее крупного полифазного интрузива (Рисунок 5.22), оконтурены два округлых в плане штокверка (1400х1200 м и 1000х700м), локализованных в основном в филлизитовой зоне, которая сменяет к периферии МПС калишпат-кварцевую с убогой вкрапленной минерализацией. Главные минералы руд: халькопирит, молибденит, пирит. Содержания полезных компонентов: Cu – 0,17-0,49%, Mo – 0,013-0,014%, Au – до 0,61 г/т, Ag – 10 г/т, Re в молибдените – 308 г/т. Прогнозные ресурсы меди (тыс. т): категории P<sub>1</sub>– 1021, категории P<sub>2</sub>– 852,4; отнесены к некондиционным. По геологическим и геохимическим данным, рудопроявление в значительной мере эродировано. Обнаружение промышленных меднопорфировых руд возможно лишь на северном и юго-восточном погружении кровли рудоносного порфирового интрузива.

Другие меднопорфировые проявления рудного узла (*Меридиональное, Озерное, р. Платонич, Квахонское, Андриановское* и *Право-Хейванское*), локализованные в апикальных частях массивов рудоносного лавкинского комплекса, характеризуются еще меньшими размерами и низкими содержаниями полезных компонентов, что определяет их невысокие перспективы для выявления промышленных руд.

*Лунтосский ПРУ (5)* тяготеет к восточному флангу Срединного выступа фундамента, где среди разновозрастных гранитоидов присутствуют интрузивы рудоносного лавкинского комплекса и выявлены меднопорфировые и золото-полисульфидные проявления [«Карта полезных ископаемых...», 1999]. На Си-Мо-порфировом проявлении *Кагнисин* в эндоконтакте дайки гранодиорит-порфиров в штокверке кварцевых прожилков с молибденитом и халькопиритом содержание Си – 0,03 %, Мо – до 0,13 %, а на проявлении *Безымянном* – до 0,2 % и 0,11 %, соответственно. Золото-полисульфидному типу, характерному для периферических частей меднопорфировых РМС, принадлежат проявления Дождливое и Восточное, связанные с ареалами развития даек гранодиорит-порфиров и характеризующиеся содержаниями: Аи и Ag – до 5-9 г/т, Pb – 3,6 %, Zn – 0,24 %. Лунтосский РУ слабо изучен, однако его геологоструктурная позиция в краевой части выступа фундамента, насыщенного разновозрастными, в том числе рудоносными, интрузивами, а также сочетание Мо-Си-порфировых проявлений с золото-полисульфидными позволяют рассматривать его в качестве потенциально перспективного на меднопорфировое оруденение.

Мо-Си-порфировые проявления известны и в других, более мелких, выступах фундамента на юге Камчатки (*Boesodckoe, p. Покосная, водораздел руч. Каменистый-Дальний, Красногорское*). Все они весьма слабо изучены, однако их присутствие отражает потенциальную рудоносность



1-2 – продуктивная габбро-диорит-гранодиоритовая формация: 1 – кварцевые монцониты, 2 – шток рудоносных гранодиорит-порфиров; 3 – предполагаемый контур рудного штокверка, 4 – аномалии вызванной поляризуемости пород. Остальные обозначения см. на Рисунке 5.18 и Рисунке 5.19

Рисунок 5.22 – Схематическая геологическая карта Малахитового Мо-Си-порфирового проявления Адриановско-Крутогоровского ПРУ. По [Мигачев, Минина, Звездов, 2020], с использованием материалов Е.К.Игнатьева и А.С. Гумовского (1988 г.)

многочисленных массивов гранодиоритов-кварцевых диоритов продуктивной формации (лавкинского комплекса, P<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>) и определяет данные обстановки как перспективные для поисков меднопорфировых руд.

*Хиузно-Ушканьинский ПРУ (18)* выделен на северо-западе Корякско-Камчатского региона в Мургальском выступе вулканогенно-терригенного фундамента. Известные здесь меднопорфировые (Тайное, Гальмитка) и золото-полисульфидные (Кедровое, Булу) проявления, обширные геохимические ореолы Си и Аи и другие признаки потенциальной перспективной

меднопорфировой РМС генетически связаны с плутонитами Оклано-Пенжинского ВПП. С рудоносной габбро-диорит-тоналит-плагиогранитовой формацией этого пояса сопряжено меднопорфировое оруденение Ракетного ПРП Убиенкинского ПРУ Ольховского РР (Юго-Западная Чукотка) [Андреев и др. 2014].

К РМС рассматриваемого типа также могут быть отнесены рудообразующие системы **Пылгинской рудной зоны (6),** выделенной на северном фланге Олюторско-Восточно-Камчатско-Курильского (ОлВКК) ВПП в выступе фундамента, сложенном вулканогеннотерригенным комплексом  $K_2$ - $P_1$  Ачайваям-Валагинской островной дуги [Шапиро, 1995]. Эта слабо изученная зона отличается исключительно высокой рудоносностью, проявленной как в связи со становлением плутонитов названного ВПП, продуктивных на меднопорфировые руды, так и с металлогенией предшествующих структурно-вещественных комплексов. Возрастные датировки мелких массивов диоритов, гранодиоритов и кварцевых монцонитов отвечают олигоцену и миоцену [«Карта полезных ископаемых...», 1999], что свидетельствует о присутствии здесь как островодужных, так и поясовых плутонитов, в том числе рудоносных.

С островодужными базальт-андезибазальтовой и вулканогенно-кремнистой формациями ( $K_2$ - $P_1$ ) связаны многочисленные пластообразные, жилообразные и штокверковые тела магнетит-сульфидных и кварц-магнетитовых руд, относящихся к водносиликатному медномагнетитовому РФТ, и гистеромагматических гематит-мушкетовитовых – в пластообразных телах андезибазальтов. В Кимлинском РП помимо этих руд выявлено более 50 крутопадающих халькопирит-магнетитовых (с актинолитом) рудных тел, а также небольшие скопления скарновых медных руд в ассоциации с телами диоритов и кварцевых диоритов, которые вместе с вулканитами базальт-андезибазальтовой формации образуют ВПА ( $K_2$ - $P_1$ ) базальтоидного ВПП.

С многочисленными мелкими массивами гранитоидов Р<sub>3</sub>, широко развитыми на тех же площадях, сопряжены проявления жильно-штокверкового типа с повышенными концентрациями Си и Аu. Дайки и штоки диоритов и монцонитоидов потенциально рудоносной миоценовой диорит-гранодиоритовой формации ОлВКК ВПП сопровождаются золото-полисульфидными (Росомаха, Блеск, Емьет, Корень, Пылгинский, Клад), жильными полиметаллическими (Встречное), ртутными (Олюторское) и сурьмяно-мышьяковыми (Гиткалиюн) проявлениями. Некоторые из них могут принадлежать периферии комплексных МП РМС, во внутренних зонах которых локализованы меднопорфировые проявления Находка, Среднекауктваямское, Пинкилиной и Кустовка. Приведенные данные свидетельствуют о высоких перспективах Пылгинской рудной зоны на меднопорфировое оруденение.

К *третьему типу РМС* отнесены рудоносные вулкано-купольные структуры. Известные в их пределах меднопорфировые, медно-сульфосолевые (с Au и Ag), золото-серебряные, сурьмяно-ртутные и серные месторождения и проявления, сопряжены с экструзивными и субвулканическими телами – апофизами скрытых на глубине интрузивов, образовались в ходе становления одних и тех же продуктивных ВПА ранних этапов формирования ВПП. Временная и пространственная сближенность проявлений названных РФТ, установленная в ряде рудных районов Мира [Кривцов и др., 2001; Звездов, Минина, 2010; Мигачев, Звездов, Минина, 2022; Corbett G.J., Leach, 1998; Hedenquist et al., 1998; Sillitoe, 2002, 2010 и др.], позволяет предполагать их принадлежность единым меднопорфировым РМС с комплексной металлогенией, что, со значительной долей условности с учетом благоприятных геоструктурных обстановок и наличия поисковых признаков меднопорфирового оруденения, позволяет рассматривать такие площади как потенциально перспективные меднопорфировые РУ. Среди них – Малетойваямский и Сеэрваямский в северном сегменте Корякско-Центрально-Камчатского (КЦК) ВПП, Кумрочский и Авачинско-Китхойский в южном звене и Белогорский (Вочвиваямский) в северном звене Олюторско-Восточно-Камчатского (ОлВКК) ВПП.

Близкие по строению *Малетойваямский PV (12)* и *Сеэрваямский ПРУ (13)* выделены в Ильпинском (Малетойваям-Ветроваямском) серно-медно-золоторудном районе Центрально-Камчатской МЗ, где в начале 70-х годах XX века были разведаны крупнейшие в стране месторождения самородной серы Малетойваямское и Ветроваямское. Кроме этих месторождений в пределах названных узлов в апоэффузивных вторичных кварцитах установлены проявлениями медной сульфосолевой (энаргит-люцонитовой) Au-Ag-содержащей и меднопорфировой минерализации. Для всех рудных объектов рассматриваемых узлов рудоносной является миоценовая андезит-диоритовая ВПА: для месторождений серы – вулканиты андезит-дацитовой формации, для проявлений Cu, Au, Ag – штоки диоритовых порфиритов – аналогов лавкинского комплекса, продуктивного на меднопорфировые руды.

*Малетойваямская РМС*, в пределах которой выделен одноименный РУ (*12*), представляет собой крупный стратовулкан более 40 км в поперечнике, сложенный породами андезидацитовой формации (N<sub>1</sub>) продуктивной на меднопорфировые руды ВПА раннего этапа формирования КЦК ВПП. В его жерловой зоне присутствуют проявления золото-серебросодержащих медно-мышьяковых руд HS типа («высокой сульфидизации»), а на периферии – аналогичные проявления, а также меднопорфировые, сопряженные с небольшими интрузивами диоритовых порфиритов той же ВПА (Рисунок 5.23).

По данным А.Г.Волчкова и В.С.Звездова [Волчков, Звездов, 1997], изучавших этот объект, центральная зона вулканической постройки, характеризующаяся интенсивно проявленной объемной аргиллизацией пород, вмещает массив апоэффузивных серосодержащих вторичных



1 – вулканомиктовые породы в разрезе продуктивной формации, 2 – рудовмещающие метасоматиты нерасчлененные (преимущественно апоэффузивные кварциты), 3 – контур аномалии силы тяжести интенсивностью более 40 мГл.

Цифры на схеме: 1 - Центральный участок Малетойваямского серного месторождения; 2 – 3 – рудопроявления: 2 – медно-мышьяковое участка Юбилейный, 3 – меднопорфировое участка Октябрьский

Остальные обозначения см. на Рисунке 5.18 и Рисунке 5.19

Рисунок 5.23 – Схематическая геологическая карта и разрез Малетойваямской РМС. По [Волчков, Звездов, 1997] с использованием данных А.Е. Конова, Л.Л. Ляшенко (1974 г.)

кварцитов с линзами (стратоидными залежами) серноколчеданных руд. Здесь в ходе разведки серного месторождения с проходкой канав и бурением скважин глубиной до 200-300 м геоло-ГРЭ Л.Л. гами Северо-Камчатской A.E. Коновым, Лященко, Г.И.Михайловой, Ю.М.Стефановым и других. среди алунит- и зуниитсодержащих разностей кварцитов (с пиритом, марказитом, арсенопиритом, аурипигментом, реальгаром) была обнаружена медномышьяковая (сульфосолевая) минерализация (участок Юбилейный), представленная зонами карбонат-андалузит-кварцевых метасоматитов с сульфоарсенатами меди – энаргитом и люцонитом, с содержаниями Cu от 0,3 до 3,5 % и As до 2%, а также повышенными концентрациями Au и Ag. В периферийных областях палеовулкана поисковыми работами выявлены рудопроявления Октябрьское и Вамтуваямское аналогичного минерального состава. На первом из них также обнаружена меднопорфировая минерализация (борнит, халькопирит, пирит), сопряженная с мелкими телами диоритовых порфиритов, которые возможно, являются апофизами крупного гранитоидного массива, прогнозируемого на глубине по данным гравиразведки. Названные участки по масштабам соответсвуют потенциальным рудным полям.

В 2007-2010 гг. на площади этих полей РУ ООО "Каммедь" проведены поисковые и оценочные работы с проходкой канав и бурением скважин. Оконтурены Юбилейное, Пластовое и Верхнее рудные тела, локализованные в монокварцитах и алунит-пиритовых кварцитах и представляющие собой мощные круто- и пологопадающие залежи с зоной окисления мощностью от 47 до 132 м. Выделены два природных типа руд – золотой и золото-пирит-энаргитовый. Первый распространен повсеместно, второй характерен исключительно для Юбилейного участка. Оцененные прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub> в сумме по всем РТ составили: золота – 47,6 т (при среднем содержании 1,22 г/т), серебра – 460 т (11,84 г/т); категории P<sub>2</sub> (по зоне Юбилейной) – золота 33,9 т (1,51 г/т), серебра 107 т (4,79 г/т).

В *Сеэрваямском ПРУ (13)* в такой же вулканоструктуре и на ее периферии в обширном (около 8 км<sup>2</sup>) поле развития вторичных кварцитов, нередко сероносных, аргиллизитов и пропилитов, выявлены аналогичные по минеральному составу проявления прожилково-вкрапленной минерализации: энаргит-люцонитовой в сероносных алунитовых кварцитах, золото-серебряной – в пропилитизированных вулканитах, штокверковой борнит-халькопиритовой – в карбонатандалузит-кварцевых метасоматитах эндо-экзоконтактовых зон порфировых штоков потенциально рудоносной ВПА. Они сопровождаются геохимическими аномалиями Au, Cu, Zn, Pb, Mo в потоках рассеяния. По перечисленным поисковым признакам на площади ПРУ выделены две перспективных площади – Сеэрваямское и Каванейваямское ПРП. По геохимической зональности для первого из них предполагается среднерудный, а для второго – более высокий уровень эрозионного среза рудовмещающей системы.

Геолого-поисковыми работами уже подтверждена перспективность Малетойваямского РУ на обнаружение объектов Au-Ag-содержащих руд HS типа, что не исключает возможность обнаружения меднопорфировых месторождений в более глубинных зонах РМС. Такие же работы планируются и на площади Сеэрваямского ПРУ.

Кумрочский ПРУ (11) приурочен к одноименному относительно поднятому блоку фундамента ОлВКК ВПП, сложенному вулканогенно-кремнисто-терригенными толщами (К<sub>2</sub>-Р<sub>1</sub>). Рудоносная андезит-диоритовая ВПА (Р<sub>3</sub>-N<sub>1</sub><sup>1</sup>) представлена крупным гранитоидным массивом и комагматичными вулканитами андезит-дацитовой формации. В этом узле изучены, с бурением, золото-адуляр-кварцевые проявления Кумроч И Круча, представленные жильноштокверковыми зонами в аргиллизитах, филлизитах и кварцитах в ассоциации с мелкими телами кварцевых диоритовых порфиритов и экструзивами дацитов. Состав жил и прожилков (кварц, адуляр, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, блеклые руды, аргентит, золото) в целом соответствует золото-полисульфидному типу руд меднопорфировых месторождений, отличаясь лишь присутствием адуляра. А.Г. Шадриным (2001 г.) в рудах проявления Кумроч выделена ранняя золото-полисульфидная минеральная ассоциация с содержанием Си 0,9-1,1 %, Рь 2,1-2,8 %, Zn 3,87%, сменяющаяся по восстанию рудной зоны золотой и поздней золотоаргентитовой.

Непромышленная меднопорфировая минерализация подсечена скважинами на глубоких горизонтах Кумрочской РМС. На поверхности она отмечается на наиболее эродированных периферийных ее участках – Водопадном и ручья Фирнового. На первом из них в диоритовых порфиритах установлен кварцевый штокверк с пиритом, халькопиритом, магнетитом и медной зеленью с содержаниями Си до 0,4 % и Аи до 2,4 г/т, на втором – обломки филлизитов и кварцитов с содержаниями Си до 1,55%, Au – 0,5-3,0 (до 10,4) г/т, Ag –5 г/т [Кучуганов, 1987 г.]. Именно с этими участками, изученными только с поверхности, связываются перспективы обнаружения меднопорфировых руд.

*Авачинско-Китхойский РУ (14)* в южном звене ОлВКК ВПП расположен на сочленении ряда геоструктур, ограниченных разломами: Центрально-Камчатского грабена, выступов фундамента, вулкано-тектонических депрессий с золото-серебряными месторождениями Южно-Камчатского РР. На площади РУ выделена цепочка вулкано- купольных структур (Скалистая, Лево-Авачинская, Удачная, Китхойская) северо-западного простирания, ограниченная со всех сторон относительно поднятыми блоками и выступами фундамента (Рисунок 5.24). Они сложены магматитами рудоносной андезит-диоритовой ВПА ( $P_3$ -N<sub>1</sub><sup>1</sup>). Их центральные части содержат тела порфировых диоритов и кварцевых диоритов, которые на верхних уровнях сменяются экструзивно-субвулканическими телами андезитов, а на склонах – лавами и пирокластами андезитов, андезидацитов и дацитов.



Формации неоген-четвертичного Олюторско-Восточно-Камчатского ВПП: 1-3 – миоценовой диорит-андезитовой ВПА, продуктивной на молибден-меднопорфировые и золото-серебряные руды – 1-2 – андезитовая (1 – андезиты, андезидациты, дациты – лавовые и туфовые фации, 2 – андезиты, переходящие в диоритовые порфириты – экструзивно-субвулканические фации), 3 – контур Авачинско-Китхойского рудного узла с золото-серебро-полиметаллическими рудопроявлениями: 1. Звездная даль, 2. Рвущее, 3. Удачное, 4. Китхойское

Остальные обозначения см. на Рисунке 5.18 и Рисунке 5.19

Рисунок 5.24 – Схема геологического строения Авачинско-Китхойского РУ с совмещенной молибден-меднопорфировой и золото-(серебро)-полисульфидной минерализацией в вулкано-купольной структуре. По [Мигачев, Минина, Звездов, 2020], с использованием материалов В.А. Кучуганова, 1988 г.; А.И. Жамойды, О.А. Мазаревича и Р.И. Соколова (1993 г.)

Известные здесь рудопроявления (Китхойское, Рвущее, Звездная Даль, Удачное) Au-Agполисульфидного типа, изучавшиеся В.А.Кучугановым (1987 г.), А.И.Жамойдой, О.А. Мазаревичем, Р.И.Соколовым (1993 г.), представлены жильно-прожилковыми зонами, локализованными во внутренних частях вулкано-купольных структур, в диоритах и экструзивно-субвулканических андезитах. Наиболее значительное *Китхойское проявление* приурочено к структуре, вмещающей довольно крупный массив диорит-гранодиоритовой формации (N<sub>1</sub>), потенциально продуктивной на меднопорфировые руды. Диориты, гранодиорит-порфиры, андезиты и андезидациты внутренней зоны пропилитизированы и на отдельных участках превращены в кварц-гидрослюдистые, кварц-адуляровые и монокварцевые метасоматиты, вмещающие около 50 кварцевых жил и жильно-прожилковых зон. Руды содержат до 10-15 % сульфидов; средние содержания Au и Ag в наиболее изученной жиле составляют 2,7-7,4 и 3,1-3,9 г/т, соответственно. Элементами-спутниками являются Cu, Zn и Pb. На рудопроявлении *Звездная даль* штокверки и пучки жил типа «конского хвоста» сложены агрегатами кварца, хлорита, карбоната и барита с богатой вкрапленностью халькопирита, пирита, галенита, сфалерита. Помимо Au (до 3 г/т) и Ag (до 30 г/т), в них установлены Cu (0,5-2,55 %), Mo (более 0,03 %), Pb (0,7-3,46 %), Zn (0,4-1,52 %).

По данным В.А. Кучуганова (1987 г.) и Ю.М. Щепотьева с соавторами [Щепотьев и др., 1989], проявления Авачинско-Китхойского РУ существенно отличаются от Au-Agполиметаллических месторождений Южно-Камчатского РР, для которых в качестве рудоносной выступает та же андезит-дацитовая формация ( $P_3$ - $N_1^1$ ). Для них характерен более простой минеральный состав (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит), высокая сульфидность руд (до 10-40 %), а также существенная роль в составе раннепродуктивного комплекса золото-халькопиритовой ассоциации с тонким самородным золотом более высокой (720-822) пробы. Отличает их и слабая сереброносность руд (Au:Ag – 1:3–5), высокие (до десятков г/т) концентрации золота, преобладание Те над Se. Позднепродуктивный золото-адуляр-кварцевый комплекс, широко развитый в Южно-Камчатском РР, на проявлениях этого РУ составляет не более 1 % руд.

Характеристики проявлений Авачинско-Китхойского РУ указывают на их сходство с золото-полисульфидным типом руд поздних стадий рудоотложения на МПМ. Этот факт, а также благоприятная структурная позиция в относительно поднятом блоке фундамента ВПП на пересечении крупных разломов, ставит Авачинско-Китхойский узел в ряд возможно перспективных на выявление промышленных меднопорфировых руд в составе комплексных РМС. С учетом фактора латеральной рудно-формационной зональности, установленного на ряде подобных объектов [Минина, 2006; Звездов, Мигачев, Минина, 2018; Мигачев, Звездов, Минина, 2022; Corbett G.J., Leach, 1998; Hedenquist et al., 1998; Hedenquist, Taran, 2013], для их обнаружения перспективны выступы фундамента на периферии вулкано-купольных структур, которые вмещают интрузивные массивы продуктивной формации.

Белогорский (Вочвиваямский) РУ (15) на северном фланге ОлВКК ВПП представляет собой одноименную вулканоструктуру, сложенную андезитами (N<sub>1</sub>), которые вместе с дайками и штоками порфировидных диоритов образуют потенциально рудоносную андезит-диоритовую ВПА. Распределение разных по составу проявлений рудной минерализации подчинено вертикально-латеральной зональности. В выступе фундамента на северном фланге вулканоструктуры массив диоритовых порфиритов и дайки гранодиорит-порфиров сопровождаются штокверковой борнит-халькопиритовой минерализацией с содержанием Cu до 1,39 %, а на югозападном фланге в такой же обстановке размещены жильно-штокверковые руды мелкого полиметаллического месторождения Мир с содержанием Pb 0,37-6,1 %, Zn 0,66-12,5 %, Au до 69 г/т, Ag до 296,8 г/т, Cu до 0,87 % [«Карта полезных ископаемых...», 1999], а также проявления золото-полисульфидного типа, представленные кварц-карбонатными штокверками с повышенным содержанием Au, Ag, Pb, Zn и Cu. На южной периферии вулканоструктуры в породах палеогенового основания со штоками и дайками гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов продуктивной ВПА сопряжены проявления Ag (Кварцит), As и Sb (Ольгон).

Вертикально-латеральная рудная зональность Белогорского РУ, выраженная сменой штокверковых борнит-халькопиритовых проявлений, локализованных в относительно поднятом блоке фундамента, – полиметаллическими и золото-полисульфидными на флангах и верхних горизонтах вулканоструктуры, а также проявлениями Ag, As и Sb на ее периферии, позволяет рассматривать этот узел как слабо эродированную комплексную РМС, потенциально перспективную на обнаружение меднопорфировых руд во внутренней зоне.

Другим примером рудоносных вулкано-купольных структур, выделенных в **четвертый тип** ПРУ, являются Кондыревская (16) и Среднеорловкинская (17) в западном борту Пенжинского прогиба, в которых известны золото-серебряные и меднопорфировые проявления в вулканогенно-терригенных толщах, ассоциирующие с экструзивно-субвулканическими телами андезидацитов, риодацитов и гранит-порфиров продуктивной ВПА (P<sub>2-3</sub>) Оклано-Пенжинского ВПП [«Геологическая карта СССР. Лист P-58, 58», 1985]. Для этих РМС характерно «спрессованность» по вертикали, т.е. совмещение в пространстве минеральных ассоциаций названных РФТ.

В *Кондыревском РУ* (16) меднопорфировые проявления с содержанием Мо до 0,035-0,3 %, Си до 0,1-0,4 %, Ag 3,7 г/т, Au 0,4 г/т локализованы в экструзиве андезидацитов и вмещающих его пиритизированных молассоидах основания ВПП. В аналогичной позиции находится золото-серебряное проявление полисульфидного типа *в верховьях р. Правой Кондыревой,* где кварцевый штокверк с вкрапленностью халькопирита, гематита и галенита содержит Au 0,1-1г/т (до 18 г/т), Ag 1,5-10 г/т (до 282 г/т) и повышенные концентрации Cu, Mo, Pb, Zn. Проявление сопровождается аллювиальной россыпью золота с интрузивом диоритов в плотике. С учетом повышенных содержаний не только Au и Ag, но и Cu, Mo, Pb и Zn, а также преобладания высокопробного золота и присутствия невскрытого диоритового интрузива, золото-серебряное проявление может представлять внешнюю часть меднопорфировой РМС.

В *Среднеорловкинском РУ* (17) в такой же вулкано-купольной структуре с мелкими телами кварцевых диорит-порфиритов потенциально рудоносной формации (Р<sub>2-3</sub>) сопряжены зоны сульфидизации с повышенным содержанием Cu (0,1-0,3 до 1 %), Mo (до 0,01 %), Au (0,2 г/т) и Ag (до 15 г/т), также сопровождающиеся россыпью золота.

Невысокие содержания полезных компонентов позволяют оценивать Кондыревский и Среднеорловкинский РУ лишь как возможно перспективные на обнаружение промышленных меднопорфировых руд. Вместе с тем, в более благоприятной обстановке Мургальского выступа фундамента, вмещающего плутониты потенциально продуктивных формаций Оклано-Пенжинского и Охотско-Чукотского ВПП, к ним примыкает *Хиузно-Ушканьинский ПРУ (18)* с меднопорфировыми (Тайное, Гальмитка) и золото-полисульфидными (Кедровое, Булу) проявлениями, обширными геохимическими и металлометрическими ореолами Си и Аи и другими признаками потенциальной перспективности на меднопорфировое оруденение.

Вышеописанные рудные районы и узлы, эквивалентные РМС трех типов (моделей), с установленными прямыми и косвенными поисковыми признаками меднопорфирового оруденения различаются степенью перспективности на обнаружение промышленных объектов (см. Рисунок 5.18). Как было отмечено в разделах 2 и 5.3, наиболее благоприятными для поисков меднопорфировых месторождений являются РМС в магматогенных поднятиях с длительным режимом развития (в выступах фундамента, претерпевавших многократные циклы тектономагматической активности). К таким рудообразующим системам можно отнести рудные узлы второго типа: Крутогоровско-Андриановский, Лунтосский и Пылгинскую рудную зону. Первый из них «утратил» свою промышленную значимость из-за значительного эрозионного среза. Второй и третий недостаточно изучены. Рудные узлы первого и третьего типов (на сочленении поднятий с ВДТ и вулкано-купольных структурах типа «интрузив под вулканом») равноценны по степени перспективности, но прежде всего для поисков мезотермальных жильных золотополусульфидных и эпитермальных золото-серебряных месторождений. Крупных МПМ в таких обстановках, судя по мировому опыту, «ожидать не приходится».

Проведенное металлогеническое районирование территории Корякско-Камчатского региона с учетом элементов построенных моделей меднопорфировых РМС с комплексной металлогенией, позволило сделать следующие выводы:

– по территории региона «проходят» несколько андезитоидных и базальтоидных ВПП – геоструктур, как правило, вмещающих меднопорфировые месторождения;

 в ВПП установлены продуктивные на меднопорфировые руды ВПА и плутоногенные формации, с которыми также связаны золото-полисульфидные, медно-мышьяковые и другие рудопроявления, принадлежащие верхним и периферийным частям единых РМС;

– выделенные потенциальные рудные районы и узлы с меднопорфировыми проявлениями локализованы в основном в поднятых блоках фундамента в структуре ВПП, либо областях их сочленения с сопряженными ВДТ; наиболее благоприятными обстановками были магматогенные поднятия длительного развития, где существовали условия для возникновения гипабиссальных «материнских» гранитоидных массивов (промежуточных магматических очагов), с порфировыми интрузивами-апофизами которых обычно сопряжены МПМ.

Все это позволяет, с определенной долей условности, рассматривать Корякско-Камчатский регион как потенциальную меднопорфировую провинцию. В то же время, необходимо обратить внимание на следующие обстоятельства:

– большинство из описанных перспективных площадей в ранге потенциальных рудных узлов недостаточно изучены, что не позволяет локализовать в их пределах участки для постановки поисковых работ на меднопорфировые руды; для решение этой задачи необходимо проведение на них дополнительных прогнозно-минерагенических работ с опережающими геофизическими и геофизическими исследованиями;

 известные рудопроявления при слабой изученности (кроме Кирганикского и Малахитового) отличаются незначительными размерами и сравнительно низкими содержаниями полезных компонентов;

 на значительных площадях рудоносные ВПА и плутониты продуктивной формации перекрыты более молодыми вулканогенными образованиями, в том числе четвертичными;

– относительно высокое положение эрозионного среза ВПП определяет большие глубины (сотни м – первые км) нахождения внутренних, потенциально продуктивных на меднопорфировые руды, частей РМС, оценка которых бурением экономически нецелесообразна.

Таким образом, несмотря на потенциальную возможность обнаружения меднопорфировых месторождений в ВПП Корякско-Камчатского региона, существующие негативные факторы, главными из которых являются слабо развитая инфраструктура территории, экологические факторы и значительные затраты на геологоразведочные работы, не позволяют в настоящее время рекомендовать проведение здесь целевых поисковых работ на меднопорфировое оруденение. Более целесообразны поиски золоторудных объектов НS типа, находящихся в верхних периферийных частях комплексных МП РМС, для чего необходимы дополнительные прогнозноминерагенические работы на площадях наиболее перспективных потенциальных рудных узлов.

На основе выполненного прогнозно-металлогенического районирования территории Российской Федерации и ее отдельных регионов на меднопорфировое оруденение с построением прогнозно-поисковых моделей разноранговых металлогенических таксонов сделаны следующие *выводы*.

1. По масштабам меднопорфировые РМС с комплексной металлогенией эквивалентны рудным районам (PP). Их внутренние части с месторождениями меднопорфирового семейства,

фланговые – скарновыми медными и полиметаллическими, co жильными золотополисульфидными месторождениями и внешние периферийные зоны с эпитермальными стратоидными и жильными золотыми, золото-серебряными, медно-мышьяковыми, мышьяково-сурьмяно-ртутными и серными месторождениями и проявлениями могут рассматриваться как рудные поля. Закономерное расположение разновозрастных продуктов рудогенеза в объеме РМС позволяет прогнозировать их «недостающие» элементы при наличии любого из них, что учтено в разработанных прогнозно-поисковых моделях потенциальных РР и РУ. На их основе проведено металлогеническое районирование ВПП восточных регионов России на меднопорфировое оруденение. В пределах Охотско-Чукотской, Корякско-Камчатской, Сихотэ-Алиньской, Алдано-Становой минерагенических провинций выделены и оконтурены металлогенические зоны и рудные районы (узлы), которые ранжированы по степени перспективности и рекомендуемой очередности постановки ГРР различного масштаба.

2. Наиболее перспективна для поисков МПМ Ненкано-Баимская и Хетачано-Кричальская МЗ Курьинского ВПП и Нижнеамурская МЗ Западно-Сихотэ-Алиньского пояса, где расположены наиболее крупные в России Аи-Мо-Си-порфировые месторождения Песчанка и Малмыжское. Остальные МЗ (с проявлениями меднопорфировых и сопряженных руд) отнесены к разряду потенциально перспективных, в том числе: с высоким металлогеническим потенциалом – Центрально-Камчатская, Танюрер-Канчаланская, Южно-Омолонская и Северо-Сихотэ-Алиньская; средним – Северо-Камчатская, Кавральянская, Хетачано-Кричальская, Бургачанская, Балыгычанская, Алдома-Этанджинская и Гонжинская; низким – Авачинско-Китхойская, Чаплинская, Эргунейская, Октябрьская, Окча-Уктурская, Дагды-Сандинская и Самаргинская.

3. Металлогеническое районирование Амурско-Сихотэ-Алинской меднопорфировой провинции, проведенное с использованием формационного и рудно-формационного анализов, позволило: описать геотектоническую позицию, строение и металлогению андезитоидных ВПП – Умлекано-Огоджинского, Ханкайского, Хингано-Охотского, Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинского и Колчанского, вмещающих меднопорфировые и сопряжённые с ними месторождения и проявления; охарактеризовать ВПА и плутоногенные формации названных поясов; определить пространственно-временные связи объектов разных РФТ; оконтурить металлогенические зоны меднопорфирового типа (Северо-Буреинская, Южная, Западная и Восточная), охватывающие площади распространения продуктивных андезит-диорит-гранодиорит-монцонитовых ВПА, сформированных на ранних этапах становления ВПП. Выделенные в пределах МЗ рудные районы и узлы представляют собой ареалы развития массивов плутонитов рудоносных формаций и связанных с ними меднопорфировых проявлений в поднятиях фундамента поясов.

4. Металлогеническим районированием Корякско-Камчатской провинции определены ВПА андезитоидных и базальтоидных ВПП, продуктивные на меднопорфировые руды, выделе-

215

ны плутоногенные и вулканогенные формации, с которыми связаны меднопорфировые и сопряжённые золото-полисульфидные и медно-мышьяковые проявления, принадлежащие различным частям РМС с комплексной металлогенией. Проведена типизация этих систем по геоструктурным условиям локализации. На ее основе выделенные потенциальные рудные районы и узлы ранжированы по степени перспективности на обнаружение МПМ. В целом Корякско-Камчатский регион может рассматриваться как потенциальная меднопорфировая провинция, однако, с учётом целого ряда факторов и, прежде всего, экономических и экологических, сделан вывод о приоритетности постановки прогнозно-минерагенических работ на золото – на площадях с проявлениями золотосодержащих медно-мышьяковых и золото-полисульфидных руд.

Приведенные в разделе материалы позволили сформулировать <u>пятое защищаемое по-</u> <u>ложение</u>, имеющее прикладное значение.

Комплексные меднопорфировые РМС по масштабам эквивалентны рудным районам и узлам. Их внутренние и фланговые части с собственно меднопорфировыми, скарновыми и жильными месторождениями меди, полиметаллов, золота, серебра, а также внешние с эпитермальными стратоидными, жильными и жильно-прожилковыми золоторудными и золото-серебряными месторождениями могут рассматриваться как рудные поля. Закономерное расположение разнотипных продуктов рудогенеза в объеме таких РМС допускает возможность прогноза их недостающих элементов при наличии любого из них, что учтено в разработанных прогнозно-поисковых моделях потенциальных рудных районов (ПРР) и узлов (ПРУ). На их основе проведено прогнозно-металлогеническое районирование восточных регионов России. В металлогенических зонах ряда минерагенических провинций выделены и оконтурены ПРР и ПРУ, оценена их перспективность на меднопорфировые и сопряженные руды.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам исследований ряда меднопорфировых месторождений (МПМ) России, Казахстана и Узбекистана, обобщения и анализа отечественных и зарубежных публикаций по закономерностям размещения, геологическому строению и условиям формирования объектов названного типа, принципам и методам их прогноза, поисков и оценки, а также моделирования рудно-магматических систем (РМС), которым они принадлежат, сделаны следующие выводы.

1. РМС базальтоидных и андезитоидных ВПП различаются не только петрологией рудоносных плутоногенных формаций, рудно-метасоматической зональностью и вещественным составом руд МПМ, но и сочетаниями (наборами) месторождений других рудноформационных типов, сопряженных и/или совмещенных с ними в объеме таких систем. Характер проявления комплексной металлогении зависит от состава и степени дифференциации магматических очагов. В РМС, сформировавшихся на раннем этапе становления андезитоидных ВПП, кроме меднопорфировых нередко присутствуют древние месторождения фундамента поясов, а в некоторых случаях рудные объекты последующих этапов развития ВПП, что не характерно для базальтоидных поясов. В целом, такие системы могут рассматриваться как закономерные совокупности магматических и рудных формаций, возникающих в ходе эволюции очагов в земной коре океанического, континентального и переходного типов и образующих вертикально-латеральные ряды, изучение строения которых может быть использовано при прогнозе как меднопорфировых, так и ассоциирующих с ними скарновых, мезо- и эпитермальных месторождений цветных и благородных металлов.

2. МПМ мирового класса формировались в специфических геодинамических и структурно-петрофизических обстановках. Благоприятными для их возникновения были сегменты магматических дуг (ВПП), на ранних стадиях развития которых господствовал режим интенсивного коллизионного сжатия, подавлявший вулканизм и приводивший к возникновению мощных флюидонасыщенных магматических очагов в верхней части земной коры. В период их разгрузки при инверсии тектонических напряжений необходимым условием для рудонакопления в значительных масштабах было наличие над рудоносными интрузивами (выступами-апофизами «материнских» плутонов) малопроницаемых толщ «упруго-пластичного» либо «упруговязкого» деформационного типа, которые способствовали сосредоточению флюидной фазы в верхах магматических колонн и концентрации металлов. Карбонатные отложения (доломиты, известняки) и богатые железом базитовые комплексы в составе таких толщ являлись также *геохимическими барьерами*, приводившими к образованию высокосортных руд. Определенную роль играла исходная рудоносность интрузивной рамы – древние рудные месторождения и геохимические аномалии субстрата ВПП, подвергавшиеся регенерации в тепловом поле плутонов с переотложением рудного вещества активизированными метеорными водами на верхних уровнях систем. Уникальные по запасам объекты, сформировавшиеся при становлении крупных магматических очагов в «подэкранных» структурно-петрофизических обстановках, как правило, выделяются повышенными концентрациями металлов в рудах, отражающими совмещение в пространстве продуктов многостадийного магматизма и рудогенеза.

Для поисков крупных МПМ наиболее перспективны магматогенные поднятия длительного «воздымания» с многофазными плутонами рудоносных формаций в «ядрах» таких структур. К критериям прогноза таких объектов следует отнести наличие нескольких порфировых фаз и многочисленных рудообразующих минеральных ассоциаций, ареалы распространения которых на крупных месторождениях часто совмещены в пространстве из-за наложения продуктов многостадийного рудогенеза, связанного с длительно функционировавшими магматическими очагами, а также из-за «экранировавшего» влияния перекрывавших толщ, игравших роль петрофизических и геохимических барьеров. Влияние таких толщ до сих пор недооценивалось, поскольку на многих объектах они в значительной мере ассимилированы магматическим расплавом, преобразованы наложенными метасоматическими процессами, либо уничтожены эрозией и сохранились лишь в виде ксенолитов на флангах рудных районов и полей.

Для поисков скрытых месторождений в комплексе с традиционными методами ГРР целесообразно применять глубинную сейсмо-, грави- и магнитометрическую съемку с моделированием морфологии интрузивных массивов, космодешифрирование для выделения кольцевых и радиальных тектонических структур, фиксирующих тектонические «просадки» над ними, современные модификации ионно-сорбционного анализа (EnzymeLeachSM и BioLeach) для выявления надрудных солевых ореолов, по интенсивности и размерам в несколько раз превосходящих вторичные ореолы рассеяния элементов, а также современные методы микроанализа (LA-ICP-MS, SEM-EDS и WDS),позволяющие по элементам-примесям в минералах-индикаторах, таких как эпидот, хлорит, магнетит, выявлять периферийные части пропилитовых ореолов МП РМС в областях регионального зеленокаменного метаморфизма, повсеместно развитого в ВПП.

3. Характер деформаций пород при внедрении магматического расплава и их фильтрационные параметры влияли на морфологию порфировых интрузивов, форму и строение сопряженных с ними рудоносных штокверков, уровни концентрации металлов в рудах и, в конечном итоге, на запасы месторождений, что необходимо учитывать при их поисках и оценке. Основными механизмами возникновения рудовмещающих трещин были гидроразрыв и контракция при охлаждении, кристаллизации и дефлюидизации рудоносных магматических тел, сопровождающиеся образованием трещин в их апикальных частях, а также в породах кровли с раскрытием более древних трещин. Масштабы проявления этих процессов зависели от петрофи-

218

зических характеристик вмещающих сред.

Метасоматические преобразования пород в РМС сопровождались значительными изменениями их физико-механических свойств, масштабы которых зависели от их исходного состава. Вулканогенные и интрузивные породы основного состава обладали меньшими емкостными и более высокими упруго-прочностными свойствами в сравнении со средними и кислыми. Однако, по мере роста степени преобразований пород эти различия нивелировались, что в принципе позволяет выделять рудовмещающие фации метасоматитов по петрофизическим параметрам и рассчитанным по ним комплексным коэффициентам, что может быть использовано при оконтуривании минерализованных зон.

4. Строение и параметры РМС, пространственно-временная эволюция гидротермальных потоков в их объеме, расшифрованные с помощью градиентно-векторных концентрационных моделей рудных тел месторождений Кальмакыр, Дос Побрес, Актогай, Айдарлы, Бощекуль и др. и геохимических ореолов на площадях рудных полей, свидетельствуют о том, что условия формирования МПМ наиболее полно (количественно) могут быть описаны смешаннофлюидной конвективно-рециклинговой геолого-генетической моделью. Она предполагает двойственную природу транспортирующих агентов (флюидов, растворов) и рудного вещества – магматогенную (мантийную и коровую) и инфильтрационную (метеорную), в качестве «проводников» тепла и металлоносных флюидов от магматических очагов – порфировые интрузивы (брекчиевые трубки), а также многооборотную циркуляцию гидротермальных растворов на средних и поздних стадиях развития РМС, приводившую к частичному перераспределению металлов в их объемах. Такая модель не противоречит рудно-метасоматической зональности МПМ и строению рудоносных штокверков типовых объектов, физико-химическим, термодинамическим и изотопным параметрам рудоотложения, расчетам баланса вещества и математическому моделированию тепломассопереноса, а также данным по современным геотермальным системам. При этом главным источником металлоносных флюидов следует признать промежуточные магматические очаги, возникавшие в верхних частях земной коры в определенных геодинамических и структурно-петрофизических обстановках. Вещество регенерируемых рудных залежей частично «реализуется» лишь в виде поздних рудообразующих ассоциаций, развитых обычно на флангах меднопорфировых штокверков.

Использованные для генетических построений *градиентно-векторные концентрационные модели меднопорфировых рудных полей и месторождений*, позволяющие выявлять структуру «потоков масс и содержаний» и интенсивность их изменений в объемном выражении, могут применяться и в прикладных целях – при выборе ориентировок и плотностей оценочных и разведочных сетей на основе установленных закономерностей строения концентрационных потоков – господствующих трендов и градиентов изменения мощностей рудных тел и содержаний металлов. Определение при моделировании поверхностей инверсии концентраций меди, отделяющих верхние, относительно обедненные, части рудных тел от нижних – более богатых, может быть использовано для оценки эрозионного среза МПМ. Эти задачи могут решаться как на оценочной, так и на разведочной стадиях, с использованием моделей-эталонов и возможностей градиентно-векторного анализа по мере накопления данных опробования скважин.

5. Изучение геотектонической позиции и геолого-структурных условий локализации меднопорфировых месторождений и проявлений ВПП Востока России, их временных и пространственных отношений с объектами других рудно-формационных типов позволило выделить три основные группы (типа) комплексных меднопорфировых рудно-магматических систем (КМП РМС): на сочленении выступов фундамента ВПП с вулкано-тектоническими депрессиями, в магматогенных поднятиях субстрата поясов и в вулкано-купольных структурах. По масштабам они эквивалентны рудным районам (РР) и узлам (РУ), а их внутренние (с фланговыми) и внешние (периферийные) части с собственно меднопорфировыми, скарновыми, мезотермальными и эпитермальными жильными, жильно-прожилковыми и стратоидными месторождениями и проявлениями меди, полиметаллов, золота, серебра и самородной серы могут рассматриваться как рудные поля (РП). Закономерное расположение разнотипных продуктов рудогенеза в объеме таких систем допускает возможность прогноза их недостающих элементов при наличии любого из них, что учтено в разработанных прогнозно-поисковых моделях потенциальных РР и РУ. На их основе проведено прогнозно-металлогеническое районирование восточных регионов России на меднопорфировые и сопряженные руды. В перспективных металлогенических зонах Амурско-Сихотэ-Алиньской и Корякско-Камчатской минерагенических провинций выделены и оконтурены потенциальные рудные районы и узлы с ранжированием по рекомендуемой очередности постановки ГРР различного масштаба.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев А.В., Авилова О.В., Васюков В.Е., Звездов В.С., Минина О.В., Столяренко В.В., Чернов Е.Е. Медно-порфировые проявления Юго-Западной Чукотки и перспективы обнаружения промышленных объектов // Отечественная геология. 2014. № 6. С. 32-47.

Ахмедов Н.Н., Голованов И.М., Завьялов Г.Е., Землянов А.А., Исаходжаев Б.А. и др.
 Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: Гидроингео, 2001, 611 с.

3. Бадалов С.Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района. Ташкент, ФАН УзССР, 1965, 275 с.

4. Бадалов С.Т., Голованов И.М., Дунина-Барковская Э.А. Геохимические особенности рудообразующих и редких элементов эндогенных месторождений Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, ФАН УзССР, 1971, 228 с

5. Баранов Э.Н. Конвективные системы колчеданных месторождений // Металлогения современных и древних океанов. М.: ЦНИГРИ, НТК «Геоэксперт», 1992. С. 119–129.

6. Баранов Э.Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. М.: Наука, 1987. 296 с.

7. Барнс Х.Л. Растворимость рудных минералов. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир. 1982. С. 328-369.

8. Барнэм К.У. Магмы и гидротермальные флюиды. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир. 1982. С. 71-121.

9. Барт Т. Теоретическая петрология. М.: Изд-во иностранной литературы, 1956. 414 с.

10. Башкиров Б.Г., Попов Ю.В. Вопросы прогнозирования крупных эндогенных месторождений. М.: ВИЭМС, 1981. 65 с.

11. Беда В.Д., Пискунов Ю.Г., Залищак Б.Л., Симаненко Л.Ф. Минералогические особенности месторождения полиформационного типа (Нижнее Приамурье). В кн.: Рудные формации Приамурья. Владивосток: ДВНЦ, Амурский КНИИ АН СССР, 1983. С. 54–76.

12. Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. 276 с.

13. Белов С.В., Вальков В.О., Любимов Н.И., Фролов А.А. Влияние физикомеханических свойств пород на образование рудолокализующих структур штокверковых месторождений // Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв. 1960. № 7. С. 54-61.

14. Белов С.В., Фролов А.А. Способ образования рудных прожилков как критерий оценки перспектив штокверков (на примере Караобинского месторождения в Центральном Казахстане) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1980. № 5. С. 47-53.

15. Брюховецкий О.С., Лурье М.В., Савилкин С.Б. Остывание горячей интрузии в массиве водонасыщенных пород // Геология и разведка. 1996. № 5. С. 69-74.

16. Брюховецкий О.С., Лурье М.В. Фильтрационная термоконвекция как механизм гидротермального оруденения // Геология и разведка. 1994. № 2, С. 144-151.

17. Булкин Г.А., Неженский И.А. Модели для количественного прогнозирования минерального сырья. Л.: Недра, 1991. 288 с.

18. Вартанян С.С. Рудоносность неогеновых магматических формаций Центральной и Южной Камчатки // Труды ЦНИГРИ, Москва, 1983. Вып. 185, с. 18-27

Вартанян С.С., Евсеев Г.Н., Орешин В.Ю. Озерновское месторождение. В кн.:
 Золоторудные месторождения СССР. Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М.
 1988. С. 251-259.

20. Власов Г.М., Мишин Л.Ф. Геотектоническая теория и магматогенные рудные системы. М.: Наука, 1992, 230 с.

21. Воларович М.П., Баюк Е.И., Ефимова Г.А. Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М.: Наука, 1975. 132 с.

22. Волков А.В., Шишакова Л.Н., Демин А.Г. Особенности прогрессивного рудообразования на золото-серебряном месторождении Нявленга // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 4. С. 934-940.

23. Волчков А.Г., Звездов В.С. Природа проявлений медно-мышьяковой минерализации Малетойваямского стратовулкана // Руды и металлы. 1997. № 5. С.44–52.

24. Волчков А.Г., Тихонов В.С., Калачинская И.С. Численное моделирование субмаринной конвективно-рециклинговой колчеданообразующей системы (КРКС) // III Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Тез. докл., 1997, Т. 3, с. 129.

25. Вострокнутов Е.П., Звездов В.С., Ильясов В.М., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Автоматизированный прогнозно-поисковый комплекс на базе экспертной системы для прогноза и поисков меднопорфировых месторождений. Алматы: КаЗИМС, 1987. 78 с.

26. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.

27. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка. Лист Р-58, 59. Л.: ВСЕГЕИ, Аэрогеология, 1985. 183 с.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Полезные ископаемые. Лист Р-58,
 59. Л.: ВСЕГЕИ, Аэрогеология, 1987. 150 с.

29. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых /Гл. редактор Е.А.Козловский /Том 6. Казахстан и Средняя Азия. Книга 1. Казахстанская складчатая область / Н.П.Михайлов, Ю.П.Селивестров, М.Г.Хасамутдинов и др./ Л.: Недра. 1989, 234 с.

Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм.
 М.: Наука, 1986. 209 с.

31. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

32. Гирфанов М.М., Сергеева Н.Е., Шишаков В.Б. Рудно-метасоматическая зональность Михеевского меднопорфирового месторождения на Ю. Урале // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология. 1991. № 5. С. 75-79.

33. Гладких В.С., Гусев Г.С., Гущин А.В. и др. Геологическое картирование вулканоплутонических поясов. М.: Недра, 1994. 301 с.

34. Голенев В.Б., Куликов Д.А. Сравнение российской и зарубежных классификаций и систем подсчёта запасов твёрдых полезных ископаемых // Отечественная геология. 2019. № 2. С. 16-30.

35. Голованов И.М. Меднорудные формации Западного Тянь-Шаня. Ташкент: ФАН УзССР, 1978. 261 с.

36. Голованов И.М., Николаева Е.И., Кажихин М.А. Комплексная прогнозно-поисковая модель меднопорфировой формации. Ташкент: ФАН УзССР, 1988. 202 с.

37. Головин А.Ф., Туресебеков А., Балакин В.В. Новый золотосеребряный полиметаллический жильный тип минерализации в меднопорфировых месторождениях // Записки Узб. отд. ВМО. 1981. Вып. 34. С. 182-186.

38. Гольдберг И.С., Абрамсон Г.Я., Лось В.Л. Источники меди в меднопорфировых месторождениях на основе картирования полярных геохимических систем // Геология и охрана недр. 2014. № 4. С. 14-26.

39. Горбатюк А.О. Перспективы золотоносности юго-запада Приморья. // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Мат-лы всероссийского совещания. Т. 3. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 164–165.

40. Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно порфировых месторождений (на примере Урала). Уральское отд. РАН, Институт геологии и геохимии. Екатеринбург: Наука, 1992. 198 с.

41. Григорян С.В., Зубов М.А., Розанов Ю.А. О влиянии физико-механических свойств горных пород на формирование первичных геохимических ореолов. - Роль физико-механических свойств горны: пород в локализации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1973. с. 118-126.

42. Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. М.: Недра, 1987. 480 с.

43. Гричук Д.М., Абрамова Е.Е. Расчетная термодинамическая модель рециклинговой гидротермальной системы // Руды и металлы. 1994. № 2. С. 36-44.

44. Гричук Д.В., Абрамова Е.Е., Тутубалин А.В. Термодинамическая модель субмаринного колчеданного рудообразования в рециклинговой гидротермальной системе // Геология рудных месторождений, издательство. 1998. № 1. С. 3-19

45. Даукеев С.Ж., Ужекенов Б.С., Абдуллин А.А. и др. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Том 2. Металлогения. Алматы. 2002. 272 с.

46. Деды В.Ю. Геолого-структурные условия формирования зоны окисления месторождения Кальмакыр. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1965.

47. Деды В.Ю. Геолого-структурные условия формирования зоны окисления месторождения Кальмакыр. Ташкент: ФАН УзССР, 1971, 128 с.

48. Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. 2-ое издание. Под редакцией Н.Б.Дортман. М.: Недра, 1984. 455 с.

49. Жариков В.А. Основы физико-химической петрологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. 420 с.

50. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 479 с.

51. Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 383 с.

52. Закиров Т.З. К вопросу об условиях и закономерностях формирования прожилкововкрапленных руд одного из месторождений Алмалыка // Труды СазПИ, новая серия, геология и горное дело, 1960, вып. 12.

53. Закиров Т.З. Связь первичного медного оруденения с трещиноватостью пород // Узбекский геологический журнал. 1958. № 5. С. 49-53.

54. Звездов В.С. Геология и генезис Кирганикского золото-медного месторождения Камчатки // Отечественная геология. 1997. № 5. С. 13–17.

55. Звездов В.С. Геотермальные поля – проявления современных гидротермальных систем // Руды и металлы. 2005<sup>1</sup>. № 2. С. 68–77

56. Звездов В.С. Градиентно-векторные модели меднопорфировых систем // Междун. конф. «Математическое моделирование в геологии». Тез. докл. Прага, 1997.

57. Звездов В.С. Зависимость рудно-метасоматической зональности меднопорфировых месторождений от структурно-петрофизических условий формирования // Труды ЦНИГРИ. 1989. Вып. 230. С. 30-39.

58. Звездов В.С. Крупные и сверхкрупные месторождения медно-порфирового семейства в ранговых рядах запасов и содержаний // Отечественная геология. 2005<sup>2</sup>. № 2. С. 46–56.

59. Звездов В.С. Механизмы внедрения базитовой магмы в многослойную толщу чехла Восточно-Сибирской платформы и влияние деформационных свойств пород на размещение и

морфологию рудоносных трапповых интрузивов (на примере Норильского района) // Отечественная геология. 2020. № 3. С. 47–74.

60. Звездов В.С. Некоторые генетические особенности Кирганикского месторождения // Материалы 6-ой конф. молодых ученых МГУ. 1979. С. 100-107.

61. Звездов В.С. Обстановки формирования и критерии прогноза крупных и сверхкрупных меднопорфировых месторождений // Геология и охрана недр. Алматы. 2019<sup>1</sup>. № 4. С. 4-19.

62. Звездов В.С. Обстановки формирования крупных и сверхкрупных меднопорфировых месторождений // Отечественная геология. 2019<sup>2</sup>. № 5. С. 16-35.

63. Звездов В.С. Обстановки формирования меднопорфировых штокверков различной морфологии // Геология и охрана недр. Алматы. 2019<sup>3</sup>. № 1. С. 18-31.

64. Звездов В.С. Строение рудоносного штокверка Коксайского месторождения // Тр. ЦНИГРИ, 1981, вып. 163, с. 48-53.

65. Звездов В.С. Строение рудоносных штокверков меднопорфировых месторождений // Геология рудных месторождений. 1983. № 3. С. 17-30.

66. Звездов В.С. Структурно-петрофизические закономерности развития меднопорфировых систем // Сборник «Структуры рудных полей колчеданных, полиметаллических и медных месторождений». Владивосток: ДВГИ. 1985. С. 3-21.

67. Звездов В.С. Структурно-петрофизические обстановки формирования меднопорфировых штокверков месторождений // Отечественная геология. 2021. № 6. С. 3 – 44.

68. Звездов В.С. Условия формирования рудоносных трещинных зон на медно-порфировых месторождениях // Тр. ЦНИГРИ, 1982. Вып. 170, с. 53-60.

69. Звездов В.С., Кривцов А.И., Старостин В.И. Структурно-петрофизические условия формирования меднопорфировых месторождений // Геология рудных месторождений. 1985. № 5. С. 3-21.

70. Звездов В.С., Мигачев И.Ф. Строение и условия формирования не выходящего на дневную поверхность меднопорфирового месторождения Кызата // Геология рудных месторождений. 1986. № 1. С. 73-80.

71. Звездов В.С., Минина О.В. Принципы прогноза и оценки перспектив комплексных рудных районов в вулкано-плутонических поясах // Геология и охрана недр. Алматы. 2012. № 2. С. 21-36.

72. Звездов В.С., Минина О.В. Рудно-магматические системы вулканоплутонических поясов Востока России // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 48–59.

73. Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Гирфанов М.М., Заири Н.М. Обстановки формирования меднопорфировых рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений. 1989. № 4. С. 23-37.

74. Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Морфологические типы меднопорфировых штокверков и обстановки их формирования // Руды и металлы. 2018. № 4. С. 37-52.

75. Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Прогнозно-поисковые модели комплексных рудномагматических систем вулканоплутонических поясов Востока России // Отечественная геология. 2011. № 3. С.13–21.

76. Звездов В.С., Старостин В.И. Петрофизические критерии поисков и оценки меднопорфирового оруденения // Геология и разведка. 1987. № 9. С. 51-59.

77. Звездов В.С., Сергева Н.Е., Шишаков В.Б. Геологическое строение и некоторые геохимические особенности меднопорфирового месторождения Кызата // Геология рудных месторождений. 1987. № 1. С. 109-111.

78. Звездов В.С., Тихонов В.С. Тепломассоперенос в меднопорфировых рудообразующих системах по данным математического моделирования // Руды и металлы. 1995. № 6. С. 52-57.

79. Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. и др. Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. №1. С. 81-96.

Золоторудные месторождения России / Под ред. М.М.Константинова/ М.: Акварель. 2010.
 377 с.

81. Звягинцев Л.И. Деформация горных пород и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1978, 174 с.

82. Иванов А.И., Вартанян С.С., Черных А.И., Кузнецов В.В., Волчков А.Г., Звездов В.С. Перспективы развития минерально-сырьевой базы меди, свинца и цинка Российской Федерации // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2016<sup>1</sup>. № 4. С. 16-23.

83. Иванов А.И., Вартанян С.С., Черных А.И., Волчков А.Г., Голубев Ю.К., Звездов В.С., Кузнецов В.В., Васюков В.Е., Голубев С.Ю., Конкин В.Д., Котельников Е.Е., Мансуров Р.Х., Прусакова Н.А., Столяренко В.В., Арсентьева И.В. Состояние и перспективы развития минеральносырьевой базы алмазов, золота, меди, свинца, цинка Российской Федерации (по результатам работ ФГУП ЦНИГРИ за 2012-2015 гг.) // Отечественная геология. 2016<sup>2</sup>. № 5. С. 11-62.

84. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967.

85. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 266 с.

86. Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500 000. Краткая объяснительная записка. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализации и ореолов рассеяния полезных ископаемых / Гл. ред.: А.Ф.Литвинов, М.Г.Патока, Б.А.Марковский/ Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999.

87. Кирюхин А.В., Делемень И.Ф., Гусев Д.Н. Высокотемпературные гидротермальные резервуары. М.: Наука, 1991. 160 с.

88. Кирюхин А.В., Сугробов В.М. Модели теплопереноса в геотермальных системах Камчатки. М.: Наука, 1987. 149 с.

89. Кобранова В.Н. Физические свойства горных пород. М.: Гостоптехиздат, 1962. 490 с.

90. Колесников В.В., Жуков Н.М., Солодилова В.В., Филимонова Л.Е. и др. Меднопорфировые месторождения. Серия: Балхашский сегмент. Алма-Ата: Наука, 1986. 199 с.

91. Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н. и др. Золото-серебряные месторождения. Сер. Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ, 2000.

92. Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие в силикатных расплавах и направление тектонических линий // Докл. АН СССР, 1959. Т. 128. № 2.

93. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.

94. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.

95. Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. В кн.: Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968.

96. Королев А.В. Методы изучения мелкой трещиноватости горных пород // Труды Инта Геол. АН УзССР. Ташкент, 1951. Вып.6.

97. Королев В.А. Структура и металлогения Алмалыка. Ташкент: ФАН УзССР, 1970. 280 с.

98. Кошкин В.Я., Сушков В.А. Историко-геологическая и геодинамическая позиция золоторудных месторождений Северного Прибалхашья. // Геология и разведка недр Казахстана. 1995. № 5. С. 24-29.

99. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков меднопорфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.

100. Кривцов А.И. Градиентно-векторные модели меднопорфировых месторождений // Советская геология. 1991. № 9. С. 19-29.

101. Кривцов А.И. Количественные аспекты проблемы источников вещества рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1981. № 5. С. 3-18.

102. Кривцов А.И. Металлогения андезитоидных вулкано-плутонических поясов. М.: ЦНИГРИ, 1999, ч. 11, 268 с.

103. Кривцов А.И. Моделирование рудных месторождений: основные направления // Геонауки в СССР. М.:Недра, 1992, с. 249-273.

104. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. М.: Недра, 1989. 288 с.

105. Кривцов А.И. Распределение масс и содержаний металлов в гидротермальных рудообразующих системах // Отечественная геология. 1996. № 8. С. 13-20.

106. Кривцов А.И. Типы районов медно-порфирового оруденения // Геология рудных месторождений. 1977. № 4. С. 44-57.

107. Кривцов А.И., Гирфанов М.М., Шишаков В.Б. Комплексные модели месторождений порфирового типа цветных и благородных металлов. Атлас, М.: ЦНИГРИ, 1995. 153 с.

108. Кривцов А.И., Звездов В.С., Гирфанов М.М., Егорова И.В. Количественные характеристики рудообразующих меднопорфировых систем // Отечественная геология. 1995. № 1. С. 17-28.

109. Кривцов А.И., Звездов В.С., Минина О.В., Мигачев И.Ф. Медно-порфировые месторождения. Сер. Модели месторождений цветных и благородных металлов. М.: ЦНИГРИ, 2001.

110. Кривцов А.И., Константинов М.М., Кузнецов В.В. и др. Система моделей месторождений благородных и цветных металлов // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 11-31.

111. Кривцов А.И., Макеева И.Т. Источники рудного вещества эндогенных месторождений // Рудные месторождения (Итоги науки и техники). ВИНИТИ, М., 1981, т. 11, 133 с.

112. Кривцов А.И., Макеева И.Т. Рудообразующие процессы // Рудные месторождения (Итоги науки и техники). ВИНИТИ, М., 1984, т. 14, 148 с.

113. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф. Металлогения андезитоидных вулкано-плутонических поясов. М.: ЦНИГРИ, 1997, часть 1, 326 с.

114. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф. Металлогения андезитоидных вулкано-плутонических поясов. Часть 1 и 2. 2-ое издание. М.: Геокарт, 587 с.

115. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Бородаевская М.Б. и др. Месторождения меди. В кн.: Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1989, т. 10, кн. 2, с. 178-231.

116. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Зональность и золотоносность руд меднопорфировых месторождений: Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. Обзор. М.: ВИЭМС, 1985.

117. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Минералого-геохимические типы руд меднопорфировых месторождений - золотоносность и зональность // Геохимия. 1985. № 10. С. 1417-1429.

118. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Меднопорфировые месторождения мира.М.: Недра, 1986. 236 с.

119. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Шишаков В.Б. Морфологическая классификация меднопорфировых месторождений. Обзор. М.: ВИЭМС, 1985. 46 с.

120. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф. Шишаков В.Б. Морфологические типы меднопорфировых месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1980. 41 с.

121. Кривцов А.И., Сергийко Ю.А., Кыдырбеков Л.У., Мигачев И.Ф. и др. Прогрессивные технологии оценки и разведки меднопорфировых месторождений. Алма-Ата: Наука, 1987. 215 с.

122. Кривцов А.И., Шепелев В.М., Шишаков В.Б. Условия локализации меднопорфирового оруденения на Коксайском месторождении (Ю. Джунгария) // Геология рудных месторождений. № 5. 1978. С. 35-48.

123. Кривцов А.И., Юдин И.М. Гипогенная зональность месторождений меднопорфировой формации. Обзор. Геол. методы поисков и разведки м-ний метал. полезн. ископаемых. М.: ВИЭМС, 1976. 44 с.

124. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых / Под ред. Рундквиста Д.В., Лаверова Н.П., Сафонова Ю.Г./ М.: ИГЕМ, 2006, в трех томах: том 1 – 390 с., том 2 – 672 с. том 3 – в 2-х книгах: 472 с. и 392 с.

125. Кудрявцев Ю.К., Виноградова Н.А., Ермолаев А.Н. и др. Геохимические основы прогноза и поисков месторождений цветных металлов ведущих геолого-промышленных типов. Методические рекомендации. М.: ИМГРЭ, 1991.104 с.

126. Кузнецов В.М. Геология и рудоносность Бургачанского мегаузла Омолонской металлогенической провинции // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: ДВО РАН СВКНИИ. 2005. С. 92-109.

127. Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 166 с.

128. Лаумулин Т.М. Редкометаллоносные структуры в геотектоногенах Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977. 199 с.

129. Лаумулин Т.М. Рудоносные структуры // Геотектогены Казахстана и редкометальное оруденение. Алма-Ата: Наука, 1973. Т.2, с. 88-125.

130. Лаумулин Т.М. Система «интрузив-надынтрузивная зона» эндогенное оруденение. Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 2, с. 8-21.

131. Лось В.Л. На пути к количественной металлогении // Отечественная геология. 2012.
 № 1. С. 3-11.

132. Лурье А.И. Теория упругости. М.: Наука, 1970. 939 с.

133. Лебедев Т.С., Шаповал В.И., Корчин В.А. и др. Исследование физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. Киев: Наук. Думка, 1977. 220 с.

134. Любимов Н.И., Морозов В.И. Физико-механические свойств рудовмещающих горных пород. М.: Недра, 1973. 121 с.

135. Любимов Н.И., Носенко Л.И. Справочник по физико-механическим параметрам горных пород рудных районов. М.: Недра, 1978. 286 с.

136. Майборода А.Ф., Емельяненко А.С., Вторушина В.С. Схема магматизма Баджальской вуканической зоны // Доклады АН СССР. 1977. Т. 235. № 1. С. 155–158.

137. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 264 с.

138. Мартынов Ю.А. Типоморфные геохимические особенности кислых вулканитов контрастных формаций на примере Нижнего Приамурья // Тихоокеанская геология. 1986. № 1. С. 52–61.

139. Металлогения Казахстана. Металлогенические комплексы и закономерности их проявления. Алма-Ата: Наука, 1983. 208 с.

140. Методика прогноза и поисков месторождений цветных металлов / Кривцов А.И., Волчков А.Г., Володин Р.Н. и др. / М.: ЦНИГРИ, 1987. 257 с.

141. Методика крупномасштабного и локального прогноза месторождений цветных, благородных металлов и алмазов / Ваганов В.И., Волчков А.Г., Константинов М.М. и др. / М.: ЦНИГРИ, 1989. 274 с.

142. Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 458 с.

143. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов». Вып. «Медь» / А.И.Кривцов, И.Ф.Мигачев, А.Г.Волчков, Р.Н.Володин, В.С.Звездов, О.В.Минина, Ю.В.Никешин/ М.: ЦНИГРИ, 2002.

144. Мигачев И.Ф. Металлогения вулкано-плутонических активных континентальных окраин // Смирновский сборник – 96, М.: МГУ, 1996, с. 70-104.

145. Мигачев И.Ф. Металлоносность рудно-магматических систем – прогнозы и их реализация // Базовые доклады «Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений на основе их комплексных моделей – достижения и перспективы». Научно-практическая конференция. М., 2006. С. 47–57

146. Мигачев И.Ф. Палеотектоническая позиция краевых андезитоидных вулканоплутонических поясов. В кн.: Металлогения современных и древних океанов. М., 1992, с. 92-99.

147. Мигачев И.Ф. Положение андезитоидных вулкано-плутонических поясов в латерально-геоструктурных рядах // Отечественная геология. 2014. № 6. С. 3–12.

148. Мигачев И.Ф., Волчков А.Г. Геодинамика и металлогенические ряды внутриконтинентальных подвижных поясов фанерозоя. В кн.: Геодинамические модели некоторых нефтегазоносных и рудных районов. Л.: Наука, 1987. С. 36-43.

149. Мигачев И.Ф., Волчков А.Г. Геодинамика и металлогеническая зональность внутриконтинентальных подвижных поясов фанерозоя // Советская геология. 1988. № 8. С. 55-63.

150. Мигачев И.Ф., В.С.Звездов. Моделирование обстановок формирования меднопорфировых рудно-магматических систем // Рудообразующие процессы и системы (Доклады советских геологов на XXVIII сессии Международного Геологического Конгресса, Вашингтон). М., 1989, с. 168-178.

151. Мигачев И.Ф., Гирфанов М.М., Шишаков В.Б. Меднопорфировое месторождение Песчанка // Руды и металлы, 1995. № 3. С. 48-58.

152. Минина О.В., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Гирфанов М.М. Крупные меднопорфировые рудно-магматические системы и их геотектоническая позиция. Обзор. М.: ВИЭМС, 1991, 54 с.

153. Мигачев И.Ф., Звездов В.С., Минина О.В. Научно-методические основы прогноза и поисков медно-порфировых месторождений и перспективы их обнаружения на территории России // Отечественная геология. 2016. № 2. С. 12-22.

154. Мигачев И.Ф., Звездов В.С., Минина О.В. Формационные типы меднопорфировых месторождений и их рудно-магматические системы // Отечественная геология. 2022. № 1. С. 26-48.

155. Мигачев И.Ф., Минина О.В., Звездов В.С., Сальников А.Е. Мелкомасштабный прогноз меднопорфирового оруденения на территории трассы БАМ. Экспресс-информация ВИЭМС. Вып. 12. 1987. 25 с.

156. Мигачев И.Ф., Минина О.В., Звездов В.С. Корякско-Камчатский регион – потенциальная медно-порфировыя провинция // Отечественная геология. 2020. № 4-5. С. 3-23.

157. Мигачев И.Ф., Минина О.В., Звездов В.С. Мезо-кайнозойские вулканоплутонические пояса – новая перспективная медно-порфировая провинция Юго-Западной Чукотки // Отечественная геология. 2014. № 6. С. 12-23.

158. Мигачев И.Ф., Минина О.В., Звездов В.С. Перспективы территории Российской Федерации на медно-порфировые руды // Руды и металлы. 2015. № 1. С. 74-92. 159. Мигачев И.Ф., Минина О.В., Звездов В.С., Сальников А.Е. Положение меднопорфирового оруденения в строении вулкано-плутонических поясов зоны БАМ. В кн.: Оруденение порфирового типа на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВИМС, 1988. С. 32–45.

160. Мигачев И.Ф., Сальников А.Е. О невозможности количественной оценки прогнозных ресурсов с помощью закона Зипфа // Разведка и охрана недр. 1986. № 8. С. 23-27.

161. Минина О.В. Ауэрбаховская комплексная рудно-магматическая система на Среднем Урале // Отечественная геология. 1994. № 7. С. 17-23.

162. Минина О.В. Модель Каульдинской рудно-магматической системы (Узбекистан)
как основа прогноза и поисков эпитермальных месторождений золота// Руды и металлы. 2006. №
3. С. 83-90.

163. Минина О.В., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Гирфанов М.М. Крупные меднопорфировые рудно-магматические системы и их геотектоническая позиция. Обзор. М.:ВИЭМС, 1991, 54 с.

164. Минина О.В., Мигачев И.Ф., Звездов В.С. Прогнозно-металлогеническое районирование южной части Дальневосточного региона на меднопорфировое оруденение // Отечественная геология. 2019. № 1. С. 35-49.

165. Мишин Л.Ф. Связь вторичных кварцитов месторождения Гряда Каменистая (Нижний Амур) с рудной минерализацией // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 5. С. 472–484.

166. Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Вторичные кварциты и их рудоносность. Владивосток: Дальнаука, 2003.

167. Михайлова М.С., Новиков В.П., Косовец Т.Н. Многовершинное месторождение. В кн.: Золоторудные месторождения СССР. Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М., 1988. С. 93-105.

168. Мовсесян С.А., Исаенко М.П. Комплексные медно-молибденовые месторождения. М: Недра, 1974. 344 с.

169. Моот Б.В. Испытание на твердость микродавлением. М.: Металлургиздат, 1960. 338 с.

170. Невский В.А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979. 325 с.

171. Николаев Ю.Н. Геохимические модели металлогенических зон, рудных районов и узлов Камчатско-Курильской провинции // Вести Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2003. №4. С. 25-39

172. Николаева Е.И. Минералогия золота и серебра в медно-порфировых месторождениях Алмалыкского районы. Автореф. канд. дисс. М., 1981, 24 с.

173. Николаева Е.И. Парагенезисы золота и серебра в медно¬порфировых месторождениях Алмалыкского рудного поля // Записки Узб. отд. ВМО, 1980, вып. 33, с. 16-23.

174. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 248 с.

175. Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.

176. Осипов М.А. Формирование расслоенных плутонов с позиции термоусадки. М.: Наука, 1982. 100 с.

177. Рехарский В.И., Пашков Ю.Н., Капсамун В.П. и др. Медь и молибден / Геохимия процессов рудообразования. М.: Наука, 1982. С. 38-101.

178. Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976. 302 с.

179. Павлова И.Г. Меднопорфировые месторождения. Л.: Недра, 1978. 275 с.

180. Парилов Ю.С. Физико-химические параметры образования месторождений меди, свинца и цинка Казахстана (по данным термобарогеохимии). Автореф. докт. дисс. Новосибирск: ИГГ СО РАН, 1988. 33 с.

181. Перваго В.А. Геология и экономика меднопорфировых месторождений. М.: Недра, 1978.168 с.

182. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа. 1989, 528 с.

183. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973.
 318 с.

184. Перчук Л.Л. Химическое взаимодействие флюидов с магмами - Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982. С. 269-280.

185. Петров О.В., Киселёв Е.А., Шпикерман В.И., Змиевский Ю.П. Прогноз размещения месторождений золото-медно-порфирового типа в вулкано-плутонических поясах восточных районов России по результатам работ составления листов Госгеолкарты-1000/3 // Региональная геология и металлогения. 2019. № 80. С. 50–74.

186. Покалов В.Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972, 272 с.

187. Полезные ископаемые Австралии и Папуа-Новой Гвинеи / Под ред. К.Найта / М.: Мир. 1980. 658 с.

188. Полетаев А.И., Красников А.М., Мельникова Л.В. и др. Региональная позиция и геология медно-порфирового месторождения Актогай // Геология рудных месторождений. 1983. № 3. С. 3-16.

189. Полетаев А.И., Сычев В.И. Гидротермально-измененные породы Коксайского молибденово-медного месторождения. В кн.: Новые данные по геологии медных и полиметаллических месторождений Казахтана. Алма-Ата: Изд-во КазИМС, 1973. С.49-53.

190. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибденпорфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 203 с.

191. Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля и кобальта / Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Лихачев А.П. и др. / М.: Недра, 1987. 246 с.

192. Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых / А.И.Кривцов, Б.И.Беневольский, Е.М.Аксенов и др./ М.: ЦНИГРИ, 2010.

193. Прогнозно-поисковые комплексы / Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Агеева С.Т. и др. / Методические рекомендации по комплексированию работ по прогнозу и поискам меднопорфировых месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1983, вып. 11, 63 с.

194. Пространственные металлогенические таксоны. Серия "Модели месторождений алмазов, благородных и цветных металлов". Справочное пособие / Ваганов В.И., Волчков А.Г., Кочнев-Первухов В.И. и др. Под ред. Кривцова А.И. и Ручкина Г.В. /. М.: ЦНИГРИ, 2002. 82 с.

195. Рамберг Х. Моделирование деформации земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 224 с.

196. Рахубенков А.Т. Геологическое строение, условия локалазации медного оруденения и геохимические особенности руд место рождения Дальнее. Автореф. канд. дис. М., 1972, 32 с.

197. Реддер Э. Флюидные включения - реликты рудообразующих растворов. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, С. 535-577.

198. Рехарский В.И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М.: Наука, 1973. 268 с.

199. Рехарский В.И., Пашков Ю.Н., Капсамун В.П. и др. Молибден и медь. В кн.: Геохимия процессов рудообразования. М., Наук, 1982. С. 38-101.

200. Розанов Ю.А. Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1973. С. 25-36.

201. Российский металлогенический словарь. ВСЕГЕИ, 2003. 319 с.

202. Рыжов О.Б., Стружков С.Ф., Аристов В.В. и др. Геологическое строение и состав руд золото-серебряного месторождения Джульетта (Северо-Восток России) // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 66-78.

203. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975.

204. Савилкин С.Б. Фильтрационная термоконвекция растворов и поиски гидротермальных месторождений. Автореф. канд. дисс. М.: Изд-во МГГА, 1997. 27 с.
205. Сайдашева Ф.Ф. Эпитермальное золото-серебряное оруденение Акшатау-Коныратского рудного района (Центральный Казахстан). Автореферат канд. дисс. Алматы, 2010, 25 с.

206. Сандомирский С.А., Шатагин Н.Н., Старостин В.И. Комплекс программ для обработки на ЭВМ данных полевых и лабораторных структурных наблюдений. М.: ВИЭМС, 1976. 106 с.

207. Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Рябов А.Н. Эволюция минерального состава золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского пояса (Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. № 1. С. 35-57.

208. Сначев В.И., Романовская В.А. Контактовый метаморфизм колчеданных месторождений уральского типа // Вестник МГУ. Серия геологическая. 1989. №4. С. 33-39

209. Свойства горных пород и методы их определения. М.: Недра, 1969. 329 с.

210. Смирнов В.И. Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геология рудных месторождений. 1981. № 1. С. 5-17.

211. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1985. 669 с.

212. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1985. 294 с.

213. Сотников В.И., Берзина А.П. Медно-молибденовая рудная формация. Новосибирск: Наука, 1977. 423 с.

214. Справочник по поискам и разведке месторождений цветных металлов / Кривцов А.И., Самонов И.З., Филатов Е.И. и др. / М.: Недра. 1985. 324 с.

215. Старостин В.И. Методы определения физико-механических свойств пород и руд при рудно-петрофизических исследованиях / Под ред. В.И.Смирнова/ М.: МГУ, 1979<sup>1</sup>, С. 175-270.

216. Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 256 с.

217. Старостин В.И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979<sup>2</sup>. 240 с.

218. Стефанов Ю.М., Широкий Б.И. Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки. М.: Наука, 1980.

219. Сугробов В.М. Геотермальные энергоресурсы Камчатки и перспективы их использования. /Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки/ Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 267-280.

220. Твалчрелидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977. 110 с.

221. Твалчрелидзе Г.А. Металлогения земной коры. М.: Недра, 1985, 160 с.

222. Титли С., Бин Р. Меднопорфировые месторождения. В кн.: Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984, т. 1, с. 156-278.

223. Тихонов В.С. Замечания к статье «Фильтрационная термоконвекция как механизм гидротермального оруденения» // Геология и разведка. 1995. № 3. С. 11-31.

224. Туляганов Х.Т., Гарьковец В.Г., Рамазанов М.Р., Бадалов С.Т., Голованов И.М. и др. Меднопорфировые месторождения Алмалыка. Ташкент: ФАН УзССР, 1974, 187 с.

225. Тэйлор Х.П. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, С. 200-237.

226. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Баскина В.А. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра. 1974. 192 с.

227. Федорченко, А. М. Теоретическая механика. Киев: Высшая школа, 1975. 516 с.

228. Флеров Г.Б., Колосков А.Б. Щелочной базальтовый вулканизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 134 с.

229. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.

230. Фролов А.А. Штокверковые рудные месторождения. М.: Недра, 1978. 263 с.

231. Хан Б.Х., Бычков В.П., Кораблин В.П., Ладохин С.В. Затвердевание и кристаллизация каменного литья. Киев: Наукова думка, 1969. 163 с.

232. Хомичев В.Л. Рудно-магматическая система медно-молибденовых месторождений. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. 297 с.

233. Читалин А.Ф., Ефимов А.А., Воскресенский К.И. и др. Малмыж – новая крупная золото-медно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-Алине // Минеральные ресурсы России. 2013. № 3. С. 65–69.

234. Читалин А.Ф., Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А. и др. Порфирово-эпитермальные системы Баимской рудной зоны, Западная Чукотка. Смирновский сборник – 2016. М.: Изд-во Макс-Пресс, С. 82-115.

235. Чухров Φ.В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. М: АНСССР, 1960.236 с.

236. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. №1. С. 58-70.

237. Шатагин Н.Н., Сандомирский С.А. Построение круговых диаграмм ориентировок на ЭВМ. М.: Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974. № 9, с. 97-104.

238. Шашорин Б.Н., Макаров А.И., Руднев В.В., Выдрич Д.Е. Геолого-геофизическая модель Малмыжской рудно-магматической системы и возможности ее использования в прогнозировании (Северный Сихотэ-Алинь) // Разведка и охрана недр. 2018. № 2. С. 8-16.

239. Шаякубов Т.Ш., Голованов И.М., Рахубенков А.Т. Меднопорфировое месторождение Дальнее. М.: Недра, 1983. 109 с.

240. Шепелев В.М., Шишаков В.Б., Болдова Л.П. и др. Геологическое строение и минералого-геохимические особенности Коксайского медно-порфирового месторождения // Труды ЦНИГРИ, 1978, вып. 134, с. 94-117.

241. Шпильман В.И. Количественный прогноз нефтегазоносности. М.: Недра, 1982. 215 с.

242. Щепотьев Ю.М. Особенности минерализации Оганчинского рудного поля (Камчатка) // М. Труды. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 96. Ч. 1. С. 46-57.

243. Щепотьев Ю.М., Вартанян С.С., Орешин В.Ю., Гузман Б.В. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. М.: ЦНИГРИ, 1989, 244 с.

244. Щерба Г.Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, 379 с.

245. Щерба Г.Н. Колонна преобразования земной коры (геологические аспекты). Алма-Ата: Наука, 1975, 279 с.

246. Эйнауди М.Т., Мейнерт Л.Д., Ньюбери Дж. Скарновые месторождения. В кн.: Генезис рудных месторождений. Т.1. М.: Мир, 1984. 203 с.

247. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002.

248. Baker M.J., Wilkinson J.J., Wilkinson C.C., Cooke D.R. Epidote Trace Element Chemistry as an Exploration Tool in the Collahuasi District, Northern Chile // Economic Geology. 2020. Vol. 115. P. 749-770.

249. Bingham mining District. Gu1de book / Eds. Bray K.E., Wilson I.S./ Bingham Canyon, 1975.

250. Bowman J.R., Parry W.T., Kropp W.P., Kruer S.A. Chemical and isotopic evolution of hydrothermal solutions at Bingham, Utah // Economic Geology. 1987. Vol. 82. P. 395-428.

251. Brabes D., Wh1te W.H. Distribution of copper and zinc in rocks of the Guichon Creek Batholith, British Columbia // Geochemical Exploration. 1971. Spec1al vol. 11. P. 291-297.

252. Cahill T., Isaacs B. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate // Journal of Geophysical Research. 1992. Vol. 97. P. 503-529.

253. Camus F. Geology of the El Teniente orebody with emphasis on wallrock alteration // Economic Geology.1975. Vol. 70. P. 1341-1372.

254. Cannell J., Cooke D.R., Walshe J.L., Stein H. Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of the El Ten1ente porphyry Cu-Mo deposit // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 979–1003.

255. Catchpole H., Kouzmanov K., Putlitz B., Seo J.H., Fontboté L. Zoned Base Metal Mineralization in a Porphyry System: Origin and Evolution of Mineralizing Fluids in the Morococha District, Peru // Economic Geology. 2015. Vol. 110. P. 39–71

256. Cathles L.M. Analyses of cooling of intrusives by ground water convection, which includes boling // Economic Geology. 1977. Vol. 12. P. 804-826.

257. Carmichael I.S.E., Turner E.J., Verhoogen J. Igneus petrology. New York.: McGraw-Hill, 1974, 736 p.

258. Chang Z., Hedenquist J.W., White N.C. Explorat1ion Tools for Linked Porphyry and Epithermal Deposits: Example from the Mankayan Intrusion-Centered Cu-Au District, Luzon, Philippines // Economic Geology. 2011. Vol. 106. P. 1365–1398.

259. Clark A.H. Are outsize porphyry copper deposits either anatomically or environmentally distinctive? // Society of Economic Geologists Special Publication № 2, 1993. P. 213-283.

260. Clark R.F. Stockwork molibdenium deposits in the Western Cordillera of North America // Economic Geology.1972. Vol. 67. P. 711-758.

261. Cook D.R., Hollings P., Walshe J.L. Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 801-818.

262. Cooke D.R., Wilkinson J. J., Baker M.J. et al. Using Mineral Chemistry to Aid Exploration: A Case Study from the Resolut1on Porphyry Cu-Mo Deposit, Arizona // Economic Geology. 2020. Vol. 115. P. 813-840.

263. Corbett G.J., Leach T.M. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization // Soc1ety of Economic Geologists Special Publication. № 6. 1998. P. 237.

264. Cox D.P., Singer D.A., Eds. Mineral deposit models // U.S. Geolog1cal Survey Bull. 1992. Vol. 1693. P. 379.

265. Cunningham C.G. Pressure gradients and boiling as mechanism for localizing ore in porphyry systems // U.S. Geolog1cal Survey. 1978. Vol. 6. P. 745-754.

266. De Geoffrey J., Wignall T.K. A statist1ical study of geological characteristic of porphyry copper-molybdenum deposits in Cordilleran belt - application to the rating of porphyry project // Economic Geology. 1972. Vol. 67. № 5. P. 223-252.

267. De Geoffrey J., Wignnal T.K. Designing optimal strategies for mineral exploration. Plenum Press, New York, London, 1985, 432 p.

268. Deckart K., Clark A.H., Celso A.A., et al. Magmatic and Hydrothermal Chronology of the Giant Río Blanco Porphyry Copper Deposit, Central Chile: implicat1ons of an integrated U-Pb and 40Ar/39Ar Database // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 905-934.

269. Deloule E., Turcotte D. L. The flow of hot brines in cracks and formation of ore deposits // Economic Geology. 1989. Vol. 84. P. 2217-2226.

270. Donaldson I.G., Grant M.A. Heat extraction from geothermal reservoirs // Geothermal systems: Principles and case histor1es. N.Y., Pergamon Press. 1981. P. 145-179.

271. Eppinger R.G., Fey D.L., Giles S.A., Grunsky E.C., Kelley R.D., Minsley B.J., Munk L., Smith S.M. Summary of Exploration Geochemical and Mineralogical Studies at the Giant Pebble Porphyry Cu-Au-Mo Deposit, Alaska: implications for Exploration Under Cover // Economic Geology. 2013. Vol. 108. P. 495-527.

272. European Copper Deposits / Edited by S.Jancovic, R.H.Sillitoe / Belgrade, 1980.

273. Evstrakhin V.A., Krivtsov A.I., Migachev I.F. Metallogenic zoning of volcano-plutonic belts and porphyry copper mineralization // Geology and metallogeny of copper deposits. Berlin, He1delberg, 1986, p. 251-260.

274. Folinsbee R.E. World's v1ew – from Alpha to Zipf // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. Vol. 88. P. 897-907.

275. Fournier R.O. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment // Economic Geology. 1999. Vol. 94. P. 1193-1211.

276. Frikken, P.H., Cooke, D.R., Walshe, J.L. et al. Sulfur isotope and mineral zonation in the Sur-Sur breccia complex, Río Blanco copper-molybdenum deposit, Chile: implications for ore genesis // Economic Geology. 2005. Vol. 10. P. 935–961.

277. Gervasio F.G. Ore deposits of the Philippine mob1le belt // Austral. Bur. Miner. Res. Bull. 1973. Vol. 141. P. 191-207.

278. Gow P.A., Walshe J.L. The Role of Preexisting Geologic Architecture in the Format1on of Giant Porphyry-Related Cu  $\pm$  Au Deposits: Examples from New Guinea and Chile // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 819-833.

279. Griffiths J.R., Godwin C.J. Metallogeny and tecton1c of porphyry copper-molybdenum deposits in British Columbia // Can. J. Earth Sc1ence. 1983. Vol. 20. P. 1000-1018.

280. Gruen G, Heinrich C.A., Schroeder K. The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au Deposit. Vein Geometry and Ore Shell Formaion by Pressure-Driven Rock Extension // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 69-90.

281. Gustafson L.B., Vidal C.E., Pinto R., Noble D.C. Porphyry-Epithermal Transition, Cajamarca Region, Northern Peru // Andean Metallogeny: New Discoveres, Concepts, and Updates. Society of Economic Geologists. Special Publication. 2004. № 11. P. 279–299.

282. Haynes F.M., Titley S.R. The evolution of fracture-related permeability w1thin the Ruby Star granodiorite, S1err1ta porphyry copper deposits, P1me County, Ar1zona // Economic Geology. 1980, Vol. 75 P. 675-683.

283. Hedenquist J.W., Arr1bas, A.J., Reynolds, J.R. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines // Economic Geology. 1998. Vol. 93. P. 373–404.

284. Hedenquist J.W., Richards J.P. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits // Techniques in hydrothermal ore deposits geology. Rev. in Economic Geology. 1998. Vol. 10.

285. Hedenquist J.W., Taran Y.A. Modeling the format1on of advanced argillic lithocaps: volcanic vapor condensation above porphyry intrusions // Economic Geology. 2013. Vol. 108. P. 1523-1540.

286. Henley R.W., McNabb A. Magmatic vapor plums and ground-water interaction in porphyry copper emplacement // Economic Geology. 1978. Vol. 73 P. 1-20.

287. Holland H.D. Granites, solutions and base metal deposits // Economic Geology. 1972. Vol.67. P. 281-301.

288. Hollister V.F. An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposits // Miner. Sci. Ing. 1975. Vol. 7. № 3. P. 225-233.

289. Hollister V.F. Geology of the porphyry copper deposits of the Western hemisphere // Soc1ety of Mining Engineers of the American inst1tute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, New York. 1978. P. 205

290. Hollister V.F. Regional character1stics of porphyry copper of South America // Trans. A.I.M.E. № 1. 1974. P. 45-53

291. Hutchinson R.W., Albers J.P. Metallogenic evolution of the Cordilleran reg1on of the western United States // The Cord1lleran orogen: Conterminous U. S. The geology of North America, 1992, Vol. G-3, p. 629-652.

292. İmer A., R1chards J.P., Muehlenbachs K. Hydrothermal Evolution of the Çöpler Porphyry-Epithermal Au Deposit, Erzincan Province, Central Eastern Turkey // Economic Geology. 2016. Vol.111, P. 1619-1658.

293. Jancovic S. The copper deposits and geotectonic setting of the Thethyen Eurasian metallogenic belt // Miner. Deposits. 1977. Vol. 12. № 1. P. 37-47.

294. Kay S.M., Mpodozis C., Co1ra B. Neogene magmatism, tecton1sm and mineral deposits of the central Andes // Society of Economic Geologists Special Publication, 1999, Vol. 7, P. 27–59.

295. Kesler S.E. Copper, molybdenum and gold abundances in porphyry copper deposits // Economic Geology. 1973. Vol. 68. P. 265-271.

296. Krivtsov A.I. Complex deep study of ore-forming systems // 28<sup>th</sup> intern. Geol. Cong., Washington. Abstracts. 1989. Vol. 2. P. 229-230.

297. Krivtsov A.I. Mass-content distribution in ore-forming systems (OS) // 30<sup>th</sup> intern. Geol. Cong., Be1jing. Abstracts. 1996. Vol. 2. P. 646.

298. Krivtsov A.I. Quantitative characteristics of ore matter sources and ore formation processes // 7<sup>th</sup> Symposium of 1AGOD. Proceedings. Stuttgart. 1988. Vol. 1. P. 139-141.

299. Krivtsov A.I., Zvezdov V.S., Starostin V.I. Structural and petrophysical conditions for the porphyry copper deposits // Intern. Geology Review. 1985. Vol. 27. P. 1415-1432.

300. Krivtsov A.I., Minina O.V. Models of polygenic and polychronous ore deposits within andesitic volcano-plutonic belts (VPB) in the Middle Urals // 31<sup>th</sup> Intern. Geol. Cong., R10 de Janeiro. 2000.

301. Lang J.R., Gregory M.J., Rebagliati C.M., Payne J.G., Oliver J.L., Roberts K. Geology and magmatuic-hydrothermal evolutiion of the g1ant Pebble porphyrycopper-gold-molybdenum deposit, Southwest Alaska // Economic Geology. 2013. Vol. 108. P. 437–462.

302. Langton J.M., Williams S.A. Structural, petrologilical and mineralogilical controls for the Dos Pobres orebody. Lone Star mining District, Graham County, Arilizona // Advances in geology of the porphyry copper deposits of Southwestern North Amer1ca. The Un1vers1ty of Ar1zona Press. Tucson. 1983. P. 335-352.

303. Large S.J.E., Von Quadt A., Wotzlaw J.F., Guillong M., Heinrich C.A. Magma Evolution Leading to Porphyry Au-Cu Mineralization at the Ok Tedi Deposit, Papua New Guinea: Trace Element Geochemistry and High-Precision Geochronology of Igneous Zircon // Economic Geology. 2018. Vol. 113. P. 39–61.

304. Laznicka P. Giant ore deposits: A quantitative approach: Global Tectonics and Metallogeny // Economic Geology. 1983. Vol. 2. P. 41-63.

305. Laznicka P. Quantitative relationships among giant deposits of metals // Economic Geology. 1999. Vol. 94. P. 453-473.

306. Lipman S.C. Reservoir performance of the Geysers Field. Proc. Enel-Erda Workshop. Lardarello, Italy, 1977, 233 p.

307. Long K.R. Significant deposits of gold, silver, lead, and zinc in the United States // Economic Geology. 2000. Vol. 95. P. 629-644.

308. Longo A.A., Dilles J.H., Grunder A.L. Evolution of calcic-alkaline volcanism and associated hydrothermal gold deposits at Yanacocha, Peru // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 1191–1241.

309. Lowell J.D. Regional characteristics of porphyry copper deposits of the Southwest // Economic Geology. 1974. Vol. 69. P. 601-617.

310. Lowell J.D., Guilbert J.M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits // Economic Geology. 1970. Vol. 65. P. 373-409.

311. Ludington S., Plumlee G.S. Climax-Type Porphyry Molybdenum Deposits. Open-File Report 2009–1215 U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey.

312. MacCorquodale F., Harris A., Humphries M., Finn D., Hayward S. Discovery of the highgrade Wafi-Golpu Au-Cu porphyry deposit, Morobe Province, Papua New Guinea // 34th International Geological Congress. Proceedings. Brisbane. Australia. 2012.

313. Maryono A., Harrison R.L., Cook D.R. Rompo I., Terence G.H. Tectonics and Geology of
Porphyry Cu-Au Deposits along the Eastern Sunda Magmatic Arc, Indonesia // Economic Geology.
2018. Vol. 113, P. 7-38

314. McMillan W.J. Porpyry Cu-Mo Deposits of the Highland Valley District, Guichon Creek Batholith, British Columbia, Canada. In Porter TM (Ed). Supper Porphyry Copper and Gold Deposits // A Global Perspective. 2005. Vol. 1. P. 259-274.

315. Migachev I.F. Complex ore nodes of marginal volcano-plutonic belts and their geological setting // Resource Geology Special Issue. 1993. № 15. P. 199-209.

316. Migachev I.F., Zvezdov V.S. Morphology and evolution of porphyry copper stockwork systems // 7<sup>th</sup> Symposium of IAGOD. Proceedings. Stuttgart. 1988. Vol. 1. P. 595-602.

317. Migachev I.F., Zvezdov V.S. Simulation of formation of copper porphyry ore-magmatic systems // 28<sup>th</sup> Intern. Geol. Cong., Washington. Abstracts. 1989. Vol. 2. P. 426-427.

318. Mineral deposits of China. Be1jing Geol. Pub. House, 1992, Vol. 1, 356 p., Vol. 2, 349 p., Vol. 3, 343 p.

319. Mitchell A.G., Leach T.M. Epithermal gold in the Ph111ppines: 1sland arc metallogenesis, geothermal systems and geology. Acad. Press Geol. Ser., 1991.

320. Motegy M. Porphyry copper deposits in Philippines - their tectonic setting and present status of development // Mining Geology. 1977. Vol. 27. P. 221-230.

321. Molnar F., Lexa J., Hedenquist J.W. et al. Epithermal mineralization of the Western Carpathians // Soc. of Economic Geology. Guide book Ser. 1999. Vol. 31.

322. Muntean J.L., Einaudi M.T. Porphyry gold deposits of the Refugio District , Maricunga belt, Northern Chile // Economic Geology. 2000, Vol. 95. P. 1445-1472.

323. Murase T. Formation and growth of bubbles in obsidian // Trans. Amer. Geophys. Union. 1968. Vol. 49. P.762

324. Nash J.T. Fluid-inclus1on petrology-data from porphyry copper deposits and applications to exploration // U.S. Geol. Survey Professional Pap. 1976. 907-D. P. 16

325. Norton D.L., Cathles L.M. Breccia pipes-products of exsolved vapour from magmas // Economic Geology. 1973. Vol. 68. P. 540-546.

326. Norton D.L. Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing pluton environments // Advances in geology of porphyry copper deposits. Southwestern North America. The Un1vers1ty of Arizona Press. Tucson. 1983. P. 59-72.

327. Norton D.L., Knight J. Transport phenomena in hydrothermal system: cooling plutons // Amer. J. Sc1. 1977. Vol. 277. № 9. P. 937-981

328. Olade M.A., Fletcher W.K. Trace element geochemistry of the Highland Valley and Guichon Creek Batholit in relation to porphyry copper mineralization // Economic Geology. 1976. Vol. 71. P. 733- 748.

329. Ossandón, G., Fréraut, R., Gustafson, L.B., Lindsay, D.D., Zentilli M. Geology of the Chuquicamata mine: A progress report // Economic Geology. 2001. Vol. 96, P. 249–270.

330. Oyarzun M.J., Frutos J.J. Metallogenesis and porphyry deposits of the Andes (South-Eastern Pacific region) // Mem. BRJM. 1980. № 106. P. 50-66.

331. Paliwal H.V., Bratnagar S.N., Haldar S.K. Lead-zinc pred1ct1on in ind1a: an application of Zipf's law // Math. Geol. 1986. Vol. 18. № 6. P. 539-549.

332. Pacey A., Wilkinson J.J., Cooke D.R. ChlorIte and EpIdote Mineral ChemIstry in Porphyry Ore Systems: A Case Study of the Northparkes District, New South Wales, AustralIa // Economic Geology. 2020. Vol. 115. P. 729-748.

333. Pichler T., G1ggenbach W.F., Mcinnes B.I.A. et al. Fe-sulfide formation due to seawatergas-sediment interaction in a shallow-water hydrothermal system at Lihir Island, Papua New Guinea // Economic Geology. 1999, Vol. 94. P. 281-287.

334. Piquer J., Skarmeta J., Cooke D.R. Structural Evolution of the Rio Blanco-Los Bronces District, Andes of Central Chile: Controls on Stratigraphy, Magmatism, and Mineralization // Economic Geology. 2015, Vol. 110, P. 1995–2023

335. Pollard P.J., Taylor R.J., Peters L. Ages of intrusion, Alteration, and Mineralization at the Grasberg Cu-Au Deposit, Papua, Indonesia // Economic Geology. 2007. Vol. 100. P. 1005-1020.

336. Porphyry deposits of Canadian Cordillera / Editor Brown A.S. / Can. inst. of Min. and Met. Spec. bull. 1976. Vol. 15.

337. Pudack C., Halter W.E., Heinrich C.A. et al. Evolution of magmatic vapor to gold-rich epithermal liquid: the porphyry to epithermal transition at Nevados de Famatina, Northwest Argentina // Economic Geology. 2009. Vol.104. P. 449–477.

338. Rae A.J., Cooke D.R., Phillips D. et al. Spatial and temporal relationships between hydrothermal alteration assemblages at the Palinpion geothermal field, Philippines – Implications or porphyry and epithermal ore deposit. Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: rules and witnesses or processes within the Earth // Soc1ety of Econo1c Geolog1sts. Special Publication. 2003. N 10. P. 223–246.

339. Redmond P.B., Einaudi M.T. The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au Deposit. I. Sequence of intrusions, Vein Formation, and Sulfide Deposition // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 43-88.

340. Reynolds T.J., Beane R.E. Evolution of hydrothermal fluid character1stics at the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico Economic Geology. 1985. Vol. 80. P. 1328-1347.

341. Richards J.P. A shake-up in the porphyry world? // Economic Geology. 2019. Vol. 113.P. 1225-1233.

342. Richards J.P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // Economic Geology. 2003. Vol. 98. P. 1515–1533.

343. Rinne M.L., Cooke D.R., Harris A.C. et al. The geology and genesis of the telescoped Wafi-Golpu porphyry-epithermal system, Papua New Guinea // 34th international Geolog1cal Congress. Proceedings. Brisbane, Australia. 2012.

344. Rinne M.L., Cooke D.R., Harr1s A.C., Finn D.J., Allen C.M., He1zler M.T, Creaser R.A. Geology and Geochronology of the Golpu Porphyry and Wafi Epithermal Deposit, Morobe Province, Papua New Guinea // Economic Geology. 2018. Vol. 113. P. 271-294.

345. Rowlands N.1., Sampey D. Zipf's low – an aid to resource inventory pred1ct1on in partially explored areas // Journal of the international Association for mathematical geology. 1977. Vol. 9, № 4. P. 383–391.

346. Rudenno V. The probability of economic success in exploring for the tin deposits // CIM Bull. 1981. Vol. 74. № 828. P. 99-101

347. Serrano L., Vargas R., Stambuk V., Agu1lar C. et al. The late Miocene to early Pliocene Río Blanco-Los Bronces copper deposit, central Chile an Andes // Society of Economic Geologists Special Publication № 5. 1996. P.119–130.

348. Sheppard S. M. F., Gustafson L. B. Oxygen and hydrogen isotopes in porphyry copper deposit at El Salvador, Chile // Economic Geology. 1976. Vol. 71. P. 1549-1559.

349. Sheppard S. M. F., Nielsen R. L., Taylor H. P. Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits // Economic Geology. 1971. Vol. 66. P. 515-542.

350. Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3-41

351. Sillitoe R.H. Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration // Mineralium Deposits. 2002. Vol. 37. P. 4–13.

352. Sillitoe R.H. The tops and bottoms of porphyry copper deposits // Economic Geology. 1973. Vol. 68. P. 794-815.

353. Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between volcano-tectonic settings ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits // Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: rules and witnesses or processes within the Earth. Society of Economic Geologists. Special Publication. 2003.  $N_{\rm P}$  10. P. 315–343.

354. Singer D.A. World-class base and precious metal deposits – a quantitative analysis // Economic Geology. Vol. 90. 1995. P. 88-104.

355. Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C. Porphyry copper deposits of the world: database, maps, and preliminary analysis // U.S. Geolog1cal Survey Open-File Report 02-268. Online version. 2002.

356. Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C. Porphyry copper deposits of the world: database and tonnage models // U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1155. Online version. 2008.

357. Singer D.A., Menz1e W.D., Satphin D.M., Mos1er D.L., Bliss J.D. Mineral deposit density – an update. Contributions to global mineral resource assessment research // U.S. Geolog1cal Survey Professional Paper 1640-A. 2001. P. 15

358. Singer D.A., De Young L.H. What can grade-tonnage relations really tell us? // International Geological Congress. XXV1 session. Jour. Mining Resources. 1980. Vol. 1. P. 91-101.

359. Skarmeta J. Structural Controls on Alteration Stages at the Chuquicamata Copper-Molybdenum Deposit, Northern Chile // Economic Geology. 2021. Vol. 116. P. 1–28.

360. SolovIev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S., Vasyukov V.E., Shum1lin D.A., Voskresensky K.I. The superlarge Malmyzh porphyry Cu-Au deposit, Sikhote-Alin, eastern Russia: igneous geochemistry, hydrothermal alteration, mineralization, and fluid inclus1on characteristics // Ore Geology Rev1ews. 2019. 113. P. 1 – 27

361. Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Shapovalenko V.N., Collins G.S., Dvurechenskaya S.S., Bukhanova D.S., Ezhov A.I., Voskresensky K.I. The KIrganIk alkalIc porphyry Cu-Au prospect in Kamchatka, Eastern Russia: A shoshonite-related, silica-undersaturated system in a Late Cretaceous Island arc setting // Ore Geology Reviews. 2021. P.128 362. Steinberger I., Hinks D., Driesner T., Heinrich C.A. Source Plutons Driving Porphyry Copper Ore Formation: Combining Geomagnetic Data, Thermal Constraints, and Chemical Mass Balance to Quantify the Magma Chamber Beneath the Bingham Canyon Deposit // Economic Geology. 2013. Vol. 108. P. 605-624.

363. Sutherland-Brown A., Cathro I., Panteleev A., Ney C.S. Metallogeny of Canadian Cordillera // GIM Bull. 1977. Vol. 64. № 709. P. 37-61.

364. Takács A., Molnár F., Turi J., Mogessie A., Menzies J.C. Ore mineralogy and fluid inclusion constraints on the temporal and spatial evolution of a high-sulfidation epithermal Cu-Au-Ag deposit in the Recsk Ore Complex, Hungary // Economic Geology. 2017. Vol. 112. P. 1461–1481

365. Tapp B.A., Mon1uszko V. Applicat1on of Zipf's law to mineral distribution patterns in the northern Australian orogenic provinces // Eleventh Commonwealth Mining and Metallurgical Congress. IMM. 1978. Pap. 35. 8 p.

366. Teal L., Benavides A. History and Geologic Overview of the Yanacocha Mining District, Cajamarca, Peru // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 1173–1190.

367. Thomas R.P., Chapman R.H., Dykstra H.A. Reservoir assessment of the geysers geothermal field. Sacramento, 1981, 60 p.

368. Titley S.R. Copper, molybdenum and gold content of some porphyry systems of the Southwestern Pacific // Economic Geology. 1975. Vol. 70. P. 977-981.

369. Titley S.R. Geological characteristics and environment of some porphyry copper occurrences in Southwestern Pacific // Economic Geology. 1975. Vol. 70. P. 794-815.

370. Titley S.R., Beane R.E. Porphyry copper deposits // Economic Geology. 2013. 75-th Anniversary Volume. 1981. P. 214-269.

371. Van Dongen M., Weinberg R.F., Tomkins A.G. Grade distribution of the giant OK Ted1 Cu-Au deposit, Papua New Guinea // Economic Geology. 2013. Vol. 108. P. 1773–1781

372. Vargas R., Gustafson L.B., Vukasovic M., Tidy E., Skewes A., 1999. Ore breccias in the Río Blanco-Los Bronces porphyry copper deposit, Chile // Society of Economic Geologists Special Publication. №7. P.281–297

373. Vry V.H., Wilkinson J.J., Millan J.S.J. Multistage intrusion, Brecciation, and Veining at El Teniente, Chile: Evolution of a Nested Porphyry System // Economic Geology. 2010, Vol. 105, P. 119-153.

374. Wanwrght A.J., Tosda R.M., Lews P.D., Friedman R.M. Exhumation and Preservation of Porphyry Cu-Au Deposits at Oyu Tolgoi, South Gobi Region, Mongolia // Economic Geology. 2017. Vol. 112. P. 591-601. 375. Waite K.A., Keith J.D., Chr1st1ansen E.H., Whtney J.A., Hattor K., Tngey D.G., Hook C.J. Petrogeness of the volcanc and ntrus1ve rocks assocated wth the Bngham Canyon porphyry Cu-Au-Mo depost, Utah // Socety of Economc Geologsts Gudebook Seres. 1998. Vol. 29. P.69-90.

376. Warnaars, F.W., Hoimgren, C.D., and Barass1, S. Porphyry copper and tourmaiine brecc1as at Río Bianco-Los Bronces, Chile // Economic Geology. 1985. Vol. 80. P. 1544–1565.

377. Waters P. J., Cook D.R., Gonzales R.I., Phillips D. Porphyry and Epithermal Deposits and 40Ar/39Ar Geochronology of the Baguio District, Philippines // Economic Geology. 2011, Vol. 106. P. 1335-1363

378. West R.J., Aiken D.N. Geology of the Sierrita-Esperanza deposit. Pima mining district, Pima County, Arizona // Advances in geology of the porphyry copper deposits of Southwestern North America. The Univers1ty of Arizona Press. Tucson. 1983. P. 433-465.

379. Whitney J.A. Vapor generation in quartz monzonite mag a synthetic model with application to porphyry copper deposits // Economic Geology. 1975.Vol. 70. № 2. P. 546-358.

380. Wilkinson J.J., Baker M.J., Cooke D.R., Wilkinson C.C. Exploration Targeting in Porphyry Cu Systems Using Propylitic Mineral Chemistry: A Case Study of the El Teniente Deposit, Chile // Economic Geology. 2020. Vol. 115. № 4. P. 779–791.

381. Zhou T., Goldfarb R.J., Phillips G.N. Tectonics and distribution of gold deposits in China – an overview // Mineralium deposits. 2002. Vol 37. P. 249-282.

382. Zvezdov V.S., Krivtsov A.I., Starostin V.I. Structural and Petrophysical Conditions of the Formation of Porphyry Copper Deposits // Internat1onal Geology Review. 1985. Vol. 27, № 12.

383. Zvezdov V.S., Migachev J.F., Girfanov M.M. Porphyry copper deposi1ts of the CIS and the models of their formation // Ore Geology Reviews. 1993. Vol. 7. № 6. P. 511-549.