

## Обзор 1

# **ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОРФИРОВОГО ТИПА**

*РЕДАКТОР-СОСТАВИТЕЛЬ:  
В.В. Коротков*

### СОДЕРЖАНИЕ:

1. Введение.
2. Геолого-генетическая модель.
3. Геохимические характеристики.
4. Геофизические характеристики.
5. VINR-SWIR, TIR дистанционное зондирование.
6. Минералого-геохимические индикаторы.
7. Краткие характеристики порфировых месторождений Центрально-Азиатского магматического пояса.

*Источники:*

## ВВЕДЕНИЕ.

В последнее десятилетие в мире произошло резкое снижение новых открытий рудных месторождений, связанное как с уменьшением расходов на ГРП (рис. 1), так и с перемещением поисков на большие глубины, как правило скрытых объектов.

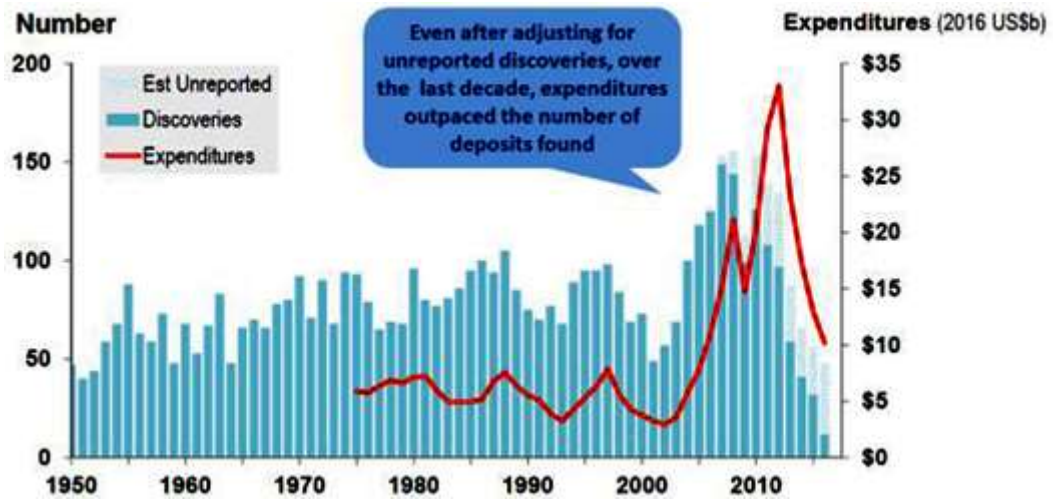


Рис. 1: Коэффициент открытия в сравнении с затратами на ГРП в мире 1950–2015 годах.

В этих условиях месторождения порфирирового типа являются ключевыми объектами ГРП для ведущих мировых горнодобывающих компаний, крупнейшими в мире хранилищами меди и молибдена. Они составляют ~ 80% Cu и ~ 95% Mo от общих мировых запасов, а также являются источниками золота, серебра, полиметаллов, в значительной степени содержат олово и/или вольфрам.

В основном они локализованы во времени и пространстве в рамках эволюции магматических дуг вдоль конвергентных краев плит, где субдукция океанической коры и магматизм дугового типа порождает водные окисленные гранитоиды верхней коры, генетически связанные с оруденением. (рис 2).

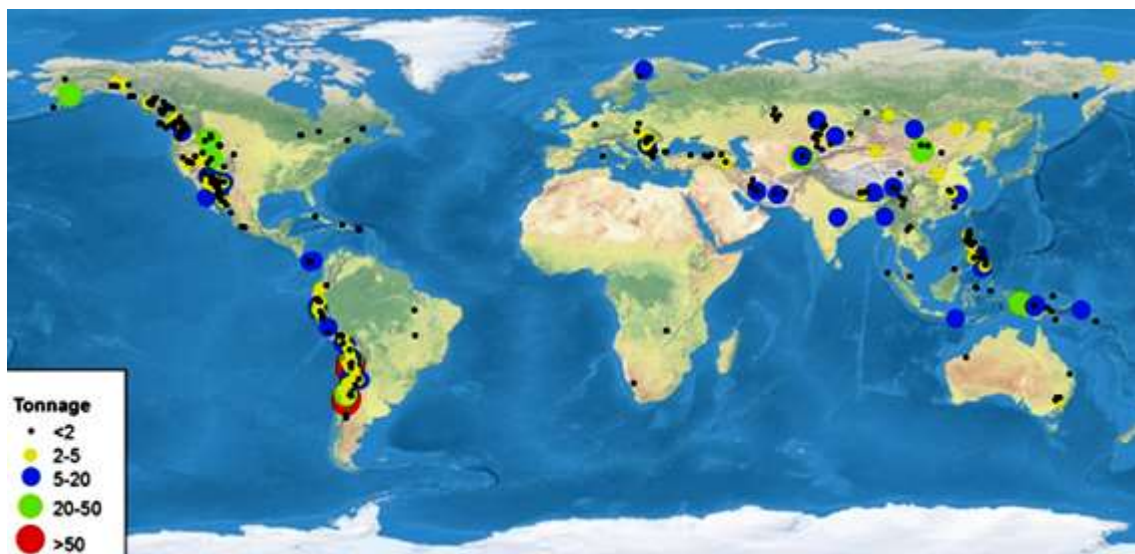


Рис. 2. Мировое распространение порфирировых месторождений (запасы млн. т руды)

## ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСАЯ МОДЕЛЬ

Геологические и геохимические данные показывают, что большинство порфировых рудных систем инициированы закачкой окисленной адакитовой магмы, насыщенной водными флюидами, которые богаты серой и металлами. Существуют две модели формирования порфировых месторождений (рис. 3): (А) Порфировые месторождения образуются в дуговых структурах (Richards, 2013); (В) Порфировые месторождения связаны со слябовыми расплавами (Wilkinson, 2013), которые имеют высокое начальное содержание Cu.

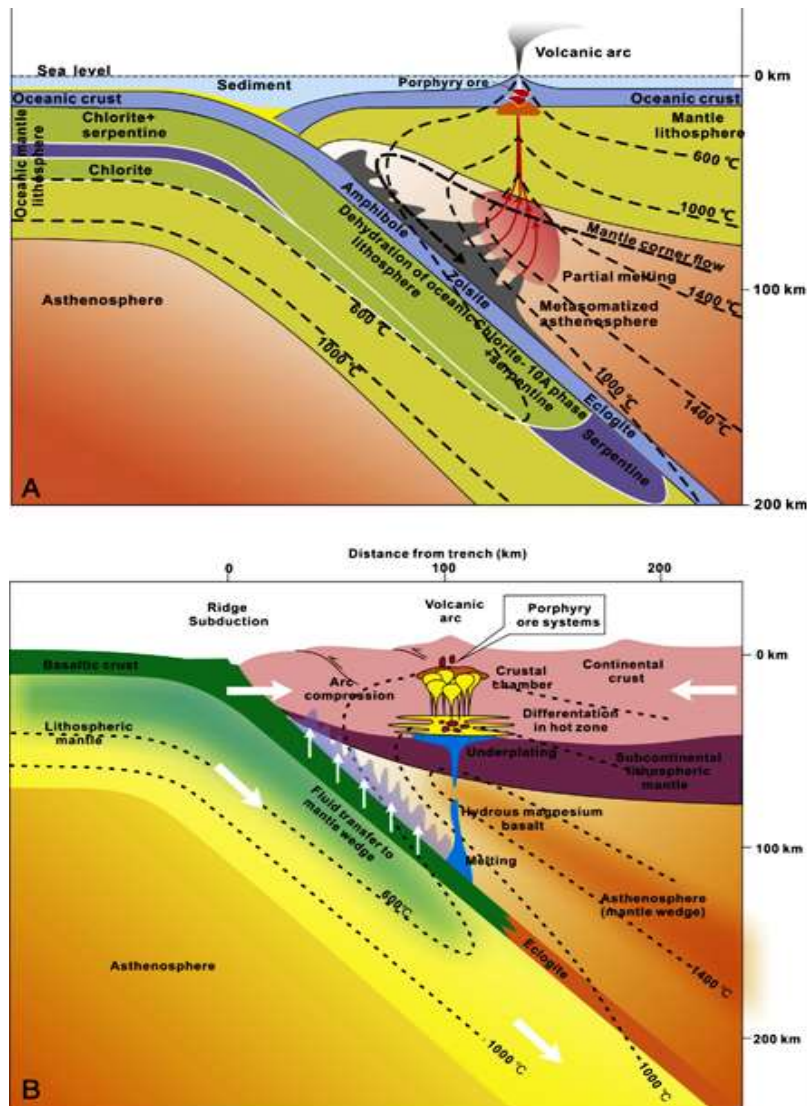


Рис. 3. Модели формирования порфировых месторождений

Большинство порфировых месторождений формируются на глубинах 2–4 км и обычно связаны с эпитермальным оруденением на небольших глубинах, если они не удалены эрозией. (рис. 4d, 5a, b)

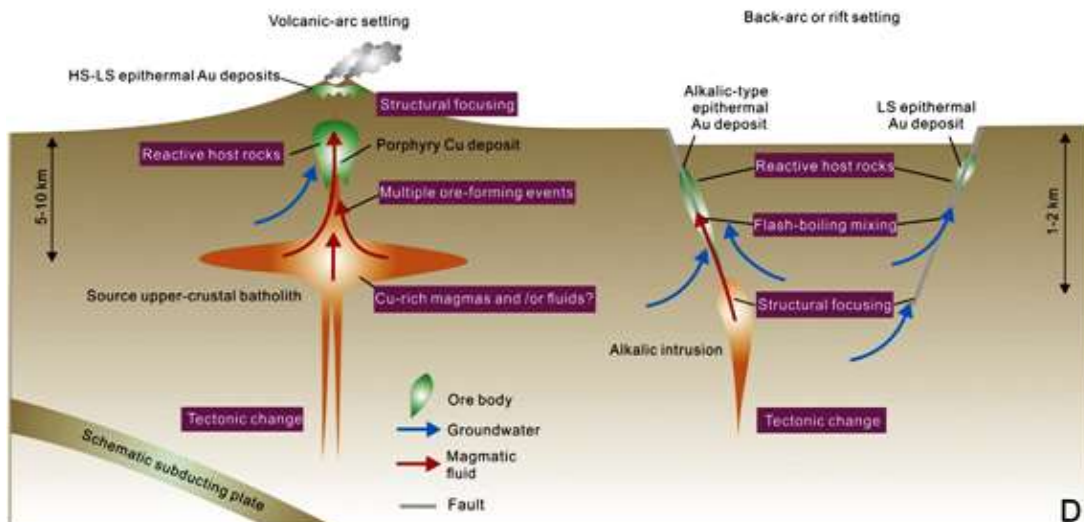
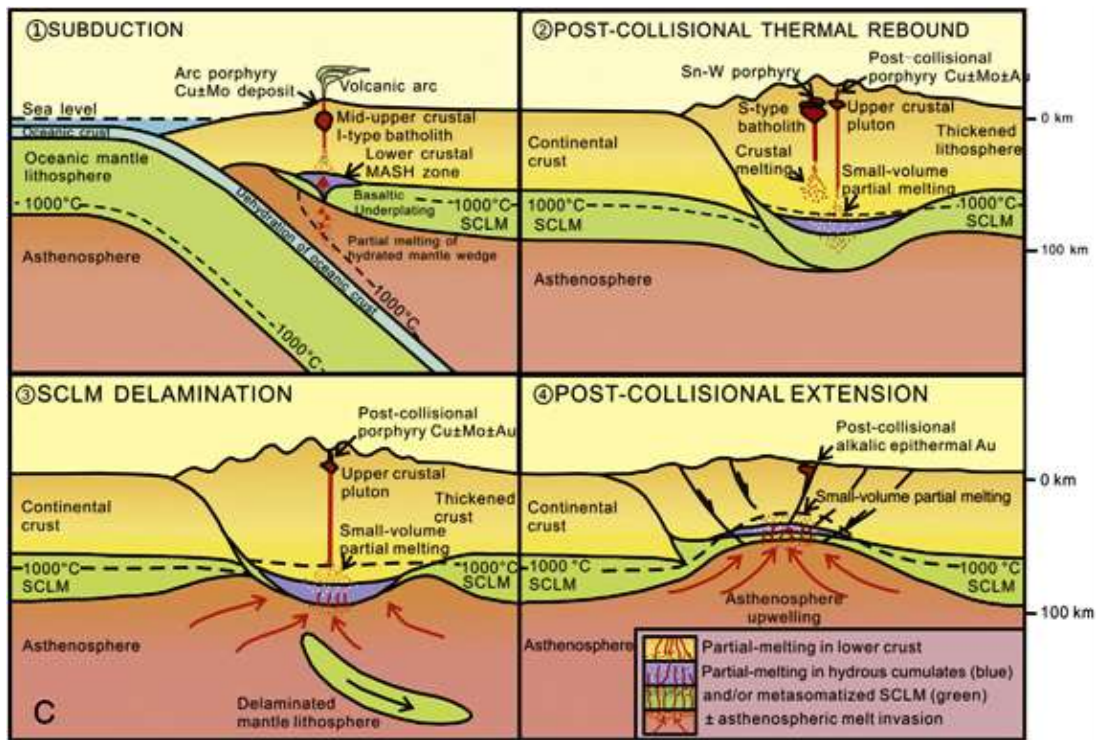


Рис.4 Различные модели формирования порфировых месторождений: магмы мантийного происхождения (красный цвет) вторгаются в холодную верхнюю плиту (черный цвет) зон субдукции, образуя очаги кристаллизации магмы.

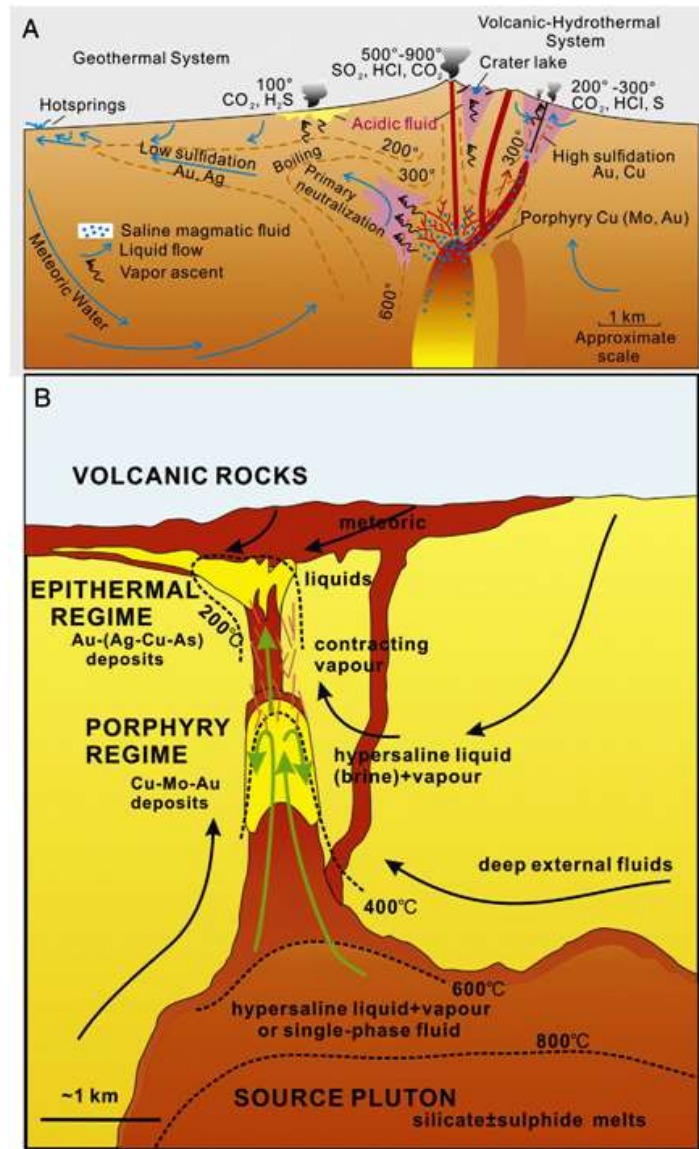


Рис. 5. Взаимосвязь между эпитегрмальными и порфировыми месторождениями.

Первоначально адакит был назван в честь пород, образовавшихся в результате частичного плавления субдуцированной молодой океанической коры (25 млн лет), представленной базальтом срединно-океанического хребта (MORB). В отличие от большинства других типов пород, адакит определяется геохимическими факторами ( $\text{SiO}_2 \geq 56$  мас.%,  $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15$  мас.%,  $\text{Y} \leq 18$  ppm,  $\text{Yb} \leq 1.9$  ppm и  $\text{Sr} \geq 400$  ppm). Большинство порфировых месторождений связаны с адакитами. Предложено несколько различных объяснений плодородия адакитовых слябовых расплавов:

*Окисление.* Расплавы слябов могут быть необычно окисленными и богатыми серой из-за высокого содержания  $\text{Fe}^{3+}$  в результате окислительных процессов на морском дне. Как следствие, это повышенное состояние  $f\text{O}_2$  вызывает окисление халькофильных металлосодержащих сульфидных фаз в мантийном клине, высвобождая металлы в фазу силикатного расплава.

*Обводнение.* «Таяние» плит может быть необычно богато водой. Высокое содержание воды в магмах может подавлять кристаллизацию плагиоклаза и способствовать образованию амфибола, что приводит к высоким сигнатурам Sr/Y.

*Фельзитизация.* Адакит образуется в результате частичного плавления базальтовых пород, так что они должны быть более кислыми, чем перидотитовые расплавы. Фактически адакиты, связанные с медно-порфировыми месторождениями, в основном промежуточные по составу, а не кислые.

*Сжатие.* Адакиты образуются в результате плоской субдукции молодой океанической коры с соответствующим напряжением сжатия. Такая среда должна быть благоприятной для захвата магмы в плутоне с замкнутой системой, где сера может выпадать в осадок в виде гидротермальных сульфидов и сульфатов вместо дегазации в виде SO<sub>2</sub>

*Высокое содержание Си.* Океаническая кора имеет гораздо более высокое содержание Си (~ 100 ppm), чем мантия (30 ppm) или континентальная кора (~ 27 ppm). При ее частичном плавлении образуются адакиты с систематически более высокими начальными содержаниями Си, что благоприятно для порфирового оруденения.

*Влияние летучести кислорода.* При летучести кислорода выше, чем  $\Delta FMQ + 2$ , ~ 5–10% частичного плавления достаточно для удаления остаточного сульфида из субдуцированной океанической коры, с образованием адакитовых расплавов с высоким содержанием Си и S до уровней 2000 ppm. Такое повышенное содержание в магме согласуется с высокими содержаниями Си, S, присутствующими в рудоносных порфирах.

*Субдукция и порфировые месторождения.*

Более половины мировых порфировых месторождений расположены вдоль западного побережья Северной и Южной Америки, включая восточную окраину Тихого океана. Общие ресурсы оцениваются в 1,8 млрд. т, что составляет около 60% от общих мировых ресурсов меди. Здесь находятся 20 из 25 гигантских месторождений медно-порфировых руд. Напротив, по существу нет порфировых месторождений вдоль северо-западной окраины Тихого океана, например, в Японии.

Многие крупные Си-Au-порфировые месторождения связаны с субдукцией (рис. 6).

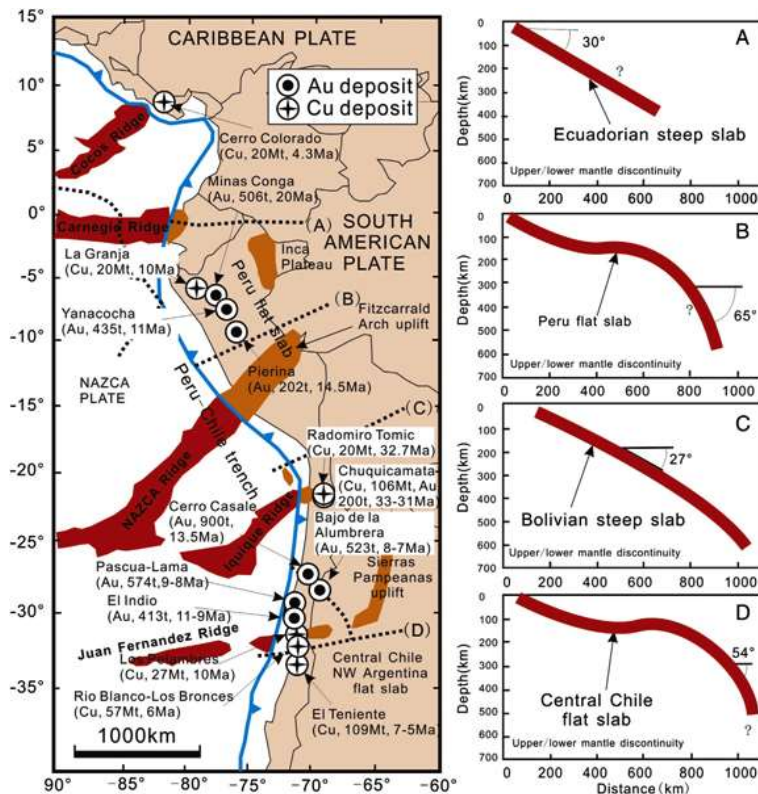


Рис. 6. Крупные порфировые месторождения, связанные с субдукцией.

Плавление слэбов обычно связано с образованием магм с высоким содержанием Cu и достаточно высокой летучестью кислорода, которые являются двумя основными факторами, регулирующими медно-порфировое оруденение. Распределение асейсмических цепей островов в Западной части Тихого океана показано на рис. 7.

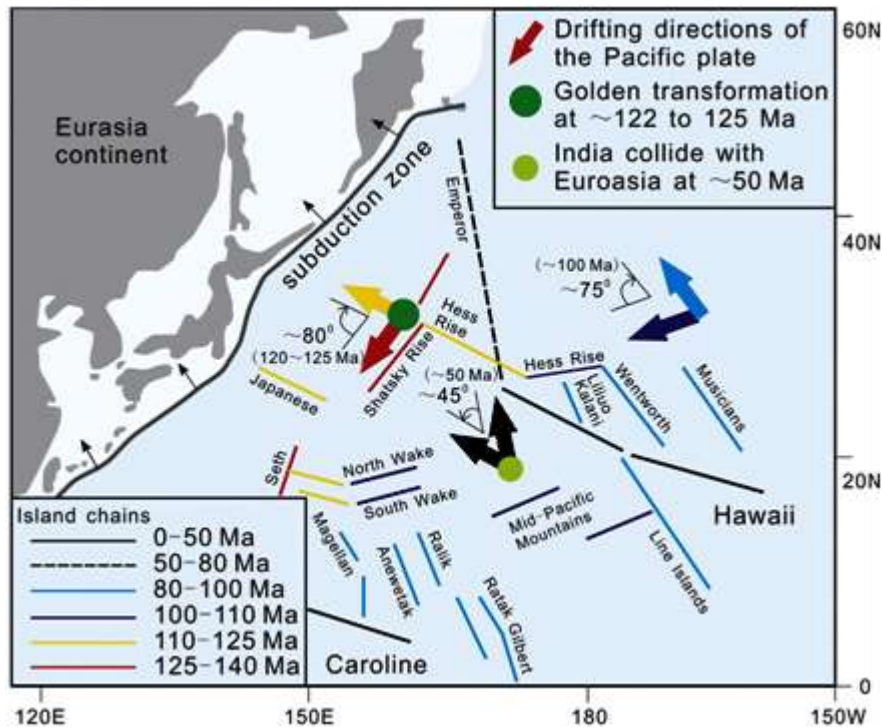


Рис. 7. Распределение асейсмических цепей островов в Западной части Тихого океана.

Возраст большинства этих хребтов превышает 100 млн лет и они не образуют адакиты. Летучесть кислорода в дугах вдоль северо-западной окраины Тихого океана менее чем  $\Delta FMQ + 2$ . По этим причинам в северо-западном сегменте Тихоокеанского региона не известны крупные порфировые месторождения, связанные с вулканическими дугами.

На юго-западной окраине Тихого океана расположены мелкие месторождения порфировых руд, которые связаны с закрытием задуговых бассейнов моложе 25 млн лет (рис. 8).

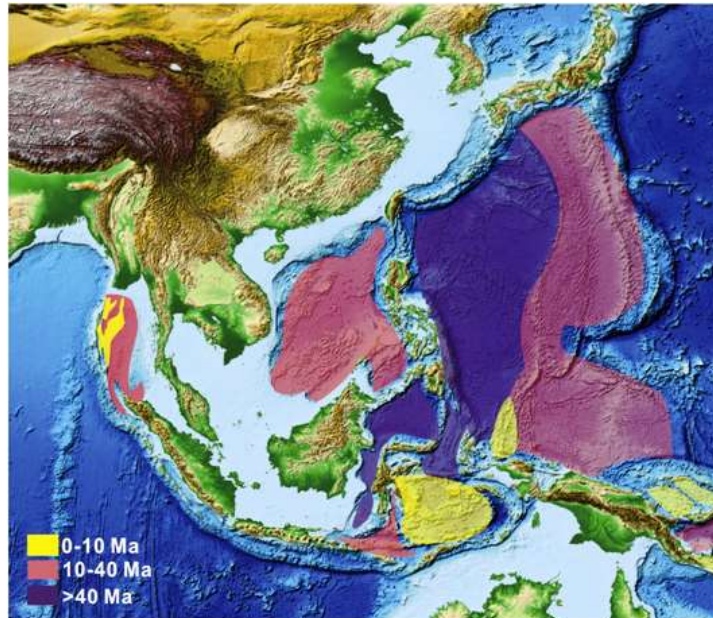
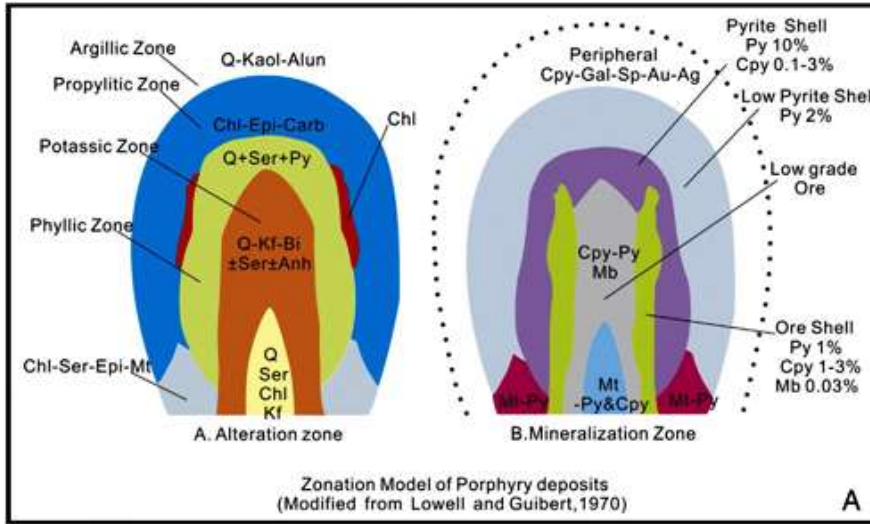


Рис. 8. Возраст задуговых бассейнов на юго-западе Тихого океана.

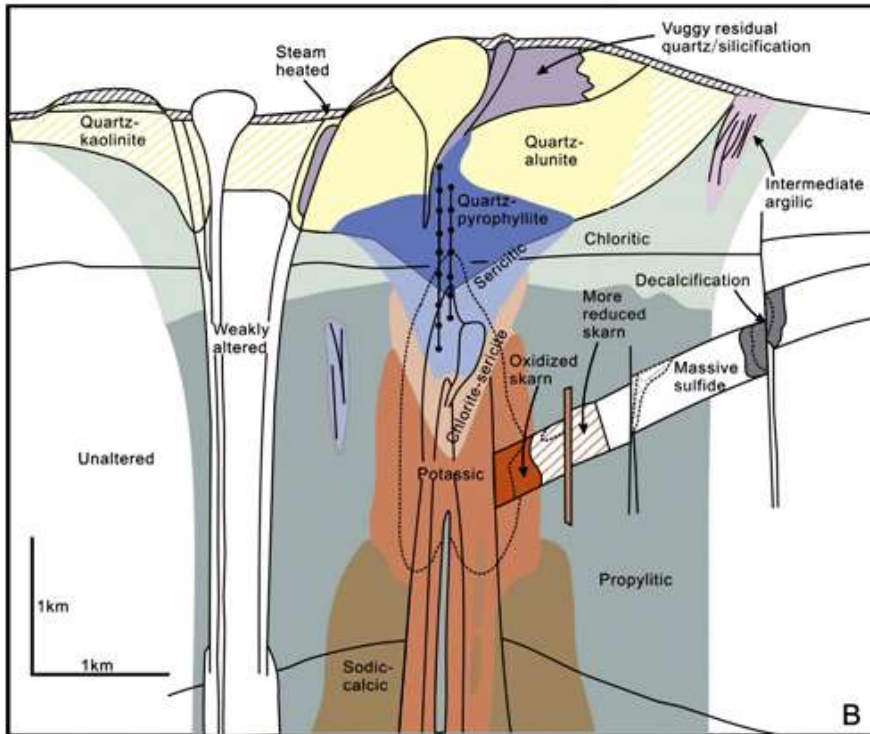
Вогнутая нисходящая форма субдуцирующих плит является наиболее благоприятной тектонической обстановкой для плавления плиты в фанерозое.

*Гидротермально-метасоматические изменения* которые обычно затрагивают несколько кубических километров породы тесно связаны с порфировыми месторождениями (рис. 9), что имеет решающее значение для понимания процессов формирования промышленного оруденения.





Chi-Chlorite; Kaol-Kaolinite; Epi-Epidote Alun-Alunite; Carb-Carbonate; Bi-Biotite  
 Q-Quartz; Ser-Sericite; Kf-Potassium Feldspar; Py-Pyrite; Cpy-Chalcopyrite;  
 Gal-Galena; Sp-Sphalerite; Au-Gold; Ag-Silver; Mb-Molybdenite; Anh-Anhydrite



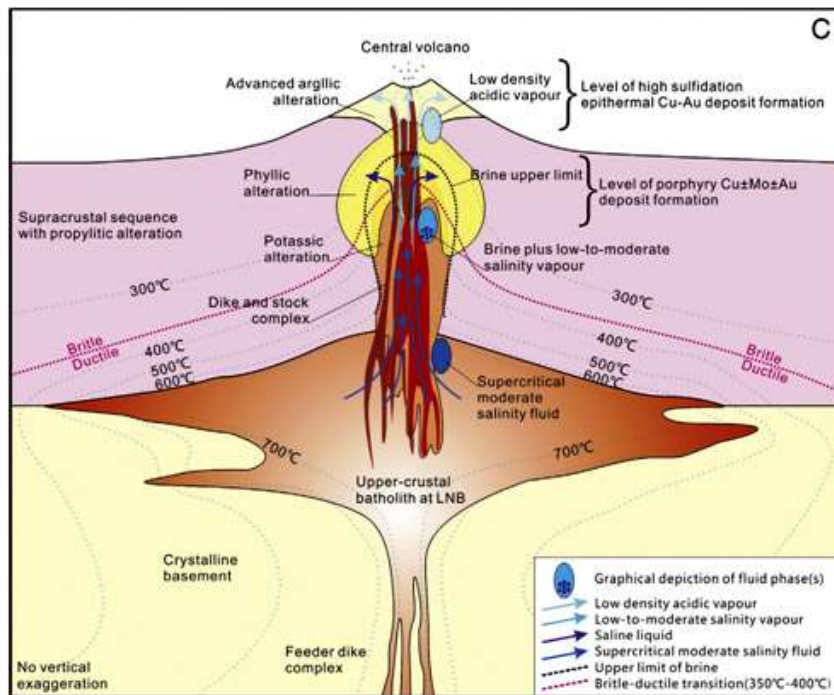


Рис. 9 Характеристики гидротермальных изменений порфирировых месторождений. (А) Лоуэлл и Гилберт (1970); (В) Силлитоу (2010) и (С) Ричардс (2011).

Формирование медно-порфирировых месторождений включает в себя сложные процессы, включая генерацию магмы, дифференциацию, внедрение, кристаллизацию и дегазацию, высокотемпературные реакции между дегазированными флюидами, кристаллизованными интрузиями, вмещающими породами, метеорными и другими немагматическими водами, а также гипергенными процессами.

*Источники рудных флюидов.* Геологические исследования давно установили тесную взаимосвязь между магматизмом и зональными высокотемпературными жильными и гидротермальными минеральными ассоциациями в интрузивных и вмещающих породах, которые предполагают магматические источники внесенных компонентов (металлов, воды, серы, хлора). Исследования изотопов, флюидных и др. включений также указывают в основном на магматическое происхождение высокотемпературных флюидов, которые высвобождаются во время кристаллизации интрузий. В формировании многих порфирировых рудных систем участвуют смеси магматических и немагматических внешних флюидов, хотя последние в основном участвуют в стадиях затухания гидротермальной активности, когда более низкие температуры и гидростатическое давление допускают проникновение внешней воды.

*Контроль проницаемости и потока жидкости.* Верхняя (~10 км) часть континентальной коры обычно содержит подземные воды в условиях гидростатического давления, в отличие от магматических тел, которые поставляют магма-гидротермальные флюиды к порфирировым системам при литостатических давлениях. В этих условиях закачка магмы, плавучесть магматических гидротермальных флюидов в куполах кристаллизующихся магм или

тектоническое напряжение могут вызывать разрушение пластичного панциря магматической камеры. Трещины, образованные магма-гидротермальным флюидом определяют, что практически весь магма-гидротермальный флюид течет от литостатического до почти гидростатического давления, за исключением герметизации трещины жильными минералами. Проницаемость столба породы от купола до поверхности может поддерживаться до тех пор, пока градиенты температуры/давления вызывают подъем магма-гидротермальных флюидов из купола. Когда поток этих флюидов прекращается, проницаемость трещин уменьшается из-за осаждения минералов, преимущественно кварца, в трещинах с образованием прожилок. Обильные кварцевые жилы типа А и В осаждаются из разгерметизированных и охлажденных гидротермальных флюидов при температуре от 700 до 500°C, но ретроградная растворимость кварца в диапазоне температур от 350 до 500°C обычно приводит к локальным циклам местного растворения и осаждения. Таким образом, трещины не закрываются при температуре от 500 ° до 350°C.

*Химический транспорт и процессы переноса.* Флюидно-фазовое разделение порфировых магм позволяет фракционировать воду, металлы, серу и другие летучие вещества из кристаллизующейся магмы. В большинстве случаев флюиды, полученные из магмы под давлением более 1,4 килобар (на глубине более 5 км), представляют собой единую сверхкритическую фазу и имеют соленость от умеренной до низкой (около 3-5 весовых процентов). При понижении давления однофазные флюиды разделяются на фазы солевого раствора с высокой соленостью и паровые фазы с более низкой соленостью. Считалось, что водные рассолы являются основным агентом переноса металлов в медно-порфировых месторождениях из-за их содержания во флюидных включениях и их высокого содержания металлов и способности к переносу. Недавние исследования составов флюидных включений показали, что флюиды с низкой плотностью выполняют важную функцию в транспортировке меди, золота и серы, но что второстепенная масса рассола также является ключом к транспортировке этих компонентов, а также Fe, щелочей, W, Mo, Ag, Pb и Zn.

*Процессы теплопередачи.* В порфировых системах и проводимость, и адвекция перераспределяют тепло, которое вводится магмами. Большая часть магматического тепла, теряемого за счет теплопроводности, вызывает широко распространенный, относительно равномерно распределенный контактный метаморфизм. Магматическое тепло адвективно переносится водными флюидами, вытесняемыми из магматических очагов, и, если проницаемость достаточна, внешними флюидами, циркулирующими путем конвекции. Количество тепла, перераспределяемого жидкостями, обычно подчиняется теплопередаче. Адвективное перераспределение тепла становится доминирующим только в областях с высоким и устойчивым потоком флюида, особенно в зонах апвеллинга над вершинами или

краями интрузий или в зонах с высокой проницаемостью. Основным свидетельством адвективного переноса тепла являются большие объемы ассоциаций высокотемпературных гидротермальных изменений внутри интрузий и вокруг них, а также наличие жил.

*Процессы реакции вмещающих пород и оруденения.* Осаждение сульфидов меди и железа в значительной степени зависит от температуры, доступности серы и pH. Реакция  $\text{Cu}^+ + \text{Fe}^{2+} + 2\text{H}_2\text{S} + 0,25\text{O}_2 = \text{CuFeS}_2 + 3\text{H}^+ + 0,5\text{H}_2\text{O}$ , используется для понимания распределения сульфидов меди и железа. Во-первых, в условиях низкого pH (кислых) медь остается в растворе. Во флюидах с низким pH, которые вызывают серицитовые и развитые аргиллитовые изменения, температуры, при которых осаждаются халькопирит или другие минералы медно-железного сульфида, ниже, чем в более нейтральной среде калиевых изменений. Во-вторых, разложение ферромагнезиальных минералов во вмещающих породах, такое как гидротермальное биотитовое замещение магматической роговой обманки в калиевых изменениях, увеличивает pH и снабжает флюид  $\text{Fe}^{2+}$ , что приводит к осаждению халькопирита. В-третьих, окисленные магмато-гидротермальные флюиды при высоких температурах содержат  $\text{SO}_2$  больше, чем содержание  $\text{H}_2\text{S}$ . Когда магма-гидротермальный флюид охлаждается ниже  $400^\circ\text{C}$ ,  $\text{SO}_2$  диспропорционирует в результате реакции с водой с образованием серной кислоты и  $\text{H}_2\text{S}$ , а  $\text{H}_2\text{S}$  соединяется с водными частицами металлов с образованием сульфидов меди и железа.

Золото, вероятно, транспортируется в виде бисульфида или другого комплекса серы, и если сера удаляется из гидротермального флюида во время осаждения медно-железного сульфида и пирита, золото также осаждается, обычно в виде включений в борните или халькопирите. Молибден, вероятно, транспортируется в виде комплекса гидроксида молибдена при высокой температуре. Высокая концентрация  $\text{H}_2\text{S}$  в жидкости и низкий pH дестабилизируют гидроксиды, вызывая осаждение молибденита.

*Связь между изменениями, жилами и прожилками.* Кварц, ангидрит и кальцит являются основными жильными минералами в гидротермальных жилах, и их осаждение обусловлено как соотношением растворимости, так и реакциями с вмещающими породами. Растворимость кремнезема снижается при понижении температуры и давления с образованием жил типа А и АВ. Дополнительное количество кремнезема высвобождается в результате реакций гидролиза полевого шпата, приводящих к серицитовым изменениям, и, вероятно, является источником большей части кварца в жилах D, в серицитовых и аргиллитовых зонах. Ангидрит и кальцит являются обычными жильными минералами в калиевых и некоторых других типах изменений. Магматические гидротермальные флюиды поставляют кислоты, карбонаты и сульфаты, а кальций поступает в основном в результате гидролитических реакций, которые разрушают содержащие кальций ферромагнезиальные силикаты и анортитовый компонент плагиоклаза.

Растворимость ангидрита достигает минимума около 400°C и отражается в локальном осаждении в жилах D с серицитом; основная часть ангидрита обычно образуется в калиевых изменениях при немного более высоких температурах. Кальцит имеет более широкий температурный диапазон и обычен в высокотемпературных жилах, связанных с калиевыми изменениями, в дистальных частях жил D с серицитовыми оболочками и в некоторых пропилитовых зонах.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Как уже отмечалось, геохимические характеристики порфировых месторождений являются результатом большого количества физических и химических процессов, включая образование магмы, дифференциацию, внедрение и дегазацию, высокотемпературные реакции между дегазированными флюидами, кристаллизованными интрузиями, вмещающими породами, метеорной водой, гипергенными процессами. Различия в химическом и изотопном составе магматических и гидротермальных минералов, включая сульфиды, магнетит, хлорит, эпидот, полевой шпат, амфибол и др. используются для выявления рудных и безрудных интрузий.

Геохимические характеристики можно разделить по типу анализируемого материала на литохимию вмещающих пород, структуру зональности микроэлементов, минеральный и др. составы флюидов.

*Петрология ассоциированных магматических пород.*

Порфировые месторождения образуются на глубинах ~ 6 км флюидами, выделившимися из нижележащих кристаллизующихся магм, размещенных на глубинах более 10 км. Они генетически связаны с кислыми известково-щелочными магмами в вулканоплутонических дугах, образованных над активными зонами субдукции. Эти субвулканические комплексы обычно состоят из множества интрузий разного состава: от вулканических пород через гипабиссальные интрузии, включая дайки порфиров, брекчии и мелкие штоки, до крупнозернистых плутонов и батолитов. Плутоны и батолиты более старые и не связаны с рудообразующей системой, но могут быть частью долгоживущих (более чем 10 млн лет) магматических последовательностей. Форма интрузий варьируется от цилиндрической до широкодомальной. Численность рудных даек варьируется от менее одного процента, до роев даек, вмещающих основные руды. Текстуры магматических пород варьируются от мелкозернистых порфирофанитовых до крупнозернистых равнозернистых. Почти все месторождения содержат обнажения «порфира», который представляет собой сильно порфировидную гипабиссальную интрузивную породу с характерной аплитовой кварц-полевошпатовой основной массой (размер кристаллов от 0,02 до 0,3 мм). Аплитовая основная масса интерпретируется как текстура закалки, возникающая в результате быстрого подъема и потери летучих из магмы. Интрузии порфира обычно содержат 35–55% вкрапленников от мелкозернистого до среднезернистого. Интрузивные и тектонические брекчии присутствуют в большинстве порфировых систем. Состав матрицы и фрагментов брекчии, а также размеры и геометрия этих брекчий различаются в широких пределах, что отражает их различное происхождение. Некоторые брекчии цементируются гидротермальными минералами, включая сульфиды меди, и могут образовывать высококачественную руду, тогда как многие магматические брекчии бесплодны. Большое разнообразие типов и составов магматических

пород пространственно связанных с порфировыми месторождениями: кварцевый монцонит, диорит, гранодиорит, дацит, андезит и др. Кварцевый диорит и монцонит являются наиболее часто встречающимися. Химический анализ наименее измененных пород в порфировых месторождениях также указывает на их широкий диапазон (на что указывают умеренное содержание кремнезема и высокое содержание калия/рубидия и рубидия/стронция). Они представляют собой окисленные (высокие значения  $Fe_2O_3/FeO$ ) породы магнетитового ряда, большинство из которых содержит магнетит и титанит. Медно-порфировые месторождения, связанные с известково-щелочными магмами, обогащены ионами литофильных и флюидоподвижных элементов (Cs, Rb, Ba, U, K, Pb и Sr) и относительно обеднены Nb, Ta, P, и Ti. Они также обычно обеднены марганцем и торием. Минерализованные интрузии примеси высокофракционированных редкоземельных элементов (REE), обычно с тяжелыми редкоземельными элементами (HREE) и истощением иттрия по сравнению с безрудными интрузиями. Минерализованные интрузии обычно имеют высокое содержание лантана/иттербия (40–60), высокое содержание стронция/иттрия (более 20) и нормированные по хондриту структуры РЗЭ с небольшими отрицательными или положительными аномалиями европия. Многие особенности состава микроэлементов и РЗЭ сходны с таковыми в адакитах.

Радиогенный изотопный состав (Pb-Nd-Sr-Hf-Os) пород, слагающих порфировые системы, сильно варьируется. Существует корреляция с изотопным и химическим составом адакитов, что предполагает их связь с процессами субдукции. Данные по радиогенным изотопам предполагают вклад нормальной и обогащенной мантии, океанической и континентальной коры в их металлогенез.

#### *Литохимия*

Различия между рудными и безрудными вмещающими породами могут быть определены с помощью индексов изменения (модифицированный анализ отношения элементов Пирса) - метод который использует соотношения основных (кальций, натрий, калий) и консервативных (относительно неподвижных) элементов (цирконий, титан, алюминий, а также K/Al) для количественной оценки метасоматоза во вмещающих породах (рис. 10).

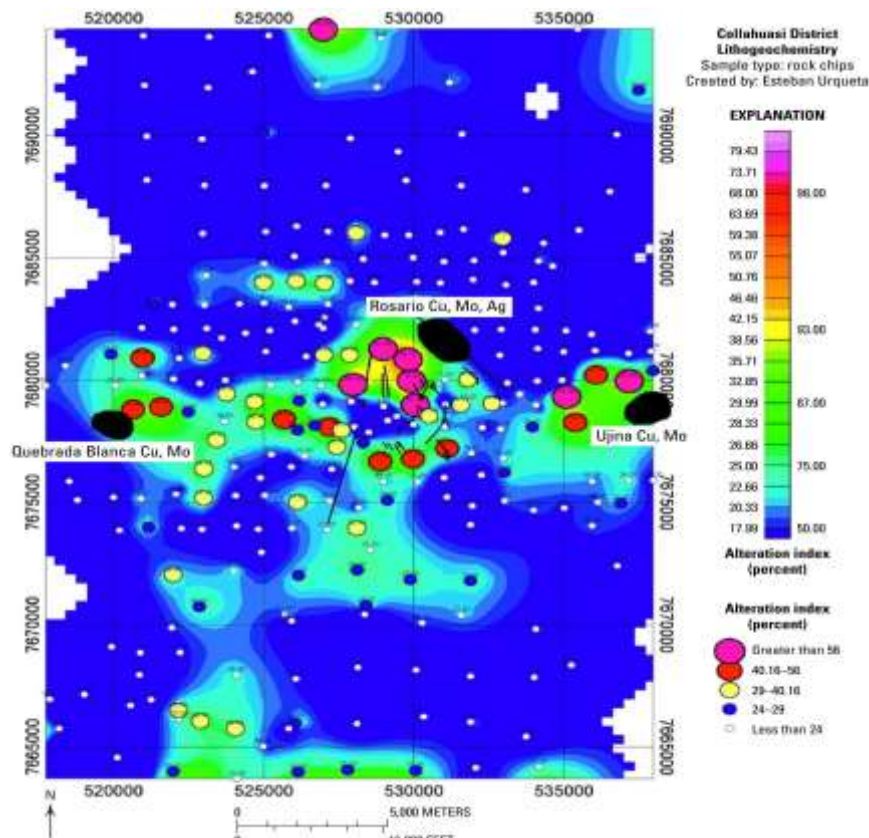


Рис. 10. Применение литогеохимии для идентификации порфировых месторождений (р-н Коллахуаси, Чили).

Литогеохимия также используется для определения содержания микроэлементов в измененных и неизмененных вмещающих породах

Например, на месторождении Бахо-де-ла-Алумбрера, Аргентина (рис. 11), в калийной зоне и в кварц-магнетитовых изменениях были обнаружены значительно повышенные концентрации Zn, Pb, Au, Cu и W и значительные обеднения Sr и Ba. Однако медь была сильно обогащена только в зоне деструкции полевого шпата, где деструктивные изменения полевого шпата перекрывали калиевые изменения с уже существующей медной минерализацией. Повышенные концентрации цинка и олова и обеднения хромом, рублием, стронцием и вольфрамом были обнаружены в породах, измененных хлорит-эпидотом. Было обнаружено, что медь сильно обогащена, а золото, стронций и вольфрам обеднены в породах, характеризующихся разрушением полевого шпата



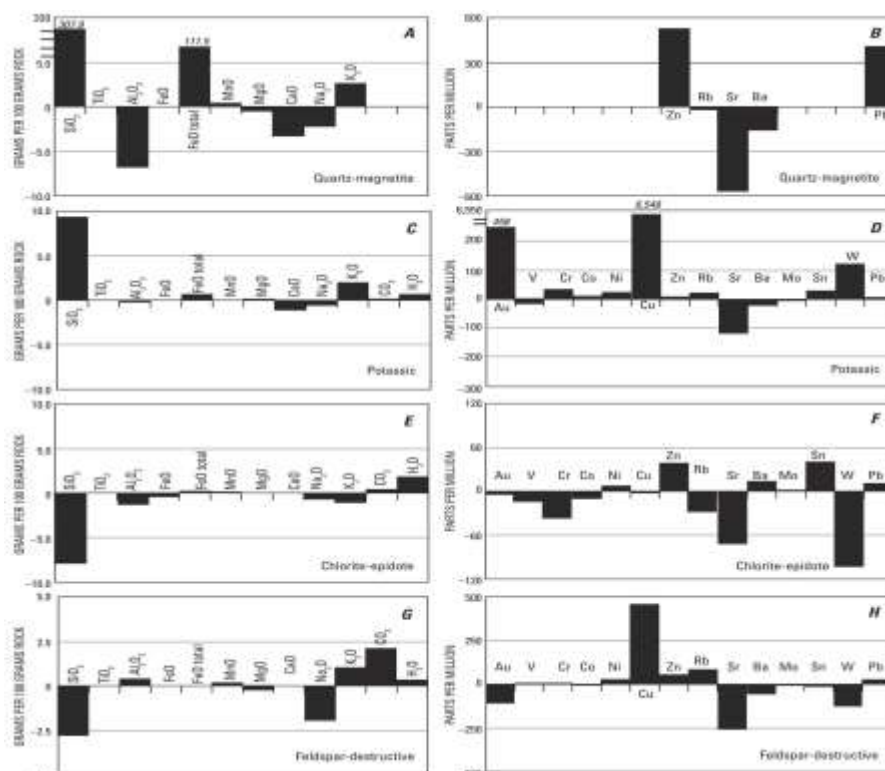


Рис. 11. Диаграмма прирост/убыток для основных оксидов и второстепенных элементов в измененных породах порфирового месторождения Бахо-де-ла-Алумбрера, Аргентина.

На месторождении Сар-Чешме, Иран (рис. 12), основные компоненты, добавленные в породы во время калиевых изменений  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ ; удаленные компоненты -  $\text{SiO}_2$ . В результате серицитовых изменений породы приобрели  $\text{SiO}_2$  и потеряли  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Cu}$ . Сера была добавлена в породы во время обоих гидротермальных изменений.

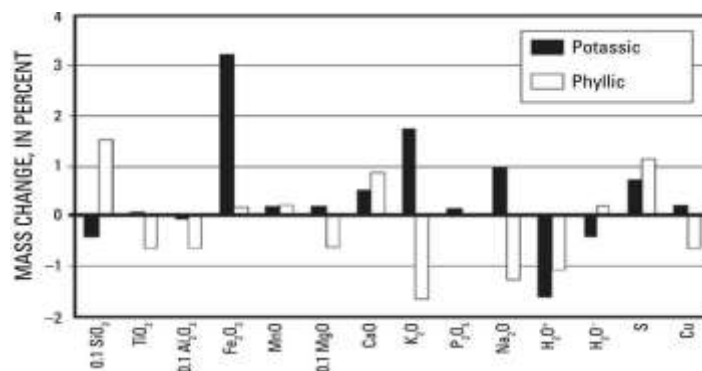


Рис. 12. Диаграмма прирост/убыток основных и второстепенных элементов в зонах калиевых и филлических изменений в порфировом месторождении Сар-Чешме, Иран.

### *Зональность микроэлементов.*

Выявление пространственного распределения изотопов и микроэлементов меди, молибдена, серебра, золота и др. металлов в поверхностных и подземных водах; газах и почвах стал обычным компонентом программ геохимических исследований, позволяющим выявлять рудную зональность и зональность сопровождающих гидротермально-метасоматических изменений. Так на Бахо-де-ла-Алумбрера зональность меди и золота в значительной степени совпадают (рис. 13).

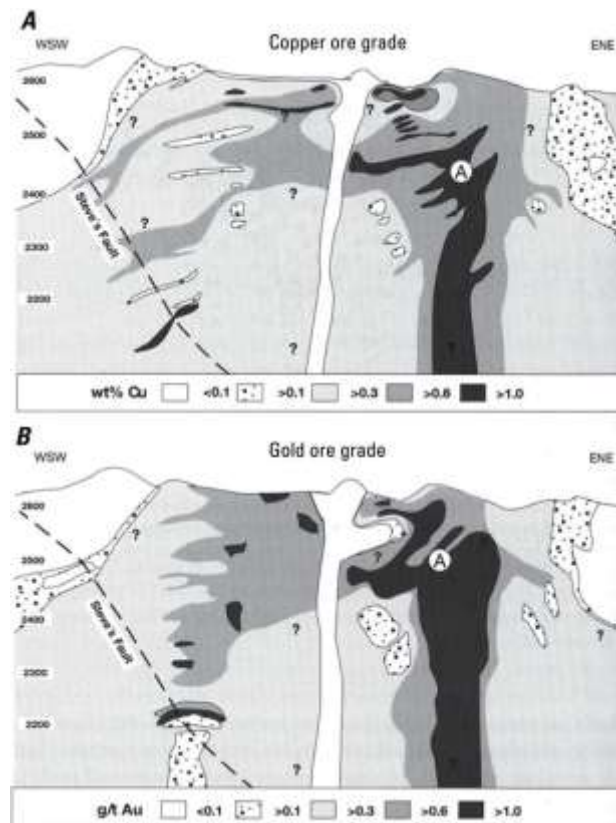


Рис. 13. Распределение меди (верхняя часть) и золота (нижняя часть) на порфировом месторождении Бахо-де-ла-Алумбрера, Аргентина.

На месторождении Ред-Маунтин, штат Аризона, распределение повышенных концентраций  $\text{Te}$ ,  $\text{S}$ ,  $\text{Tl}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Au}$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{Hg}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Cs}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{Sb}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Sr}$  и  $\text{K}$  отражает как пространственную, так и временную зональность сульфидно-силикатных ассоциаций, которые включают в себя зону интенсивных калиево-филлических (серицитовых) изменений с халькопиритом и аргиллитовую зону с энаргитом в качестве основных минералов меди (рис. 14).

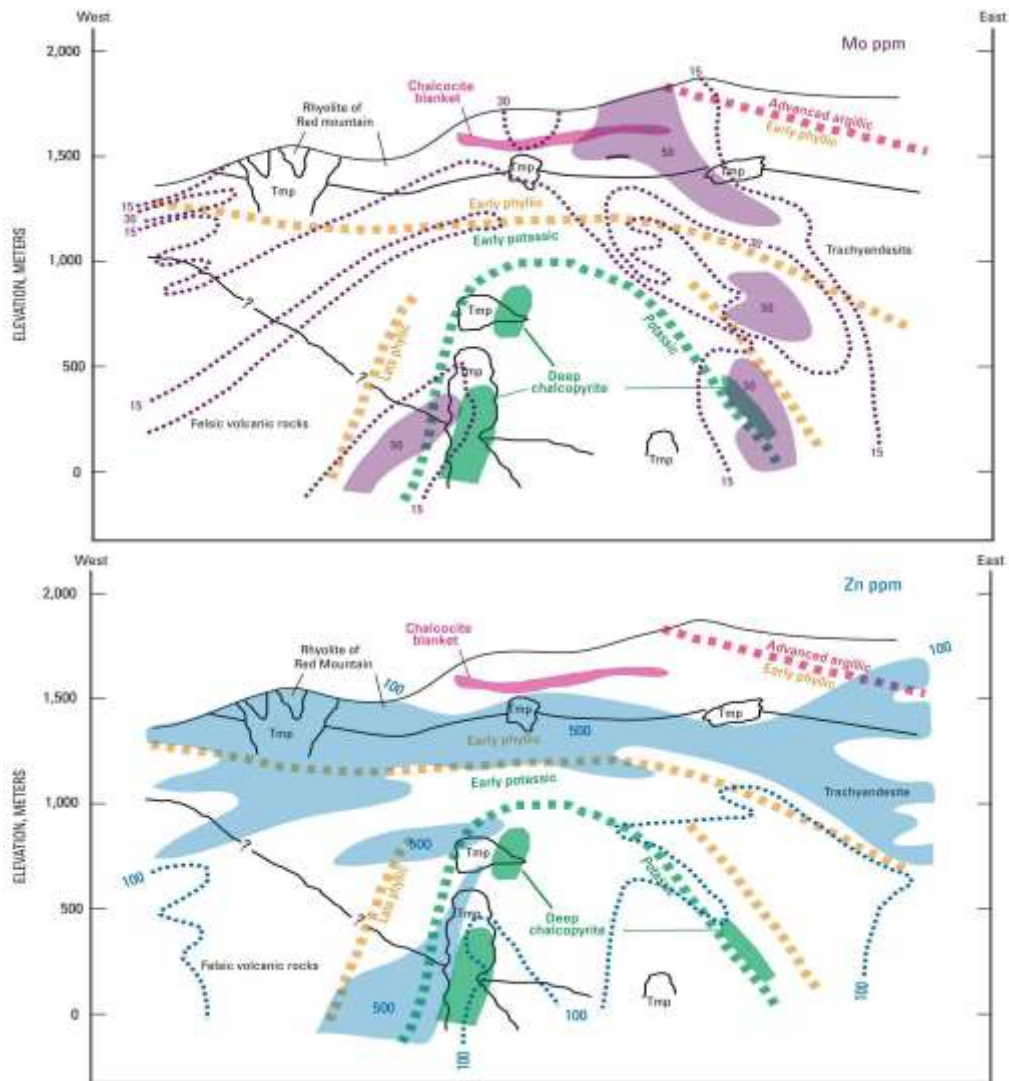


Рис. 14. Распределение молибдена и цинка относительно меди и зон изменения в порфировом месторождении Ред-Маунтин, штат Аризона.

Считается, что перераспределение элементов во время выветривания и гипергенного обогащения существенно не изменяет структуру гипогенной зональности.

#### *Характеристика минералов.*

Химический состав магматических и гидротермальных минералов оценивается для различия рудных и безрудных объектов, а также для количественной оценки магматических переменных (температура, степень окисления, летучесть  $H_2O$ ,  $HCl$ ,  $HF$ ,  $H_2$ ).

Биотит - наиболее часто исследуемый минерал-индикатор потому что (1) он обычен в зонах калиевых изменений минерализованных интрузий как основной гидротермальный минерал, и (2) его состав зависит от температуры, степени окисления и состава магм, магматических летучих и гидротермальных флюидов. В некоторых порфировых месторождениях магматические и гидротермальные биотиты значительно более окислены (более высокое значение  $\log [XMg/XFe]$ , чем магматические биотиты из неминерализованных гранитоидов) (рис. 15).

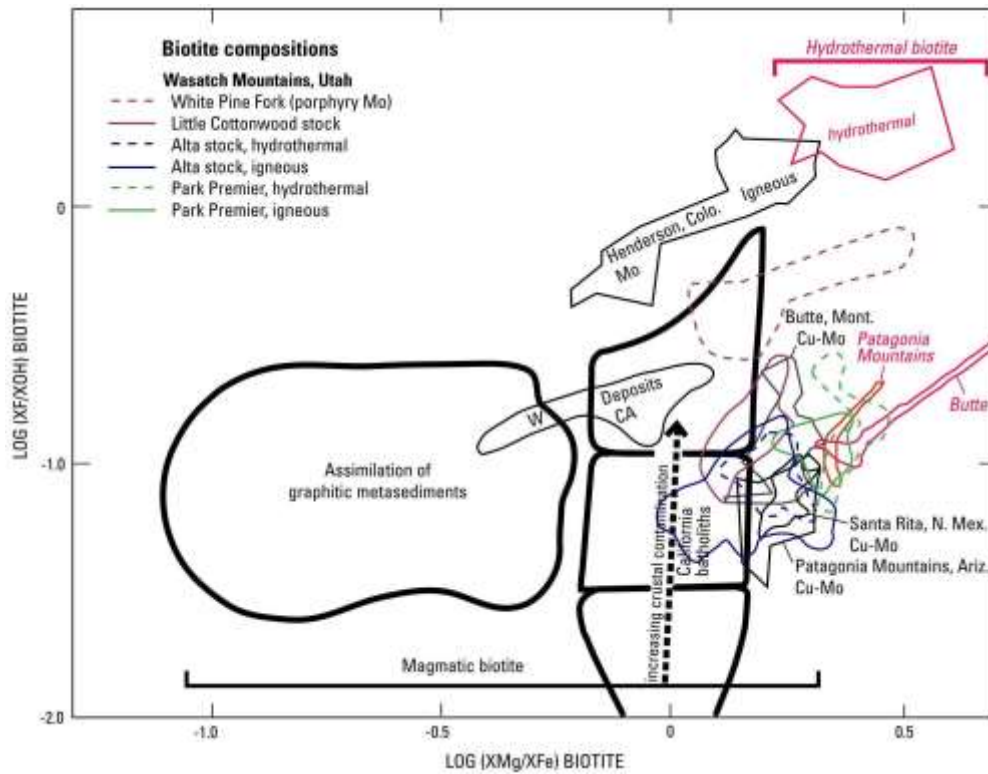


Рис. 15 Состав магматического и гидротермального биотита в порфировых месторождениях, а также магматических биотитов из гранитных интрузий на основе концентраций магния, железа, фтора и хлора.

В порфировых месторождениях в Аризоне составы хлорита, эпидота и других гидротермальных минералов определяют градиенты зон калиевых изменений (рис. 16).

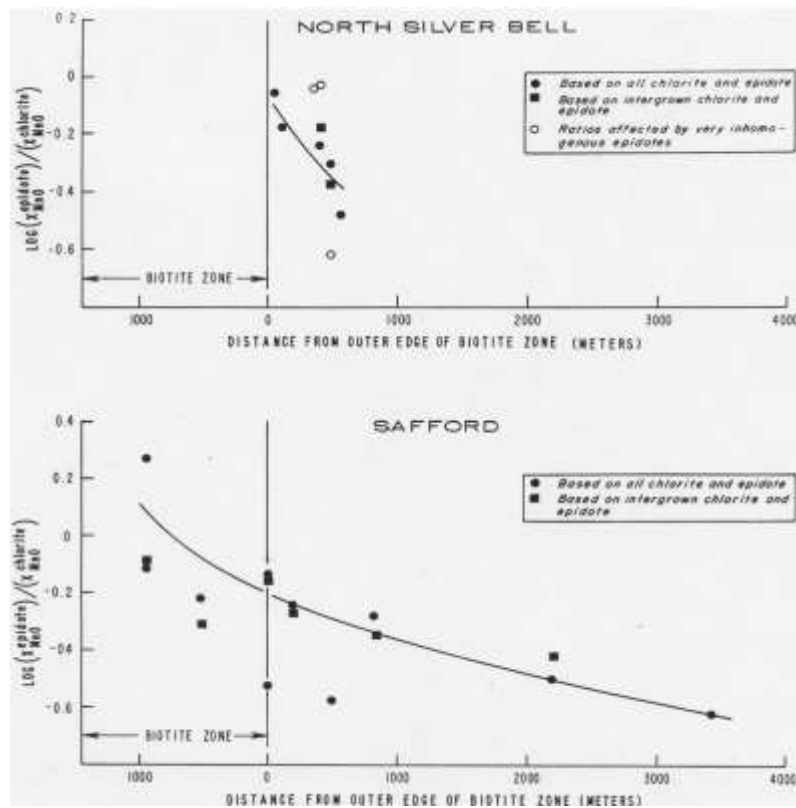


Рис. 16. Оксид марганца в хлорите и эпидоте относительно латерального расстояния (в метрах) от внешнего края зон биотитовых изменений на порфировых месторождениях Сильвер Белл и Саффорд, Аризона

На месторождении Кампана Махуида в Аргентине кристалличность иллита демонстрирует концентрические схемы зонирования, в которых наиболее кристаллический иллит (по шкале индекса Кюблера) сопоставим с геометрическими центрами ассоциаций гипогенных, гипергенных и оксидных изменений (рис. 17).

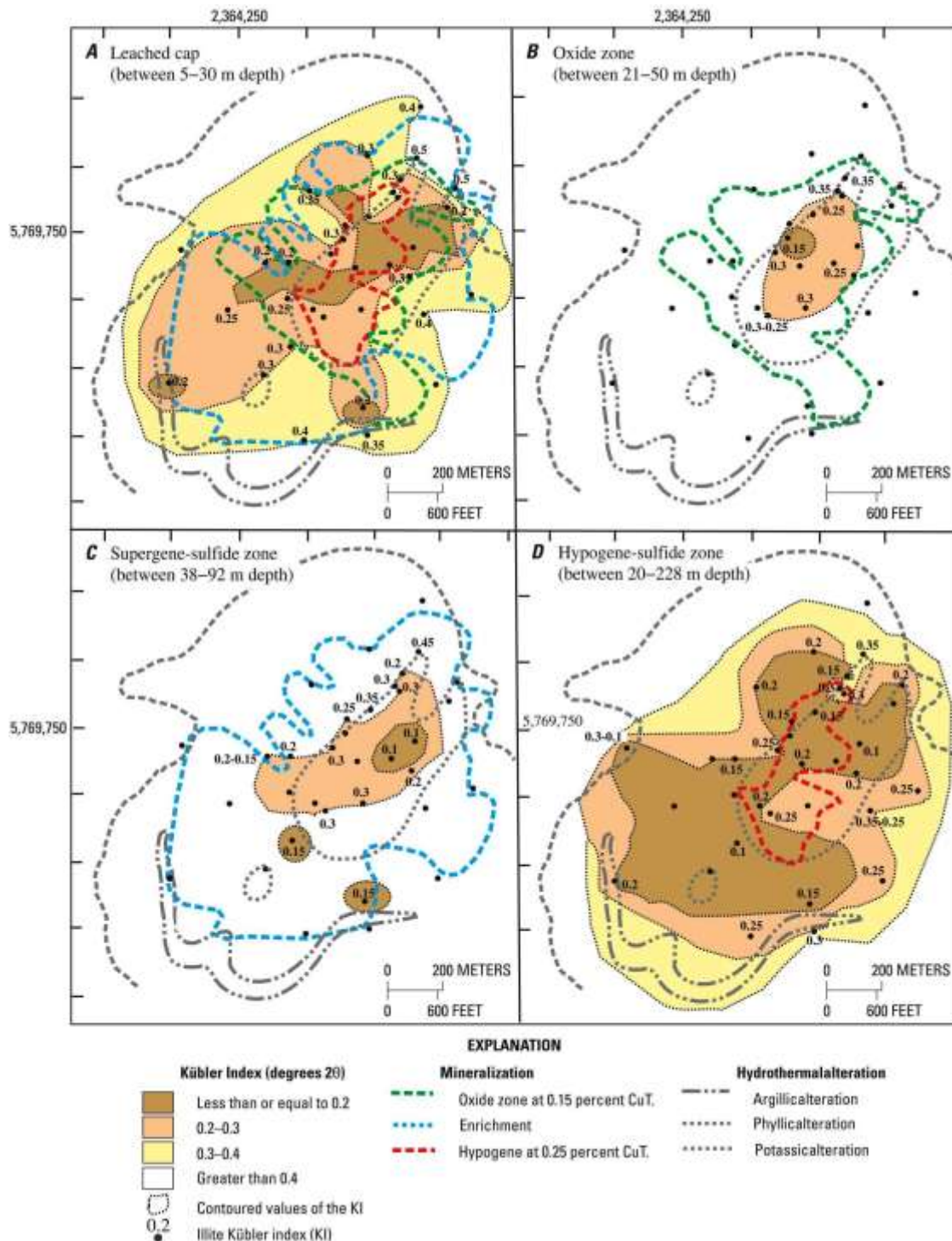


Рис. 17. Кристалличность иллита (значения индекса Кюблера) относительно зон гидротермальных изменений и содержания гипогенной и гипергенной меди на различных глубинах в порфировом месторождении Кампана Махуида, Аргентина.

На месторождении Бьютте, штат Монтана концентрации титана и железа в гидротермальном кварце (катодолюминесценция) используются для корреляции жил кварц+молибденит (рис. 18).

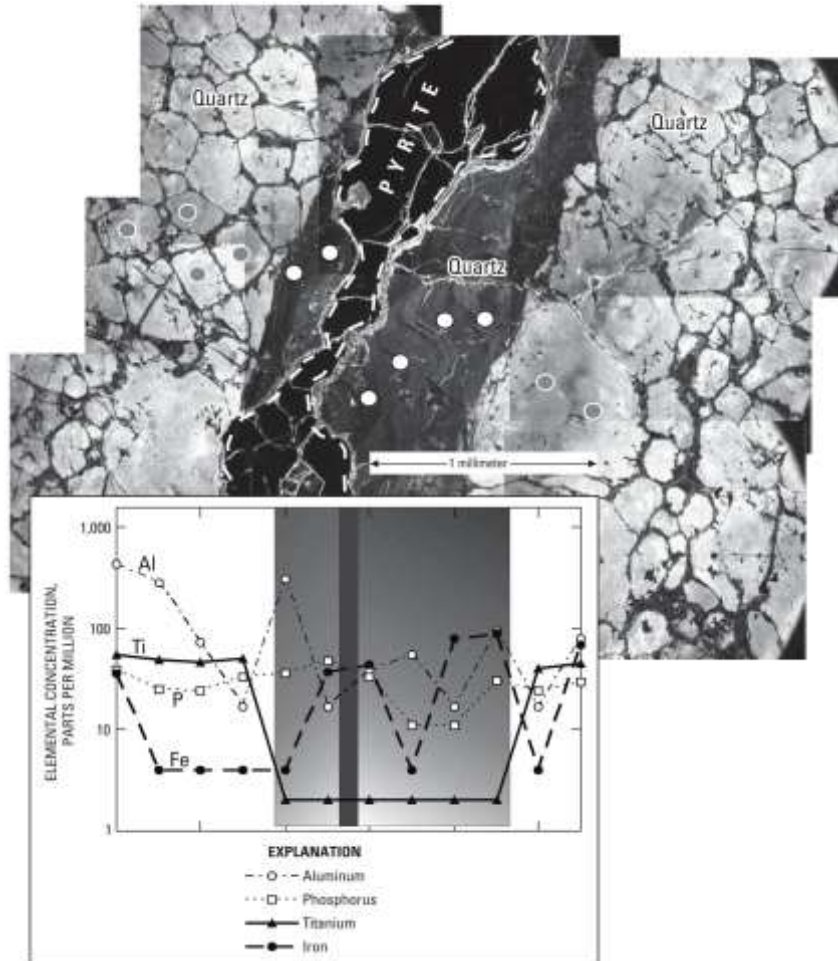


Рис. 18. Катодолюминесцентное изображение яркого кварца, разрезанного темным кварцем в жиле кварц+пирит из порфирового месторождения в Бьютте, штат Монтана. На вставке показаны концентрации алюминия, фосфора, титана и железа, определенные с помощью анализа пятен LA-CP-MS вдоль траверса, отмеченного черными кружками на изображении CL. Различия в концентрациях титана и железа коррелируют эти генерации кварца с жилами кварц+молибденит.

Изотопный состав магматических и гидротермальных минералов используется в основном в генетических исследованиях для расчета изотопного состава и температуры флюидов и для определения источников флюидных и гидротермальных рудных компонентов.

Исследование изотопов серы гипогенных сульфидных минералов на месторождении Кадия в Австралии обнаружило градиенты  $\delta^{34}\text{S}$ , которые коррелируют с зонами гидротермальных изменений и содержанием золота (рис. 19).

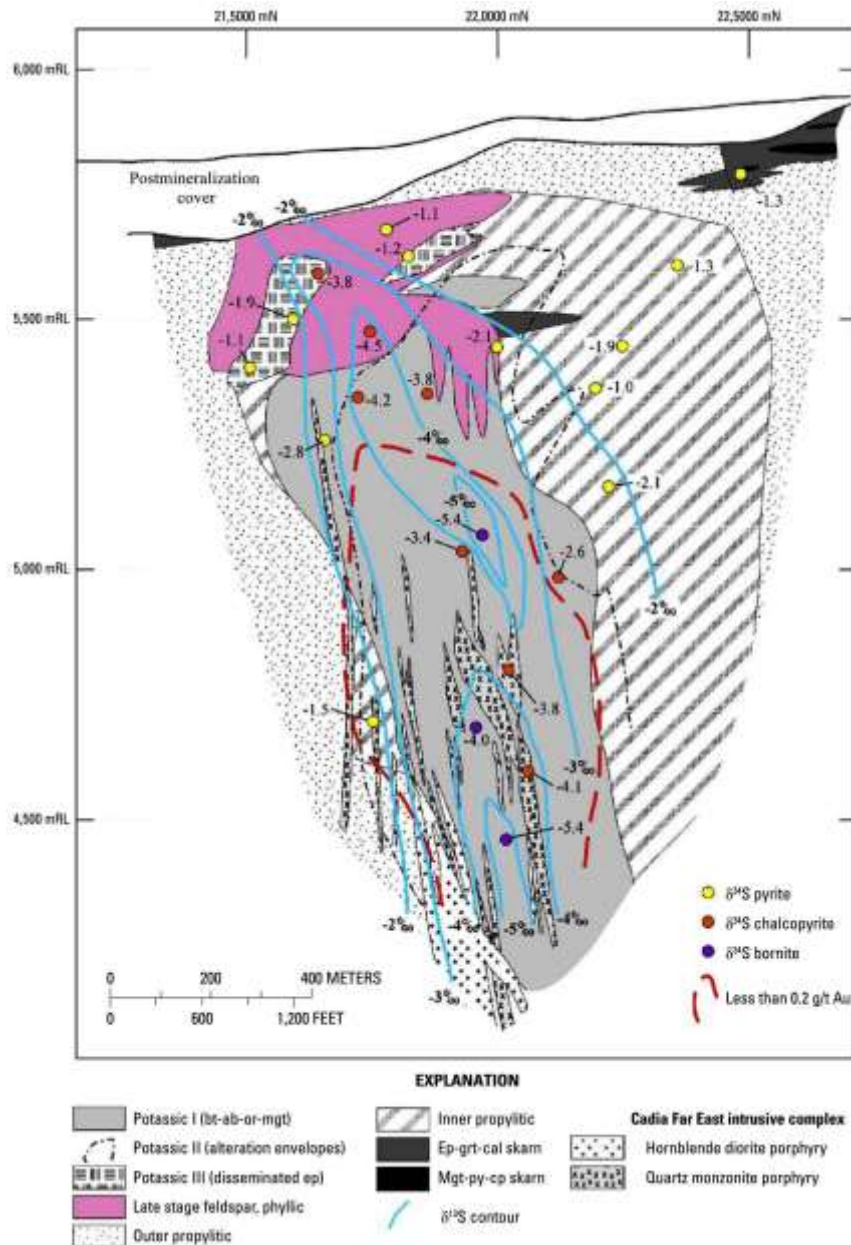


Рис. 19. Распределение изотопного состава серы ( $\delta^{34}\text{S}$  в промилле) гипогенных сульфидных минералов по зонам гидротермальных изменений и содержанию золота на месторождении Кадия, Австралия, Значения  $\delta^{34}\text{S}$  показывают увеличение на 3+ промилле от центра к краям калиевых зон от 100 до 200 м.

### Термометрия флюидных включений.

Большая часть данных о физической и химической среде формирования порфировых систем получена в результате исследований флюидных включений, захваченных рудными и безрудными минералами. Методы, которые используются для определения физических свойств и составов гидротермальных флюидов, включают петрографию, микротермометрию и прямой анализ флюидных включений. Физические и химические данные (температура, давление, плотность и основные концентрации растворенных веществ), полученные с помощью этих методов, дополненные термодинамическим моделированием равновесных реакций между различными гидротермальными минеральными ассоциациями, используются для интерпретации генезиса порфировых систем.

Выявлены четыре основных типа включений в порфировых системах (рис. 20).

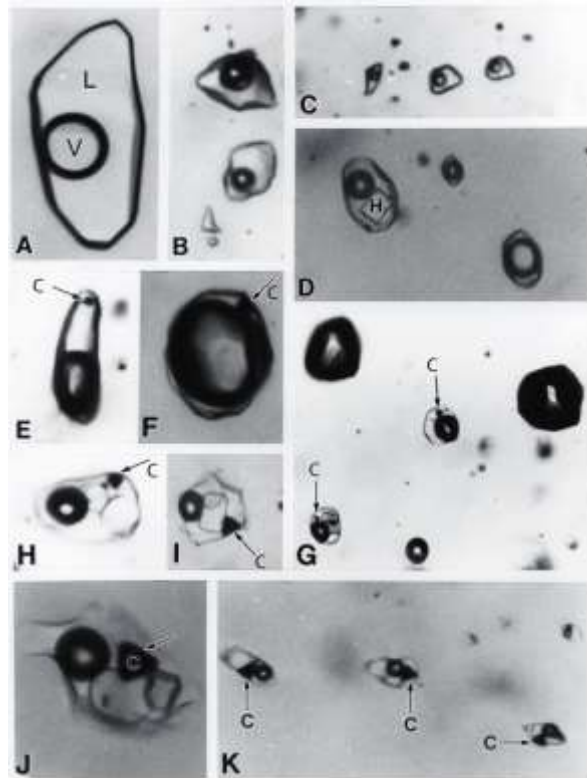


Рис. 20. Примеры различных типов флюидных включений в порфировых месторождениях. С, халькопирит; Н, галит; L, жидкость; V, пар. Высокосоленые включения тип III обычно содержат сильвит и халькопирит, который выделяется во включениях при охлаждении флюида (Е–К). Включения типа II (F), обычно сосуществующие с включениями, содержащими галит (D, G). Наиболее распространенными жидкими включениями Тип I от низкой до умеренной солености (A, B) и наименее распространенные включения Типа IV, богатые CO<sub>2</sub>, содержащие галит (D, G).

Микротермометрия включает оптический мониторинг поведения фаз во флюидных включениях (обычно жидких, парообразных и солей) в широком диапазоне температур, обычно от  $-190^{\circ}\text{C}$  до более  $500^{\circ}\text{C}$ . Она позволяет количественно определить минимальную температуру включения (которая в некоторых случаях является температурой осаждения основного гидротермального минерала), полуколичественно соленость, а также полуколичественно некоторые летучие вещества, такие как диоксид углерода. Соленость флюидов, основанная на микротермометрическом анализе флюидных включений, колеблется от нескольких мас.% до более чем 70 мас.% эквивалента хлорида натрия.

Давление во время образования медно-порфировых систем обычно оценивается путем сравнения фазовых соотношений, температур гомогенизации и составов флюидных включений с соответствующими равновесиями флюид-минерал, обычно в системе  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ . Наличие одновозрастных парообразных включений с низкой соленостью (менее 5 мас.% эквивалента NaCl) и галитсодержащих флюидных включений (более 26 мас.%) во многих порфировых системах свидетельствует об их образовании при давлении от 1,4 до 0,4 килобар (рис. 21).



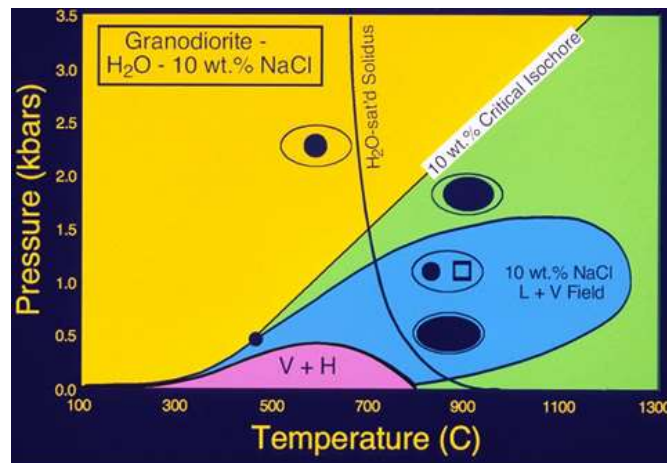


Рис. 21. Фазы флюидных включений при комнатной температуре (в рамке) и соответствующих давлениях и температурах захвата (эллипсы) для магматических флюидных включений из нескольких порфировых месторождениях. Заштрихованная область - жидкость + пар (L + V) для водного флюида, содержащего 10 мас.% хлорида натрия, тонкая линия - критическая изохора этого флюида, а толстая - кривая водонасыщения для гранитной интрузии промежуточного состава. .

Основываясь на данных флюидных включений, глубины формирования порфировых систем варьируются от 1 до 12 км (большинство на глубине около 6 км и давлении около 1,5 килобар).

#### *Аналитические методы.*

За последние два десятилетия были достигнуты значительные успехи в аналитических методах, которые могут быть применены для анализа отдельных флюидных включений на предмет концентраций основных и второстепенных элементов. Неразрушающие микроаналитические методы включают рамановскую спектроскопию, которая определяет распространенность молекулярных частиц ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{HS}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  и другие фазы), индуцированную протонами рентгеновскую эмиссионную спектроскопию (PIXE) и синхротронную рентгеновскую спектроскопию - лучевая флуоресценция (SXRF). Эти лучевые методы и лазерная абляция - индуктивно-связанная плазма - масс-спектрометрия (LA-ICP-MS), которая разрушает включения во время анализа, позволяют определять состав включений. Методы деструктивного анализа также включают в себя объемный анализ электролитов (Na, Ca, K, Mg, Fe, Cl и  $\text{SO}_4$ ) и летучих веществ ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CH}_4$  и другие), извлеченных из включений путем дробления или декрепитации вмещающих минералов и вакуумной экстракции включений. PIXE, SXRF и LA-ICP-MS (и другие методы анализа микропучков) позволяют определение элементов в диапазоне от тех, которые присутствуют в больших количествах (натрий, калий), до второстепенных элементов, таких как медь и другие металлы, переносимые гидротермально, которые могут иметь концентрации от десятков до тысяч ppm во флюидных включениях.

Количественный анализ микроэлементов во флюидах показывают, что (1) ранние магматические флюиды содержат повышенные концентрации металлов, включая Cu, Fe, Zn, Pb и Mn и (2) разделение фаз во время или после их выделения из магмы может привести к

обогащению золотом, мышьяком, серой и, в меньшей степени, медью. Эти анализы показывают, что критический процесс в развитии порфировых систем происходит, когда магматические флюиды поднимаются, разделяются на пар и жидкость и охлаждаются.

#### Стабильные изотопные составы флюидов

Наиболее часто анализируемыми стабильными изотопами в порфировых системах являются водород, кислород и сера, выраженные как  $\delta D$  на мил (дейтерий; части на мил),  $\delta^{18}O$  на мил и  $\delta^{34}S$  на мил, соответственно, поскольку эти изотопы обнаруживают источники флюидов, которые сформировали гидротермальные минеральные ассоциации, включая руду. Температуры осаждения минералов обычно определяются микротермометрией анализируемого минерала или рассчитываются на основе изотопного состава сосуществующих пар минералов, содержащих кислород и серу и рассчитывается значение  $\delta^{18}O$  флюида. Для серосодержащих минералов сульфидов и сульфатов  $\delta^{34}S$  определяется отдельно для минералов и флюида.

Стабильные изотопные составы флюидов указывают на множественные источники флюидов в дополнение к пространственно-временным вариациям состава (рис. 22).

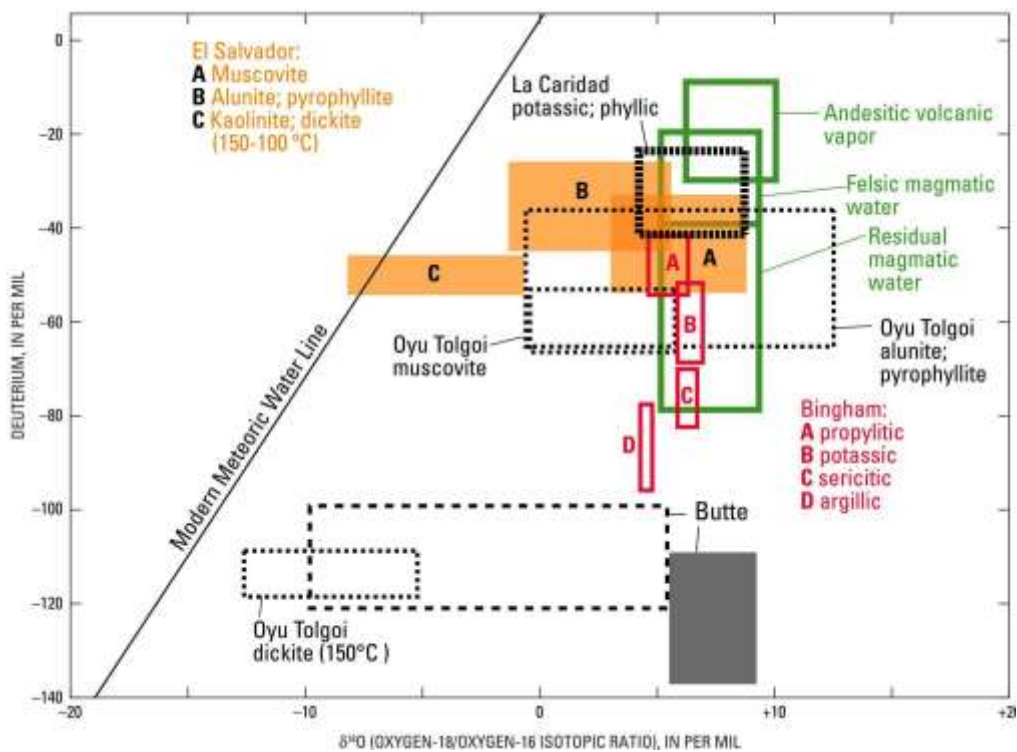


Рис. 22. Составы  $\delta^{18}O$  и  $\delta D$  гидротермальных флюидов, находящихся в равновесии с гидротермальными минералами для порфировых месторождений в Сальвадоре, Чили, Ою-Толгой, Монголия, Ла-Каридад, Мексика, Бингем, Юта, и Бьютт, Монтана.

Большие вариации  $\delta D$  во флюидах гидротермальных изменений, как между системами, так и внутри них, отражают контроль  $\delta D$  дегазации магмы, в дополнение к смешиванию магматических и метеорных вод.

Серицитовые (мусковит), аргиллитовые и продвинутые аргиллитовые (каолинит, дикит, алунит, пирофиллит) изменения имеют значения изотопов  $\delta^{18}O$ , которые ближе к линии

метеорной воды или более низкие значения изотопов  $\delta^{18}\text{O}$ , отражающие смеси магматической и метеорной воды в процессе формирования гидротермально-метасоматических изменений пород. Изотопный состав кислорода также отражает поглощение магматического  $\text{SO}_2$  в грунтовых водах с образованием парагенетического алунита.

Изотопный состав флюидов серы, отложивших сульфиды и сульфаты минералы в порфировых системах, находится в большом диапазоне, поскольку (1) он значительно изменяется по мере разнообразного поступления серы, которые включают мантию, флюиды зоны субдукции и ассимиляцию вмещающих пород, несмешиваемость магматических и гидротермальных флюидов с водяным паром и потерю серы во время подъема магмы, что может привести к значительным изменениям в  $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$  и  $\delta^{34}\text{S}$ ; (2) значения  $\delta^{34}\text{S}$  очень чувствительны к степени окисления флюида, в значительной степени определяемой  $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$  и температуре, которые меняются в зависимости от системы, а в некоторых случаях - в процессе эволюции системы; а также (3) фракционирование сульфидных и сульфатных минералов при одновременном осаждении. Анализ сосуществующих пар пирит-ангидрит и пирит-алунит предполагает отложение из относительно окисляющих флюидов с  $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$  менее 0,5 до 1 и с переменными значениями  $\delta^{34}\text{S}$  (от +1 до +10).

#### *Гидротермально-метасоматические изменения.*

Гидротермальные изменения относятся к метасоматическим процессам, которые изменяют состав, минералогию и текстуру пород, составляющих порфировую систему. В порфировых средах изменения вмещающих пород тесно связаны с жилами, обычно шириной от 0,1 до 10 см, которые составляют менее 1-5 мас.% рудных зон. Гидротермальные изменения характеризуются ионным метасоматозом, включая щелочные, гидролитические (или кислотные), окислительно-восстановительные (включая сульфидирование) реакции, а также реакции осаждения, вызванные растворимостью, такие как осаждение кварца, и реакции гидратации-карбонизации в которые добавлена вода или карбонат.

Несколько типов изменений вмещающих пород характеризуют порфировые системы. Они зонированы во времени и пространстве и могут иметь объем до нескольких км<sup>3</sup>.

Основными типами изменений, обычно выявляемых на порфировых месторождениях, являются (1) калиевые, (2) серицитовые, (3) высокоглинистые, (4) промежуточные аргиллитовые, (5) пропиловитовые, (6) натриево-кальциевые и натриевые, (7) грейзены и (8) скарны.

*Калийные изменения* включают замещающие и прожилковые фазы калия - калиевый полевой шпат и биотит; Добавка калиевого полевого шпата обычно является доминирующим минералом калия в кремнистых или гранитных вмещающих породах, тогда как биотит является доминирующим минералом калия во вмещающих породах среднего или основного состава.

Сульфидные минералы в этом типе изменений включают борнит, халькопирит и (или) пирит. Магнетит, молибденит, ангидрит и (или) кальцит - другие распространенные минералы в этом типе изменений. Калийные изменения напрямую связаны с многочисленными жилами и штокверками, богатыми кварцем, включая жилы А (кварц-борнит-халькопирит-магнетит-ангидрит-кальцит), жилы В (кварц-сульфиды меди-железа-молибденит) и переходные жилы АВ с преобладанием биотита, магнетита или сульфидов меди и железа.

*Серицитовые изменения* образуются вдоль структурно контролируемых жил D и могут распространяться в объемах до 1 км<sup>3</sup>. В жилах D преобладают сульфиды и кварц. Сульфиды обычно зонированы от центральных богатых халькопиритом жил, прорезающих калиевые рудные зоны, к пирит-халькопиритовым жилам. Поздние пиритовые жилы, как правило, могут встречаться на всех уровнях, включая безрудные зоны. В целом, зоны серицитовых изменений характеризуются замещением всех минералов породы мелкозернистым серицитом и кварцем с небольшим процентом пирита.

*Расширенные аргиллитовые изменения* относятся к интенсивным гидролитическим изменениям и выщелачиванию щелочных катионов, которые образуют безщелочные водные минералы силиката алюминия - пирофиллит, диккит, и каолинит (в порядке уменьшения термической стабильности), локальный андалузит в высокотемпературных зонах, алуниит и различные минералы, богатые алюминием, фтором и кремнеземом, такие как топаз, диаспор, зунит, корунд, дюмортьерит и др.. Богатые кварцем зоны, в которых также удален весь алюминий (остаточное изменение кремнезема), обычны в приповерхностных зонах, переходных к эпитермальным условиям. Среди гипогенных сульфидов преобладают пирит и минералы меди, включая энаргит, ковеллит, дигенит и, реже, тетраэдрит/теннантит.

*Промежуточные аргиллитовые изменения* относятся к глинистым ассоциациям, образованными гидролитическими процессами. Они образуются при более низкой температуре, чем серицитовые изменения, и при относительно низком рН, но при более высоком рН, чем расширенные глинистые изменения при аналогичных температурах. В этом изменении смектитовые глинистые минералы или каолинит замещают плагиоклаз, магматический калиевый полевой шпат стабилен, а ферромагнезиальные минералы заменяются хлоритом и пиритом.

*Проилитовые изменения* относятся к изменениям магматических пород путем гидратации, карбонизации, окисления и локально сульфидизации. В результате образуются ассоциации, богатые водными минералами и содержащие небольшие количества карбоната, сульфида и (или) гематита. Типичные ассоциации содержат эпидот, хлорит или актинолит и в некоторых случаях пирит (при более высоких температурах) и хлорит, иллит-серицит или смектит (при более низких температурах) в качестве замещения кальциевого плагиоклаза и

ферромагнезиальных минералов. Гипогенные минералы меди в зонах пропиловых изменений встречаются редко.

*Натриево-кальциевые и натриевые изменения* относятся к щелочным изменениям, при которых добавляются натрий и минералы кальция, а калий и минералы железа разрушаются. Характерными реакциями изменений являются замещение калиевого полевого шпата богатым натрием плагиоклазом и минеральное замещение калий-слюды. Ca-Fe-Mg натриевый плагиоклаз, актинолит, эпидот, хлорит и титанит являются типичными добавляемыми минералами. Кальциево-пироксеновые, кальциево-плагиоклазовые и Ca-Al-Fe гранат может образовываться при более высоких температурах (выше 450°C).

*Грейзены* относятся к парам жила-кромка с макроскопически кристаллическим гидротермальным мусковитом. Грейзен состоит из жил, содержащих мусковит, кварц и второстепенные сульфиды (пирит больше, чем халькопирит) с калиевыми полевошпат-мусковитовыми зальбандами.

*Скарны* характеризуются Ca-Fe-Mg силикатными минералами, которые формируются в карбонатных и других вмещающих породах. Минералы силиката магния преобладают в доломитах, а минералы силиката кальция и железа преобладают в известняках, которые чаще всего содержат порфиновые руды. Ранний скарн обычно состоит из карбонатных минералов, замещенных гранатом и пироксеном. Для более позднего скарна характерен актинолит, связанный с халькопиритом-пиритом, магнетитом и рудными минералами.

В целом, калиевые и серицитовые изменения наиболее тесно связаны с рудной минерализацией. Калиевые изменения имеют тенденцию располагаться в центральных, высокотемпературных зонах по сравнению с серицитовыми изменениями. Ассоциации аргиллитовых изменений могут примыкать друг к другу в низкотемпературной и приповерхностной эпитермальной кварц-алунитовой среде, перекрывающей порфиновые системы. Грейзены образуют группы пластинчатых жил в глубоких корневых зонах порфиновых систем. Натриево-кальциевые и натриевые изменения образуются на глубоких уровнях по бокам рудных систем. Пропиловых изменений в порфиновых системах обычно образуются на малых и средних глубинах по периферии центральных зон развитых аргиллитовых, серицитовых и калиевых изменений. Они могут также формироваться в более глубоких зонах натриево-кальциевых и натриевых изменений.

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Современные геофизические методы широко используются для определения характеристик порфировых месторождений. Методы аэро- и наземного магнитного, электромагнитного, сейсмического и гравитационного зондирования регионального масштаба позволяют получить представление о магматических очагах, в которых формируется оруденение. Детальные наземные магнитные, электромагнитные и др. исследования в масштабе месторождения помогают охарактеризовать это оруденение в трех измерениях.

Сама природа эволюции порфировой системы концентрирует минералы различных геофизических свойств. Сульфиды железа и меди (пирит, халькопирит, халькоцит и борнит) широко распространены в большинстве месторождений. Они обычно имеют низкое удельное сопротивление, обнаруживаемое современными электрическими и электромагнитными методами. В частности, дисперсный характер сульфидов в порфировых системах хорошо подходит для методов индуцированной поляризации. Сложные обратные методы, применяемые к электрическим и электромагнитным данным, могут помочь в определении трехмерной структуры порфировых месторождений. Методы сейсмического зондирования и сейсмотомография обеспечивают трехмерные изображения объектов. В зависимости от контраста плотности между плутоном и вмещающей породой, аномалии силы тяжести могут помочь обнаружить и охарактеризовать плутоны, генетически связанные с порфировыми системами.

### *Региональные геофизические характеристики*

Методы потенциального поля (гравитационные и магнитные) широко используются для картирования геологических объектов.

Северный Чили является иллюстрацией применения магнитных методов для определения структуры и ее связи с порфировыми месторождениями (рис. 23).

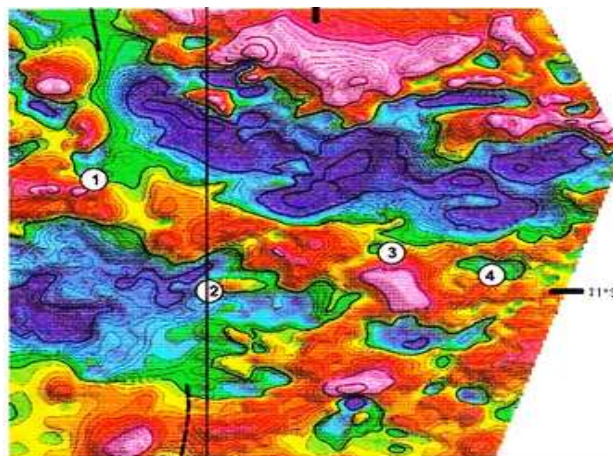


Рис. 23. Аэромагнитные аномалии на севере Чили. Интервал толстого контура 100 нанотеслов; цветной контур с интервалом 10 нанотесл. Цифрами обозначены медно-порфировые месторождения: 1 - Копакери; 2, Кебрада Бланка; 3, Коллахуаси; и 4, Удзина.

Все известные порфировые месторождения на севере Чили пространственно связаны с крупными магнитными аномалиями, ориентированными поперек орогенного тренда север-юг.

Поперечные магнитные аномалии интерпретированы как крупные интрузивные тела от основного до промежуточного состава, расположенные вдоль зон плавления над погружающейся океанической плитой.

Район Silver Bell штат Аризона, представляет собой еще один пример геофизически выраженного структурного контроля. В региональном масштабе он расположен вдоль магнитной аномалии северо-западного простирания. В других местах в Аризоне порфировые месторождения связаны с дугообразными магнитными минимумами, которые интерпретируются как системы трещин, залеченных магнетитом. Точно так же порфировое месторождение Бату-Хиджау в Индонезия находится на пересечения основных структур западного, северо-западного и северо-восточного простирания, отраженных в аэромагнитных аномалиях.

Естественное радиоактивное излучение также позволяет отображать свойства земной поверхности. Калий, уран и торий являются наиболее распространенными радиоактивными элементами и встречаются в природе во всех породах и почвах. Калий, в частности, является доминирующим элементом гидротермально-метасоматических изменений, сопровождающих порфировые месторождения.

#### *Геофизические характеристики масштаба месторождений.*

Геофизические поиски месторождений в первую очередь зависят от одного фактора: оруденение и его геологическая среда имеют отличные физические свойства. Эта предпосылка является нормой для порфировых месторождений, в основном из-за минералогических особенностей, сопровождающих оруденение и гидротермальные изменения.

*Магнитные аномалии* используются для определения характеристик порфировых месторождений во всем мире. Основным контролем магнитных свойств вмещающих пород и магматических интрузий является разделение железа между оксидами и силикатами, хотя сульфидные минералы, связанные с гидротермальными изменениями, также представляют собой фундаментальные, локализованные геофизические цели.

Простые модели порфировых систем включают контрастные зоны гидротермально-метасоматических изменений, сосредоточенные вокруг месторождения. Магнитные аномалии отражают расположение этих зон: слабые локальные максимумы магнитного поля над калиевой зоной, низкая магнитная напряженность над серицитовыми зонами и постепенное увеличение интенсивности над пропилитовой зоной. Таким образом, идеально должен существовать кольцевой магнитный минимум, основанный на интенсивных изменениях. Характерный кольцевой магнитный минимум в аэромагнитных данных высокого разрешения, был получен при полетах на высоте 80 м над районом Silver Bell в Аризоне (рис. 24).

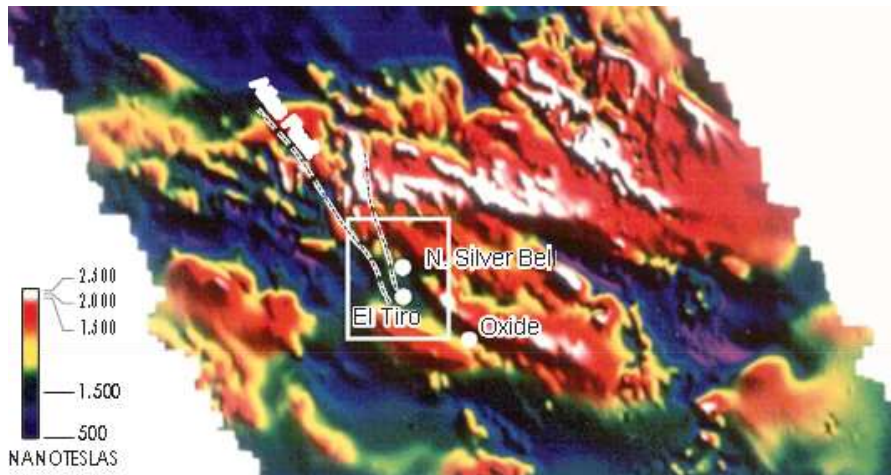


Рис. 24. Аэромагнитные аномалии над порфировыми месторождениями Silver Bell в Аризоне.

Были также выявлены симметричные магнитные аномалии, связанные с порфировым месторождением Бату-Хиджау в Индонезии, где круговой магнитный максимум с центром над месторождением, коррелировался с содержанием меди. Был сделан вывод, что основным источником магнитной аномалии является гидротермальный магнетит, связанный с калиевыми изменениями.

Конечно, в реальных условиях схемы намагничивания намного сложнее. В качестве примера на рисунке 25 показана магнитная аномалия над гипотетическим, но геологически вероятным порфировым месторождением.



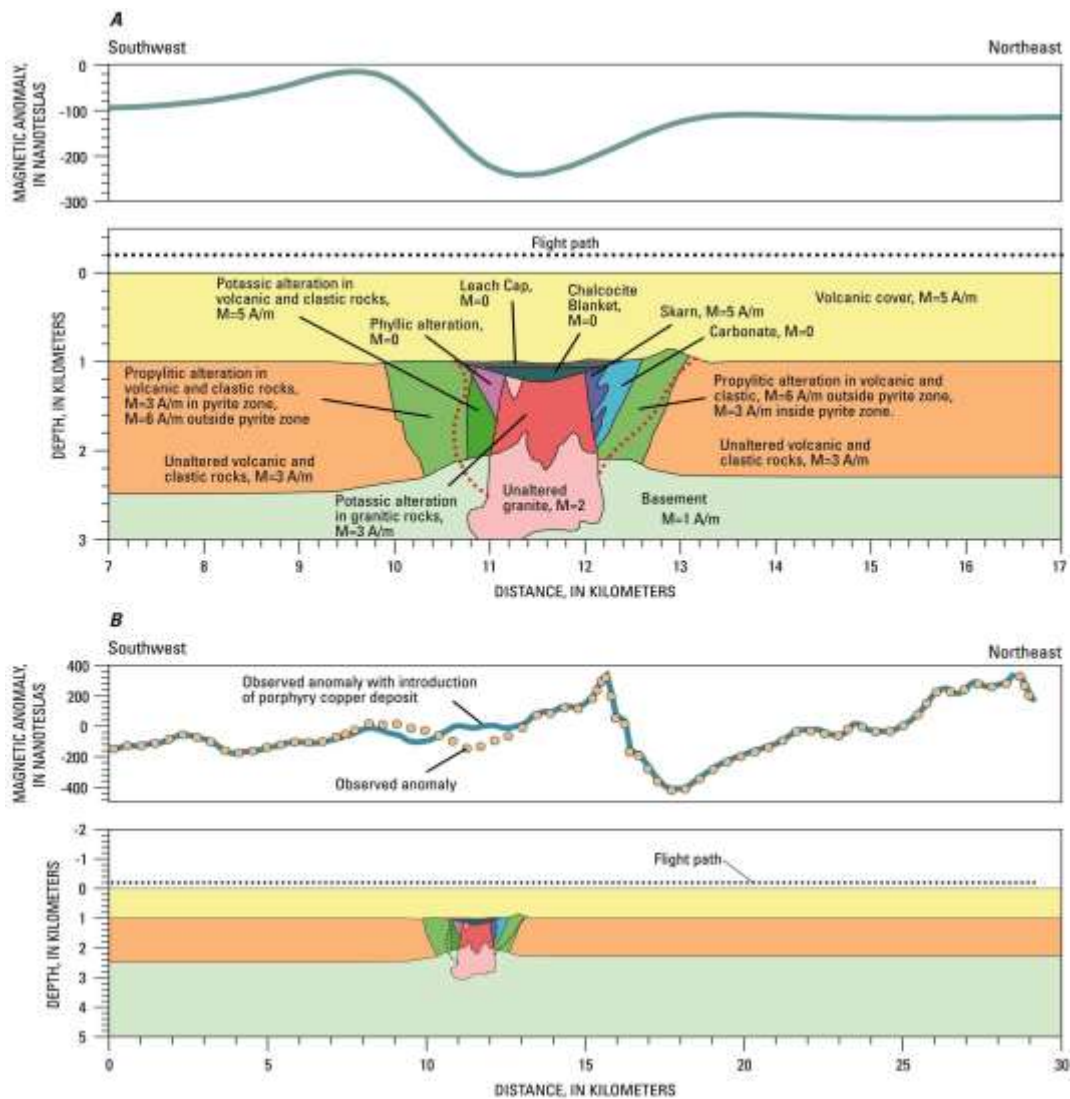


Рис. 25. Магнитная аномалия, вызванная гипотетическим порфировым месторождением.

Это гипотетическое месторождение образовалось в результате внедрения сложного гранитного плутона в вулканические и обломочные вмещающие породы. За вторжением последовала эрозия вулканического сооружения и последующее захоронение (~1 км) неизменной вулканической толщи. Параметры магнитного поля - наклон-  $58,3^\circ$ , склонение  $11,6^\circ$ . Предполагалось, что намагничивание происходит в направлении внешнего магнитного поля; то есть остаточная намагниченность считалась незначительной, калиевые изменения увеличили намагниченность плутонических пород с 2 до 3 а/м и увеличили намагниченность вмещающих вулканических и обломочных пород с 3 до 5 а/м (а/м - амперы на метр, стандартная единица измерения величины намагниченности). Зона серицитовых изменений считалась немагнитной. Пропилитовые изменения, выходящие за пределы пиритовой минерализации, увеличили намагниченность вулканических и обломочных пород с 3 до 6 а/м. Модель включает скарновые изменения, которые считаются значительно магнитными, при 5 а/м. Неизменным вулканическим покровам также присвоена намагниченность 5 а/м. На рисунке 25А показана магнитная аномалия вдоль разреза ЮЗ-СВ непосредственно над порфировым месторождением.

Аномалия состоит из широкого максимума и широкого минимума с амплитудой от пика до минимума 220 нТл (наноТесла). Плавный характер магнитной аномалии отражает глубину захоронения ~1 км; аномалия была бы более детальной и имела бы большую амплитуду, если бы месторождение располагалось ближе к топографической поверхности.

Рисунок 25В помещает магнитную модель в более прагматический контекст. Магнитное выражение медно-порфирирового месторождения в этом примере довольно слабое, в основном из-за перекрывающих отложений мощностью ~1 км, что подчеркивает необходимость использования других геофизических, геологических и геохимических инструментов поисков.

*Электрические и электромагнитные аномалии* часто отражают тип и степень гидротермальных изменений. Они связаны удельным электрическим сопротивлением (обратным удельной проводимости) горных пород и минералов. В пределах континентальной коры удельное сопротивление геологических объектов в значительной степени зависит от их солености, пористости, степени трещиноватости, температуры и содержания проводящих минералов. Солевые жидкости в поровых пространствах, зонах разломов и трещин могут снизить объемное удельное сопротивление на несколько порядков по сравнению с матрицей сухой породы. Удельное сопротивление также может быть снижено за счет присутствия проводящих глинистых минералов, графита и сульфидов. В целом, зоны массивных сульфидных минералов, графита и соленой воды обладают высокой проводимостью (менее 1 Ом-м); осадочные породы, выветрившиеся породы, зоны несulfидных изменений и пресная вода обладают умеренным сопротивлением (около 10–1000 Ом-м); магматические и метаморфические породы очень резистентны (более 1000 Ом-м). Самое низкое сопротивление будет сосредоточено в зонах серицитовых изменений, развивающиеся в зонах интенсивной трещиноватости и притока жидкости. На рисунке 26 показан пример использования электрических и электромагнитных методов.

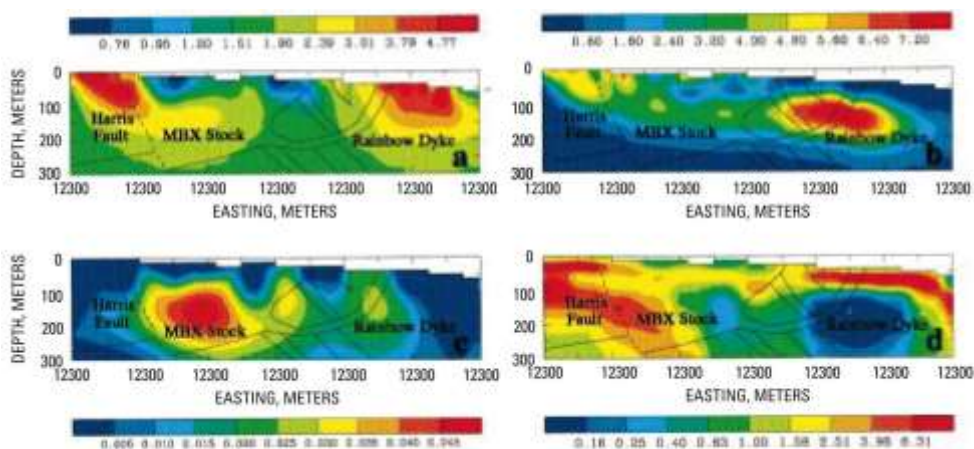


Рис. 26. Удельное сопротивление, заряжаемость и восприимчивость на порфирировом месторождении Маунт-Миллиган в Британской Колумбии, определенные путем инверсии удельного сопротивления постоянного тока, индуцированной поляризации и магнитных измерений.

*Электрический метод сопротивления (проводимости)*- один из старейших методов геофизических исследований. Отношение измеренного напряжения приемника к входному току отражает объемное сопротивление, а также способность накапливать электрический заряд. Используются электроды различной конфигурации; например, в диполь-дипольной матрице используются близко расположенные электроды, развернутые дистально от близко расположенных электродов напряжения. В зависимости от используемого кабеля и электродной решетки можно рассчитать кажущееся сопротивление на разных глубинах и с различной разрешающей способностью для разных конкретных целей. Глубина исследования будет варьироваться в зависимости от настройки установки и удельного сопротивления геологической среды. Двумерные инверсии данных удельного сопротивления обычно отображаются в виде поперечных сечений, показывающих удельное сопротивление как функцию глубины.

Дисперсный характер сульфидных минералов в порфировых системах особенно подходит для методов индуцированной поляризации (IP). В порфировых месторождениях наиболее сильные отклики IP коррелируют с кварц-серицит-пиритовыми изменениями. Как и измерения удельного сопротивления, измерения IP проводятся либо во временной, либо в частотной области. Исследования IP иногда сочетаются с измерениями удельного сопротивления с использованием тех же решеток электродов. Комбинированная интерпретация IP и удельного сопротивления может быть особенно диагностической для источника аномалии.

Метод комплексного сопротивления (CR), также называемый спектральным IP (SIP), является относительно новым методом в разведочной геофизике и обеспечивает наиболее полный набор данных сопротивления и IP. CR использовался более 30 лет назад для разработки модели постоянной фазы для порфирового оруденения. Используя ту же настройку поля, что и удельное сопротивление и IP, CR представляет собой метод частотной области, который измеряет соотношение амплитуды и фазы между входным током и напряжением на различных частотах.

*Электромагнитные (ЭМ)* методы включают в себя как электрические, так и магнитные поля. Изменяющееся во времени магнитное поле от естественного источника или от управляемого передатчика индуцирует электрические токи. Распределение индуцированных токов зависит от электропроводности и частоты индуцирующего магнитного поля. Поскольку низкочастотные токи проникают на большую глубину, чем высокочастотные, измерения ЭМ отклик на нескольких частотах или временах содержит информацию об изменении проводимости с глубиной. Методы аэро-ЭМ работают либо в частотной, либо во временной области (TDEM). В методах частотной области передатчик генерирует переменное электромагнитное поле. Результирующее вторичное электромагнитное поле не обязательно

будет в фазе с первичным полем. Таким образом, приемники измеряют как синфазные, так и противофазные компоненты, а также соотношение вторичного и первичного полей. В методах временной области передаются очень короткие импульсы (несколько миллисекунд). Диапазон глубин для измерений во временной области зависит от измеренного времени выборки и отношения сигнал/шум, которое обычно может быть максимизировано, когда расстояние или размер петли того же порядка, что и глубина, которая должна быть измерена.

*Магнитотеллурический (МТ) ЭМ метод* использует естественные ЭМ поля для исследования удельного электрического сопротивления. Удельное сопротивление можно оценить с помощью электрического импеданса, тензорной величины, определяемой отношением изменяющегося во времени электрического и магнитного поля, измеренного на поверхности Земли. Поверхностный импеданс является сложной функцией частоты; данные с более высокой частотой используются для исследования приповерхностных слоев, а данные с более низкой частотой используются для исследования больших глубин. На высоких частотах звуковая частота МТ или аудиомангнитотеллура (АМТ) использовалась для картирования основных месторождений цветных металлов на глубинах от 50 до 100 м и до нескольких километров. В методе АМТ в качестве основного источника используется молния, а некоторые системы дополняют этот естественный сигнал стационарным передатчиком. Методы АМТ с контролируемым источником (САМТ) полностью полагаются на искусственный источник сигнала и, следовательно, могут привести к более высокой точности и более экономичным измерениям. Глубина исследования зависит от используемых частот и удельного сопротивления геологической среды; большая глубина исследования может быть достигнута в более резистивной среде. Следовательно, разрешение значительно, если не полностью, снижается под проводящими или покрывающими слоями.

Инверсия данных зондирования МТ или АМТ обеспечивает оценку удельного сопротивления и геоэлектрическую сложность. Сечения удельного сопротивления вычисляются с использованием различных инверсионных кодов. Трехмерные съемки и инверсия становятся все более распространенными. Основное ограничение метода МП - сложность получения данных в электрически зашумленных областях.

В районе Сильвер Белл в Аризоне были использованы различные электрические и электромагнитные методы исследования порфирировых систем, включая аэромагнитные, наземные магнитные, диполь-дипольные сопротивления, IP, АМТ с контролируемым источником и др. Наименьшие значения УЭС в районе соответствуют кварцево-монцитовым порфирам и зонам серицитовых изменений. Самые высокие ответы IP связаны с серицитическими изменениями. Низкое сопротивление вызвано сильно трещиноватым характером порфирировой системы, особенно в серицитовых зонах, и ее взаимосвязанными

прожилками сульфидов. Серицитовые зоны обладают высокой проводимостью из-за интенсивной трещиноватости, обильной минерализации пирита и серицитовых изменений. Более высокие сопротивления калийной зоны отражают окремненность, вкрапленные сульфиды (в отличие от прожилковых) и в целом меньшее количество сульфидных и глинистых минералов. Пропилитовые зоны менее трещиноваты и имеют гораздо меньшее количество сульфидов и, следовательно, более высокое сопротивление. Сопротивление слабо коррелирует с выщелоченным покровом и подстилающими породами.

Другой пример - порфиоровое месторождение Маунт Миллиган в Британской Колумбии, где были использованы наземные и аэро- электромагнитные методы для построения модели объекта. Измерения удельного сопротивления и электромагнитные измерения показали низкую проводимость, связанную с монцитонитовым штоком, по сравнению с более высокой проводимостью окружающих вулканических пород. Заряжаемость в основном определялась халькопиритом и пиритом, которые связаны с калиевыми изменениями в непосредственной близости от руды.

Среди других геофизических методов следует отметить *метод собственного (спонтанного) потенциала*, измеряющего напряжения в верхней части земной коры, вызванные естественными источниками. Как правило, интенсивные аномалии SP связаны с химическими реакциями на уровне грунтовых вод в пределах очагов развития сульфидной минерализации и серицитовыми изменениями.

*Гравитационные аномалии*, отражающие распределение плотности горных пород, наиболее подходят для интерпретации общей структуры, связанной с рудной минерализацией. В большинстве геологических условий моделирование и инверсия гравиметрических данных не может обеспечить уровень пространственного разрешения, необходимый для непосредственного обнаружения рудных залежей, зон гидротермальных изменений, жил и других относительно небольших объектов порфиоровых месторождений. Гравиметрические исследования тем не менее предоставляют косвенные доказательства, например, высокоточные гравиметрические исследования могут определить, связана ли аномалия проводимости с графитом с низкой плотностью или с сульфидом с более высокой плотностью. Тензорные измерения силы тяжести обещают, что в будущем возможно прямое обнаружение рудных тел.

Применение *сейсмических методов* к структуре земной коры и стратиграфии регионального масштаба имеет долгую историю, хорошо зарекомендовало себя и имеет очевидное применение при разведке медно-порфиоровых месторождений. Методы сейсмического отражения также обычно используются в масштабах залежей, например, для картирования формы связанных батолитов, для определения выщелоченных крышек, лежащих над месторождениями и для очерчивания самих рудных тел.

Интерпретации геофизических данных сталкиваются с хорошо известным теоретическим ограничением: для любой геофизической аномалии существует бесконечный набор возможных источников, которые полностью удовлетворяют данным в математическом смысле. Большинство этих математически совершенных источников не являются геологически обоснованными. Интерпретации должны быть подтверждены независимой геологической информацией.

## VINR-SWIR, TIR ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ.

В областях с хорошей экспозицией и ограниченным количеством растительности дистанционное зондирование с помощью аэро- и космических мультиспектральных и гиперспектральных систем построения изображений можно использовать для картирования ассоциаций минеральных изменений и их пространственных взаимоотношений в порфирировых системах.

Калиевые, серицитовые, аргиллитовые и пропилитовые изменения имеют отчетливые спектральные характеристики поглощения, которые могут быть нанесены на карту с помощью данных многоспектрального и гиперспектрального дистанционного зондирования. Два источника данных дистанционного зондирования порфирировых месторождений: (1) усовершенствованный космический радиометр теплового излучения и отражения" (ASTER) позволяет получать изображения температуры, отражения и высоты поверхности суши с высоким разрешением, в частности, в видимом и инфракрасном спектрах; (2) спектрометр визуализации в видимой и инфракрасной области спектра (AVIRIS) предоставляет гиперспектральные данные (224 непрерывных спектральных канала) для идентификации и измерения компонентов поверхности Земли.

Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) используется для картирования различных типов гидротермально измененных горных пород в порфирировых системах.

В идеализированной модели порфирирового месторождения ядро кварца и калийсодержащих минералов, в основном калиевого полевого шпата и биотита, окружено несколькими зонами гидротермальных изменений (рис. 27).

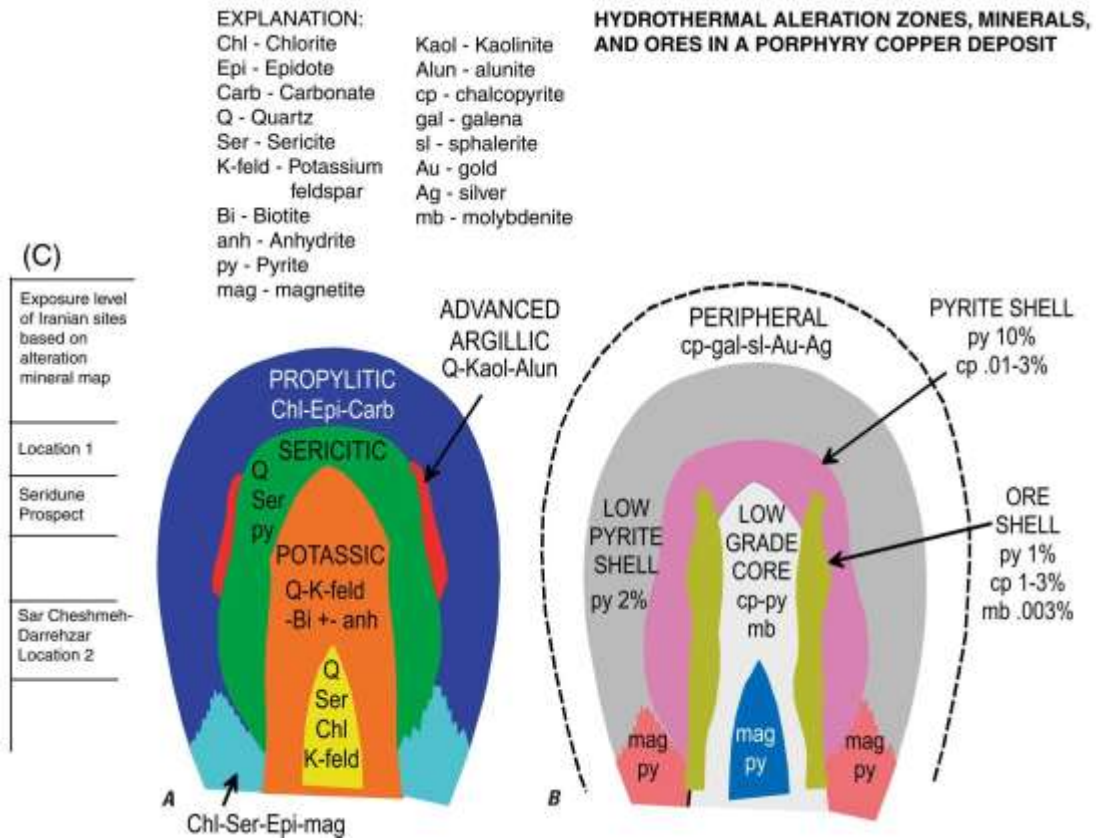


Рис. 27. Модель порфиривого месторождения. (А) Схематический разрез гидротермальных изменений (пропилитовые, серицитовые, расширенные аргиллитовые и калиевые). (В) Схематический разрез минералов, связанных с каждым типом гидротермальных изменений.

Зоны характеризуются ассоциациями минералов, которые содержат по крайней мере один минерал, который демонстрирует диагностические особенности спектрального поглощения в видимой области спектра. Ближняя инфракрасная (VNIR) через коротковолновую инфракрасную (SWIR 0,4–2,5 мкм) и (или) тепловую инфракрасную (TIR 8,0–14,0 мкм) области длин волн (рис. 28).

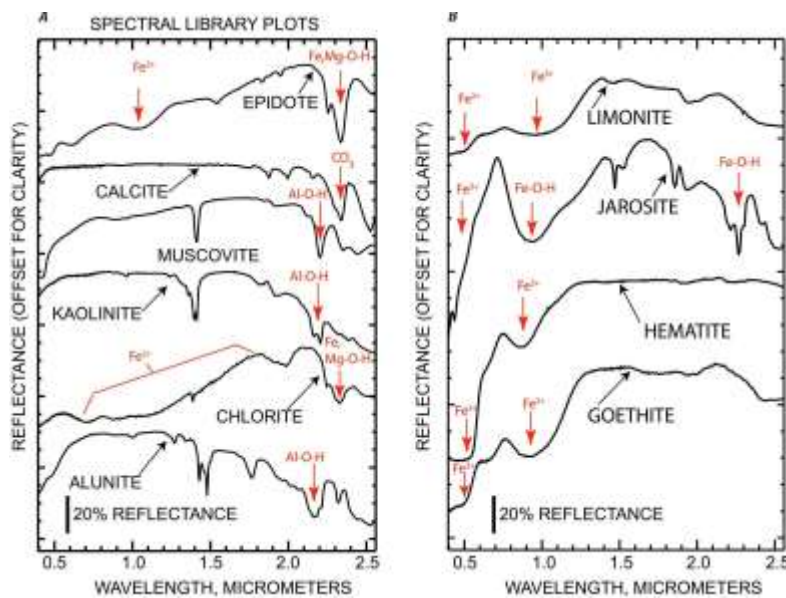


Рис. 28. Лабораторные спектры эпидота, кальцита, мусковита, каолинита, хлорита и alunита.



Серицитовые изменения обычно содержат мелкозернистую форму мусковита, которая имеет отчетливую характеристику поглощения Al-OH на уровне 2,2 микрометра и менее интенсивную характеристику поглощения при 2,35 микрометрах. Каолинит и алуниит являются типичными составляющими развитых аргиллитовых изменений, которые демонстрирует характеристики поглощения Al-OH 2,165 и 2,2 мкм. Более редкий, чем алуниит или каолинит, пирофиллит имеет интенсивную абсорбционную характеристику 2,165 Al-OH. Пропилитовые изменения обычно содержат различные количества хлорита, эпидота и кальцита, которые содержат Fe, Mg - характеристики поглощения OH и CO<sub>3</sub> размером 2,31–2,33 мкм. Спектры VNIR – SWIR эпидота и хлорита также демонстрируют широкое и заметное поглощение Fe<sup>2+</sup> в диапазоне от 1,65 до 0,62 мкм. Гидротермально измененные богатые кремнеземом породы, связанные с порфировыми месторождениями, состоят в основном из кварцевых жил и кремнеземистых лито-шапок. Кремнистые изменения обычно состоят из кварца, опала и халцедона. Спектры излучения TIR показывают, что кварц и опал имеют значения близкие к 9,1 мкм (рис. 29).

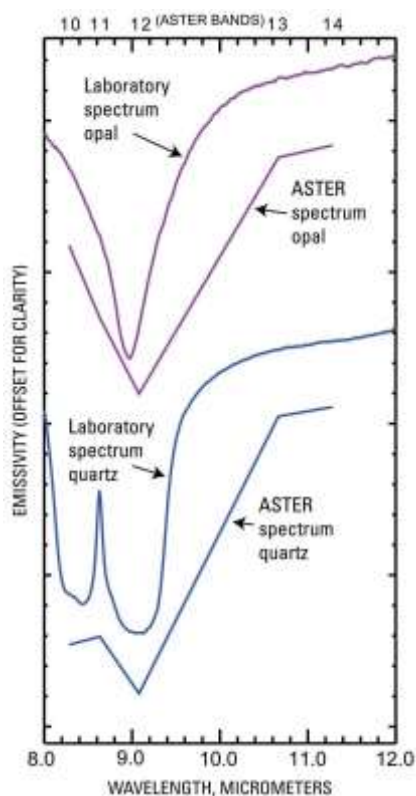


Рис. 29. Лабораторные спектры TIR кварца и опала при полном спектральном разрешении TIR-спектрометра (2600 полос) и преобразованные в спектральное разрешение ASTER TIR (5 полос).

Гипергенные изменения обычно содержат алуниит, каолинит, лимонит, гетит, гематит и ярозит. Гетит, гематит и лимонит обладают сильными абсорбционными характеристиками Fe<sup>3+</sup> при 0,97–0,83 и 0,48 мкм. Ярозит имеет характеристики поглощения Fe-O-H при 0,94 и 2,27 мкм. Таким образом, в зависимости от пространственного и спектрального разрешения прибора, серицитовые, развитые аргиллитовые и пропилитовые изменения, гидротермальные

богатые кремнеземом породы и гипергенные измененные отложения могут быть картированы с использованием спектральных характеристик VNIR, SWIR и TIR.

Космические спектрометры для получения мультиспектральных изображений, такие как Landsat Thematic Mapper (TM), Landsat Enhanced Thematic Mapper (ETM+) и ASTER, имеют всемирный охват и используются для картирования региональных гидротермальных изменений порфировых месторождений. Аэро- гиперспектральные детекторы такие как Нумар и спектрометр визуализации в видимой и инфракрасной области спектра (AVIRIS) имеют ограниченный охват, но имеют гораздо более высокое спектральное разрешение, чем мультиспектральные детекторы и могут отображать большее количество гидротермальных минералов, связанных с порфировым оруденением (рис. 30).

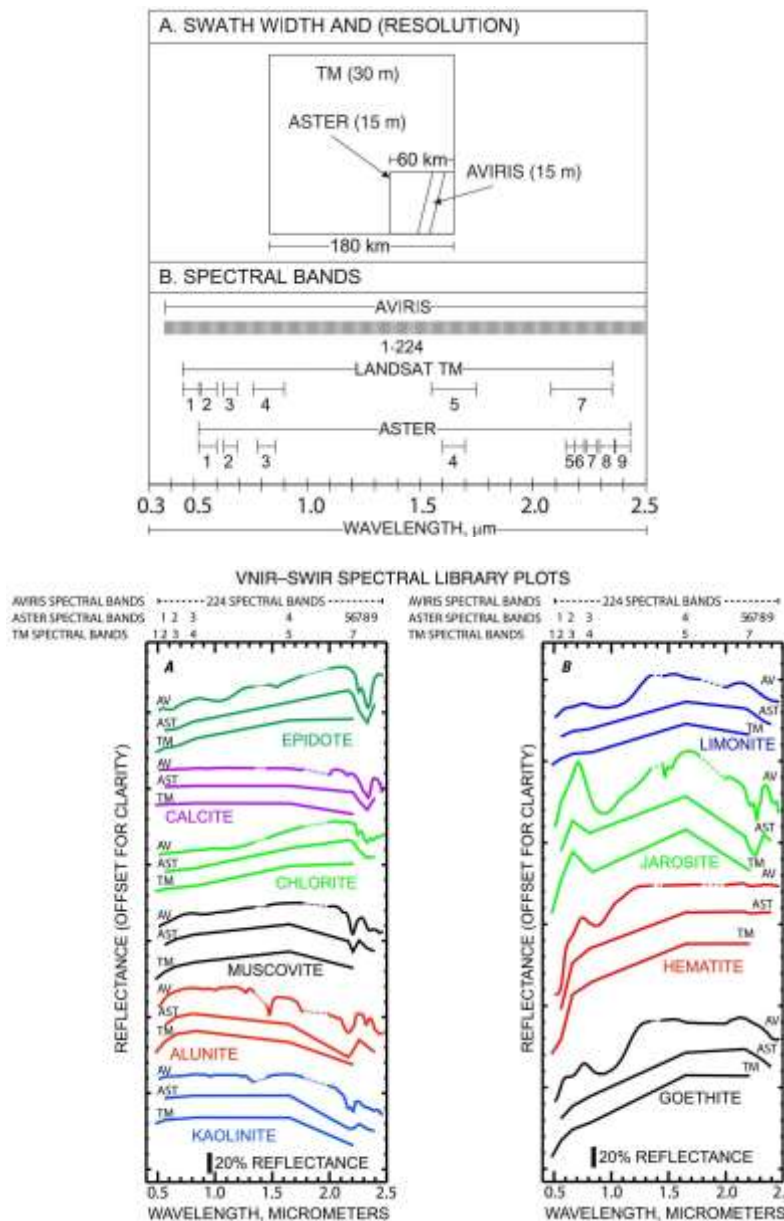


Рис. 30. Сравнение пространственных и спектральных характеристик изображений VNIR и SWIR, полученных с помощью ASTER, AVIRIS и Landsat Thematic Mapper (TM)

Ширина полосы обзора и (пространственное разрешение) Landsat TM 5 и 7 имеют разрешение 30 метров в шести диапазонах VNIR и SWIR, а TM 7 имеет разрешение 15 метров в одном панхроматическом диапазоне. Разрешение ASTER VNIR составляет 15 метров, а разрешение SWIR - 30 метров. Данные AVIRIS с большой высоты имеют разрешение 20 метров в полосах шириной 11 км, а данные с разрешением 5 метров могут быть получены на малой высоте для полос шириной 2,5 км.

VNIR – SWIR AVIRIS (AV), ASTER (AST) и Landsat TM-ETM + (TM) повторно проанализировали спектральные пары эпидота, кальцита, мусковита, каолинита, хлорита и алунита, а также лимонита, ярозита, гематита и гетита. AVIRIS имеет 224 полосы, ASTER - девять полос, а Landsat TM и ETM+ - шесть полос в диапазоне от 0,4 до 2,5 микрометров. Пунктирные линии в спектрах AVIRIS представляют спектральные области атмосферного поглощения.

Гидротермально измененные породы, содержащие минеральные ассоциации с отчетливыми спектральными характеристиками поглощения, выносятся на карту с использованием различных алгоритмов: логического оператора, статистического классификатора, главных компонент, частичного спектрального рассмешивания, спектральных алгоритмов подгонки формы и др.

ASTER измеряет отраженное излучение в трех диапазонах длин волн 0,52–0,86 мкм (VNIR); шесть полос в диапазоне длин волн от 1,6 до 2,43 мкм (SWIR); и пять полос в диапазоне от 8.125 до 11,65 мкм (TIR) с разрешением 15 м, 30 м и 90 м соответственно. ASTER также имеет телескоп заднего обзора ВНИР с разрешением 15 м. Таким образом, стереоскопические изображения VNIR могут быть получены с разрешением 15 м. Ширина полосы обзора составляет 60 км, но возможность наведения вне надира расширяет общее поле обзора ASTER до 232 км.

Данные ASTER SWIR имеют достаточное спектральное разрешение, чтобы проиллюстрировать различные спектральные характеристики для продвинутых аргиллитовых (алунит-каолинит), серицитовых (мусковит), пропилитовых (эпидот-хлорит-кальцит) и гипергенных минеральных ассоциаций. Соотношения полос ASTER SWIR, такие как  $(5 + 7) / 6$  и  $(7 + 9) / 8$ , использовались для картирования поглощения Al-OH в серицитовых породах и поглощения CO<sub>2</sub> в пропилитизированных породах, соответственно. Алгоритмы логических операторов использовали соотношения полос ASTER 4/6, 5/6 и 7/6 для картирования пород с серицитовыми и глинистыми изменениями.

Карты минерализации по данным ASTER показывают, что порфировые месторождения обычно характеризуются круговыми или эллиптическими формами серицитовых и продвинутых глинистых изменений (рис. 31).

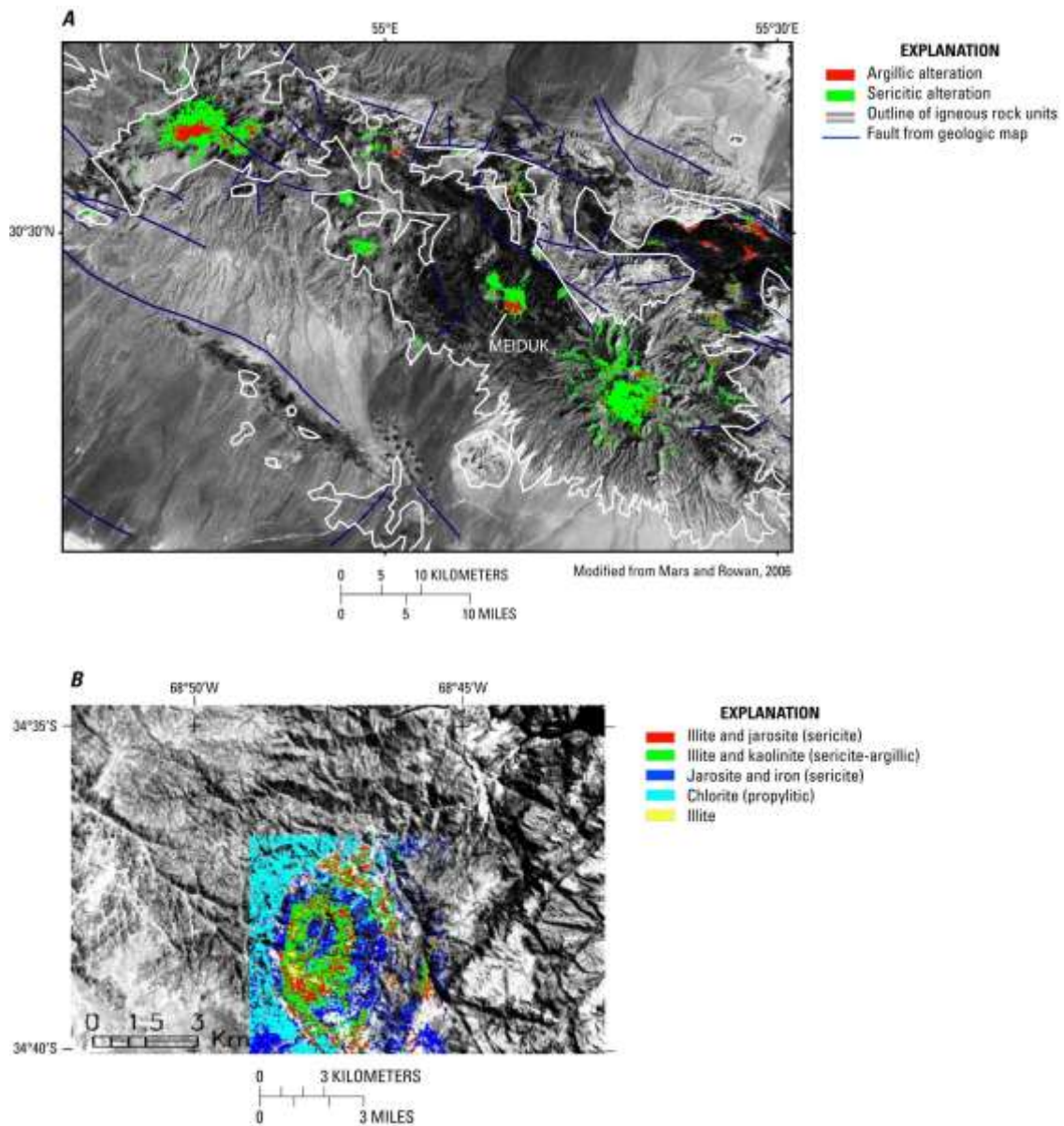


Рис. 31 А - Изображение полосы 7 ТМ с глинисто- и серицито-измененными породами вокруг рудника Мейдук в Иране. В - Карта минеральных изменений месторождения Infiernillo в Аргентине.

*Картирование измененных пород в районе Сар-Чешме (Иран) по данным ASTER.*

Запасы района - 1 200 млн т 1,2% меди со значительными количествами молибдена (0,03%) и золота (324 т). Он включает месторождения порфировых руд Сар-Чешмех, Даррехзар и Серидуне (рис. 32).

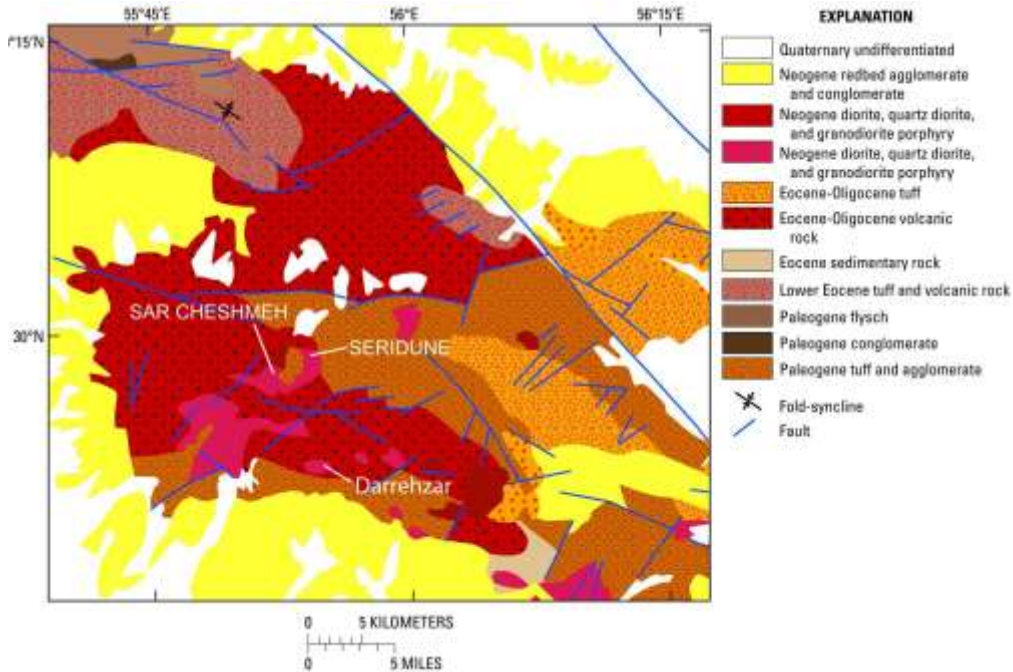


Рис. 32. Геологическая схема района Сар-Чешме

Месторождение Сар-Чешмех сформировалось около 13,6 млн лет назад. Вмещающие породы представлены андезитами, прорванными гранодиоритами, кварцевыми монцонитами и дацитовыми порфирами. Гидротермально-метасоматические изменения представлены внутренним серицитовым ядром, окруженным внешними зонами калиевых и пропиловых изменений (рис. 33).

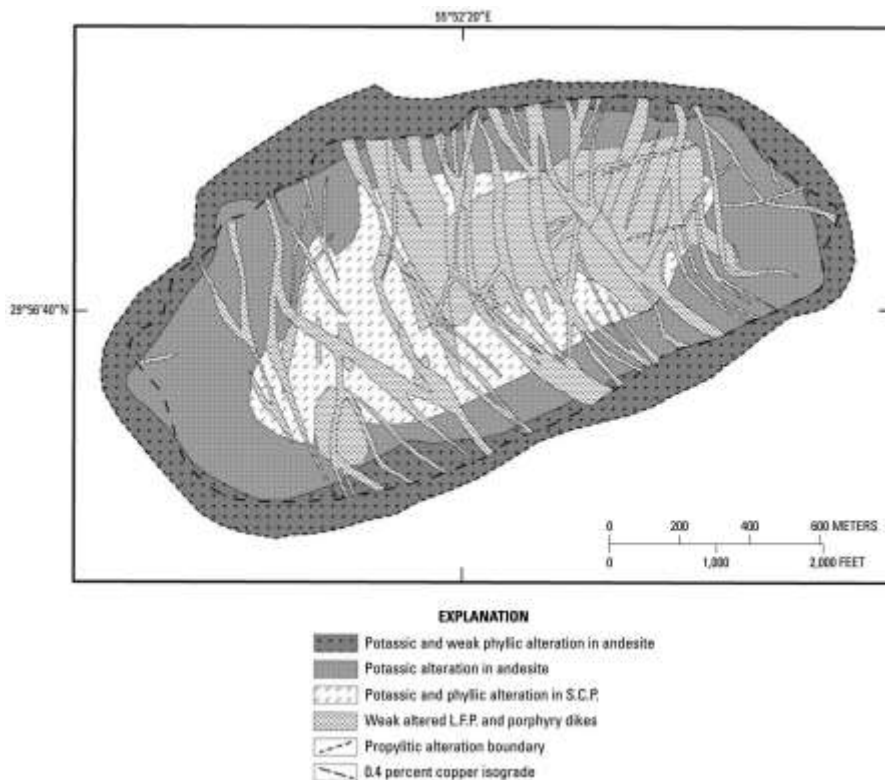


Рис. 33. Карта изменений месторождения Сар-Чешмех.

Месторождение Серидуне характеризуется развитием эоценовых андезитов и трахиандезитов, прорванных гранодиоритами верхнего миоцена и дайками кварцевых монзонитов и гранодиорит-порфиров (рис. 34).

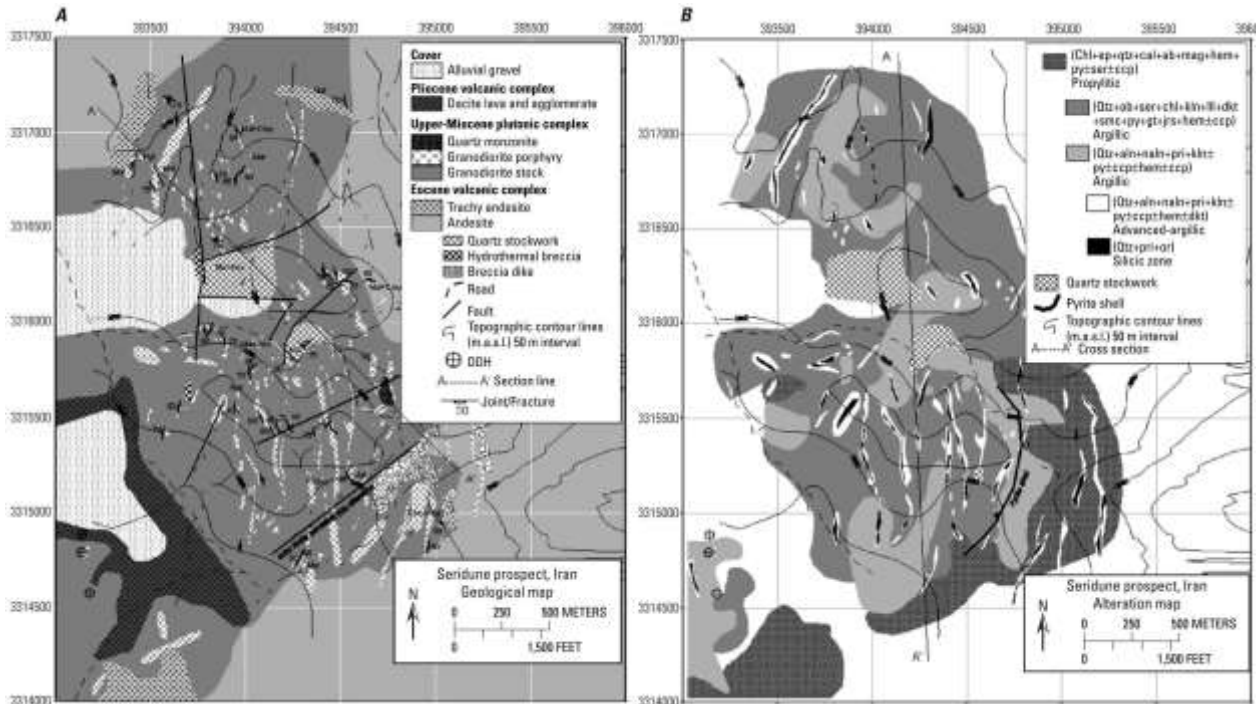


Рис. 34. Геологическая (А) и карта гидротермальных изменений месторождения Серидуне (В).

Наборы данных ASTER включали данные яркости AST\_Level\_1b и данные об излучательной способности AST\_05.

Для картирования аргиллитовых, серицитовых и пропилитовых изменений пород в районе Сар-Чешме были использованы алгоритмы с логическими операторами. Для каждого пикселя алгоритм логического оператора выполняет серию соотношений полос, определяет истинное или ложное значение для каждого отношения, сравнивая соотношение полос с заранее определенным диапазоном порогового значения и определяет диапазоны соотношений и значений отражательной способности полосы для ограничения алгоритмов логического оператора аргиллита (а), серицита (b) и пропилита (с).

(a)  $((\text{float}(b3) / b2) \leq 1.35)$  и  $(b4 > 2600)$  и  $((\text{float}(b4) / b6) > 1.37)$  и  $((\text{float}(b5) / b6) \leq 1.089)$  и  $((\text{float}(b7) / b6) \geq 1.03)$

(b)  $((\text{float}(b3) / b2) \leq 1.35)$  и  $(b4 > 2600)$  и  $((\text{float}(b4) / b6) > 1.37)$  и  $((\text{float}(b5) / b6) > 1.089)$  и  $((\text{float}(b7) / b6) \geq 1.03)$

(c)  $((\text{float}(b3) / b2) \leq 1.35)$  и  $(b4 > 2600)$  и  $((\text{float}(b7) / b8) > 1.11)$  и  $((\text{float}(b9) / b8) \geq 1.01)$

Все три логических алгоритма оператора маскируют растительность с помощью функции поглощения хлорофилла на 0,65 мкм, используя соотношение полос ASTER 3/2 (а, b и с). Шумные пиксели устраняются во всех логических операторах с использованием порога полосы 4 (а, b и с). Аргиллитовые и серицитовые логические операторы (а и b) отображают

характеристики поглощения Al-OH размером 2,165 и 2,2 мкм с использованием соотношений 4/6, 5/6 и 7/6. В логический оператор пропилита (с) отображает характеристики поглощения CO<sub>3</sub> и Fe, Mg-OH с использованием соотношений полос 7/8 и 9/8.

Соотношение полос 13/12 данных AST\_05 TIR ASTER использовалось для картирования кремнистых изменений. Чтобы определить богатые кремнеземом породы был применен порог значений отношения, превышающий 1,075. Пороговое значение было определено путем картирования окремненных пород с использованием соотношений 13/12 на калибровочных площадках.

Составное изображение ASTER SWIR в ложных цветах с использованием полос 4, 6 и 8 красно-зеленых и синих полос, соответственно (ASTER 468), было использовано для выделения горных пород с сильным поглощением элементов размером 2,20 и 2,31–2,32 мкм (рис. 35).

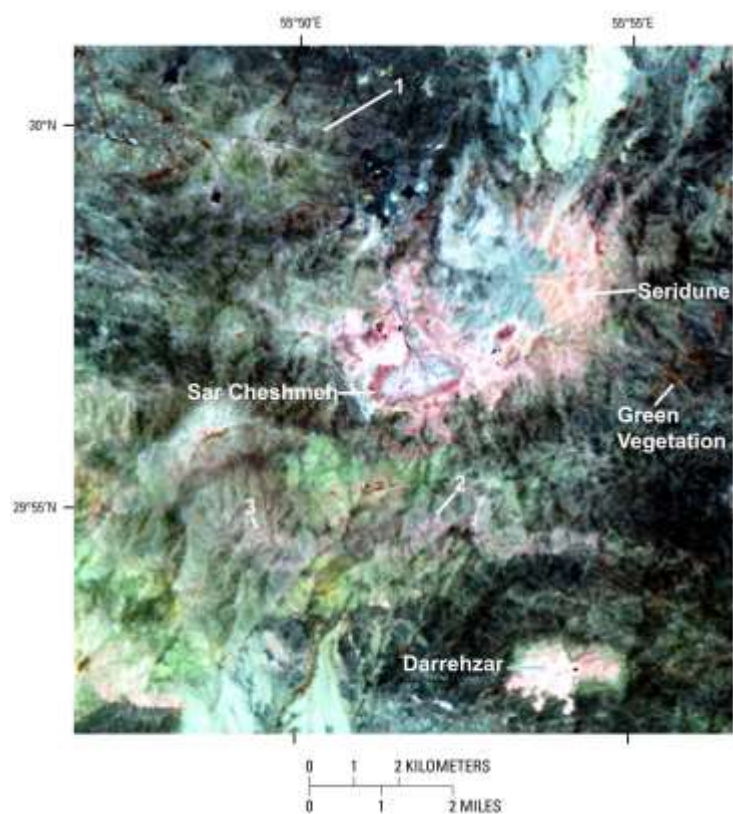


Рис. 35. Составное изображение ASTER в ложных цветах (полоса 4 = красный, полоса 6 = зеленый, полоса 8 = синий) района Сар Чешме. Области от светло-красного до розового представлены развитыми аргиллитовыми и серицитовыми изменениями. От светло- до темно-зеленых участков состоят из пропилитовых изменений.

На карте гидротермально-метасоматических изменений по данным ASTER месторождений Сар-Чешмех и Даррехзар с использованием алгоритмов логических операторов и отношения полос 13/12 показаны зоны серицитовых, продвинутых аргиллитовых, кремнистых и пропилитовых изменений (рис. 36).

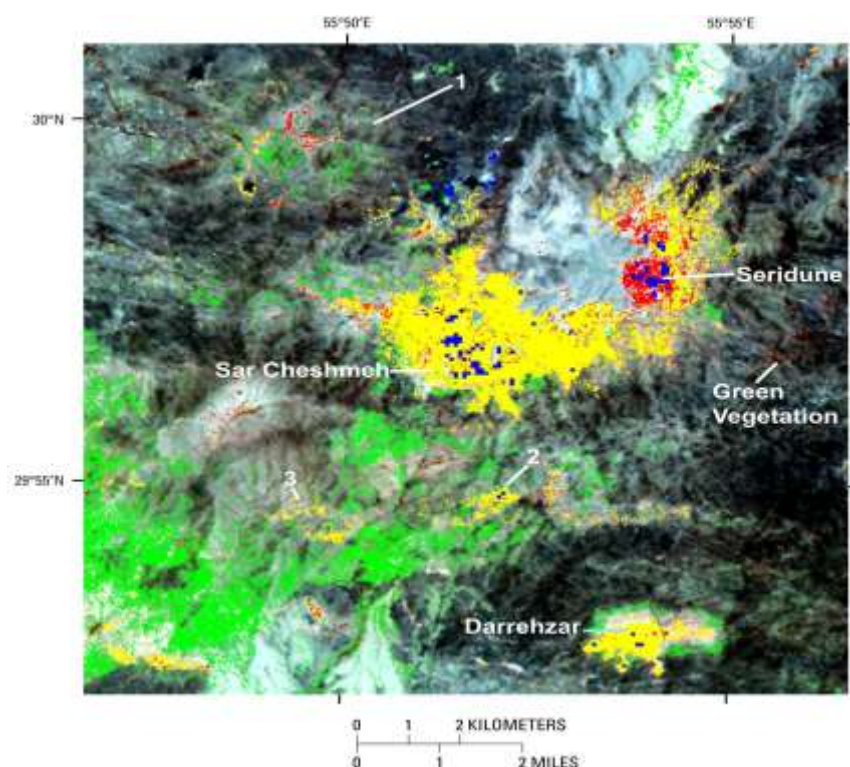


Рис. 36. Карта изменений в районе Сар-Чешме, состоящая из составного изображения ASTER в ложных цветах (полоса 4 = красный, полоса 6 = зеленый, полоса 8 = синий) и расширенных аргиллитовых (красный), серицитовых (желтый), пропилитовых (зеленый) и богатые кремнеземом породы (синие).

Карта изменений ASTER показывает обширную область пропилитовых изменений, которая соответствует гранодиоритам и кварцевым монцонитам в юго-восточной части исследуемой области.

Данные о яркости ASTER VNIR – SWIR AST\_Level\_1B были преобразованы в коэффициент отражения и использовались с логическими операторами для картирования продвинутых аргиллических, серицитовых и пропилитовых изменений. Кроме того, отношение полос ASTER TIR 13/12 из данных по излучательной способности AST\_05 использовалось для картирования горных пород, богатых кремнеземом.

Пространственное распределение идентифицированных и нанесенных на карту гидротермально измененных пород с использованием данных ASTER в районе Сар Чешме показывает отличную корреляцию с распределением и типами измененных зон в обобщенной медно-порфировой модели. Изображение ASTER 468 и карта изменений ASTER иллюстрируют круглые и эллиптические области пород с серицитовыми и глинистыми изменениями, окаймленные пропилитизированными породами, которые соответствуют известным и потенциальным порфировым месторождениям. В точке 1 изображение ASTER 468 показало округлую область с пропилитовыми и менее обширными аргиллитовыми и серицитовыми изменениями пород, что свидетельствует о возможном порфировом оруденении на глубине.

Таким образом, отмеченные выше мульти- и гиперспектральные данные дистанционного зондирования позволяют потенциально выявлять скрытое или частично обнаженное медно-

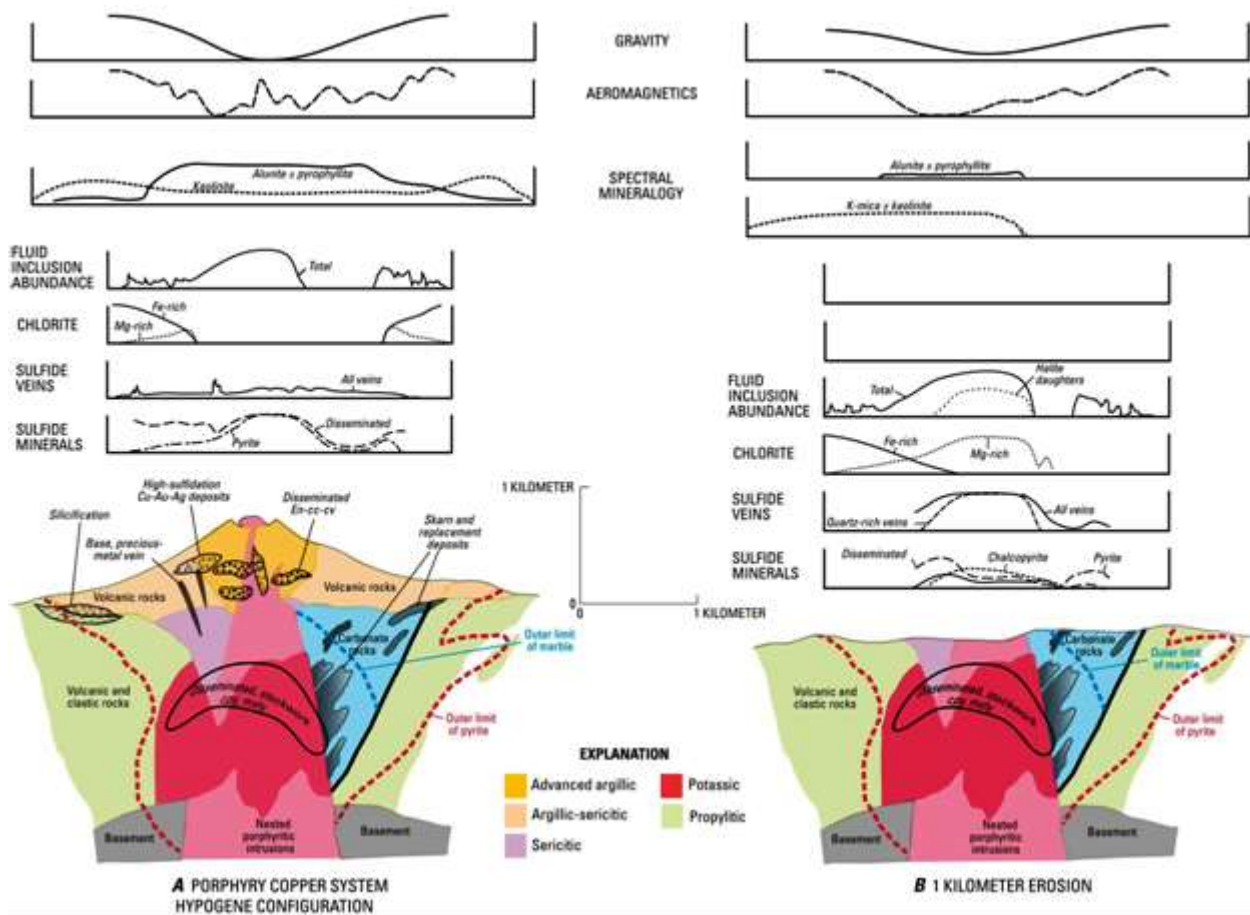


порфировое оруденение путем картирования внешних зон гидротермально-метасоматических изменений пород.

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ.

Прогнозно-поисковые критерии и признаки (ППК) месторождений порфирирового типа многочисленны и разнообразны. Они включают данные в региональном масштабе, такие как вмещающие породы, структуры, типы и возраст интрузий, геофизические свойства, спектральные изображения и др., а также данные локального масштаба, включающие помимо литологии и структуры, распределение гидротермально-метасоматических изменений, минералогию и парагенезис, геохимию микроэлементов, зональность флюидных включений, температурные градиенты; химический и изотопный составы минералов, детальные геофизические и спектральные характеристики и др. Сбор геофизических, геохимических и спектральных данных, минерального состава и количественных данных о флюидных включениях требует современного высокотехнологичного оборудования.

Известная прогнозно-поисковая модель (рис. 37) показывает распределение и типы рудной минерализации, вмещающие породы и зоны гидротермально-метасоматических изменений в порфирировых системах, а также их разнообразные характеристики (горизонтальные профили), методы выявления которых могут быть использованы при ГРП.



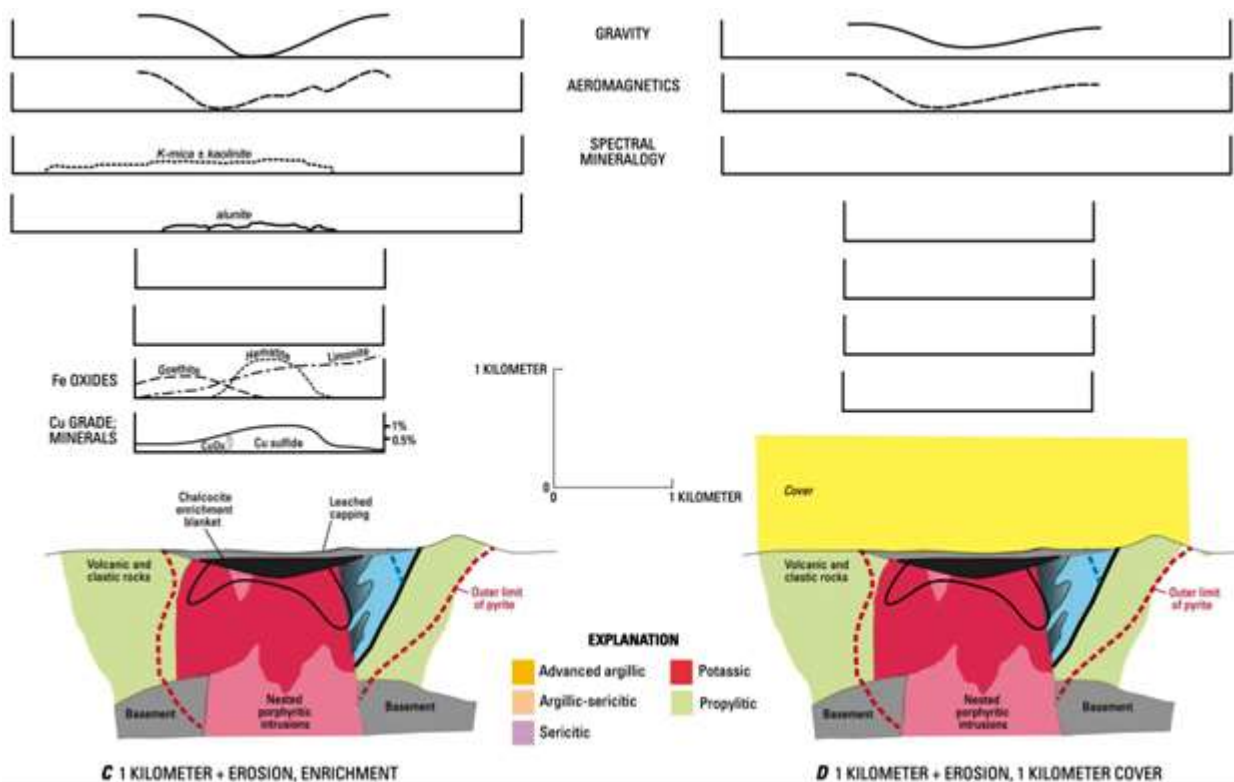


Рис. 37. Поперечные сечения прогнозно-поисковой модели порфировой системы.

В последнее время большинство выявленных крупных особенно порфириковых месторождений относится к «скрытому типу», например Резолюшн (Аризона, США), Ою Толгой (Монголия), Спенс, Гей, Токи (Чили) и др. В достаточно хорошо изученных регионах практически все будущие открытия могут быть связаны с этим типом объектов. Поскольку на перспективу ГРП все в большей степени будут проводиться в недостаточно изученных районах с возможно невоскресшим или перекрытым оруденением, выявление минералого-геохимических признаков такого типа объектов является важным аспектом их успешной реализации. В этих условиях резко возрастает роль геохимических съемок в программах ГРП, особенно на ранних этапах при поисках скрытых эндогенных объектов, когда рудоперспективные геохимические сигналы являются слабыми, изменения дистальными, беспорядочными и их трудно отделить от фоновых источников с похожими характеристиками.

Региональные геохимические методы с низкой плотностью данных, позволяющие локализовать ГРП для поисков месторождений порфирикового типа в рудоперспективных районах получили развитие в Австралии (Инициатива AMIRA UNCOVER 2017). В последнее время значительные усилия были приложены к исследованиям химии минералов, направленным на выявление рудоперспективных магматических интрузий и гидротермально-метасоматических изменений с формированием индикаторных характеристик минералов (PIMS), таких как циркон, эпидот, апатит, магнетит, турмалин и др.

В районном масштабе обнаружение скрытых минерализованных очагов порфирикового типа возможно с помощью инструментов определения вектора рудоносности (PVFTS), которые

включают обнаружение геохимических аномалий низкого уровня, сохранившихся в минералах гидротермальных изменений, таких как эпидот, хлорит или алунит.

Это новое поколение инструментов геохимических поисков появилось благодаря достижениям в аналитических методах масс-спектрометрии с лазерной абляцией и индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS), сбора и обработки данных в коротковолновом инфракрасном диапазоне, а также таких микроаналитических методов, как катодолюминесценция и др..

Модель гидротермальных изменений, связанных с «порфирами», является одним из самых используемых и надежных инструментов в прогнозно-поисковых построениях. Во второй половине этого десятилетия появились технологии гиперспектрального сканирования керна (Hylogger™, Corescan™ и TerraCore™). Эти технологии, на основе использования гиперспектральных портативных устройств для точечных измерений, обеспечили возможность надежно распознавать и полуколичественно определять широкий диапазон спектрально активных минералов с разрешением всего 500 мкм. Использование этих технологий в основном сосредоточено на порфировых и эпитеpmальных объектах, хотя возможна и на других геолого-промышленных типах.

Как известно, основными особенностями рудных районов с месторождениями порфирового типа являются:

- водные, многофазные, окисленные интрузивные комплексы;
- наличие периферийных стилей минерализации (эпитеpmальный, скарновый и др.);
- огромные 3D объемы гидротермально-метасоматических изменений;
- характерные отличительные изменения химического состава магматических минералов.

На рисунке 38 показаны ключевые области гидротермальных изменений, связанные с минерализованными порфировыми комплексами. Эти модели доказали свою высокую эффективность в ходе ГРП ближайшего времени и могут быть улучшены по мере того, как растущий объем гиперспектральной минералогии с высоким разрешением расширяет понимание сложности комплексов гидротермальных изменений, а также потенциала их вектора рудоносности.

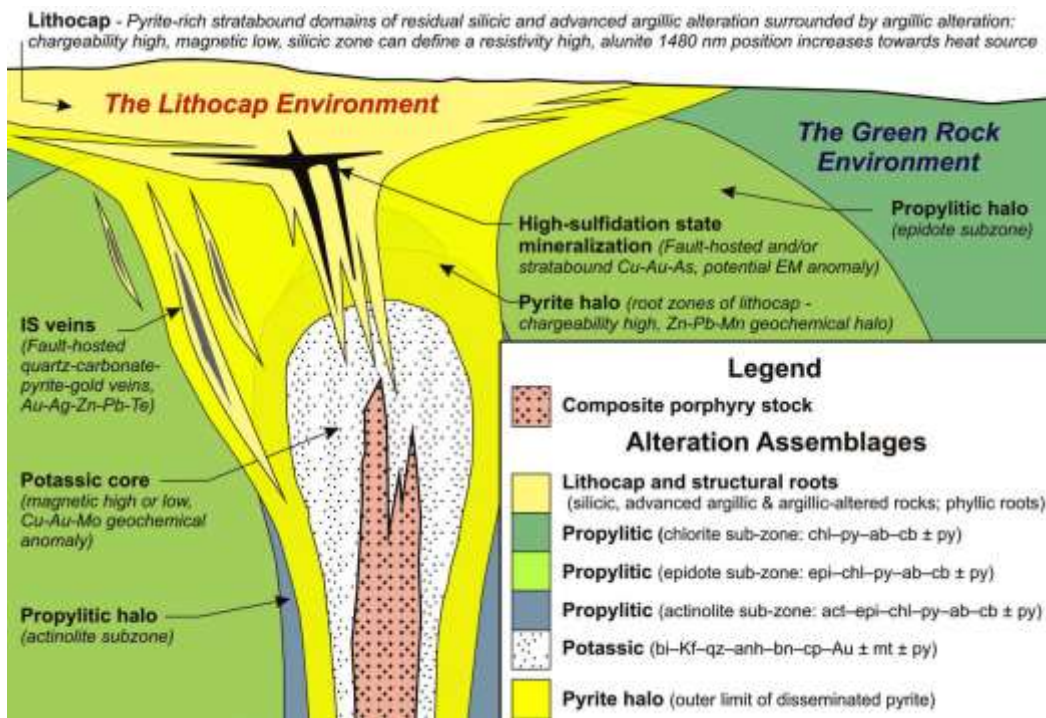


Рис. 38: Схема зональных изменений и взаимосвязей в порфировой системе

Сокращения: *ab* - альбит; *акт* - актинолит; *анх* - ангидрит; *Au* - золото; *би* - биотит; *бн* - борнит; *cb* - карбонат; *хл* - хлорит; *ср* - халькопирит; *эпи* - эпидот; *гт* - гранат; *хм* - гематит; *Kf* - калиевый полевой шпат; *mt* - магнетит; *пи* - пирит; *qz* - кварц.

Многоfazный интрузивный комплекс, связанный с порфировыми месторождениями обычно сопровождается калиевыми изменениями, развитыми внутри и вокруг него. Калиевые зоны могут содержать магнетит в качестве жил и/или вкрапленников, особенно когда интрузивный комплекс имеет состав от основного до среднего. Калиевые изменения во внешней периферии сменяются пропиловыми: внутренней высокотемпературной подзоной актинолита; среднетемпературной эпидота и внешней низкотемпературной хлорита. Сульфиды в порфировом месторождении обычно зонированы от центральной области, богатой борнитом и/или халькопиритом к ореолу пирита. Размеры ореола пирита варьируют в зависимости от количества серы, высвобождаемой из интрузивного комплекса, и окисленной или восстановленной природы вмещающих пород. Ореол пирита обычно совмещен с подзоной эпидота пропиловых зон. Литокап может перекрывать минерализацию порфирового типа. Он может содержать минерализацию с высокой степенью сульфидирования и может покрывать эпитеральные жилы со средним уровнем сульфидирования. Литокапы окружены ассоциациями пропиловых изменений. Корни литокапа лежат в пиритовом ореоле порфировой системы. Степень наложения литокапса на порфировую систему может меняться в зависимости от скорости подъема и эрозии во время минерализации.

**Калиевое ядро.** Обычно существует центральная область калиевых изменений, которая развивается внутри и вокруг оруденения. Изменения характеризуются ортоклазом, биотитом, магнетитом, кварцем и ангидритом, пространственно связанными с кварцевыми жилами,

содержащими халькопирит, борнит, золото и/или молибденит. Это ядро, как правило, вмещает оруденение и является основной целью при разведке. Оно может быть перекрыто более молодыми ассоциациями гидротермальных изменений, богатых глинистыми минералами и/или мусковитом, которые также могут содержать значительную минерализацию или могут разбавлять или разрушать основное оруденение.

*Green Rock Environment.* Калиевое ядро окружено породами, подвергшимися пропилитовым изменениям, которые можно разделить на три подзоны. Внутренняя пропилитовая подзона выявляется редко, но определяется наличием актинолита вместе с эпидотом, хлоритом, кальцитом, альбитом  $\pm$  гематитом  $\pm$  пиритом. Она переходит латерально в подзону эпидота, в которой отсутствует актинолит, а затем во внешнюю подзону хлорита, в которой отсутствуют как актинолит, так и эпидот. Эти подзоны отображаются изоградами актинолита и отражают снижение температуры флюидов и летучести кислорода на периферии интрузивного комплекса. Магнетит и пирит могут присутствовать как в подзоне актинолита, так и эпидота, определяя ореолы гидротермальных изменений, которые могут быть обнаружены с помощью магнитной и электромагнитной IP съемок. Пирит обычно имеет более широкую латеральную дисперсию, чем магнетит, поэтому порфиновые месторождения могут иметь центральные магнитные максимумы, окруженные минимумами магнетита и переменными аномалиями поляризуемости, в зависимости от содержания сульфидов, уровня эрозии и степени наложения ассоциаций поздних стадий изменений. Если присутствуют химически активные породы, такие как известняки, доломиты, базальты, ультраосновные или недонасыщенные кремнеземом вулканические породы, то вокруг интрузивного комплекса могут образовываться ассоциации известково-силикатных (скарновых) изменений. Гранат, пироксен и волластонит являются минералами-диагностами изменений, совместно с эпидотом, амфиболом, магнетит-гематитом, хлоритом, кальцитом, кварцем и сульфидами, обычными в качестве наложенных минеральных фаз.

*Литокапсы* могут образовываться между минерализующим интрузивным комплексом и палеоповерхностью. Они представляют собой области кремнистых и аргиллитовых изменений, которые могут превышать размеры 10x10 км по латерали и могут иметь мощность более 1 км. Литокапы обычно имеют структурные корни с развитыми ассоциациями аргиллитов, переходящими вниз от кварца-алунита-пирита к кварцу-диккиту-пирофиллиту-пириту, а затем к корням с измененным филлическим составом (например, кварц-мусковит-пирит). Литокапы создают серьезные проблемы при ГРП, поскольку они имеют очень широкие ореолы глинистых изменений. Портативные коротковолновые инфракрасные детекторы являются незаменимыми помощниками при картировании и изучении литокапсов, поскольку они облегчают

идентификацию мелкозернистых глин и алунита и помогают в обнаружении зональности изменений.

*Минералы-индикаторы «порфиров» (PIMS)*

Химический состав магматических и гидротермальных минералов, связанных с медно-порфировыми месторождениями, может отличаться от тех же минералов в окружающих породах, а также отличаться от таковых, связанных с другими стилями минерализации, и может рассматриваться как PIMS. Кимберлитовые индикаторные минералы (KIMS) интенсивно используются в индустрии разведки алмазов с начала 1980-х годов и сыграли важную роль в открытии многих алмазных месторождений в мире. PIMS обладают аналогичным потенциалом для помощи в обнаружении медно-порфировых систем, особенно скрытого типа. Была также установлена эффективность автоматизированной минералогии для поисков месторождений типа массивных сульфидов (VHMS) в вулканитах.

В этом десятилетии впервые были применены автоматизированные минералогические технологии на основе SEM, такие как MLATM и QEMSEM™ для поисковых целей. Наиболее эффективно для разделения магматических, гидротермальных сред и оценки потенциальной рудоносности используются такие PIMS, как циркон, плагиоклаз, апатит и магнетит.

*Циркон.* Интрузивные комплексы от среднего до кислого состава, которые связаны с медно-порфировыми месторождениями, обычно содержат циркон в качестве минерала магматической акцессорной фазы - надежного температурного геохронометра, который является при. Изучение его изотопного и микроэлементного состава обеспечивает самый надежный анализ петрогенезиса магмы. Ключевая информация, полученная с помощью микроэлементов в цирконах, включает:

- (1) степень магматического окисления по аномалиям Ce и Eu;
- (2) температура кристаллизации циркона по содержанию Ti;
- (3) эволюция состава магмы по вариациям Zr/Hf, U, Th и редких элементов (REE).

Положительные аномалии церия и отрицательные аномалии европия в цирконе указывают на окисленные магмы.

Подтверждена взаимосвязь между степенью окисления магм, зафиксированной по соотношению  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  в цирконах, и масштабом оруденения. Все месторождения среднего и крупного размера имеют отношения  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  выше 120, тогда как небольшие месторождения имеют более низкие отношения (рис. 39).

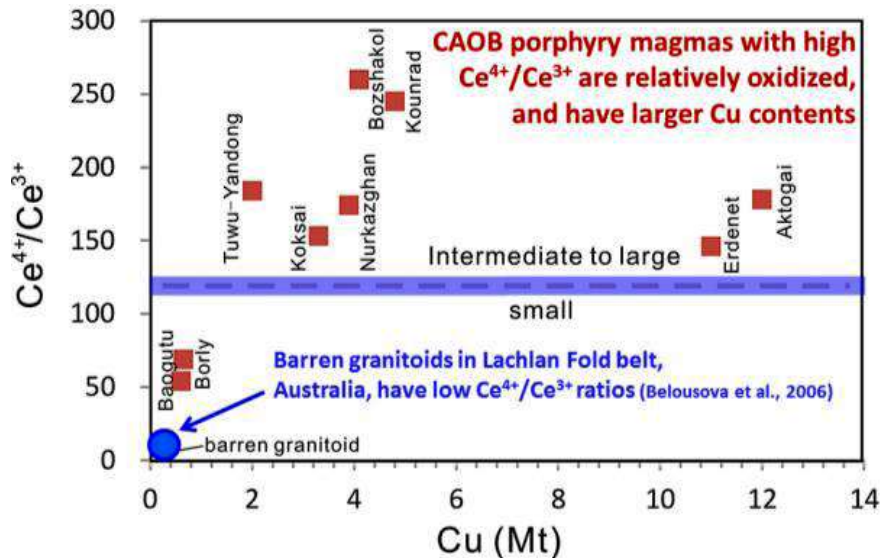


Рис. 39. Соотношения  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  для циркона из интрузивных комплексов в сравнении с тоннажом Cu медно-порфировых месторождений САОВ.

Сочетание химического состава микроэлементов циркона и геохимии всей горной породы будет в центре внимания компаний, проводящих ГРП на малоизученных территориях.

**Плагиоклаз.** Гидротермальный альбит является обычным продуктом гидротермальных изменений в порфировых системах. Кальциевый плагиоклаз встречается реже в виде гидротермальной фазы, особенно в скарнах и ассоциациях известково-натриевых изменений. Магматический плагиоклаз обычно изменяется гидротермальными процессами и может быть заменен ортоклазом (в калиевой зоне), альбитом, эпидотом и/или кальцитом (в пропилитовой зоне), мусковитом/иллитом (в филлитовой зоне), алунином, пирофиллитом, дикцитом и/или каолинитом (в аргиллитовой зоне). Поэтому редко можно найти хорошо сохранившийся магматический плагиоклаз в ядре медно-порфировых систем. Магматический плагиоклаз из крупнейшего в мире порфирового медно-молибденового района Рио-Бланко - Лос-Бронсес (Чили) имел избыточное содержание Al по сравнению с типичными дугowymi магмами из Карибского бассейна, не содержащими медно-порфировых месторождений (рис. 40).

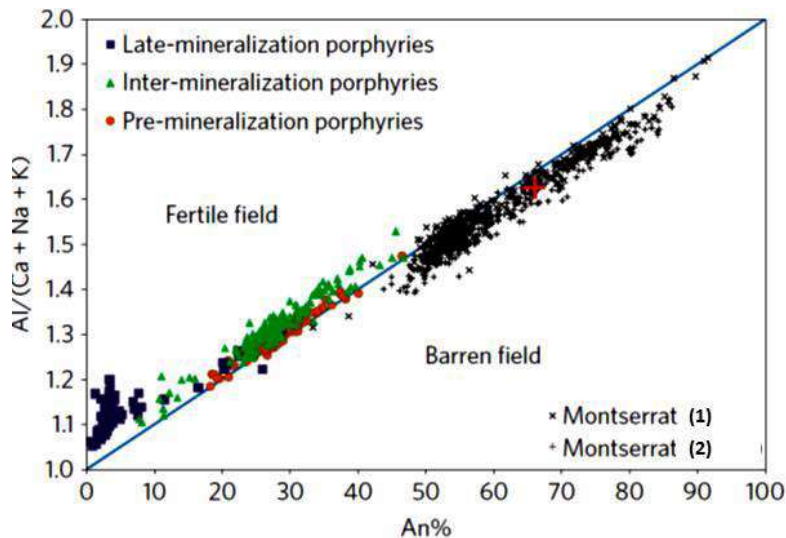


Рис. 40: Составы магматического плагиоклаза из интрузий порфиров из рудных зон Ла-Паломы



и Лос-Сулфатос Чили, а также из безрудного комплекса Монсеррат Карибы.

Считается, что избыток Al связан с высоким содержанием магматической воды, образовавшейся в результате закачки водосодержащих флюидов или богатых флюидом расплавов в исходную магматическую камеру, что является важной предпосылкой порфирового оруденения.

Таким образом, наряду с геохимией всей горной породы и геохимией микроэлементов циркона, состав плагиоклаза может способствовать оценке перспективности при поиске новых месторождений. Однако у этого подхода есть два важных предостережения: (1) плагиоклаз должен иметь первозданный магматический состав - он не может быть изменен или выветрен, и (2) аналитический метод должен быть высокого качества, так как изменения состава плагиоклаза между «рудным» и «безрудным» небольшие, и аналитические ошибки могут создать проблемы.

*Апатит.* Дискриминантный проекционный анализ может эффективно отличать апатит из магматических и разнообразных гидротермальных сред для таких типов оруденения как: порфировое, скарновое, эпитермальное, железо-оксидное (IOCG), орогенное и др. Кроме того возможно определение отличительных характеристик апатитов из различных подтипов порфировых месторождений (Cu, Mo, Au, Mo и Cu-Au), а также скарновых месторождений (W, Au-Co, Cu и Pb-Zn). Химический состав и люминесценция апатита могут отличать магматический апатит от разновидностей гидротермального апатита из разных зон гидротермальных изменений, как например на месторождениях Резолюшн в Британской Колумбии и Ою Толгой в Монголии (рис. 41).

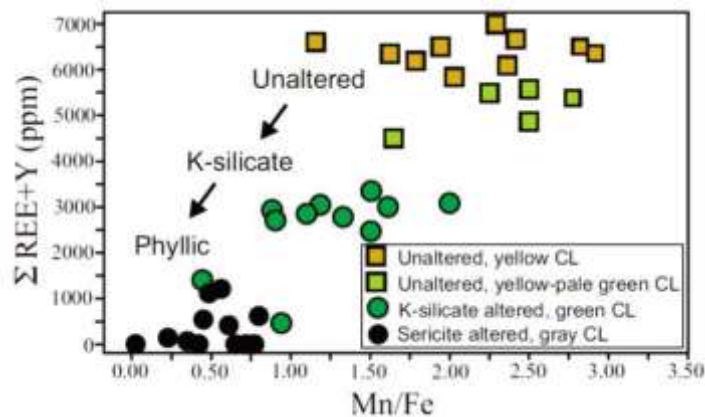


Рис. 41. Корреляция характеристик люминесценции апатита с соотношением Mn/Fe и содержанием РЗЭ в магматических и гидротермальных апатитах из известково-щелочных и щелочных порфировых медно-золотых месторождений в Британской Колумбии.

*Магнетит.* Соотношения элементов (Al/Ti против V/Ti) могут эффективно отличать магматические и гидротермальные магнетиты в порфировых и скарновых месторождениях. Химический состав (графики Ca+Al+Mn против Ti+V) может эффективно отличать магнетит из

различных типов рудных месторождений. Причем отдельные характеристики магнетита могут различаться, но среднее их значение отвечает определенному типу оруденения.

Был проведен анализ основных и микроэлементов магнетита из различных магматических, порфировых и скарновых сред (рис. 42).

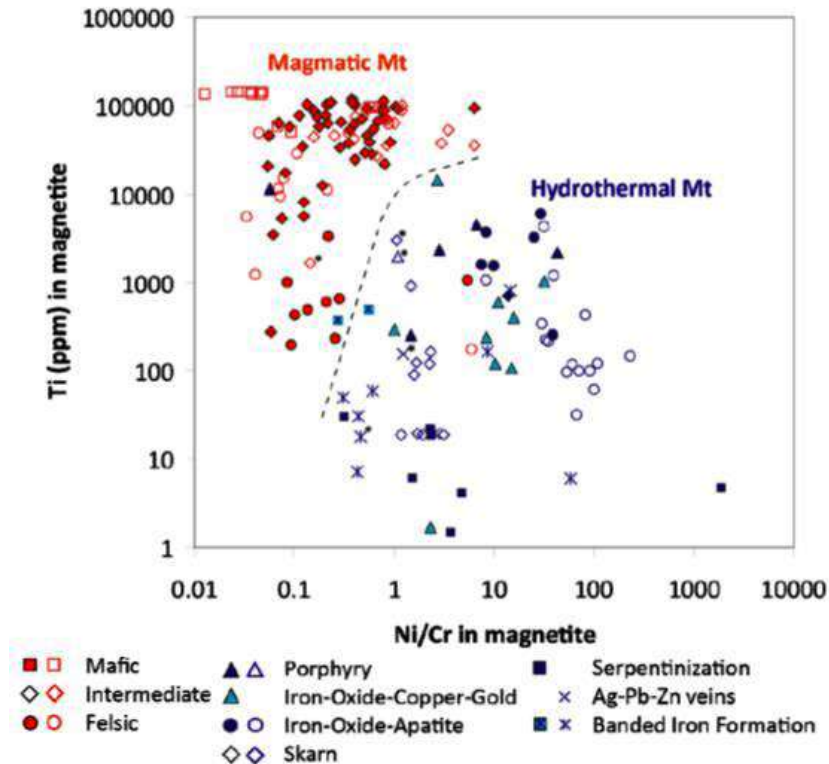


Рис. 42. Различия магматического (красные символы) и гидротермального магнетита (синие символы) на основе содержания Ti и соотношения Ni/Cr.

Есть некоторые как ограничения в использовании анализа магнетита с помощью LA-ICP-MS (тонкие ламели распада могут повлиять на результаты и др.), так и определенные преимущества.

#### *Инструменты определения вектора и масштаба оруденения (PVFTS).*

С 2004 года серия исследовательских проектов AMIRA International (Австралия) направлены на разработку новых геохимических и геологических методов для обнаружения различий между порфировыми и эпитермальными месторождениями из разных сред. Анализ тонких, низкоуровневых гипогенных геохимических сигналов, сохраняющихся в минералах гидротермальных изменений, потенциально может предоставлять информацию о масштабах (насколько велико?) и векторе (как далеко и в каком направлении?) оруденения меди, золота и молибдена на ранних этапах ГРП с использованием исключительно низкой плотности отбора проб и очень низкой стоимости по сравнению с большинством других доступных поисковых технологий. С помощью PVFTS были получены положительные результаты на нескольких «слепых» объектах, когда месторождения были успешно предсказаны с учетом дистальных пропиловых характеристик. PVFTS имеют особое значение при ГРП на скрытые объекты.

Технология базируется на исследованиях ключевых минералах пропилитовых изменений - эпидоте и хлорите.

*Эпидот* имеет широкое распространение как в качестве замены других Са-содержащих минералов (плаггиоклаза, роговой обманки), так и в качестве наполнителя жил. Жилы эпидота могут определять внешнюю зону штокверкового оруденения, богатого кварцем. Картирование интенсивности жил эпидота может быть использовано для определения вектора направления к центрам порфириковых месторождений.

При исследовании медно-золотых порфириковых месторождений в районе Багио Филиппины было выявлено что химический состав микроэлементов эпидота может меняться в зависимости от близости к центрам порфирикового оруденения, причем дистальные элементы-указатели, такие как As, Sb и Pb указывают на оруденение на расстоянии в несколько километров. Кроме того, их количество пропорционально масштабу оруденения. Эти результаты означают, что анализ эпидота с помощью LA-ICP-MS имеет потенциал как для определения вектора, так и для оценки масштаба оруденения в пропилитовой зоне изменений вокруг порфириковых месторождений. Аналогичные закономерности обогащения и истощения микроэлементов в эпидоте были получены и вокруг медно-молибденового порфирикового месторождения Эль-Тениенте в Чили.

Метод LA-ICP-MS также можно использовать для разделения гидротермальных (связанных с порфирами) и метаморфических эпидотов. Отношения Sr/As и Pb/U эффективно отличают метаморфические эпидоты от эпидотов, связанных с порфириковыми месторождениями. Метаморфические эпидоты характеризуются также в целом низкими концентрациями Sb и As.

Комбинация анализов эпидота и хлорита LA-ICP-MS проб из пропилитовой зоны изменений может эффективно выявлять порфириковое оруденение. На рисунке 43 показаны вариации содержания As в эпидоте Cu-Au порфирикового месторождения Талды-Булак, Кыргызстан.

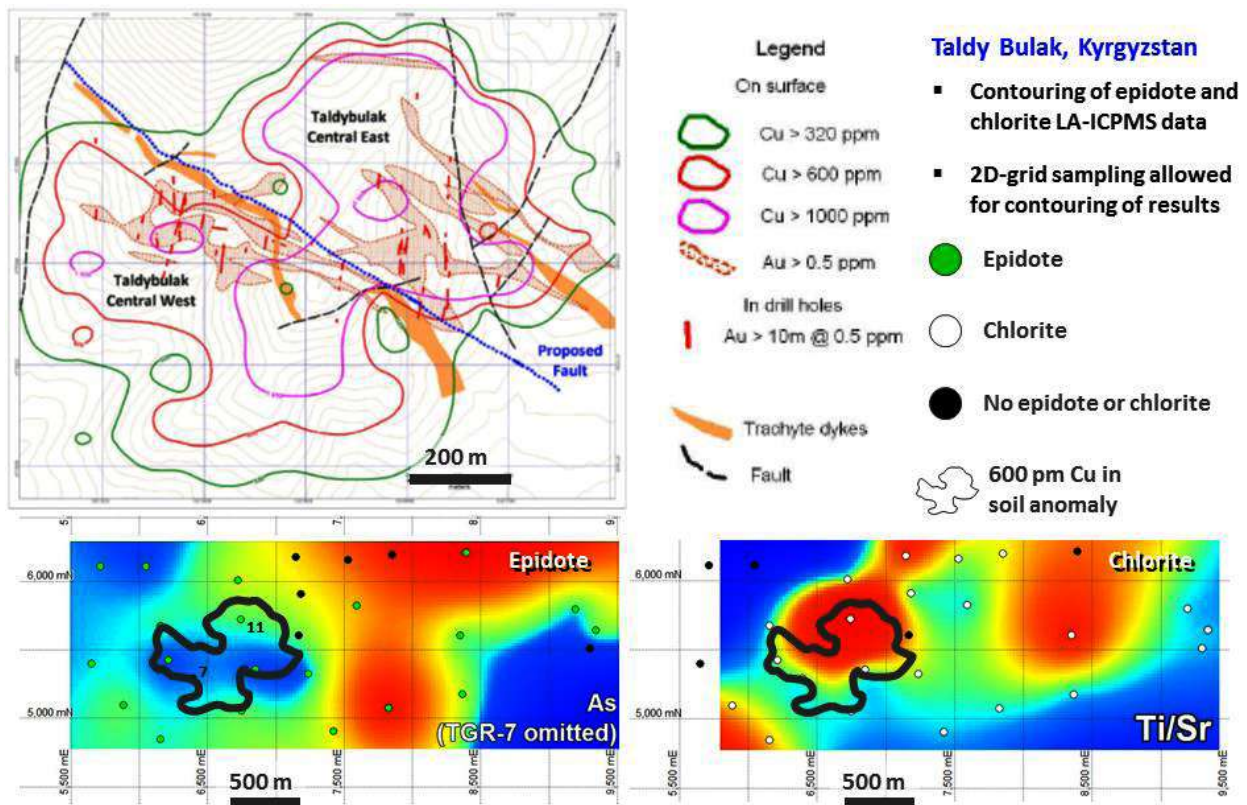


Рис. 43: Совпадающие аномалии низкого содержания As в эпидоте и высоких отношений Ti/Sr в хлорите, которые совпадают с содержанием меди > 600 ppm в почвенной аномалии.

Высокое содержание Ti/Sr в хлорите совпадает с низким содержанием As и с аномалией 600 ppm Cu в почвах. Аналогичный результат был обнаружен в Эль-Тениенте Чили. Эта технология открывает возможности для недорогих ГРП на скрытых объектах, включая те, которые могут быть связаны с литокапсами.

Преимущество отбора проб эпидота заключается в том, что он потенциально может расширить обнаруживаемый геохимический след порфиривого месторождения на несколько километров, что намного больше чем с помощью традиционных методов отбора геохимических проб.

Эпидот также может быть использован как минерал PIMS (например, в пробах тилла). Он потенциально может предоставить информацию о наличии проксимальных или дистальных пропиловых изменений, которые затем могут быть отслежены с помощью PVFTS, как только будет идентифицирован источник изменений коренных пород.

*Алунит.* В среде литокапа исследователи столкнулись с проблемой огромных объемов сильно измененных кремнистых и аргиллитовые пород, в которых сложно установить зональность изменений, отчасти из-за огромного масштаба и проблем, связанных с точной полевой идентификацией глинистых минералов. Появление портативных коротковолновых инфракрасных анализаторов (SWIR) позволило проводить полевое картографирование ключевых минералов гидротермальных изменений, таких как алунит, пирофиллит, дикит, иллит и каолинит. Исследования литокапа Лепанто Филиппины показали, что алунит -

ключевой минерал для поисков. Он имеет температурно-зависимое поведение между Na (высокая температура) и K (низкая температура), что контролирует положение пика поглощения 1480 нм алунита, обнаруженного методами SWIR. Высокотемпературный Na-алунит имеет положение пика около 1496 нм, тогда как K-алунит имеет положение пика около 1478. Посредством систематического получения данных SWIR было установлено, что более высокие значения длины волны были обнаружены над месторождением и вблизи него (рис. 44).

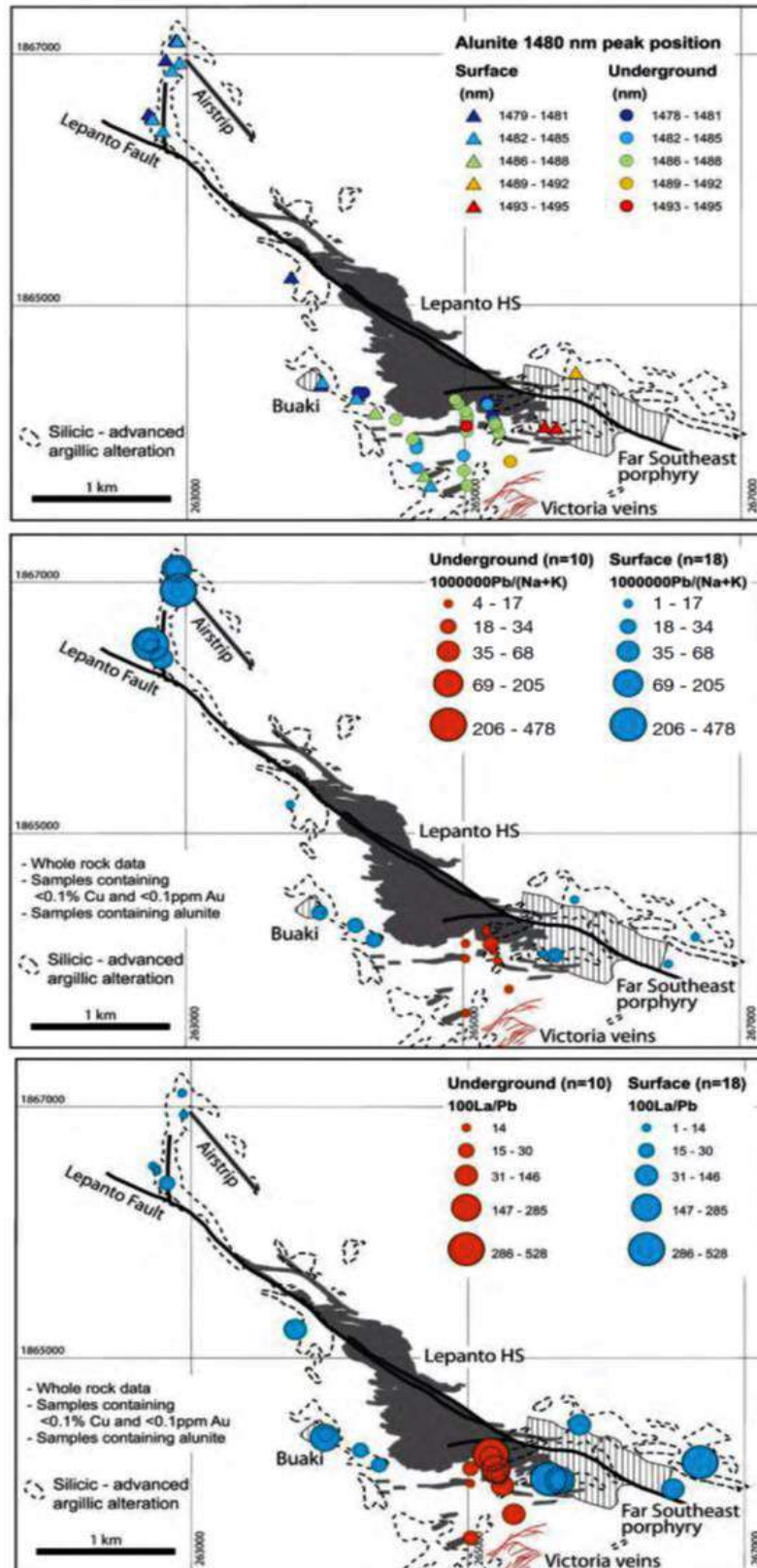


Рис. 44: Манкайский литокап, Филиппины. Расположение медно-золотого месторождения показано серой заливкой и вертикальной штриховкой, выходы на поверхность литокапа обозначены пунктирными линиями. (А) Результаты SWIR для алунита. (В)  $1000000 \cdot \text{Pb}/(\text{Na} + \text{K})$ . (С)  $100 \cdot \text{La}/\text{Pb}$  отношения.

В химическом составе микроэлементов алунита существуют систематические вариации в зависимости от расстояния от месторождения. Такие микроэлементы, как Sr и La, обогащают алунит близко к оруденению, а Pb (который замещает K в кристаллической структуре алунита)

обогащает в дистальных условиях. Эти минералогические вариации были обнаружены с помощью LA-ICP-MS и микрозондового анализа. Они показали, что аномалии могут быть обнаружены с использованием SWIR-анализа образцов, содержащих алунит с  $<0,1\%$  Cu и  $<0,1$  ppm Au. для построения пространственных вариаций векторных соотношений, таких как  $1000000 * Pb/(Na+K)$ ,  $Sr/Pb$  и  $100 * La/Pb$ .

Таким образом, некоторые магматические и гидротермальные минералы являются как PIMS и/или PVFTS. Эти минералого-геохимические инструменты получили развитие в качестве новых геохимических методов поисков и показали высокую эффективность при ГРП последних лет на выявление крупных порфировых и др. типов месторождений, особенно скрытого типа.

## КРАТКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПОЯСА.

Большинство порфировых месторождений имеют пространственную и временную связь с активными краями плит (рис. 45).



Рис. 45: Глобальное распределение порфировых месторождений.  
(зеленые треугольники - медные. синие квадраты - медно-молибденовые. красные - медно-золотые)

(А) Южная Америка - большинство месторождений в этом регионе имеют возраст от мела до палеоцена и образовались в условиях активной континентальной окраины. В этих условиях добывается большая часть гигантских месторождений меди в мире. (В) В Центральной Америке есть месторождения, которые сформировались как в континентальных, так и в островных дугах. (С) Северная Америка - большинство крупнейших месторождений имеют палеоценовый возраст и образовались на юго-западе США и северо-западе Мексики. Мезозойские месторождения Канады сформировались в обстановке океанической островной дуги, которая была аккрецирована в Северную Америку. (D) В Европе находятся месторождения Тетического пояса, сложного коллажа континентальных и островодужных сред от мелового до третичного возраста. Есть также палеозойско-протерозойские месторождения. (Е) В Азии – палеозойские и мезозойские месторождения Центральноазиатского орогенного



пояса, относящиеся к предколлизийным и постколлизийным структурам России, Монголии и Китая. (F) Юго-западная часть Тихого океана - медно-золотые месторождения, которые образовались в дугах океанических островов на Филиппинах, в Индонезии, PNG и в Новой Гвинее. (G) Связанные с палеозойской океанической дугой постколлизийные медно-золотые месторождения на юго-востоке Австралии.

Ниже приводится краткая характеристика крупнейших порфировых месторождений мира, связанных с окисленной магмой.

В их числе кайнозойские объекты на юго-западе Тихого океана, как правило, не содержащие молибден;

*Грасберг (Индонезия)* одно из крупнейших месторождений Cu-Au гипогенных порфиров с высоким содержанием меди (38,32 млн т Cu при 1,12% и 3662 т Au при 1,07 г/т) было сформировано около 3 млн лет назад. Широкое развитие ангидрита и гематита указывает на высокую летучесть кислорода вблизи буфера НМ. Месторождение связано с закрытием задугового бассейна между Индонезией и Южно-Китайским морем.

*Лепанто (Филиппины)* вмещает 5,48 млн т Cu при 0,8 мас.% и 973 т Au при 1,42 г/т. Присутствие сульфатов (ангидрита, алунита) и гематита также указывает на высокую летучесть кислорода вплоть до буфера ТМ.

*Санто-Томас II (Филиппины)* имеет общие запасы 1,2 млн т Cu 0,33 мас.% и 233 т Au при 0,64 г/т. Это также связано с сильно окисленной магмой, на что указывают прожилки ангидрита в ассоциации с магнетит-титаногематитом.

Медно-молибденовые месторождения на восточной окраине Тихого океана;

*Эль-Тениенте (Чили)* крупнейшее месторождение с общими запасами ~ 109 млн т Cu, 0,92%, 2,5 млн т Mo, 0,02% и 437 т Au, 0,035 г/т и характерными цементированными ангидритом брекчиями, а также обилием гематита, достигающими буфера НМ.

*Чукикатата (Чили)* с общими запасами ~ 106 млн т Cu при 0,71%, 1,81 млн т Mo при 0,024% и 301 т Au при 0,04 г/т. тесно связано с сильно окисленным адакитовыми магмами.

на юго-востоке Китая, в Тибете и Иране:

*Dexing* с общими запасами в 8,4 млн т Cu при 0,45%, 0,29 млн т Mo при 0,01% и 19 т Au при 0,18 г/т. Месторождение тесно связано с сильно окисленными магмами, что подтверждается обилием гематита, в том числе и во флюидных включениях.

*Цюлонг* крупнейшее месторождение порфирового типа в Китае с запасами 10,4 млн т Cu при 0,5% и 0,5 млн т Mo при 0,03%. Оно расположено в орогенном поясе Гангдзесе на юге Тибета. Большое количество гидротермального и магматического ангидрита (до 10% и более) указывает на то, что магма-гидротермальная система была сильно окисленной и богатой серой с обильными сульфатами.

*Юлонг* с запасами 7,14 млн т Cu при 0,84% и 0,15 млн т Mo при 0,028%. Обилие магнетита и гематита указывает на то, что рудоносные порфиры сильно окислены, достигая буфера ТМ

*Сар-Чешмех* входит в топ-20 крупнейших месторождений в мире с запасами 14,4 млн т Cu при 1,2%, 0,36 млн т Mo при 0,03% и 324 т Au при 0,27, расположен на юго-западе Ирана и связан с несколькими интрузивными импульсами миоценовых штоков (~ 12,2 млн лет), состав которых варьирует от диорита до кварцевого монзонита. Рудообразующие адакитовые магмы имеют высокое содержание Sr (N500 ppm) и Sr/Y (N50).

Молибденовые порфировые месторождения обычно имеют более высокое содержание SiO<sub>2</sub>, более низкое содержание FeO.

*Хендерсон (Колорадо)* состоит из 12 олигоценых риолитовых штоков с запасами 1,24 млн т Mo 0,17 мас.%.

*Шапингоу (Китай)* с общими доказанными запасами Mo более 2,2 млн т при 0,17 мас.%. Высокое соотношение циркона Ce<sup>4+</sup>/Ce<sup>3+</sup> указывает на высокую летучесть кислорода.

В последние 40 лет ГРП были в основном направлены на западные континентальные окраины Северной и Южной Америки и юго-западные острова Тихого океана. Напротив, порфировые месторождения на Евразийском континенте менее известны и исследованы.

*Порфировые месторождения на Евразийском континенте* были сформированы на протяжении большого периода геологической истории от протерозоя до кайнозоя. В фанерозое выделяются четыре орогенных пояса, в которых встречаются порфировые месторождения (рис.

46): палеозойские Центрально Азиатский (CAОВ) и Монголо-Охотский (МООВ), Тетийский евразийский (ТЕОВ) от юрского до кайнозойского возраста и восточная окраина Евразийского континента (ЕМЕС) от юры до мела, которая считается частью Прибрежно-Тихоокеанского континентального пояса.

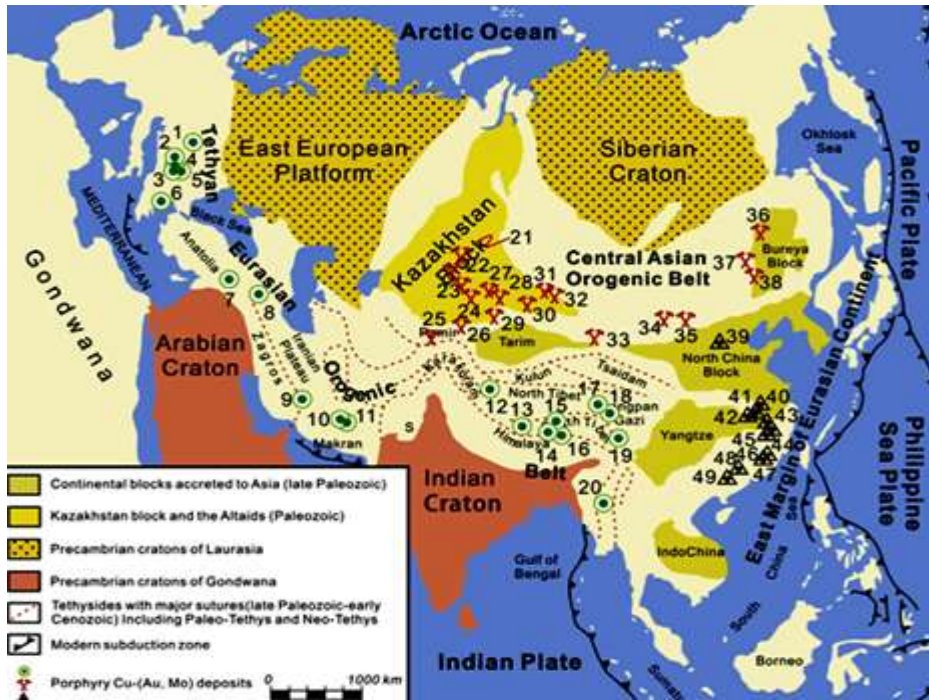


Рис. 46 Схема распределения порфировых месторождений на Евразийском континенте (1-Реск, 2-Росиа Поени, 3-Бор, 4-Майданпек, 5-Велики Квивель, 6-Скуриес, 7-Коплер, 8-Сар Чешмех, 9- Сунгун, 10-Саиндак, 11-Рекс Дик, 12-Дуобужа, 13-Сюнцун, 14-Кулонг, 15-Цзиама, 16-Нури, 17-Юлонг, 18-Маласонгдуо, 19-Пуланг, 20-Монива, 21-Бозшакол, 22-Самарск, 23-Борлы, 24-Балкаш, 25-Кал макыр, 26-Талды-Булак, 27-Саяк, 28-Актогай, 29-Коксай, 30-Баогуту, 31-Шилекудукэ, 32-Юлекенхаласу, 33-Туву, 34-Ою-Толгой, 35-Байнэймяо, 36-Дуобаошань, 37-Вунугетушань, 38-Будунхуа, 39-Мудзицун, 40-Дунгуашань, 41-Чэнменшань, 42-Феншандун, 43-Дексин, 44-Иньшань, 45- Юппин, 46-Луоболин, 47-Цицизиньшань, 48-Дабаошань, 49-Юаньчжудин).

Данные по тоннажу, содержаниям и возрастам некоторых наиболее значительных порфировых месторождений в Центральной Евразии приведены в таблице 1.

Табл. 1 Основные порфировые месторождения Центральной Евразии.

Deposit	Location	Tonnage	Grade	Contained Metal	Age		
Bozshakol (i)	Kazakhstan	1.17 Gt	0.35% Cu	0.14 g/t Au	4.1 Mt Cu	163 t Au	481 Ma
Andash (j)	Kyrgyzstan	19.2 Mt	0.4% Cu	1.10 g/t Au	0.7 Mt Cu	21 t Au	Ordovici
Taldy Bulak (k)	Kyrgyzstan	423 Mt	0.17% Cu	0.46 g/t Au	0.7 Mt Cu	196 t Au	Ordovici
Duobaoshan (m)	China, (I.M.)	951 Mt	0.46% Cu	0.13 g/t Au	4.4 Mt Cu	120 t Au	476 Ma
Tongshan (b)	China, (I.M.)	180 Mt	0.47% Cu	0.023% Mo	0.9 Mt Cu	0.04 Mt Mo	~476 M.
Nurkazgan (l)	Kazakhstan	200 Mt	0.89% Cu	0.1% Mo	1.8 Mt Cu	76 t Au	410 Ma
TB Lev. Mesoth-Porph (a,f)	Kyrgyzstan	18.7 Mt	0.2-0.3% Cu	6.9 g/t Au	1.8 Mt Cu	129 t Au	Devonia
Yubileinoe (a)	Kazakhstan	~ 10 Mt	0.42% Cu	4-5 g/t Au	0.9 Mt Cu	45 t Au	~380 M.
Oyu Tolgoi (c)	Mongolia	3.75 Gt	0.98% Cu	0.38 g/t Au	36 Mt Cu	1425 t Au	370 Ma
Tsagaan Suvarga (b,e)	Mongolia	240 Mt	0.53% Cu	0.02% Mo	1.3 Mt Cu	19 t Au	325-365
Kharmagtai (m,n)	Mongolia	229 Mt	0.35% Cu	n.a.	0.8 Mt Cu	0.8 Mt Cu	~330 M.
Tuwu-Yandong Grp (g)	China, (Xin.)						330 Ma
Tuwu (m)		280 Mt	0.75% Cu	0.16 g/t Au	2.1 Mt Cu	2.1 Mt Cu	
Yandong (m)		372 Mt	0.58% Cu	0.06 g/t Au	2.1 Mt Cu	2.1 Mt Cu	22 t Au
Koksai (a,b,m)	Kazakhstan	320 Mt	0.52% Cu	0.12 g/t Au	1.6 Mt Cu	1.6 Mt Cu	37 t Au
Kounrad (a,b) - original remaining 2010 (l)	Kazakhstan	>800 Mt	0.62% Cu	0.1-0.76 g/t Au	>5 Mt Cu	>600 t Au	330 Ma
Altkogai Group (a)	Kazakhstan	169 Mt	0.32% Cu	0.02 g/t Au	0.5 Mt Cu	3 t Au	
Altkogai (l)		1.72 Gt	0.34% Cu	1.39 g/t Ag	0.04 g/t Au	5.8 Mt Cu	68 t Au
Aidarly (l)		1.53 Gt	0.38% Cu	1.42 g/t Ag	0.01 g/t Au	5.8 Mt Cu	15 t Au
Bengala (a,m)	Kazakhstan	309 Mt	0.42 % Cu	0.003% Mo	0.07 g/t Au	1.3 Mt Cu	21 t Au
Kal'makyr-Dalnee(a) or (m)	Uzbekistan	>5 Gt	0.47-0.51% Cu	0.023% Mo	0.35-0.6 g/t Au	>21 Mt Cu	>2000 t Au
Erdenet (d,e)	Mongolia	1.78 Gt	0.62% Cu	0.025% Mo	0.37 g/t Au	24 Mt Cu	2250 t Au
Wunugetushan (b,m)	China, (I.M.)	495 Mt	0.45% Cu	0.09% Mo	11 Mt Cu	11 Mt Cu	0.45 Mt Mo
Jiguarsan (h)	China, (I.M.)	100 Mt	n.a.	0.08-0.11 Mo	n.a.	n.a.	188-182
							155 Ma

Abbreviations: Gt= billion tonnes; Mt= million tonnes; t=tonnes; g/t= grams per tonne; Mesoth-Porph = mesothermal to porphyry Au; Carbonifrs = Carboniferous; Xinjiang; I.M. = Inner Mongolia; TB Lev. = Taldy Bulak Levoberezhny; n.a. = not available.

Порфиновые месторождения САОВ и МООВ формировались в магматических дугах, начиная с позднего неопротерозоя, через палеозой и заканчивая юрой. Наиболее важные месторождения на рис. 47

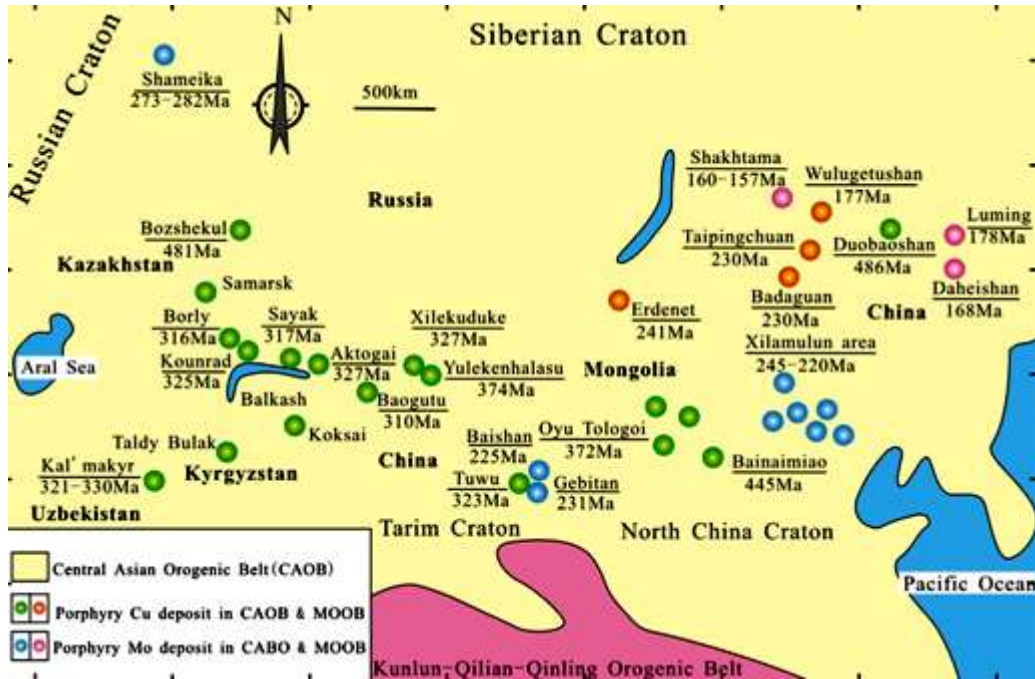


Рис. 47. Схема распределения основных порфирических месторождений в САОВ и МООВ (в знаменателе - возраст формирования).

Возраст формирования порфирических месторождений смещался с востока на запад и с севера на юг от ордовика до средней юры, следуя магматическим фронтам аккреционного орогена.

Порфирические месторождения ЕМЕС в основном сосредоточены в Восточном Китае (рис. 48).



Рис. 48. Распределение основных медно-молибденовых месторождений в Восточном Китае.

Несколько месторождений молибдена мирового класса, включая Шапингоу, Дунгоу, Ючилин, Цяньчжун генетически связаны с гранитами S-типа и, вероятно, происходят из корового источника.

Порфировые месторождения ТЕОВ сформированы в позднем меловом периоде (около 90 млн лет назад) в связи с субдукционным магматизмом во время сближения Индии с Евразийской плитой. В Тибете есть два порфировых пояса - Гангдеский на юге и Бангунху-Нуцзянский на севере (рис. 49).

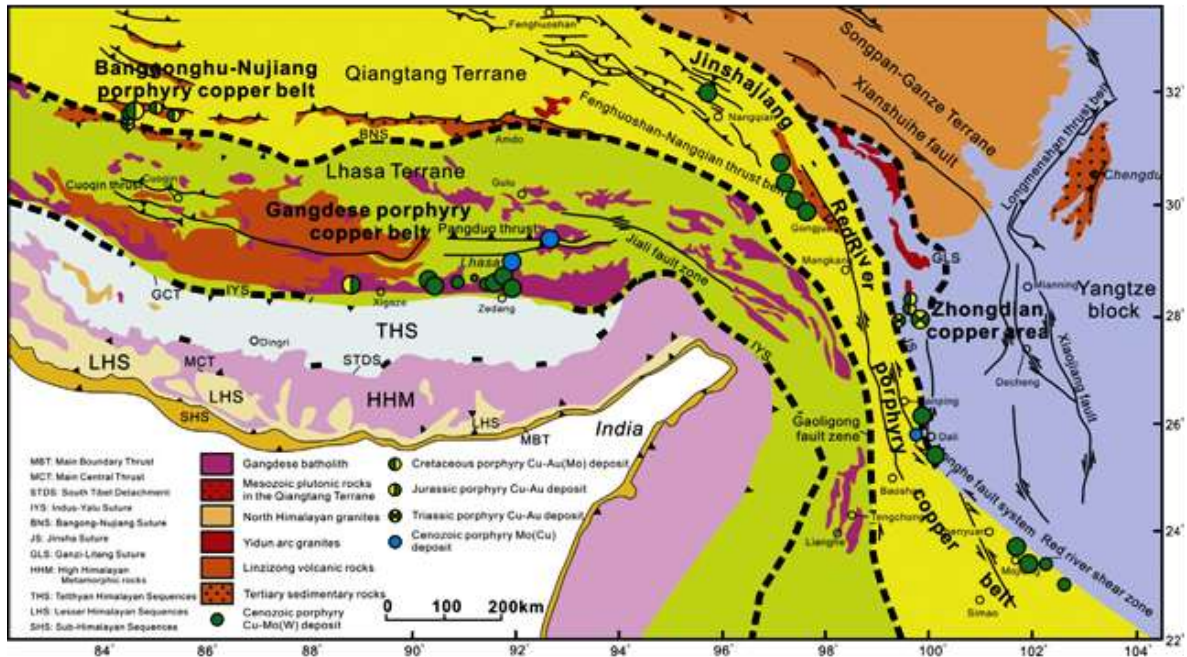


Рис. 49. Распределение основных порфировых месторождений на восточной и юго-восточной окраинах Тибетского плато

Месторождения в Гангдеском поясе, обогащены калием и относятся к шощонитовой или высококалиевой известково-щелочной серии, характеризующейся обогащением литофильными элементами (LILE). Rb, K, U, Th, Sr, Pb и обеднением элементами (HFSE) Nb, Ta, Ti и тяжелыми редкоземельными элементами (HREE) и Y без аномалий Eu. Эти геохимические признаки предполагают, что субдукция играла доминирующую роль в их петрогенезисе. Три стадии геодинамической эволюции Гангдеского рудного пояса показаны на рисунке 50.

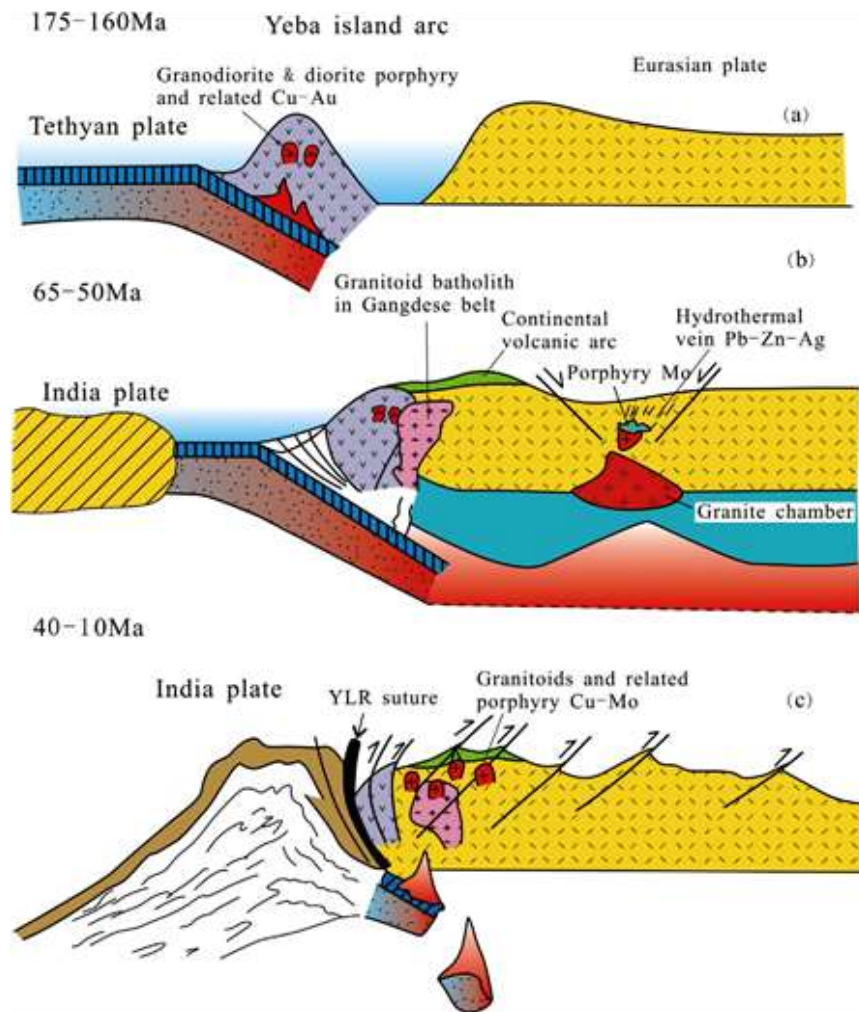


Рис. 50. Тектоническая эволюция и металлогения Гангдзеского рудного пояса. (а) среднеюрские Cu-Au порфиновые месторождения, связанные с субдукцией, в островной дуге Йеба; (б) раннекайнозойские порфиновые Mo и гидротермальные Pb-Zn-месторождения жильного типа, связанные с поздней субдукцией и ранней коллизией в задуговом бассейне континентальной окраины; (с) кайнозойские порфиновые системы Cu – Mo (W) в условиях постколлизиионного растяжения.

Ниже приведены краткие характеристики порфиновых месторождений Центральной Евразии от Уральских гор в России до Тихоокеанского побережья.

*Месторождения Восточного Казахстана.*

Они образовались в пределах Казахско-Монгольской магматической дуги в конце кембрия - начале ордовика, ок. 481Ma (рис. 51).

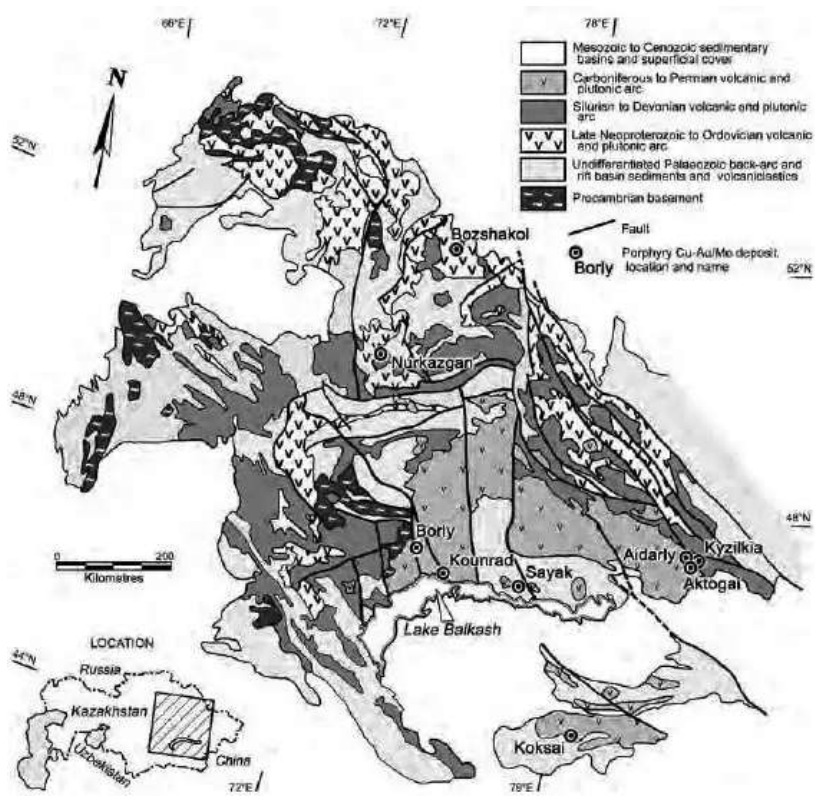


Рис. 51. Геологическая схема Восточного Казахстана с основными порфировыми месторождениями.

*Бозшаколь* с подтвержденными запасами 176,2 Мт при 0,72% Cu, 0,014% Mo и 0,28 г/т Au (рис. 52),

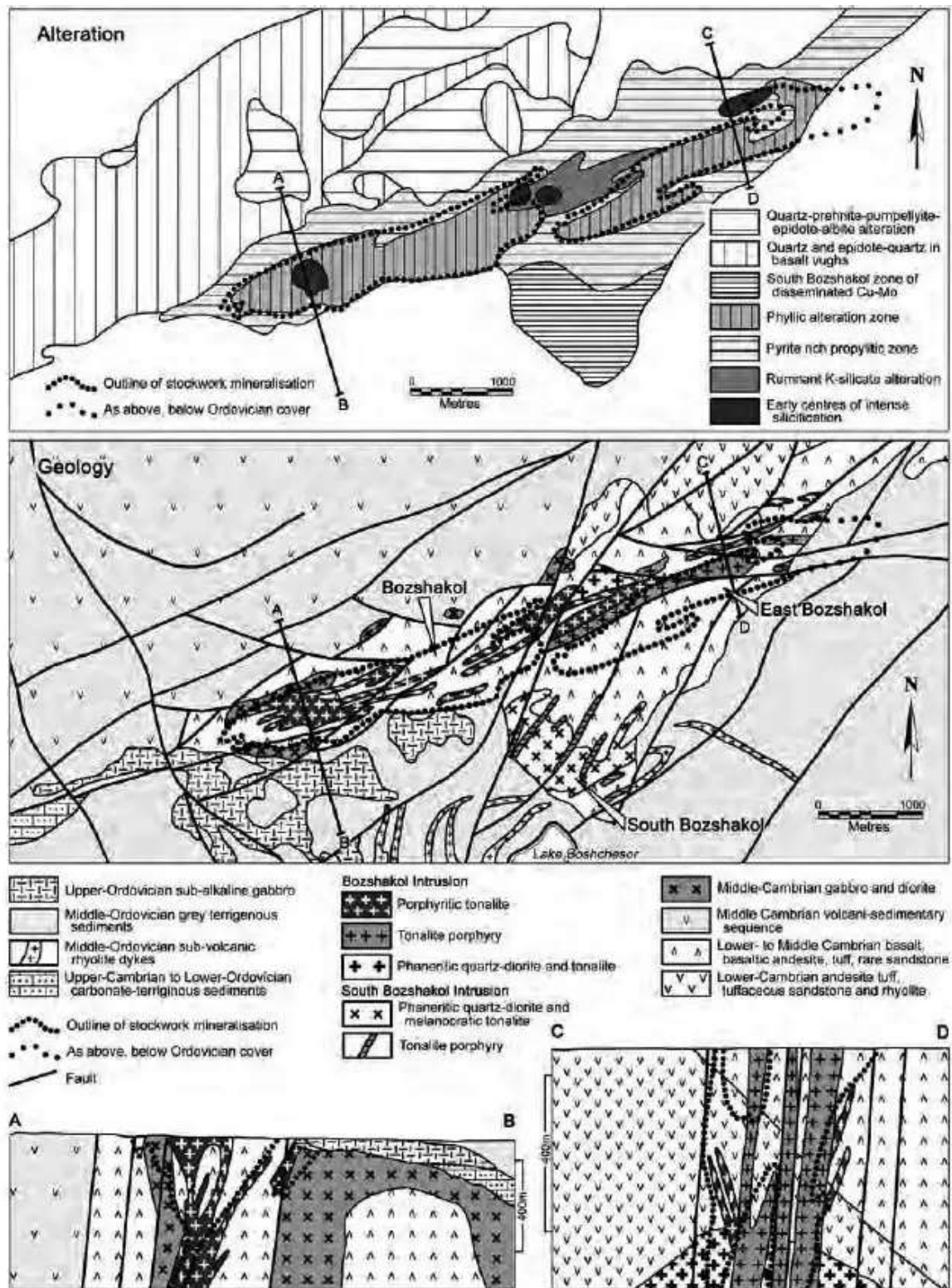


Рис. 52. Геология, изменения и оруденение Бозшакольского месторождения.

Оруденение связано с гранитоидами среднего кембрия. Ранние фазы представлены мелкозернистыми роговообманкованными диоритами и диорит-порфирами среди ранне-среднекембрийских вулканических пород. Они, в свою очередь, прорваны средне- и крупнозернистыми кварцевыми диоритами и тоналитами, сопровождающими рудную минерализацию. Внедрение минерализованных интрузий и распространение руды контролируются системой разломов северо-восточного простирания. В центральных частях

рудной системы развиты калиевые изменения, окруженные биотитовым и пропилитовым ореолами. Начальная фаза калиевых изменений представлена гематит-кварцевыми, биотит-магнетитовыми, пирротит-халькопирит-пиритовыми, халькопиритовыми с пренитом и молибденит-халькопиритовыми минеральными ассоциациями. Пострудная минерализация представлена прожилками кварца, цеолита и кальцита.

*Нурказган* сформировано в пределах около 410 млн лет назад, в период от позднего силура до раннего девона. Оруденение связано с внедрением порфировидного диорита поздней стадии и многочисленными брекчиевыми трубками и представлено вкраплениями и штокверками халькопирита, пирита и молибденита с содержанием меди 0,3–0,5 местами до 3% Cu и 1 г/т Au. Оно сопровождается калиевыми и пропилитовыми изменениями, характеризующимися хлоритом и эпидотом. Руды с высокой сульфидированностью представлены ассоциацией халькоцит-ковеллит-тетраэдрит.

*Юбилейное* расположено в пределах Магнитогорско-Мугоджарской зоны Урала и заложено в пределах Урало-Жарминской магматической дуги во время среднего девона, ок. 380 Ма (рис. 53). Минерализация представлена штокверком в плагиогранитовых порфирах. В пределах рудного тела присутствуют скарновые, калиевые и филитовые изменения. Минерализация представлена магнетитом, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, тетраэдритом, антимонитом и самородным золотом с небольшими количествами сфалерита, галенита, шеелита, молибденита, борнита, гематита (мартита), рутила, ильменита. Средние содержания составляют 4–5 г/т Au, 0,42% Cu и 65 г/т Ag.



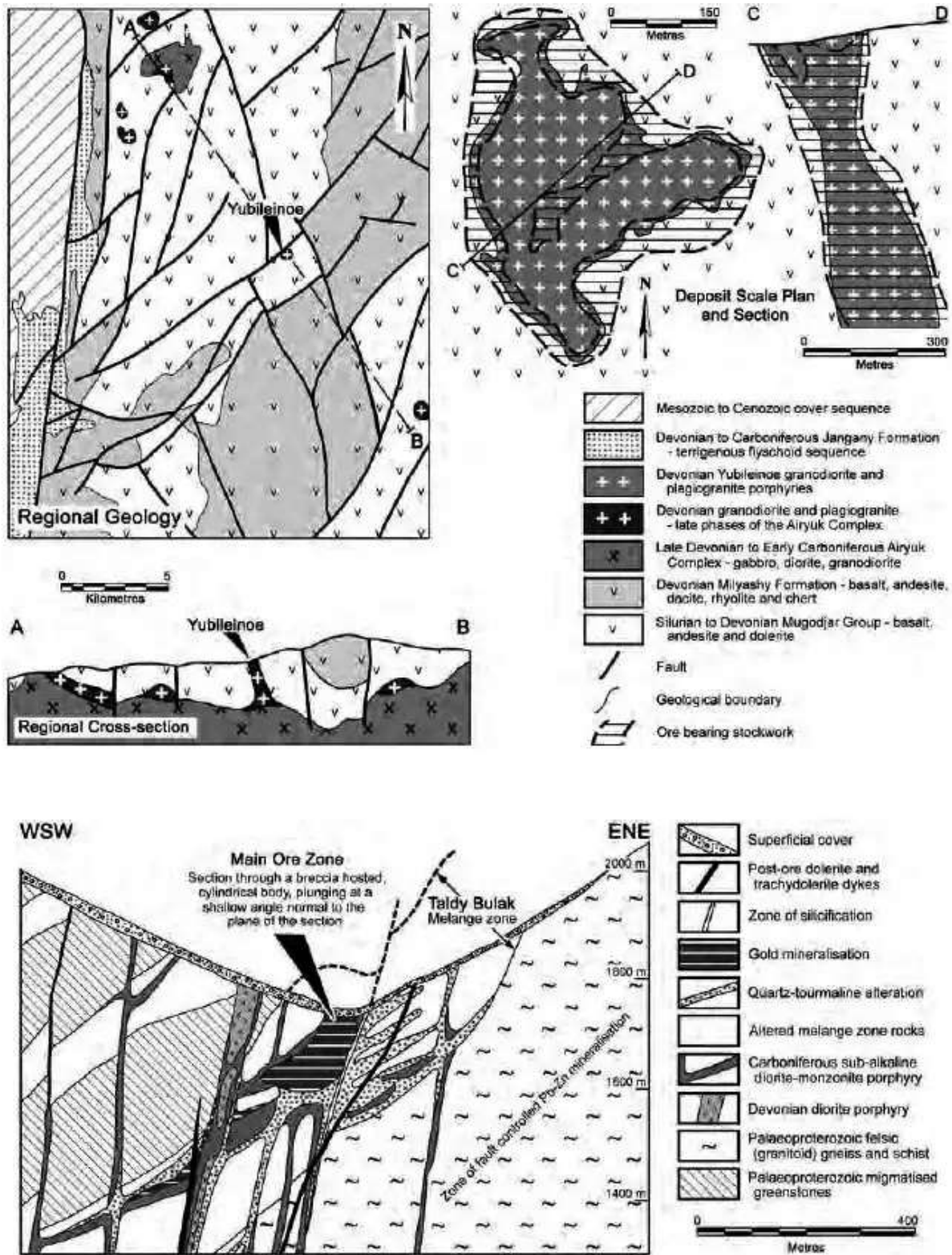


Рис. 53. Схемы и разрезы месторождения Юбилейное.

Актогайская группа месторождений (Актогай, Айдарлы и Кызылкия) имеет совокупные ресурсы более 3,25 млрд тонн руды, содержащей >12 млн т Cu и >80 т золота (рис. 54).

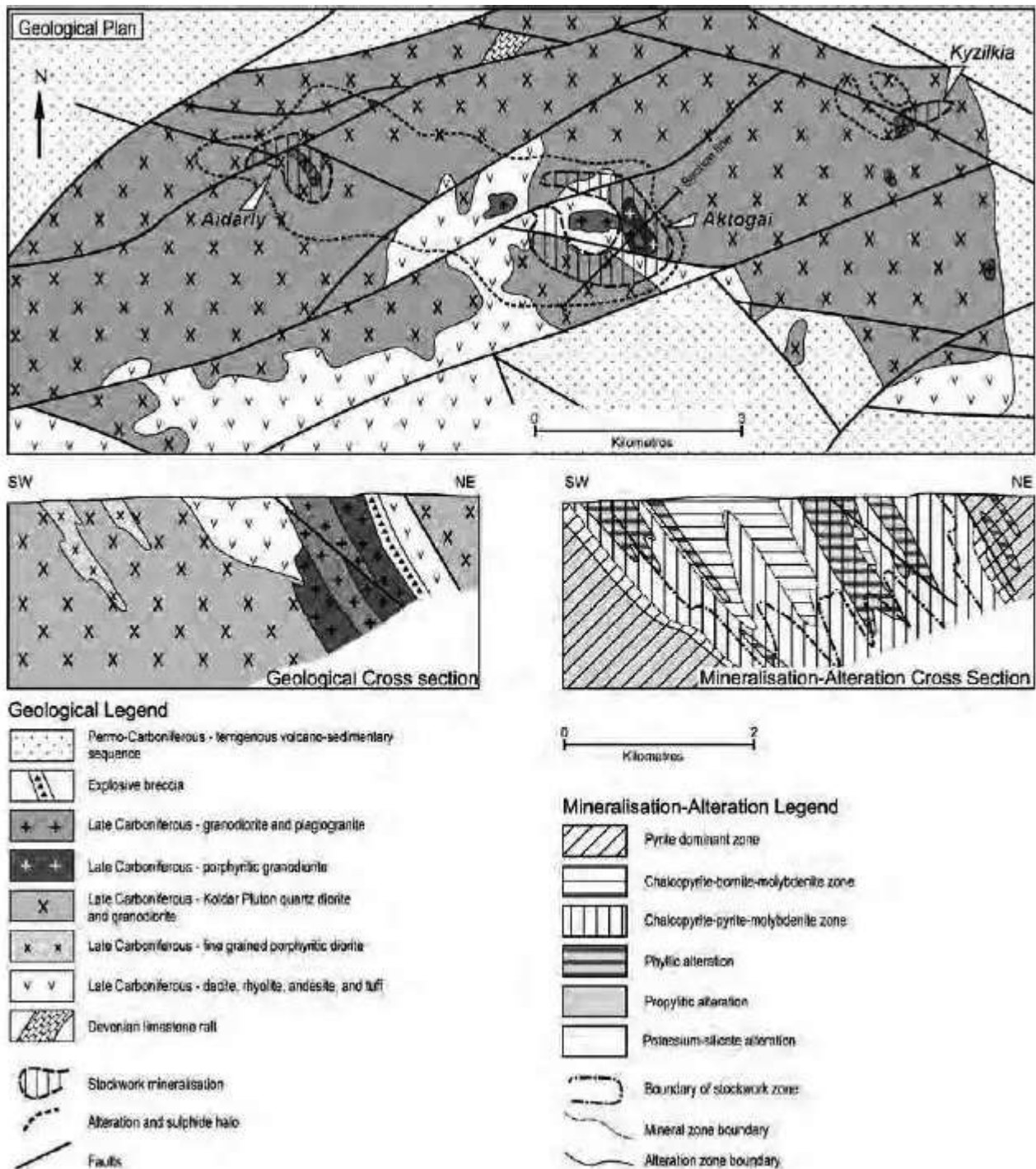


Рис.54. Схема и разрезы Актогайской группы месторождений.

*Актогай* приурочено к штоку порфировидного гранодиорита максимальным диаметром 2500 м, сопровождаемым кварц-биотитовыми и серицит-турмалиновыми брекчиями. Безрудное ядро месторождения представлено кремнистыми и серицит-кварцевыми изменениями. По периферии развиты калиевые изменения, охватывающие кольцом основное рудное тело. Внешняя зона порфировой системы занята пропилитовым ореолом, содержащим эпидот-амфибол и альбит-хлорит-пренит. Оруденение обнаруживает зональность от борнита-халькопирита в центре до халькопирита-пирита.

*Айдарлы* представлено штоком рудоносных гранодиорит-порфиров среди диоритов, кварцевых диоритов и гранитов Кольдарского плутона. Рудное тело напоминает сужающийся вниз конус с безрудным ядром, занятым зоной окремнения. По периферии - калиевая зона, окруженная ореолом пропиловых изменений. Рудное тело представляет собой Cu-Mo штокверк в раннекалиевой зоне с наложенными филлическими изменениями. На его внешних границах развита полиметаллическая (Pb-Zn) прожилковая и жильная минерализация.

*Кызылкия* подверглось более глубокой эрозии, чем два других. Рудные тела представлены серией зон халькоцит-борнит-халькопиритовых руд, сопровождаемых калий-силикатными и филлическими изменениями.

*Коунрад* до начала добычи содержало более 800 млн тонн руды со средним содержанием меди 0,62% и до 0,76 г/т золота (рис. 55).

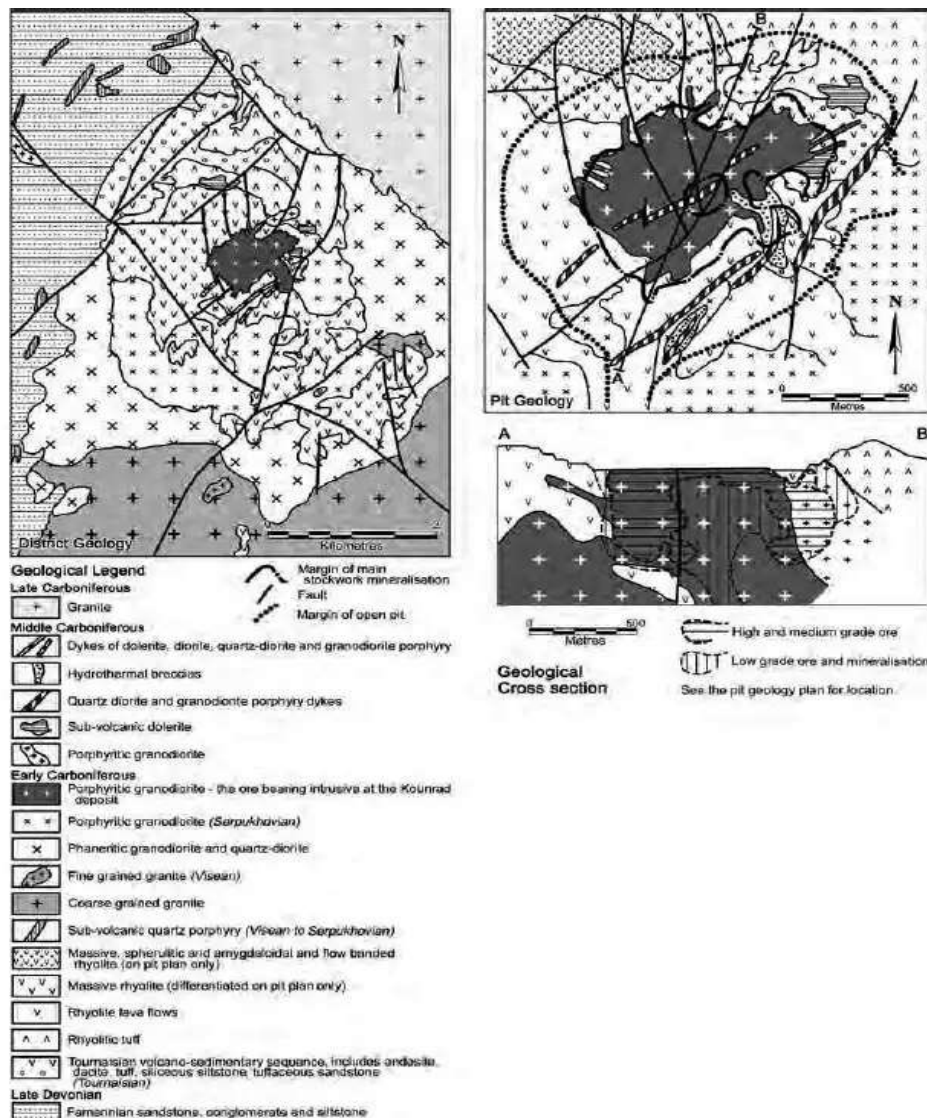


Рис. 55 Геологическая схема и разрез месторождения Коунрад.

Оно связано с вторжением (около 330 млн лет назад) гранитоидов в толщу осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических пород. Порфировая система представлена минерализованными гранодиоритами. Широко распространены гидротермальные брекчии и

серии даки нескольких стадий. Распределение оруденения и гидротермально-метасоматических изменений показано на рисунке 56.

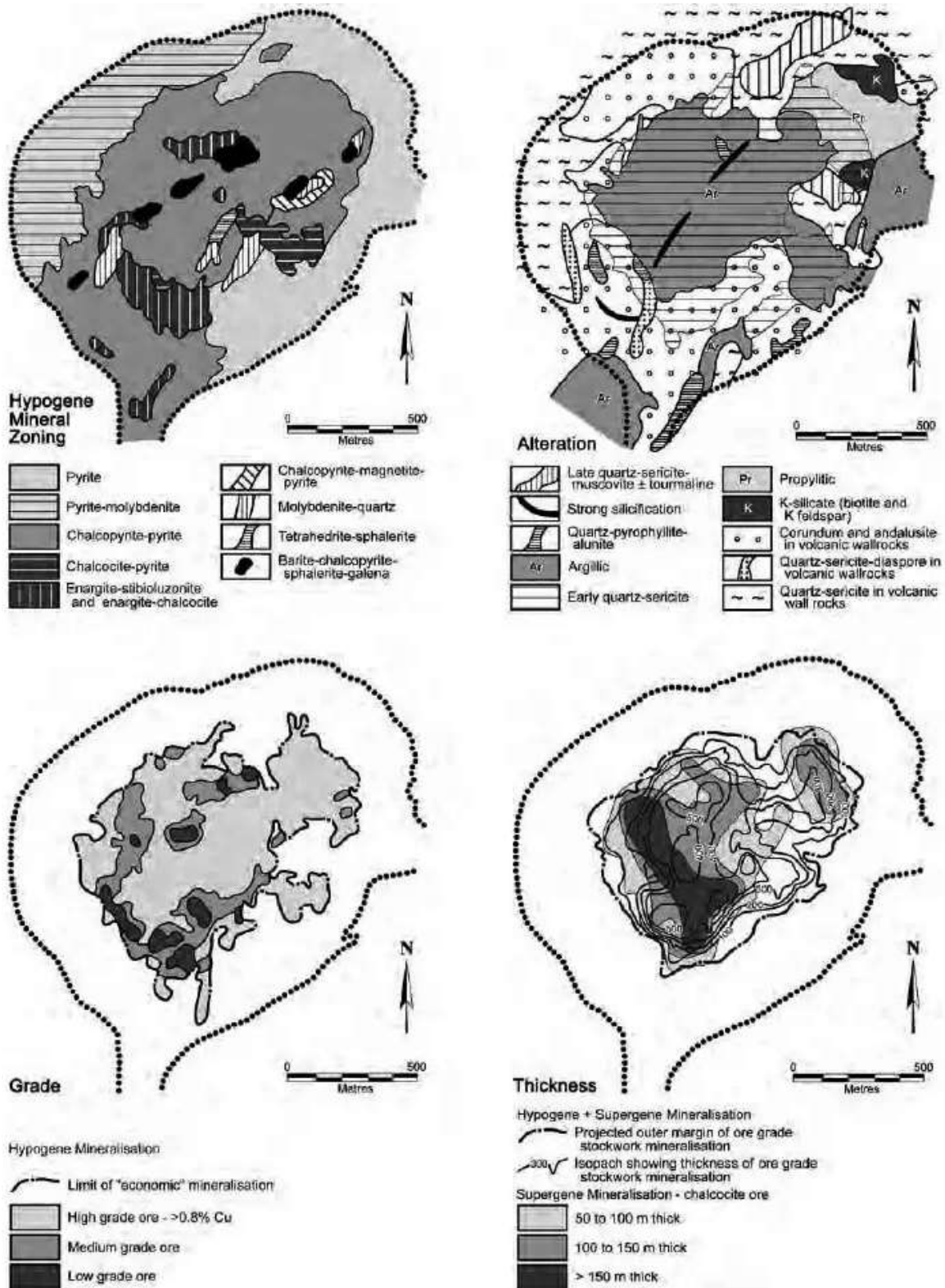


Рис. 56. Распределение оруденения и гидротермальных изменений.

Гипогенная минерализация месторождения перекрыта гипергенным профилем, толщиной в среднем 20 м, в котором присутствуют гематит, ярозит, куприт, мелаконит, самородная медь, брошантит и хризоколла, а в зоне вторичного обогащения - халькоцит и ковеллит. Руда

представлена пиритом, халькопиритом, молибденитом, энаргитом, тетраэдритом и гипогенным халькоцитом. Брекчиевые трубки содержат пирит, халькопирит, борнит, тетраэдрит и молибденит. Гидротермальные изменения и минерализация разделены на три этапа. Ранний включает кварц-серицитовую ассоциацию; второй характеризуется образованием корунд-кварцевой, кварц-андалузитовой, кварц-серицитовой и пропилитовой ассоциаций, а также кварц-каолинитовую аргиллитовую; заключительный связан с формированием оруденения и характеризуется слюдяно-кварц-турмалиновой ассоциацией.

*Коксай* (табл. 1) связано с апорфировым лакколитом, прорывающим толщу дацитовых и риолитовых лав и туфов раннего и среднего карбона, туфопесчаники и песчаники, несогласно перекрывающие силурийский фундамент. Оруденение прослежено до глубины 1000 м и включают пирит, халькопирит, магнетит, борнит и молибденит. Изменения включают в себя ранний кремнезем-полевой шпат с ассоциированным хлоритом, последующую стадию кварц-серицит-хлорит и позднюю, характеризующуюся кальцитом и баритом.

*Борли* связано с анапофизом более крупного Кызылжальского плутона. Центральное рудное тело имеет длину 800 м, ширину 15–340 м и прослежено до глубины 460 м, а восточная зона - 260 м. 50–150 м на поверхности и сохраняется на глубине до 120 м. Ассоциация гидротермальных изменений, сопровождающая минерализацию, представлена кварцем, серицитом с хлоритом и карбонатами. Рудная минеральная ассоциация включает пирит, халькопирит и молибденит с небольшими количествами сфалерита, тетраэдрита, теннантита, галена, магнетита, борнита, халькоцита и пирротина. Содержания рудных металлов - 0,34% Cu, 0,011% Mo и 0,03 г/т Au.

*Бенкала* имеет ресурсы 360 Mt руды при 0,62% Cu, 0,003% Mo и 0,07 г/т Au. Оруденение связано с интрузиями и дайками Соколовско-Сарбайского диорит-гранитного комплекса, которые прорывают раннекарбоновую толщу вулканов. Минерализация представлена штокверком, размером 1200-800 м, прослеженным до глубины 700 м. Основной ресурс состоит из халькоцита и борнита. Изменения в гипогенной зоне включают щелочную фазу, характеризующуюся альбитом, калиевым полевым шпатом, биотитом, кремнеземом и турмалином, сопровождаемые пропилитовым ореолом хлорита, эпидота и пренита, наложенную на кварц-серицитовую ассоциацию с хлоритом и карбонатом. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом и магнетитом, с небольшими количествами молибденита, борнита, халькоцита, дигенита и рутила.

#### *Месторождения Кыргызстана.*

Они развиты в пределах раннепалеозойской Кипчакской магматической дуги и связаны с диоритовыми томонзодиоритовыми порфирами среднего ордовика, которые прорывают

островные дуги позднего кембрия - среднеордовикские, терригенные вулканические породы (рис. 57).

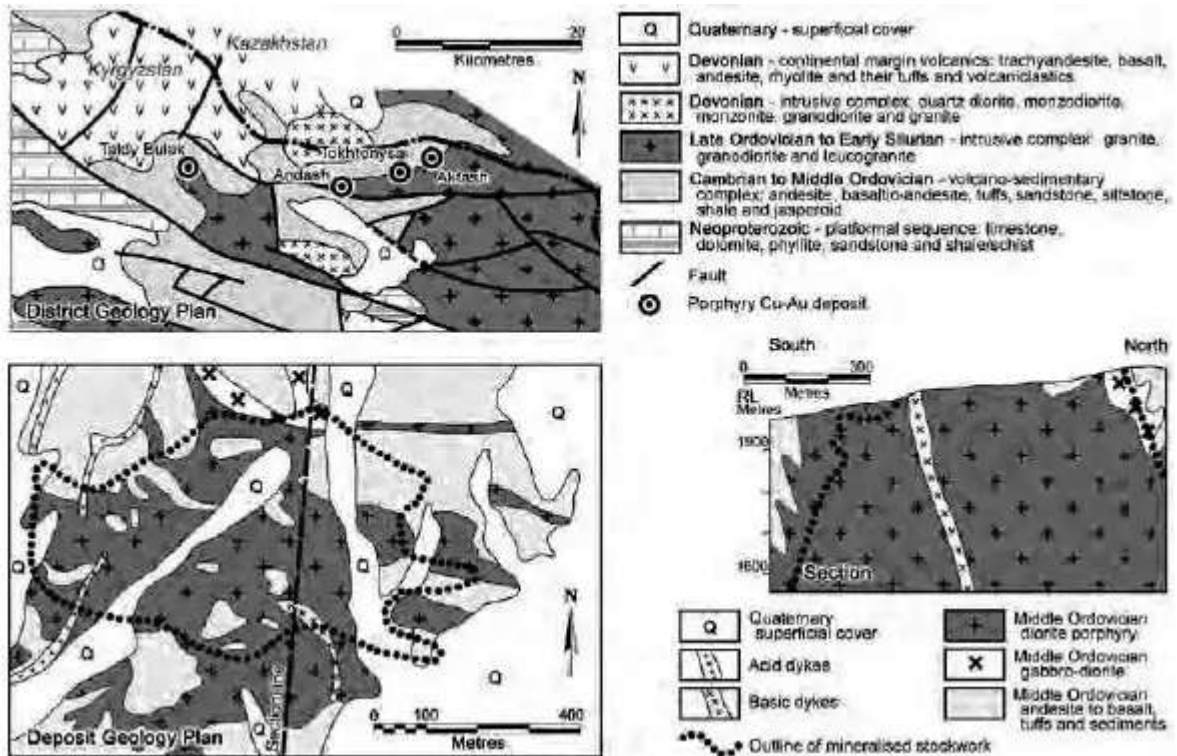


Рис. 57. Геологический план и разрез месторождения Талды-Булак.

*Талды Булак* является самым большим в группе с ресурсами в 540 млн тонн при 0,27% Cu, 0,5 г/т Au и 0,008% Mo. Оруденение заключено в среднеордовикском диоритовом порфировом штоке, развивающемся на окраине более протяженного позднеордовикско-раннесилурийского гранит-гранодиорит-лейкогранитового комплекса, который внедряется в толщу позднекембрийской и среднеордовикской островных дуг, включающую сланцы, алевролиты, конгломераты, туфы, андезиты и андезито-базальты. Рудное тело имеет эллиптическую форму, размером 1100 x 700 м. Рудная минерализация прослеживается до глубины 500 м.

*Андаш* представляет собой штокверк, размером 400 x 200 м, в пределах грано-диорит-порфира, связанный с трубчатыми, окремненными, зонами брекчий, известными как «кварцо-семетасоматиты». Основные типы изменений включают кварц-полевошпатовые, кварц-турмалиновые, пропилитовые, филлические и аргиллитовые ассоциации. Оруденение связано с зонами кварц-серицит-хлоритовых изменений. Основные рудные минералы - пирит, халькопирит, магнетит и гематит, с небольшими количествами сфалерита, тетраэдрита, галенита и пирротина.

*Талды Булак Левобережный* представляет собой жильно-штокверковый комплекс в девонских диорит-порфирах и карбоновых субщелочных диорит-монзонитах. Основное оруденение сформировано в пределах зоны меланжа мощностью 200–300 м. Сульфиды

составляют от 2 до 40% минерализованной зоны: пирит, халькопирит, галенит, арсенопирит и сфалерит.

*Калмакыр-Дальне (Узбекистан)* представляет собой крупнейшую порфировую систему, содержащую >21 млн т Cu и >2000 т Au. Оруденение образовалась в пределах магматической дуги каменноугольного периода (рис. 58) примерно на уровне 320–290 млн лет назад.

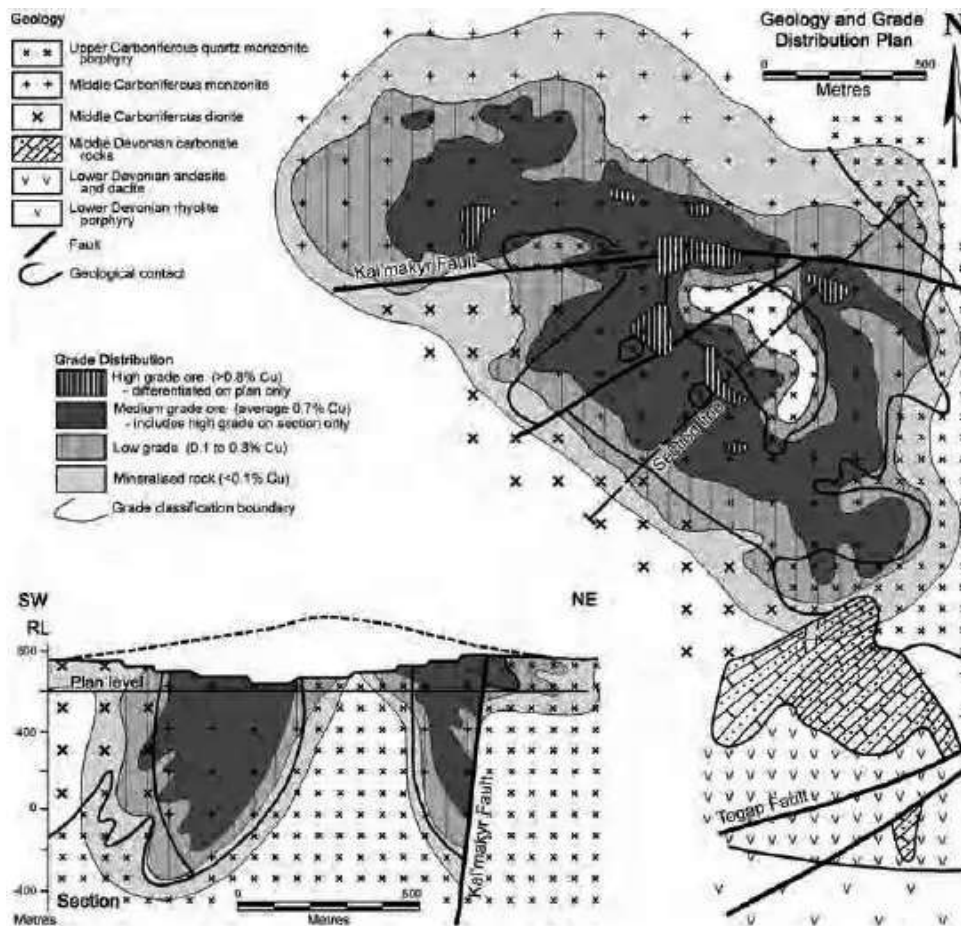


Рис 58. Схематическая геологическая карта и поперечный разрез порфирового месторождения Калмакыр.

Вмещающими породами являются монцонитовые и диоритовые порфиры. Рудные залежи с разным уровнем развития окисления, выщелачивания и обогащения гипергенным сульфидом могут достигать мощности более 70 м.

*Туву-Яньдун (Синьцзян–Китай)* образовалось в пределах Казахско-Монгольской магматической дуги и орогенного пояса Северного Тянь-Шаня в каменноугольный период около 330 млн лет назад. Оно содержит 144,5 млн тонн руды при пороговом содержании 0,72% меди и 0,16 г/т золота (рис. 59).

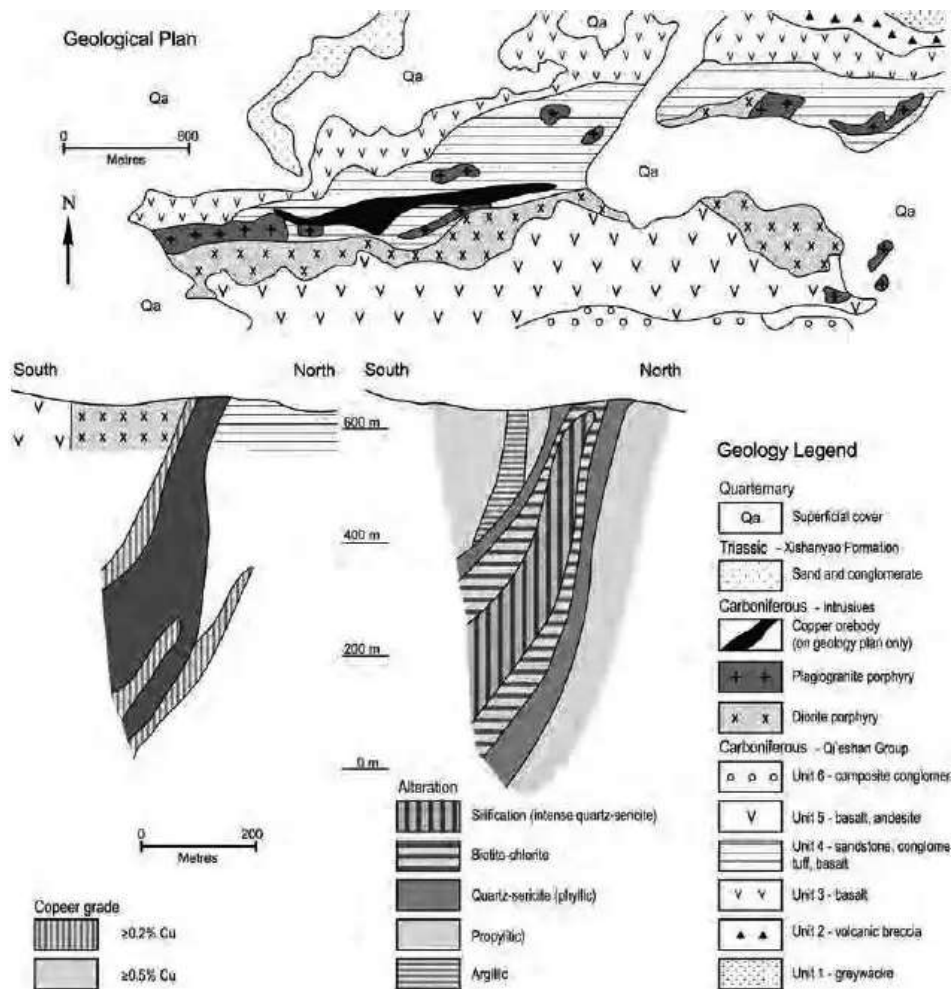


Рис 59. Геологическая схема и разрезы месторождения Туву.

Руды, представленные преимущественно халькопиритом и пиритом, реже борнитом, содержат большое количество гематита и магнетита. Зоны гидротермальных изменений представлены от центра к периферии - кварцевым ядром, хлорит-биотитовой, кварц-серicitовой, аргиллитовой и пропилитовой минерализацией. Пропилитовая зона сложена хлоритом, эпидотом и альбитом и является наиболее распространенными изменениями.

#### *Порфировые системы на южной окраине Сибирского кратона.*

Они различаются по масштабам и содержаниям Cu и Mo. Их возраст варьируется от кембрия до средней и верхней юры. По возрасту и их пространственному положению можно выделить три рудных пояса: ранне-средний палеозойский (Алтае-Саянский сегмент, Россия), позднепалеозойский-раннемезозойский (Северная Монголия) и мезозойский (Восточное Забайкалье, Россия). В целом, оруденение имеет тенденцию омоложения возраста и уменьшения отношения Cu/Mo с запада на восток (рис. 60).



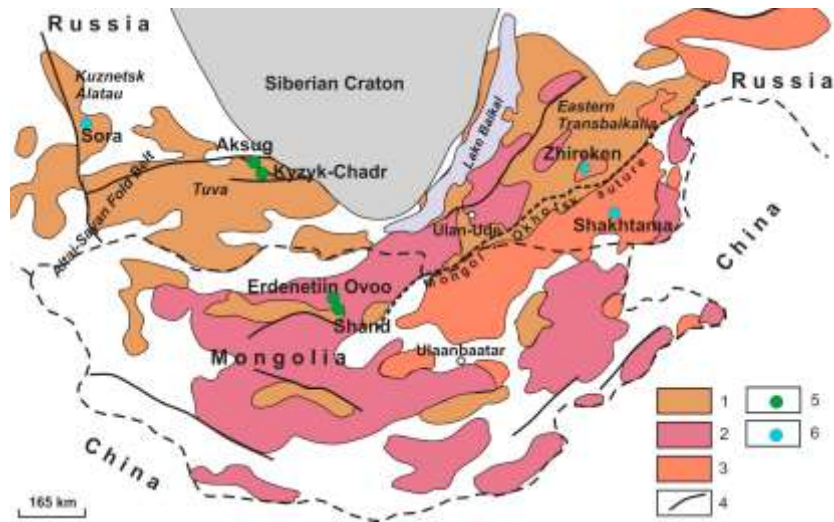


Рис. 60. Палеозойско-мезозойский магматизм на южной окраине Сибирского кратона и расположение основных порфировых месторождений. 1–3: Магматические пояса. 1 - ранний палеозой; 2 - поздний палеозой - ранний мезозой; 3 - мезозойский; 4 - разломы; 5 - Cu(Mo) и 6 - Mo(Cu) месторождения.

*Sora (Mo)* эксплуатируется с 1956 года. Оставшиеся запасы составляют 111 тыс. т Мо с содержанием 0,06%. Среднее содержание Cu - 0,055%, Ag - 2,3 г/т. Коллизионный (кембрий-ордовикский) плутон представлен ассоциацией монцодиорит-граносиенит-лейкогранит и включает породы трех интрузивных комплексов (рис. 61).

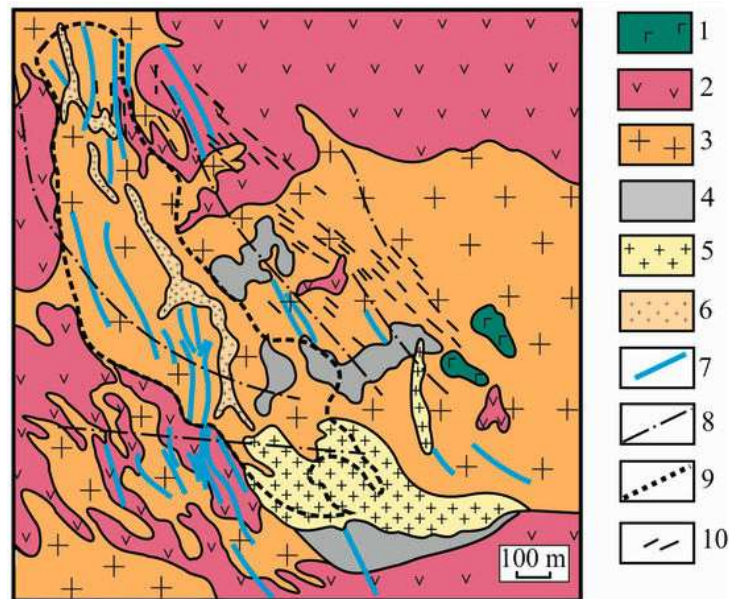


Рис 61. Геологическая карта месторождения Сора:

1 - габбро, монцогаббро, сиеногаббро; 2 - сиенодиорит, сиенит, гранодиорит, диорит, монзонит; 3 - лейкогранит, аплит; 4 – калиевые метасоматиты; 5–6: рудоносный порфировый комплекс, 7 - дайки; 8 - разломы; 9 - контур брекчиевых руд; 10 - кварц-молибденитовые жилы.

Основная минерализация связана с внедрением порфирового комплекса, включающего монцодиориты, диориты, граносиениты и граниты. Порфиры образовались в переходный период от орогенеза к рифтингу. Устанавливаются два импульса оруденения, представленных штокверком и брекчиевыми рудами. Содержание Мо в руде - 0,5–1%. Вертикальная протяженность минерализации около 1000 м. Датирование Re–Os указывает на два различных периода минерализации примерно 505 и 470 млн лет соответственно.

*Аксуг (Cu-Mo-Au)* - одно из крупнейших порфировых месторождений в России. Установленные ресурсы - 236 млн т руды с содержанием меди 0,67%, золота 0,18 г / т, молибдена 0,019%, предполагаемые - 486 млн тонн руды с содержанием меди 0,37%, 0,07 г/т. т Au, 0,008% Mo и 0,16 г/т Re. Порфировая система приурочена к глубинному разлому и включает штоки и дайки натриевых, известково-щелочных диоритов, тоналитов, плагиогранитов и габбродиоритовых порфиров (рис. 62).

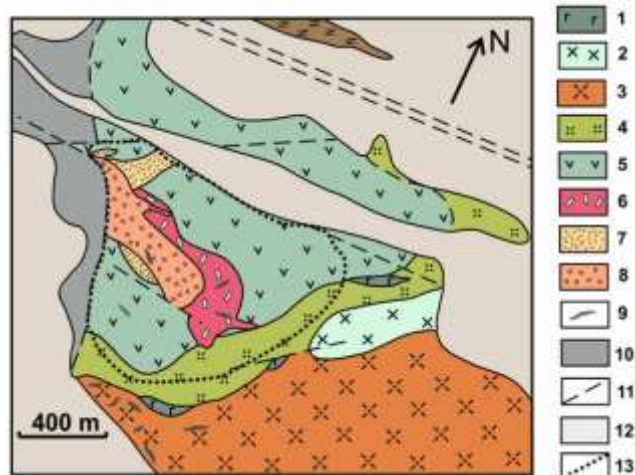


Рис. 62. Геологическая карта месторождения Аксуг.

1 - габбро; 2 - диорит; 3 - пироксен-роговообманковый кварцевый диорит; 4 - роговообманковый кварцевый диорит; 5 - тоналит; 6–8: Аксугская порфировая серия, 6 - порфир-тоналит; 7 - гранодиорит-порфир I; 8 - гранодиорит-порфир II; 9 - гранит-аплитовая серия: дайки гранодиоритов, гранитов, аплитов; 10 - вулканогенно-осадочная серия; 11 - современные отложения; 12 - разломы; 13 - рудная зона.

Рудное тело напоминает усеченный асимметричный конус с голым кварцевым ядром. Штокверковая минерализация приурочена к штоку порфиров и локализована в кварц-серицитовых породах. Промышленное жильно-штокверковое и вкрапленное медно-молибденовое оруденение связано с грано-диорито-порфирами и представлено халькопирит-борнит-молибденитовой рудой (0,3–1,0% Cu; 0,01–0,02% Mo). Общая временная последовательность минеральных ассоциаций: 1) кварц-пирит с гематитом; 2) кварц-молибденит с пиритом и халькопиритом; 3) кварц-халькопирит с борнитом, пиритом и молибденитом; (4) полисульфиды с блеклой рудой, энаргитом, галенитом и сфалеритом; (5) кварц-кальцит. По данным Re–Os и U–Pb датировок месторождение образовалось в кембрийский период.

*Жирекенское (Cu-Mo)* имеет запасы в 88 тыс. т Mo с содержанием 0,1% и 66 тыс. Тонн Cu с содержанием 0,068%. Оруденение во времени и пространстве связано со штоками гранитных порфиров, прорывающими гранитоиды среднеюрского плутонического комплекса (рис. 63).

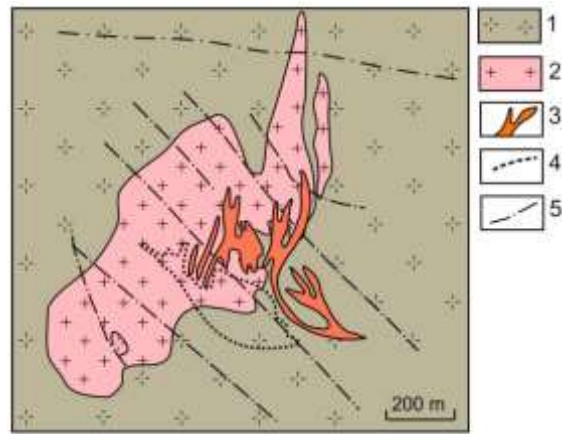


Рис. 63. Геологическая карта Жирекенского месторождения.

1 – гранитоидный комплекс; 2 - лейкогранит; 3 - гранит-порфир; 4 - минерализованный штокверк; 5 - разломы

Интрузивные комплексы имеют геохимические характеристики известково-щелочных К-адакитов, типичных для гранитоидов «дугообразного» типа. Re–Os датировка молибденита месторождения Жирекен составляет  $163 \pm 1$  млн лет.

*Шахтаминское (Cu-Mo)* с ресурсами ~ 50 тыс. т Mo с содержанием 0,1% и ~ 50 тыс. т Cu с содержанием 0,1% связано с Шахтаминским плутоном и приурочено к кварцевым монцонитам и гранит-порфирам высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий (рис. 64).

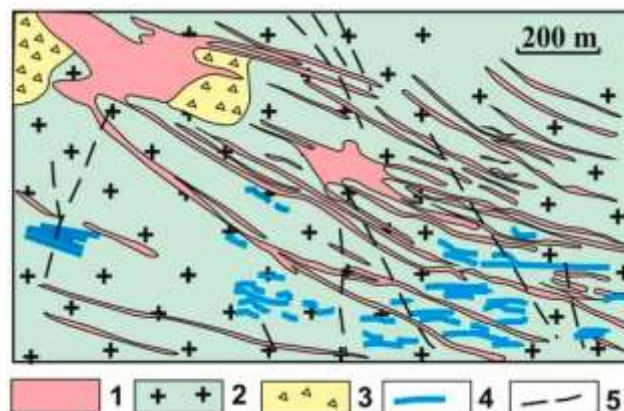


Рис. 64. Геологическая карта Шахтаминского месторождения.

1 - гранит, граносиенит, гранодиорит, монцонит, габбро; 2 - гранит, гранодиорит, монцонит-порфир; 3 - брекчии; 4 - кварц-молибденитовые жилы; 5 - разломы.

Молибденовая минерализация представлена кварц-молибденитовыми жилами, содержащими пирит и халькопирит. Re–Os-возраст образцов молибденита из месторождения находится в диапазоне 160–157 млн лет.

*Эрдэнетиин Овоо (Cu-Mo)* - одно из крупнейших месторождений медно-молибденовых руд в Монголии с оценочными запасами в 7,6 млн т меди и 216,6 тыс т молибдена в примерно 1500 млн т руды с содержанием 0,51% меди и 0,015% молибдена (рис. 65).

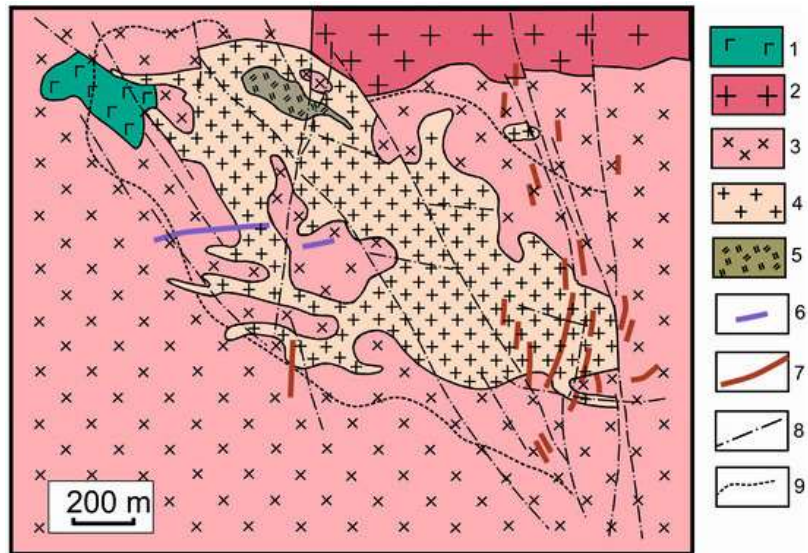


Рис. 65. Геологическая карта месторождения Эрдэнэтийн Овоо.

1 - габбро; 2 - граносенит; 3 - гранодиорит; 4 - диорит-порфир, гранодиорит-порфир; 5 - фельзит; 6 – дайки монцодиорит-порфира; 7 – дайки андезитов и трахиандезит-порфиров; 8 - разломы; 9 - рудная зона.

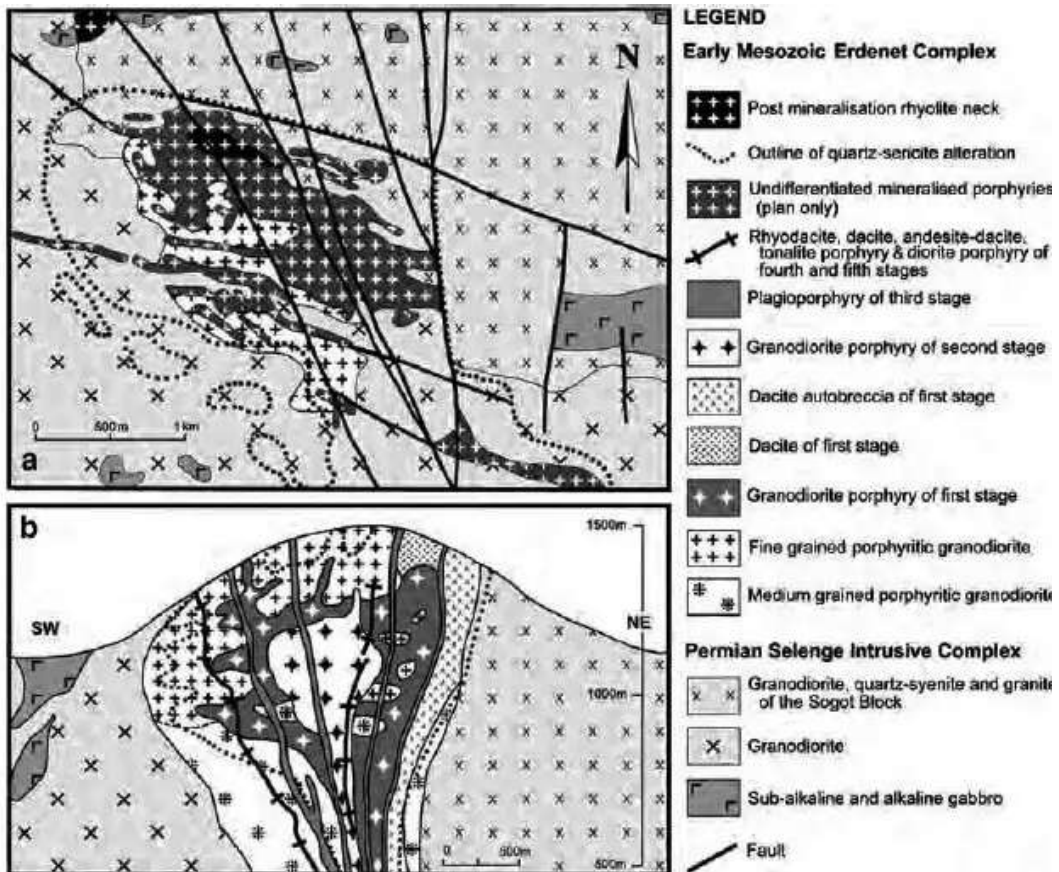


Рис.65. Геологическая карта и разрез месторождения Эрдэнэтийн Овоо.

Рудное тело месторождения площадью  $2 \times 1$  км с максимальной вертикальной мощностью 560 м, включая зону гипергенеза, обогащенного Cu, мощностью от 100 до 300 м. Рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом, молибденитом и следами сфалерита, тетраэдрита и гидротермального рутила. Последовательность отложений минеральной ассоциации: 1) кварц-пирит; 2) кварц-пирит-молибденит с халькопиритом; (3) кварц-пирит-халькопирит; 4) кварц-пирит-галенит-сфалерит с блеклой рудой; 5) халцедон с редкими

карбонатами и ангидритами. На месторождении преобладают кварц-серицитовые изменения и в меньшей степени калиевые и хлоритовые. Возраст изохрон Re–Os для молибденита составляет  $241.0 \pm 3.1$  млн лет.

*Порфировые месторождения Южной Монголии.*

Крайними, восточными проявлениями порфировых рудных систем в пределах Казахско-Монгольской магматической дуги являются кластер шести месторождений Ою Толгой, а также месторождения Цагаан-Суварга и Хармагтай (рис. 66).

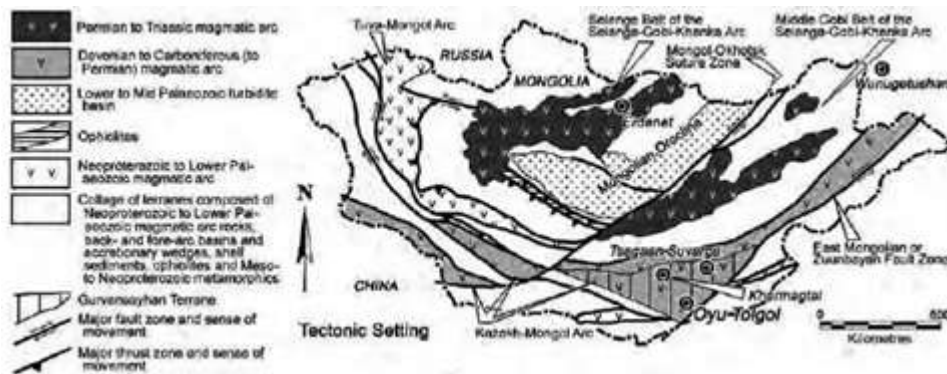


Рис. 66 Схема расположения порфировых месторождений южной Монголии.

*Ою Толгой (Cu-Au)* является одним из крупнейших и богатейших из известных порфировых месторождений мира. Запасы и ресурсы кластера включают: доказанные+вероятные запасы 1 395 млн т Cu при 0,94% и 0,35 г/т Au, измеренные+указанные+предполагаемые ресурсы 3 754 млн т Cu при 0,98% и 0,38 г/т Au. Месторождение относится к скрытому типу, большей частью оно перекрыто меловым и кайнозойским чехлом, мощность которого может достигать 2 км. Оруденение связано с кварцевыми монцодиоритами и биотитовыми гранодиоритами возраста (U-Pb) от 373 до 353 млн лет. Кластер распределен вдоль 18-километрового коридора СВ простирания и включает следующие объекты с севера на юг: Хьюго Даммет-Норт, Хьюго Даммет-Юг, Централ-Ойю, Южный Ойю, Юго-Западный Ойю, Херуга-Норт и Херуга (рис. 67).

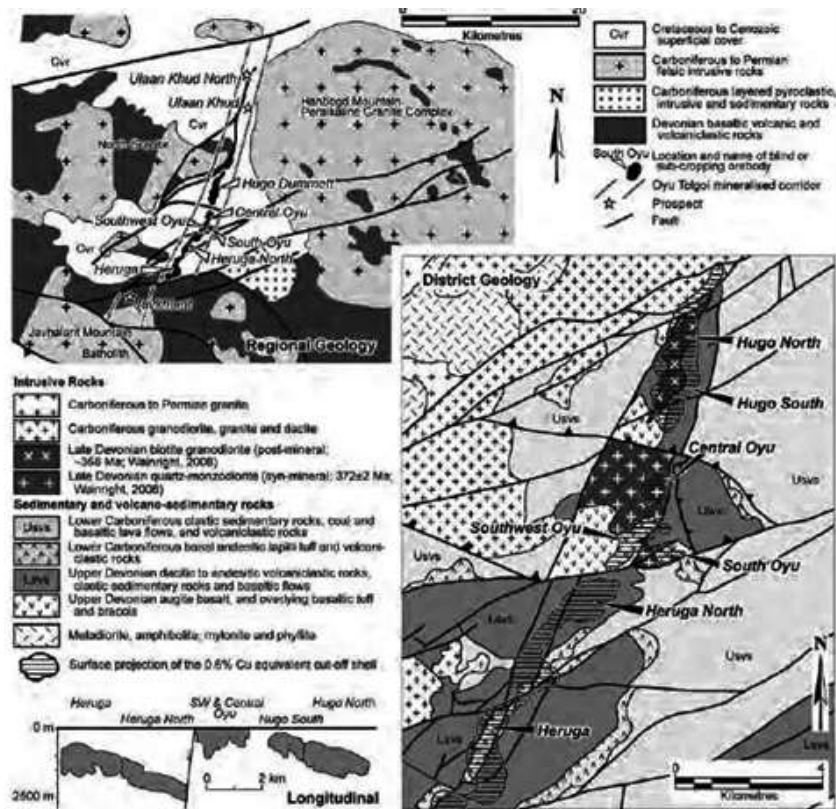


Рис 67. Геологические схемы кластера месторождения Ою Толгой.

Общие гидротермально-метасоматические изменения сопровождающие оруденение включают: калиевые (актинолит-магнетит-альбит-апатит-титанит и гринбиотит); биотит-магнетитовые; кварц-серицитовые (мусковит); аргиллитовые (турмалин-серицитовые) и пропилитовые.

Слепые месторождения Хьюго Дамметт, содержащие общие ресурсы 2 130 млн т при 1,33% Cu и 0,3 г/т Au, имеют размах оруденения до глубин в 1 км (рис. 68). Основные рудные минералы - борнит, халькопирит и халькоцит

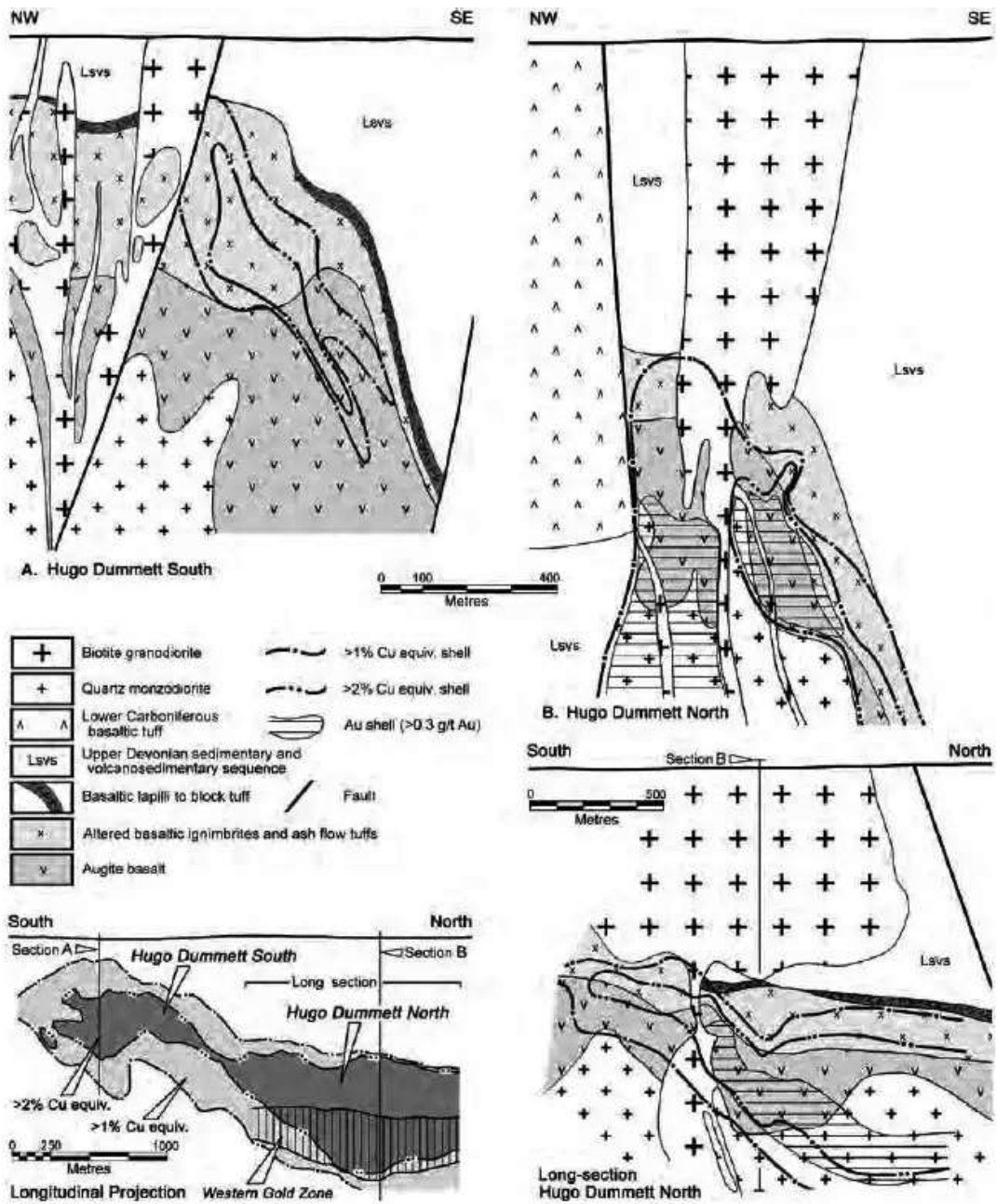


Рис 68. Разрезы месторождения Хуго-Думмет.

Центральный, Юго-Западный и Южный Ойю содержат общие ресурсы 650 млн т при 0,56% Cu и 0,53 г/т Au. Основным сульфидом в этих месторождениях является ковеллит, сопровождаемый меньшими количествами пирита, халькоцита, энаргита, теннантита и молибденита.

Слепые, неглубокие месторождения Херуга и Херуга-Норт содержат ресурсы 970 млн т при 0,48% Cu, 0,48 г/т Au и 0,014% Mo. Доминирующими рудными минералами являются халькопирит, пирит, борнит и молибденит.

*Цагаан Суварга (Cu-Mo)* связано с роговообманковыми сиенитами и монцонитовыми порфирами каменноугольного возраста. Оно представляет собой кварц-халькопиритовую рудную залежь размером 1000 x 300 м, прослеженную до глубины 600 м. Калиевые силикаты

являются основным типом гидротермальных изменений. Основными рудными минералами являются халькопирит, борнит, молибденит и пирит, которые сосредоточены в серицитовых зонах. Над месторождением развит гипергенный халькоцитовый покров.

*Хармагтай (Cu-Au)* также имеет каменноугольный возраст (Re–Os в  $330,2 \pm 1,0$  млн лет). Медно-золотое оруденение связано с магнетитовыми жилами, дайками кварцевых диоритов и представлено кварц-халькопирит-пиритовым штокверком, а также медно-минерализованными турмалиновыми брекчиевыми трубками, содержащими обломки диоритовых и кварц-диоритовых порфиров, в матриксе наложенных изменений (турмалин, кварц, халькопирит, пирит, эпидот и кальцит).

*Порфировые месторождения Внутренней Монголии (Китай)* связаны с грано-диоритовым магматизмом Тувино-Монгольской дуги.

*Дубаошань (Cu-Au-Mo)* связано с гранодиорит-порфирами ранне-ордовикского возраста (476 Ma). Рудные тела сопровождаются филлическими серицитовыми и кварц-серицитовыми изменениями. Эта ассоциация перекрывает более раннюю калиевую фазу. Ядерная часть оруденения представлена борнитом, по периферии халькопирит и пирит (рис. 69).



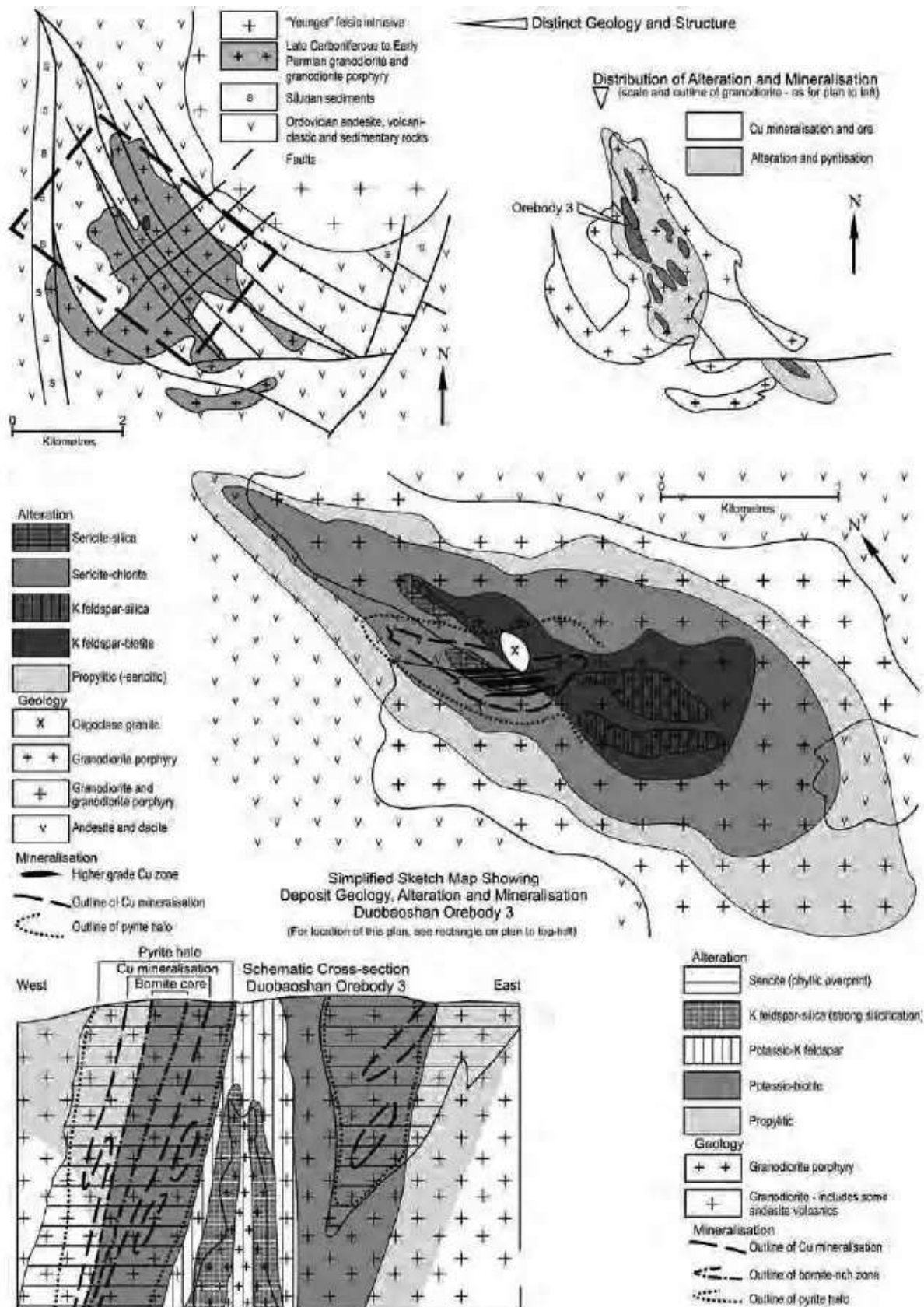


Рис.69. Геологические схемы и разрез месторождения Дубоашань.

*Вунгутушань (Cu-Mo)* ранне-юрского возраста (ок. 184 млн лет) содержит 495 млн т руды с содержанием 0,45% Cu и 0,09% Mo. Оно связано с биотитовыми монцогранит-порфирами. Изменения включают внутреннюю кварц-серицитовую и внешнюю иллит-гидромусковитовую

зоны. Медное оруденение приурочено к внешней кварц-полевошпатовой зоне, основная минерализация молибдена - к внутренней кварц-серицитовой.

*Цзигуаньшань (Mo)* содержит более 100 млн т руды с содержанием молибдена от 0,08% до 0,11%. Более 80% молибденового оруденения содержится в гранит-порфирах, остальная часть в туфах и риолитах. Рудные минералы - молибденит и пирит с небольшими количествами халькопирита, сфалерита и магнетита. Гидротермально-метасоматические изменения представлены повсеместным окремнением, калиевыми полевошпат-серицитовыми новообразованиями, локализованными в основном в апикальных частях гранит-порфиров и включающими в себя основное оруденение, а также кварц-серицитовой ассоциацией с кварцем, флюоритом, хлоритом, карбонатом и каолинитом. Образцы молибденита прожилкового типа имеют относительно узкие диапазоны возрастов (Re–Os и др.) от  $151,7 \pm 2,3$  до  $154,2 \pm 2,3$  млн лет.

*ИСТОЧНИКИ:*

1. *Cooke, D.R., Agnew, P., Hollings, P., Baker, M., Chang, Z., Wilkinson, J.J., White, N.C., Zhang, L., Thompson, J., Gemmell, J.B., Fox, N., Chen, H., Wilkinson, C.C. CODES, the Australian Research Council's Centre for Excellence in Ore Deposits 2019.*
2. *Jingwen Mao, Franco Pirajno, Bernd Lehmann, Maocheng Luo, Anita Berzina. Journal of Asian Earth Sciences 2014.*
3. *Mark D. Barton, Richard J. Blakely, Robert J. Bodnar, John H. Dilles, Floyd Gray, Fred T. Graybeal, John C. Mars, Darcy K. McPhee, Robert R. Seal, Ryan D. Taylor, and Peter G. Vikre. Scientific Investigations Report 2010.*
4. *Mingjian Cao a, Kezhang Qin, Guangming Li, Luying Jin, Noreen J. Evans, Xiangrong Yang. Ore Geology Reviews 2014.*
5. *Pete Hollings, David R Cooke, Paul Agnew, Michael Baker, Zhaoshan Chang, Jamie J. Wilkinson, Noel C. White, Lejun Zhang, Jennifer Thompson, Ayesha Ahmed, J. Bruce Gemmell, Nathan Fox, Huayong Chen, Clara Wilkinson. CODES & TMVC. 2019.*
6. *Reimar Seltmann, T. Mike Porter, Franco Pirajno. Vera A. Trunilina, Andrei V. Prokopiev. Weidong Sun, Rui-fang Huang, He Li, Yong-bin Hu, Chan-chan Zhang, Sai-jun Sun, Li-peng Zhang, Xing Ding, Cong-ying Li, Robert E. Zartman, Ming-xing Ling. Ore Geology Reviews. 2015.*
7. *А.П. Берзина, А.Н. Берзина, В.О. Гимон. Minerals 2021.*