

Обзор 1-1-1
**ЦЕПОЧКА ПРОЦЕССОВ, ФОРМИРУЮЩИХ
 МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

РЕДАКТОР-СОСТАВИТЕЛЬ:
 В.В. Коротков

СОДЕРЖАНИЕ:	стр.
1. Введение.....	2
2. Подготовка литосферы и образование расплава.....	3
2.1 Молибденоносные провинции и их исходные магмы.....	3
2.2 Распределение Au/Cu в порфировых месторождениях в масштабах провинции..	4
2.3 Геохимические принципы: вариативно халькофильные металлы в глобальных резервуарах.....	5
2.4 Гигантские провинции с преобладанием меди.....	6
3. Фракционирование нижней коры в магме.....	7
3.1 Повышение содержания H ₂ O в магме за счет фракционирования.....	8
3.2 Сжимающие тектонические условия и контрастная продолжительность магматических процессов.....	9
3.3 Магматические сульфиды: выпадают в осадок при насыщении или выносятся восходящим расплавом?.....	9
4. Подъем магмы и объем минерализующих резервуаров.....	10
4.1 Требования к массовому балансу, объемы магмы и флюидов.....	10
4.2 Гипотеза магматического канала.....	12
4.3 Гипотеза магматической камеры.....	13
4.4 Транскортальная система водного дугового магматизма.....	14
5. Перенос компонентов руды из расплава в жидкость.....	16
5.1 Принципы: растворение флюидов и извлечение микроэлементов из кристаллизующейся магмы.....	17
5.2 Свойства материала: коэффициенты распределения различаются и зависят друг от друга.....	18
6. Поэтапная экстракция жидкости: ранняя и поздняя передача металла.....	20
6.1 Гидрология и продолжительность извлечения и фокусировки жидкости.....	23
6.2 Быстрое образование и самофокусировка магматических флюидов.....	23
6.3 Продолжительность минерализации: чем больше тоннаж, тем дольше; чем выше качество руды, тем быстрее.....	26
7. Образование жил, отложение руды и изменение вмещающих пород.....	29
7.1 Связь геологических наблюдений с лабораторными экспериментами.....	29
7.2 Эволюция флюидов и осаждение рудных минералов.....	32
8. Альтернативные аргументы и открытые вопросы.....	38
9. Поднятие, эрозия и гипергенное обогащение.....	40
10. Перспективы и некоторые последствия для исследований.....	41
<i>ИСТОЧНИК:</i>	43

1. Введение.

Связанные с порфиром магматико-гидротермальные рудные месторождения являются одними из наиболее хорошо описанных источников металлов и были тщательно проанализированы с точки зрения их геологии, а также их экономического значения сегодня и в будущем. Общий процесс рудообразования хорошо изучен благодаря исследованиям и геологоразведочным работам, проводившимся в последние десятилетия. основополагающие работы по геологии и изменениям вмещающих пород и полевые исследования временных взаимосвязей между внедрением магмы и гидротермальной минерализацией остаются важной исследовательской базой, которой сегодня пользуются специалисты по геологоразведке.

Крупные медно-порфировые месторождения содержат миллионы тонн меди в небольших объемах горных пород порядка кубического километра, при этом концентрация меди в них на два-три порядка выше, чем в обычных породах. Гигантские медно-порфировые месторождения — крайне редкие и аномальные образования в земной коре. На небольшом количестве крупнейших месторождений сосредоточена большая часть всех известных на сегодняшний день запасов меди. В этом обзоре выдвигается тезис о том, что формирование этих исключительных геохимических аномалий является не результатом особых триггеров или необычайно сложных процессов, а следствием обычных геологических процессов, которые необычайно точно синхронизированы в пространстве и времени. Используется образ цепочки процессов, в которой все звенья необходимы для успешного формирования руды (рис. 1).

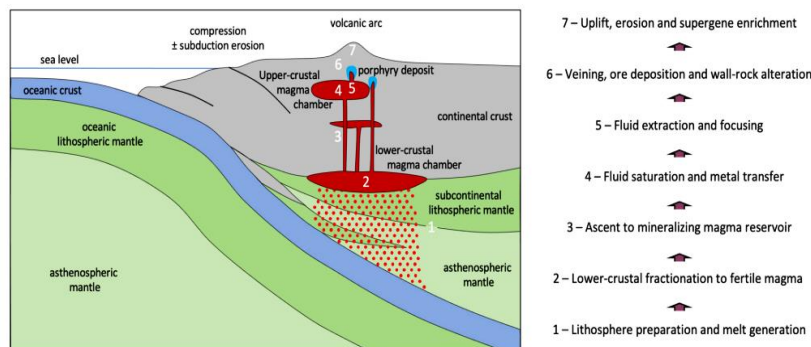


Рис. 1. Поперечное сечение континентального магматического дугового пояса сжатия – цепочка процессов по пути меди от верхней мантии до поверхности земли.

Несмотря на то, что процессы, способствующие образованию месторождений, являются общими, местные условия могут быть необычными, а параметры — экстремальными, что объясняет редкость гигантских порфировых месторождений и их концентрацию в определенных регионах и временных периодах. Поэтому изучается каждый из хорошо известных процессов на пути атома меди, от образования магмы в мантии Земли до осаждения сульфида меди в жиле, возникает вопрос: «Какие условия повышают вероятность образования

крупного и богатого месторождения?» Некоторые из доводов могут показаться спорными, но вопрос об оптимизации каждого этапа процесса имеет право на существование, поскольку каждый этап, на котором медь рассеивается, а не концентрируется, снижает вероятность успеха последующих этапов разработки гигантского месторождения.

Этот вклад основан на четырех направлениях исследований, разработанных за последние десятилетия в мире и в Швейцарской высшей технической школе Цюриха: анализ состояния и состава подвижных фаз с использованием флюидных и расплавных включений, численное моделирование для установления взаимосвязи между физическими и химическими процессами, геохронология для определения временных масштабов процессов и количественные геологические исследования с использованием обширных отраслевых данных. В обзоре обобщаются наблюдения за месторождениями порфириновых руд, а также воспроизводятся термодинамические фазовые диаграммы и обсуждаются детали физического моделирования. Используются эти количественные исследования для разработки аргументов, основанных на принципах химической термодинамики, а также на законах сохранения энергии и массы, чтобы интерпретировать основные магматические и гидротермальные процессы, которые могут объяснить распространенные геологические явления.

2. Подготовка литосферы и образование расплава.

Порфириновые месторождения отличаются большим разбросом концентраций трех основных рудных элементов: меди, золота и молибдена. Некоторые месторождения разрабатываются ради одного элемента, например, золотоносные порфириновые месторождения или молибденсодержащие порфириновые месторождения. Соотношение металлов различается не только в разных месторождениях, но и в крупных мировых провинциях. В этом разделе приводятся аргументы в пользу того, что первичные расплавы могут локально обогащаться медью, золотом или молибденом в результате предшествующей модификации их источника на литосферном уровне, что способствует накоплению металлов в масштабах провинции.

2.1 Молибденоносные провинции и их исходные магмы

Некоторые из крупнейших месторождений молибдена являются побочными продуктами обычных медно-порфириновых месторождений, в которых массовое соотношение меди и молибдена составляет около 40, что сопоставимо с показателями континентальной коры в целом и примерно в 300 раз ниже, чем в примитивной мантии. Молибденовые порфиры климаксного типа содержат гораздо больше молибдена, чем меди, даже по сравнению с континентальной корой. Двенадцать из 16 крупнейших месторождений молибдена расположены в двух регионах — на западе США и в Северном Китае (рис. 2).

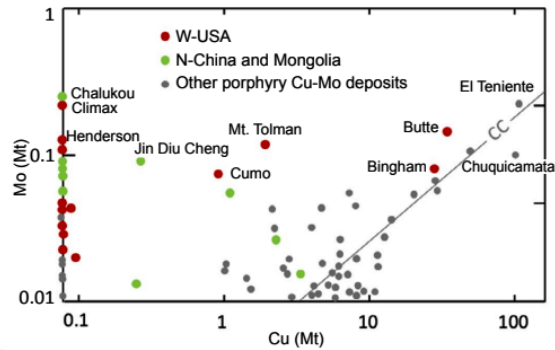


Рис. 2. Запасы молибдена по сравнению с запасами меди с акцентом на две глобальные провинции с преобладанием молибдена (цветные точки), в отличие от м-ний порфировой меди-молибдена с отношением Cu/Mo, приближающимся к средней континентальной коре.

Оба региона представляют собой докембрийские кратоны, сформировавшиеся в палеопротерозое (2,5–1,7 млрд лет назад) и включающие в себя еще более древние архейские блоки. Низкотемпературный рециклинг в фанерозое привел к внутриплитному гранитному магматизму, а минерализующиеся граниты, достигающие верхней части земной коры, сильно фракционированы и обычно обогащены фтором, но радиогенные изотопные сигнатуры указывают на влияние древней глубинной литосферы. Природа этого богатого молибденом исходного материала до сих пор вызывает споры: либо это докембрийская нижняя кора, либо мантия, метасоматизированная в результате палеопротерозойской субдукции. Потенциальная роль вековых изменений в геохимии молибдена остается предметом дискуссий.

2.2 Распределение Au/Cu в порфировых месторождениях в масштабах провинции.

Соотношение меди и золота в месторождениях, где медь является основным добываемым металлом, варьируется от значений на порядок ниже, чем в мантии Земли, до значений на порядок выше, чем в этом доминирующем глобальном резервуаре (рис. 3).

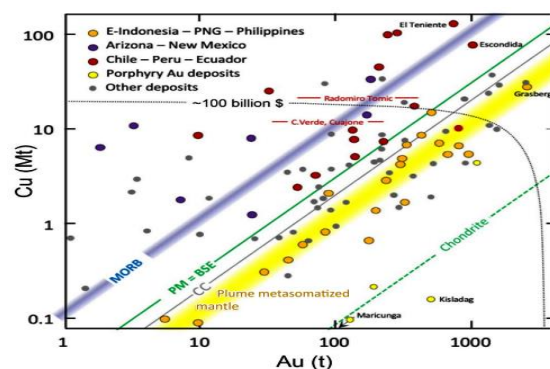


Рис. 3. Запасы Cu в порфировых месторождениях $Cu \pm Au$ в млн т по сравнению с запасами Au в т на логарифмических шкалах (символы), по сравнению с соотношением Au/Cu в основных глобальных горных резервуарах (диагональные линии): хондрита (~общий состав Земли); примитивная мантия (PM = общая силикатная Земля [BSE]); континентальная кора. PNG = Папуа — Новая Гвинея. Базальты срединно-океанических хребтов (MORB) имеют более высокое соотношение Cu/Au, тогда как мантия, модифицированная плюмом, может быть предпочтительно обогащена Au

Самые ценные 14 месторождений делятся на две группы: восемь гигантских месторождений с преобладанием меди (\pm молибден) содержат мало золота по отношению к меди, что делает медь основным экономическим ресурсом, в отличие от шести медно-золотых месторождений, где золото вносит сопоставимый вклад в общую стоимость.

Однако если рассматривать все месторождения, то соотношение Au/Cu будет непрерывным, поэтому группировка нескольких самых богатых месторождений может иметь меньшее геологическое значение, чем различия между провинциями с преобладанием золота и меди.

2.3 Геохимические принципы: вариативно халькофильные металлы в глобальных резервуарах

Изменения соотношения Cu/Au в глобальных резервуарах (рис. 3, линии) начались с ранней дифференциации планеты, в результате которой состав Земли (~хондритовые метеориты) разделился на металлическое ядро и первичную мантию. В более поздних модификациях преобладает тенденция к разделению Ag, Cu, Au, Pd и Pt на примеси в сульфиде железа и силикатном расплаве. В результате базальты срединно-океанических хребтов (MORB) имеют повышенную концентрацию Cu/Au и Cu, но низкую концентрацию Au. В дуговых системах окисление мантии за счет субдуцированных H_2O и Fe^{+III} может привести к полному разрушению сульфидов («мантийному обжигу»), в результате чего при частичном плавлении могут высвободиться все имеющиеся Cu и Au, и в образовавшихся базальтах соотношение Cu/Au будет близко к локальному значению в мантии. Соотношение менее халькофильного палладия и более халькофильной платины можно использовать для определения степени сульфидного насыщения. Оно указывает на то, что по крайней мере некоторые примитивные дуговые базальты изначально содержат меньше сульфидов, чем необходимо. Избыток сульфидов, остающийся в мантийном клине, или последующее удаление сульфидов из базальтового расплава могут увеличивать или уменьшать соотношение Cu/Au в силикатном расплаве в зависимости от того, находится ли сульфид в жидком или твердом состоянии. Что касается абсолютных концентраций меди, то содержание меди в проанализированных базальтах и включениях примитивных силикатных расплавов совпадает независимо от тектонических условий, но данные допускают разброс как минимум в 3 раза.

Для Au имеются четкие свидетельства избирательного присоединения к определенным мантийным доменам, связанным с краем бывших мантийных плюмов (желтая полоса на рис. 3): базальты Срединно-Атлантического хребта, содержание золота в которых увеличивается по направлению к Исландии, аномально высокое содержание золота в примитивных дуговых магмах, мантийный источник которых располагался на краю плато Онтонг-Джава, и мантийные

ксенолиты из Патагонии, обогащенные золотом в результате мантийного метасоматоза на периферии крупной магматической провинции Кару. Учитывая, что субконтинентальная литосферная мантия существует уже миллиарды лет и пережила множество плюмовых событий, вполне вероятно, что соотношение металлов в ней варьируется, в том числе в богатых золотом регионах.

2.4 Гигантские провинции с преобладанием меди.

Объяснение крупнейших в мире месторождений меди с преобладанием меди в отдельных провинциях, особенно в центральных Андах, является давней проблемой. Почему соотношение меди и золота в них значительно выше, чем в обычной мантии (рис. 3)? Большинство опубликованных гипотез объясняют высокое соотношение меди и золота дефицитом золота, но ни одна из них не является полностью убедительной, учитывая масштабы этой глобальной аномалии.

Гидротермальное рудообразование в относительно глубоких порфировых месторождениях приводит к увеличению содержания меди и золота за счет того, что золото не выпадает в осадок, поэтому сходство уровня эрозии в масштабах провинции могло способствовать преобладанию меди в регионе. Если бы рудообразующие флюиды содержали золото и медь в примерно равных пропорциях, то через Эль-Теньенте было бы вымыто примерно в 5 раз больше золота, чем содержится в медно-золотом месторождении Грасберг. Это кажется сомнительным, учитывая довольно неглубокое залегание этого месторождения меди. Различия в степени фракционирования магм, из которых выделяются флюиды, могут быть причиной различий между провинциями с преобладанием меди и провинциями с преобладанием меди и золота, обусловленных зависимым от глубины насыщением H_2O . Парк и соавторы на основании геохимии элементов платиновой группы (ЭПГ) выдвинули правдоподобную гипотезу о том, что магмы, благоприятные для образования порфировых руд, насыщаются сульфидами на более позднем этапе фракционирования, непосредственно перед насыщением флюидами, в отличие от бедных магматических систем, в которых халькофильные металлы теряются из-за раннего насыщения сульфидами. Менее правдоподобно выглядит предположение авторов о том, что небольшие различия в фракционировании — например, при кристаллизации на 75% вместо 80% — определяют разницу между месторождениями с преобладанием меди и месторождениями с преобладанием меди и золота. Это может объяснить различия в соотношении золота и меди между соседними месторождениями на одном и том же уровне эрозии (например, Лос-Пеламбрес и Фронтера). Но стали бы все чилийские месторождения с преобладанием меди месторождениями с преобладанием меди и золота, если бы флюид насыщался на чуть более раннем этапе истории фракционирования?

Избирательное удержание золота в источнике магмы или в глубинных кумулятах в настоящее время является наиболее вероятным объяснением формирования рудных провинций с преобладанием меди. Для этого необходимо, чтобы бедный медью, но богатый золотом и редкоземельными элементами сульфидный расплав отделялся от материнской магмы, но этот процесс зависит от содержания и фазового состояния сульфидов и до сих пор вызывает споры. Ли и Танг предположили, что экстремальные fO_2 Образование граната способствует извлечению меди за счет (почти?) полного растворения сульфидов в расплаве, однако окислительно-восстановительный эффект граната оспаривается, а полное растворение сульфидов не объясняет высокое соотношение меди и золота в чилийских месторождениях.

Избирательное обогащение мантии медью в результате длительной субдукции остается правдоподобным объяснением уникального содержания меди в центральной части Анд. Первоначальное содержание меди в магмах, из которых образовались эти руды, неизвестно, поскольку они никогда не обнажались в состоянии, предшествовавшем насыщению флюидами. Низкое соотношение золота и меди в месторождениях Анд на удивление схоже с пропорциями металлов в океанической коре (рис. 3), которая погружалась на глубину более 200 млн лет назад, до формирования руд. Могло ли погружение богатых медью, но бедных золотом основных океанических пород, ранее окисленных и гидратированных в результате взаимодействия с морской водой, привести к образованию богатого медью, но бедного золотом флюида в долгоживущей зоне субдукции, что повысило содержание меди в мантийных сульфидах в передней части вышележащего мантийного клина? Субсолидусный метасоматоз меди в мантийном клине мог быть вызван окислением флюидов в слэбе, образовавшихся из покрытой осадочными породами океанической коры. Если такой «пропитанный рассолом» материал впоследствии попал в более горячую зону плавления мантийного клина в результате эрозии при субдукции (рис. 1), то последующее «прокаливание» может привести к образованию первичного расплава с аномально высоким содержанием меди, но низким соотношением золота и меди.

3. Фракционирование нижней коры в магме.

Обогащение водой и насыщение магматическими сульфидами — два важнейших процесса в нижней и средней частях земной коры, способствующих дифференциации первичных мантийных расплавов в рудообразующие магмы. На фракционную кристаллизацию в нижней части земной коры влияют толщина литосферы и тектоническое напряжение в ней. Это приводит к формированию диагностического состава микроэлементов в породах верхней части земной коры, связанных с медно-порфировыми месторождениями $Cu \pm Au \pm Mo$.

3.1 Повышение содержания H₂O в магме за счет фракционирования

Фракционная кристаллизация базальтового мантийного расплава с содержанием от 1 до 3 мас. % H₂O до промежуточных составов с содержанием >4 мас. % H₂O является существенным требованием для последующего образования порфировых отложений любого содержания Au/Cu. Медь и золото несовместимы с основными силикатами и оксидами, поэтому рудные металлы накапливаются в формирующемся расплаве до тех пор, пока не насытят его сопутствующими сульфидами. Фракционирование в сторону плодородных магм начинается у основания земной коры при высоком P, о чем свидетельствуют повышенные объемные концентрации Al, Mg / Mg + Fe и микроэлементов, отражающие подавление плагиоклаза, но раннее удаление богатого Al амфибола ± граната. Минерализующиеся магмы неизменно содержат вкрапленники амфибола, а не пироксена, что указывает на содержание «талой» воды >4 мас.%. Отличительной чертой магм с высоким содержанием летучих элементов является адакитоподобная сигнатура микроэлементов с увеличением отношения Sr/Y, поскольку образование плагиоклаза, содержащего Sr, подавляется, а Y входит в состав высокотемпературного амфибола. Это контрастирует с обычным известково-щелочным фракционированием при более низких температурах, при котором плагиоклаз, содержащий Sr, разрушается, а Y ведет себя несовместимо. Помимо высокого отношения Sr/Y, другие соотношения микроэлементов, в том числе высокое отношение V/Sc и La/Yb, указывают на фракционирование амфибола или граната с высоким содержанием фосфора. Общая концентрация циркония в магмах с высоким содержанием фосфора невелика из-за включения циркония в амфибол с высоким содержанием алюминия, а также из-за более раннего насыщения цирконием относительно более холодных, но богатых H₂O магм. Таким образом, циркон приобретает характерные признаки наличия микроэлементов, в том числе менее выраженные аномалии европия, что делает этот устойчивый минерал ценным индикатором продуктивных магм даже после их изменения или выветривания. Адакитоподобная эволюция наиболее ярко выражена в магмах, образующих месторождения с преобладанием меди в районах аномально толстой континентальной коры, в то время как менее фракционированные магмы, образующие медно-золотые месторождения, демонстрируют более слабую адакитоподобную тенденцию. Магмы на месторождении Пиббл, содержащем медь, золото и молибден (Аляска), демонстрируют нормальную тенденцию к известково-щелочному фракционированию, что указывает на то, что формирование богатых магм не ограничивается глубинными и толстыми слоями континентальной коры. Я прихожу к выводу, что фракционирование в средней и нижней частях земной коры, обогащающее H₂O до >4 мас. %,

имеет важное значение, но фракционирование происходит не только в основании утолщенной земной коры до исключительно высокого содержания H_2O .

3.2 Сжимающие тектонические условия и контрастная продолжительность магматических процессов

Накопление магмы в пластичном режиме над границей между мантией и земной корой приводит к фракционированию в сторону образования богатых H_2O плодородных магм. Горизонтальное сжатие способствует накоплению крупных тел богатых H_2O магм с относительно низкой плотностью, препятствуя их мгновенному подъему через земную кору. Во многих провинциях с порфировыми месторождениями хорошо задокументировано чередование длительного периода нормального вулканизма в условиях растяжения земной коры с более короткими периодами сжатия, которые приводят к прекращению экструзивной активности и внедрению интрузивной магмы. Такие изменения могут быть вызваны разворотами субдукции из-за столкновения с океаническими плато или более старыми дугами, временным уплощением плит из-за субдукции хребта или столкновением континентов.

Геохронология множественных интрузий в минерализованных районах и в обнаженных участках нижней коры указывает на то, что продолжительность магматической активности, в конечном итоге приводящей к образованию плодородных магм, составляет порядка 10 млн. лет. Это короткий период по сравнению с предыдущими периодами субдукции (тектонические циклы, длящиеся от десятков до нескольких сотен миллионов лет), но длительный по сравнению со временем формирования медно-порфирового рудного тела (~1 млн лет или меньше; см. ниже).

3.3 Магматические сульфиды: выпадают в осадок при насыщении или выносятся восходящим расплавом?

Второстепенные сульфиды встречаются в обнаженных нижнекоровых дуговых кумулятах и в ксенолитах, принесенных магмой в районы гидротермальных рудных месторождений. Содержание меди в большинстве вулканических пород, образующихся в дугах над толщей континентальной коры, уменьшается по мере фракционирования, и в них меньше меди, чем в аналогичных магмах, формирующихся в океанических дугах с тонкой корой. Согласно преобладающей теории, магмы, фракционирующие у основания толстой континентальной коры, теряют около двух третей меди, изначально содержащейся в базальтах, из-за физического удаления акцессорных сульфидов в (ультра)основные кумуляты, богатые амфиболом ± гранатом. Последующая потеря этих кумулятов в мантии приводит к обеднению толстых вулканических пород медью, а также, как считается, объясняет дефицит меди по сравнению с менее халькофильными соединениями серебра в континентальной коре по

сравнению с примитивными мантийными базальтами. Эта гипотеза согласуется с небольшим обогащением медью нижних кумулятов дуг. Однако, поскольку самые богатые месторождения медно-порфировой формации образовались из эволюционировавших магм, залежавших над мощной континентальной корой, этот аргумент предполагает, что руда образовалась из остатков меди в магмах, частично обедненных этим элементом, и остается предметом противоречивых интерпретаций.

Потери меди на этапе технологической цепочки, ведущей к наиболее богатым месторождениям медной руды, можно было бы избежать, если бы сульфиды не выпадали в виде кумулятов, а частично растворялись в расплаве фракционирующей магмы, чему, возможно, способствовала бы пузырьковая флотация в магмах, содержащих CO_2 . Выпадению любых взвешенных сульфидных частиц способствует быстрое всплывание магмы в тектонических условиях, в которых образуются медно-порфиновые месторождения, а богатый H_2O и окисленный состав таких богатых магм способствует последующему разложению сульфидов и переходу серы и металлов в рудообразующую жидкость в верхней части земной коры.

4. Подъем магмы и объем минерализующих резервуаров

Подъем магмы служит своеобразным «лифтом» для H_2O и рудообразующих компонентов в верхние слои земной коры, где откладываются рудные металлы, в основном за счет разницы температур между горячей магматической жидкостью и более холодными вмещающими породами. Магма, из которой выделяется жидкость, должна быть не только достаточно большой — очевидно, что чем крупнее магматическое тело, тем крупнее могут быть залежи руды, — но, как мы увидим в следующих разделах, она также должна выделять необходимое количество жидкости в течение ограниченного периода времени.

4.1 Требования к массовому балансу, объемы магмы и флюидов

При оптимальных условиях предшествующего образования расплава можно оценить минимальный объем первичного расплава, необходимый для формирования гигантского медно-порфинового месторождения, содержащего 100 млн тонн меди. Это месторождение похоже на Эль-Теньенте (Чили) — крупнейшее из известных месторождений, состоящее из одной концентрической рудной оболочки. Предполагаемая начальная концентрация меди в базальтовом расплаве — 100 ppm — является верхней границей опубликованных оценок. Для образования такого количества меди требуется не менее $\sim 10^{12}$ т или ~ 360 км³ базальта. Мы предполагаем, что эта первичная магма содержит 3% H_2O и начинает фракционироваться в нижней части коры.

На рисунке 4 схематично показаны три сценария эволюции и внедрения магмы. Оба сценария минерализации (А, С) согласуются с фракционированием адakitоподобных магм, достигших верхней части земной коры.

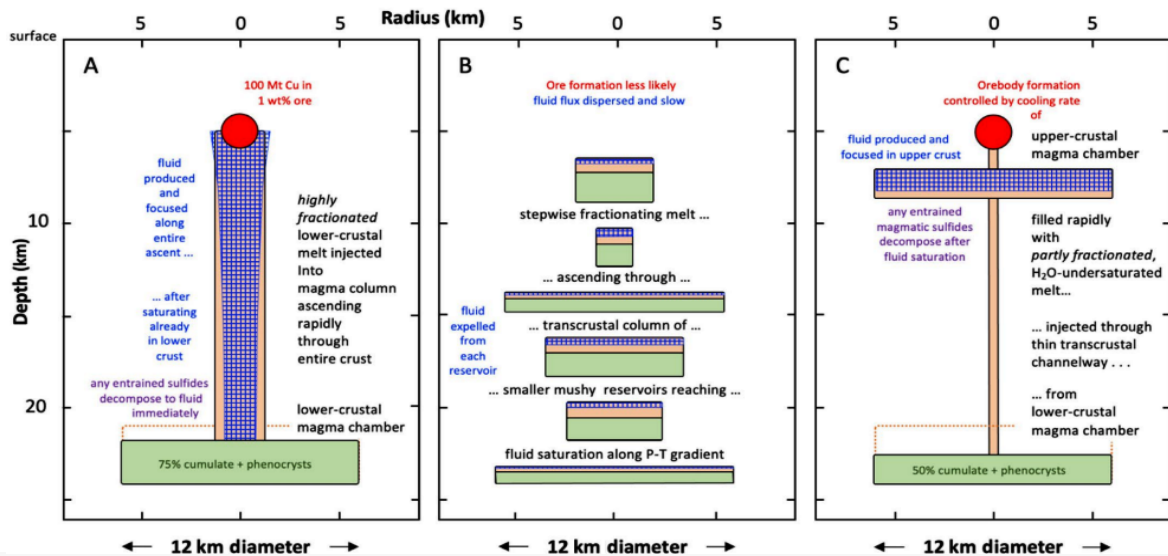


Рис. 4. Три схемы возможной эволюции магмы в континентальной коре, масштабированные до минимального объема первичной базальтовой магмы, необходимой для образования гигантского порфиrowого м-ния с 100 млн т меди, обогащенной до 1% (красная сфера). Зеленый = объем минералов, представленных в виде кумулятивных тел; розовый и красные пунктирные контуры = объем сильно (А) или частично (В) фракционированной силикатной расплавы; голубой узор = наложенный объем жидкости, выделенной гидратированной магмой на разных глубинах, подчеркивающий зависимость растворимости H_2O и плотности жидкости от давления.

Предложено две основные геометрии, позволяющие быстро извлекать и концентрировать необходимое количество жидкости и меди (А, С). Более типичное состояние транс-корковой магматической системы (В), вероятно, распределяет жидкость в течение более длительных периодов, но может предшествовать и подготавливать ситуации А или С. См. Приложение III для допущений и расчетов. P-T = давление-температура

Площади на рисунках соответствуют объемам, рассчитанным с учетом цилиндрической геометрии. На рисунках показаны твердые частицы (зеленые кумулятивные тела) и фракционированный силикатный расплав непосредственно перед образованием рудного флюида (розовый). Предполагается, что расплав сохраняет все H_2O , Cu и другие необходимые компоненты, содержащиеся в исходной мантийной магме (то есть компоненты флюида ведут себя абсолютно несовместимо, независимо от того, растворяются ли они в силикатном расплаве или увлекаются магматическими сульфидами). Объем флюида, образующегося на разных глубинах, показан синим цветом на расплаве, чтобы продемонстрировать, что весь H_2O в конечном итоге вытесняется либо из-за декомпрессии расплава («первое кипение»), либо из-за кристаллизации минералов, не содержащих H_2O («второе кипение»). При расчете объема флюида, образующегося на каждой глубине, учитывается зависимость плотности флюида от давления, но не учитывается его меньшая зависимость от температуры.

Опубликованные интерпретации магматических тел, породивших порфиrowые месторождения, основаны на двух противоположных сценариях, проиллюстрированных на рис.

4А и С. Полученное рудное тело масштабировано до красной сферы при содержании меди в руде 1% по массе. Промежуточный сценарий В может быть ближе к нормальному состоянию гидротермальных систем в континентальной коре.

4.2 Гипотеза магматического канала

На рисунке 4А показано, что флюид образуется из высокогидратированного расплава, который в нижней части земной коры фракционируется до гранитного состава, как первоначально предположили Порлах и Лукс. Согласно нашим упрощенным предположениям, 360 км³ базальтовой магмы с содержанием H₂O 3% по массе разделяется на 270 км³ сухого вещества и 90 км³ остаточного расплава с содержанием H₂O в 4 раза выше — 12% по массе. Жидкость могла образоваться в результате кристаллизации этого объема гранитного расплава в крупном силле в нижней части земной коры, но для этого необходимо, чтобы объем расплава охлаждался на глубине. Этому препятствуют небольшие температурные градиенты в «горячих зонах» нижней части земной коры, из-за чего сильно фракционированные расплавы в нижней части земной коры становятся практически «бессмертными» и не поддаются селективному извлечению и прямой транспортировке к месту образования руды. Для эффективного извлечения флюида необходимо, чтобы весь объем высокогидратированного расплава в виде одной или нескольких порций поступал вверх по крупному трансграничному магматическому каналу. В результате декомпрессии расплава при подъеме флюид сразу насыщает всю толщу на всю глубину, а растворение дополнительно стимулируется кристаллизацией и потерей тепла при контакте с постепенно охлаждающимися вмещающими породами. У основания магматической колонны (~21 км при выбранных допущениях; прим. III), добытый флюид добавляет около 50% к объему магмы, увеличиваясь вверх до объема флюида, превышающего объем магмы (>100%) на ~7 км. Весь флюид поднимается по магматическому каналу и расширяется до места гидротермального отложения Меди до общего объема флюида, превышающего объем всего транскрустального магматического канала.

Прямые магматические каналы, выходящие из недр, могут быть самым простым объяснением того, почему минерализованные порфиры представляют собой крутые магматические структуры, в отличие от гранитов с пологими кровлями, образующих оловольфрамовые жилы и грейзены в результате широко распространенного растворения флюидов. Транскорневые каналы для сверхгидратированных магм были предложены Ли и соавторами, Гилмером и соавторами и Лаукс в основном на основании петрологических и геохимических данных. О высокой фугитивности H₂O, обусловленной фракционированием при охлаждении гранитных расплавов у основания мощной континентальной коры, также свидетельствуют данные о микроэлементах в цирконе, но адакитоподобные структуры магмы,

фракционировавшей в нижней части коры, также могут быть зафиксированы в цирконе, сформировавшемся позже при более низких температурах. Объем расплава, необходимый для Эль-Теньенте, соответствует масштабам трансхрустальной трубы со средним диаметром ~2,6 км, что намного больше суммарной площади поперечного сечения минерализующих порфиоров в Эль-Теньенте, но сопоставимо с общей площадью залегания гидротермальных руд. Сценарий с кондуитом на рисунке 4А сталкивается с механическими проблемами, которые были решены лишь недавно. Для извлечения необходимой жидкости из всей толщи магмы требуется чрезвычайно высокая проницаемость, чтобы жидкость могла проходить через одновременно кристаллизующуюся и выделяющую H_2O магму, превращаясь в псевдооживленную суспензию. Ожидается, что высокая вертикальная проницаемость обеспечит передачу супралитостатического давления жидкости (P_{fluid}) через значительные интервалы глубин, что потенциально может привести к увеличению нагрузки на вышележащие породы на глубине 5 км в несколько раз. Ожидается, что высокие градиенты $P_{жидкости}$ между магматическим очагом и окружающими его породами земной коры приведут к фрагментации магмы, образованию прожилок и изменению вмещающих пород уже на средних уровнях земной коры. Геологические свидетельства таких процессов не обнаружены в обнаженных участках среднекоровых дуг. Поскольку избыточное давление и объем жидкости должны резко возрастать по мере подъема, сложно представить, как можно было остановить подъем этой смеси жидкости и магмы на глубине в несколько километров, как это показано на многих месторождениях порфиоровых руд. Этот механизм, по-видимому, больше подходит для образования кимберлитовых трубок, поскольку он приводит к глубокой фенитизации вмещающих пород и диатремическому извержению на поверхность.

4.3 Гипотеза магматической камеры

Альтернативный сценарий, показанный на рис. 4С, предполагает лишь частичное фракционирование мантийной магмы в нижней части земной коры до диоритового, монцонитового или тоналитового состава с умеренно повышенным содержанием H_2O . При 50-процентной кристаллизации содержание H_2O в расплаве удваивается до 6% по массе, но при этом сохраняется адакитоподобная сигнатура микроэлементов (таблица 3). Этот недонасыщенный H_2O расплав можно ввести через дайки, чтобы заполнить большой магматический очаг в верхней части земной коры. В оптимальном случае магматические сульфиды либо недонасыщены, либо перенасыщены. fO_2 или увлекается быстро поднимающимся расплавом, что позволяет избежать потери меди и добиться двукратного обогащения расплава медью. При декомпрессии флюидное насыщение начинается при давлении ~200 МПа, если магма содержит H_2O в качестве единственного летучего вещества, но

массовое выделение флюида, богатого H_2O , происходит только при охлаждении и кристаллизации в верхнем коровом резервуаре.

Такой сценарий обычно предполагается для медно-порфировых систем подтверждается примерами как среднего, так и гигантского масштаба. Самый известный и хорошо изученный пример — батолит Йерингтон, где частичное фракционирование магмы на более глубоких уровнях земной коры привело к последовательному заполнению трех интрузий вложенного друг в друга плутона в верхней части земной коры. Последняя фаза (гранит Лур-Хилл) представляла собой магматический очаг, из которого периодически выходили порфировые дайки и флюиды, образующие жилы. Они были нанесены на карту в масштабе от района до рудника в наклонных блоках разломов. Размеры интрузии соответствуют ограничениям по массовому балансу, касающимся H_2O и рудообразующих компонентов. Аналогичный сценарий для гигантского медно-золото-молибденового месторождения Бингем-Каньон подтверждается совокупными данными геологии, геофизики и цирконовой петрохронологии (см. ниже). На месторождениях Короккоуайко и Келлавеко (Перу) фракционирование в нижней части земной коры, за которым последовало насыщение флюидами из крупного резервуара в средней и верхней частях коры, подтверждается изменением концентрации серы и хлора в магматических вкрапленниках апатита и амфибола, образовавшихся при разных давлениях.

Физическое преимущество крупных магматических очагов в верхней части земной коры для формирования рудных тел заключается в их способности обеспечивать большой, но контролируемый поток флюида с характерной скоростью, обусловленной потерей тепла из-за контакта со значительно более холодными вмещающими породами. Этот сценарий предполагает быстрое поднятие магмы с умеренным содержанием H_2O в верхнюю часть земной коры (см. ниже), а также согласуется с геохронологическими данными по обнаженным среднекоровым плутоническим разрезам. Такая геометрия отчасти обусловлена наличием крупных магматических тел в верхней части земной коры, которые приводят к образованию кальдер. Быстрое заполнение большого резервуара изначально ненасыщенной водой магмой с последующей кристаллизацией с ограничением по температуре и выделением флюидов помогает избежать немедленного извержения на поверхность, поскольку магматические очаги механически стабилизируются на оптимальной глубине $\sim 6 \pm 2$ км за счет баланса между механической прочностью пород верхней части земной коры, плавучестью магмы и скоростью ее пополнения и выделения флюидов.

4.4 Транскортальная система водного дугового магматизма

На рисунке 4В показан типичный сценарий, при котором одно и то же количество водного базальта подвергается вертикальному фракционированию и переносу расплава между более

мелкими интрузиями. Поток водного базальта из нижележащей мантии может поддерживать такую транскорневую магматическую систему на протяжении миллионов лет и обеспечивать магмой кратковременные периоды активного вулканизма, перемежающиеся долгими периодами кажущегося затишья. Вулканические продукты обычно содержат смесь вкрапленников, образовавшихся на разных уровнях, что подтверждается минералогической барометрией. Вертикальное фракционирование способствует последовательному заполнению коровых плутонов более мелкими порциями магмы, о чём свидетельствуют полевые данные о смешивании магм с разной степенью фракционирования в составных интрузиях. В результате медленной сегрегации интрузивные гранитоиды имеют менее развитый основной состав, чем можно предположить по их минеральному составу. То есть они представляют собой кумуляты кристаллов, выпавших в осадок из более фракционированных расплавов, которые продвинулись дальше в столбе магмы. Примеры последовательно заполняющихся интрузий варьируются от долгоживущих комплексов нижней коры до среднекоровых батолитов и бедных полезными ископаемыми плутонов верхней коры. Батолит Адамелло (Итальянские Альпы) обладает необходимым объемом для формирования гигантского рудного месторождения и образовался на глубине, сопоставимой с глубиной магматического очага, описанного в сценарии С, но формировался в виде нескольких плутонов в течение как минимум 12 млн лет. Даже небольшие плутоны внутри него медленно заполнялись многочисленными магматическими импульсами, о чем свидетельствуют внутренние контакты и более глубокие вкрапленники, датированные с помощью высокоточной геохронологии. Такие составные интрузии отличаются от батолита Йерингтон, в котором минерализующая интрузия Лур-Хилл быстро заполнилась расплавом из области фракционирования в средней и нижней частях земной коры.

Магматический комплекс Альтиплано-Пуна в центральных Андах является крупнейшим скоплением магмы и содержит самый большой объем водного силикатного расплава на Земле. Его горизонтальный диаметр превышает 100 км. Это результат более чем 40-миллионного периода магматизма и тектоники сжатия, в результате которых континентальная кора утолстилась до ~70 км, что привело к поднятию современного плато Альтиплано-Пуна. Геофизические данные указывают на непрерывное насыщение магмы флюидами, содержащими до 20% расплава, на глубине от 30 км до поверхности. Его размеров хватило бы, чтобы образовать от 10 до 100 месторождений меди размером с Эль-Теньенте, но, судя по всему, флюидная фокусировка была ограниченной, а эпитермальные месторождения соответствующих размеров неизвестны. Сторонники теории образования руд за счет проникновения магмы в земную кору по трансграничным каналам, питающим плодородную

магму, выходящую на поверхность (рис. 4А) можно предположить, что низкая механическая прочность этого гигантского тела из вязкой магмы препятствует образованию сквозных каналов для направленного подъема плодородной магмы из нижней части земной коры. Они также могут указывать на преимущественно корово-анатектический состав лав, выходящих на поверхность над магматическим комплексом Альтиплано-Пуна. Сторонники теории о том, что источником рудного флюида являются крупные магматические очаги в верхней части земной коры, могут дополнительно утверждать, что комплекс находится слишком глубоко и термически стабилен, чтобы в нём могла быстро образовываться жидкость, а доля кристаллов в нём слишком высока для масштабного латерального сбора флюидов из кристаллической массы. Такие системы способны образовывать крупные магматические очаги с преобладанием расплава, но эти расплавы, как правило, не имеют геохимических признаков фракционирования в нижней части земной коры с подавлением образования плагиоклаза. Мнения расходятся, но по сравнению с любым из двух сценариев, представленных на рис. 4А и С, системы с транскорневым перемещением магмы с меньшей вероятностью могут обеспечить масштабное, быстрое и целенаправленное восходящее движение флюидов, необходимое для формирования руд.

Тем не менее состояние транскрустального «кипящего» слоя магматических дуг (рис. 4В) имеет большое значение, поскольку оно обычно предшествует сценарию С и подготавливает земную кору к нему. Термическая подготовка верхней части земной коры в результате длительного магматизма позволяет формировать крупные магматические очаги в верхней части коры и поддерживать их существование. Нагревание земной коры в течение миллионов лет приводит к образованию относительно пластичных участков в хрупкой в остальном коре, что позволяет формировать крупные магматические очаги на глубине от 4 до 8 км, содержащие воду, но не извергающиеся. Локальная пластичность верхней части земной коры проявляется в складчатости, связанной с интрузиями, вокруг крупных плутонов. Термическая подготовка земной коры проявляется в многомиллионном магматизме, предшествующем одному или нескольким кратковременным периодам минерализации в большинстве крупных порфировых систем. В тектонических зонах сжатия транспрессионные разломы могут способствовать мощному подъему плодородной магмы и рудообразующих летучих веществ в предварительно нагретую верхнюю часть земной коры.

5. Перенос компонентов руды из расплава в жидкость.

Эффективный перенос серы, хлора и рудных металлов в магматогенно-гидротермальную флюидную фазу приводит к химическому обогащению на один-два порядка, просто потому,

что флюид составляет всего несколько процентов от объема расплава, но при этом содержит большое количество этих компонентов. Для образования эффективного рудного флюида необходимо соблюдение двух условий. Во-первых, он должен минимизировать потерю рудообразующих компонентов из-за минералов, связывающих их в магматических породах. Во-вторых, при переходе от расплава к гидротермальной фазе не должны разделяться рудообразующие компоненты, которые впоследствии необходимы для осаждения минералов, в частности рудных металлов и серы, необходимой для осаждения сульфидов.

5.1 Принципы: растворение флюидов и извлечение микроэлементов из кристаллизующейся магмы

Перенос рудных металлов из магмы в гидротермальный флюид-растворитель контролируется химическим взаимодействием между кристаллами, расплавом и флюидом. Таким образом, концентрация металлов в расплаве и флюиде зависит от степени кристаллизации. Например, расплав, кристаллизующийся до точки F на рис. 5, обогащается H_2O до 5% и достигает насыщения флюидом.

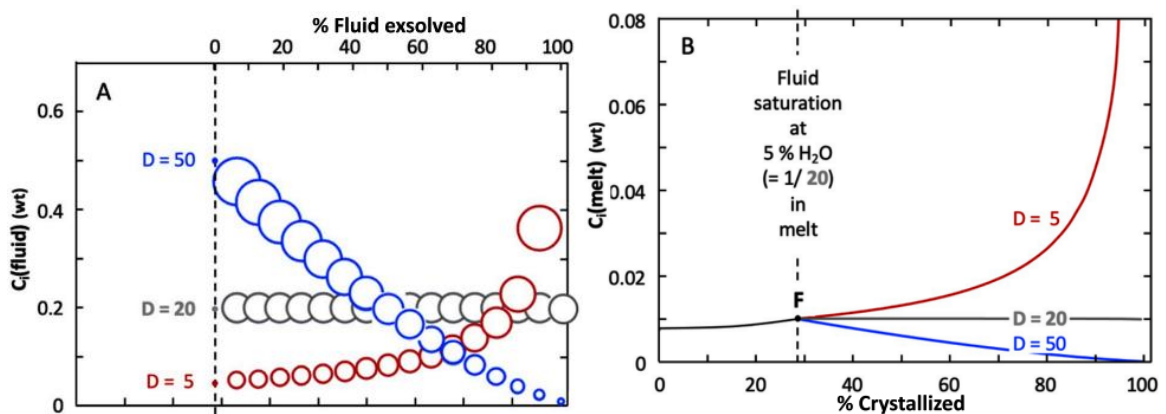


Рис. 5. Эволюция трёх несовместимых микроэлементов i (три цвета) во время кристаллизации магмы, достигающей насыщения H_2O в точке F (т.е. после того, как ~28% кристаллизовалось в безводные минералы).
 А. Концентрация в последовательных порциях жидкости (доля каждого микроэлемента - размер пузырька).
 В. Соответствующие изменения концентрации в оставшейся расплавленной магме.

Начиная с этого момента фугитивность H_2O (~концентрация в расплаве) остается постоянной при неизменном давлении ($P_{\text{жидкости}} = P$), а H_2O выделяется по мере кристаллизации магмы вплоть до полного затвердевания (от F до 100% кристаллов на нижней оси, от 0 до 100% выделившегося H_2O на верхней оси).

Поведение микроэлементов зависит от их склонности к переходу в жидкую фазу по сравнению с H_2O . Это показано тремя цветами на рисунке 5А (концентрация в жидкости, где размер пузырьков показывает долю каждого элемента, перешедшего в жидкость на каждом этапе кристаллизации) и рисунке 5В (концентрация соответствующих элементов в оставшемся расплаве). Предполагается, что используются три разных коэффициента распределения $D_i = C_i(\text{жидкость})/C_i(\text{расплав})$. Голубой микроэлемент предпочитает жидкую фазу с коэффициентом

распределения $D_{\text{blue}} = 50$, что больше, чем $\text{CH}_2\text{O}(\text{fluid})/\text{CH}_2\text{O}(\text{melt}) \approx 100\%/5\% = 20$, то есть он будет накапливаться в жидкой фазе, но расходоваться в оставшемся расплаве. Могли бы назвать его «элементом, который любит жидкую фазу». Для красного элемента $D_{\text{red}} = 5$ положительно, но меньше, чем $\text{CH}_2\text{O}(\text{fluid})/\text{CH}_2\text{O}(\text{melt})$, поэтому его концентрация в жидкости все еще выше, чем в расплаве, но по мере кристаллизации концентрация в оставшемся расплаве и в жидкости возрастает. Назовем красный элемент «неохотно переходящим в жидкость». Если коэффициент распределения $D_{\text{серый}}$ равен $\text{CH}_2\text{O}(\text{fluid})/\text{CH}_2\text{O}(\text{melt})$, серый элемент и основной компонент жидкости H_2O удаляются в одинаковых пропорциях; следовательно, концентрация в жидкости и в оставшемся расплаве остается неизменной. Доля микроэлемента, переходящая в жидкость на каждом этапе растворения, максимальна в начале процесса для элементов, активно растворяющихся в жидкости (синий цвет), минимальна в конце для элементов, растворяющихся в жидкости неохотно (красный цвет), или постоянна в нейтральном случае (серый цвет).

Эта концепция фракционирования в открытой системе, или рэлеевской дистилляции, была применена к сосуществующим включениям расплава и флюида из позднемагматических жил и миаролитовых полостей, которые были проанализированы с помощью лазерной абляции и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ЛА-ИСП-МС). В результате были получены коэффициенты распределения многих элементов в зависимости от поля. Цезий несовместим даже с позднекристаллизующимися минералами, но его коэффициент распределения в флюиде лишь немного превышает 1, поэтому по его содержанию можно судить о степени кристаллизации магмы. График зависимости концентрации элементов в флюидных включениях от концентрации цезия позволяет оценить степень предпочтения различных микроэлементов расплавом или флюидом. При таком подходе более ранние работы показали, что большинство рудообразующих элементов, включая Cu, Pb, Mo и сам хлор, активно взаимодействуют с флюидами при высоком давлении (~200 МПа и выше), но неохотно — при давлении ~100 МПа и ниже. Впервые эта зависимость от давления была экспериментально зафиксирована для NaCl Килинчем и Бернхэмом, что послужило основой для новаторской модели образования рудных флюидов, разработанной Клайном и Боднаром.

5.2 Свойства материала: коэффициенты распределения различаются и зависят друг от друга.

Более поздние экспериментальные исследования показали, что коэффициенты распределения (D) между силикатным расплавом и флюидом не являются постоянными, как

предполагалось в простой иллюстрации на рисунке 5, а зависят от давления и состава из-за изменения термодинамических свойств расплава, флюида и растворённых комплексов.

Хлор: Cl является важнейшим компонентом при формировании руды, и на его коэффициент распределения в расплаве/жидкости влияют несколько факторов:

1. Сольватация молекулами H_2O (гидратация) стабилизирует Cl и другие солеподобные компоненты в жидкости и значительно усиливает их взаимодействие по сравнению с газообразными жидкостями (минимальная гидратация) и жидкими водными растворами.

2. NaCl (включающий в себя все виды хлоридов в жидкости, за исключением HCl, преобладающего в вулканических газах) делает жидкость более плотной и похожей на воду. Такое неидеальное смешивание приводит к разделению на две фазы: парообразную с низкой плотностью, богатую H_2O , и более плотную, богатую NaCl, при давлении ниже ~ 150 МПа .

3. Стабильность самого хлора повышается при увеличении его концентрации в жидкости.

4. В то же время хлор в силикатном расплаве дестабилизируется при повышении концентрации SiO_2 в расплаве из-за полимеризации.

В совокупности эти четыре тенденции приводят к резкому увеличению $D_{Cl}(\text{жидкость/расплав})$ с ростом P, солёности жидкости и концентрации SiO_2 в фракционирующем силикатном расплаве.

Перенос меди: Перенос меди из расплава в жидкость зависит от плотности жидкости (следовательно, от P), а также от окислительно-восстановительных условий. В значительной степени он зависит от поведения хлора, поскольку образуются прочные комплексы, такие как $CuCl(aq)0$ и $CuCl_2(aq)$ – при более высоких солёностях, а также смешанные комплексы Cl-S в системах с высоким содержанием H_2S . Аналогичные закономерности применимы и к другим рудным металлам, образующим комплексы с Cl, включая Sn, Pb, Zn и Mn. $FeCl_2$ ведет себя схожим образом, но насыщается магнетитом и является основным компонентом магматических флюидов наряду с NaCl и KCl. Даже следовые количества металлов с оксидной или сульфидной координацией в водной среде предпочитают жидкую фазу с повышением солёности из-за образования полиметаллических комплексов со щелочными металлами, таких как $Mo(Na,K)NO_{4(aq)}$ или Au-Na-H-S, которые могут играть особенно важную роль в основных щелочных магмах.

Сера: S отдаёт предпочтение жидкости в виде молекулярных соединений SO_2 и H_2S , в меньшей степени зависящих от гидратации, поэтому S легко переходит в жидкость при любом давлении. Распределение серы между кристаллизующейся магмой и флюидом зависит от окислительно-восстановительного потенциала, поскольку летучие соединения серы конкурируют с сульфатом (SO_4) за место в силикатном расплаве в качестве стабильных

компонентов, что приводит к насыщению ангидритом окисленных магм, связанных с порфировой медной минерализацией.

6. Поэтапная экстракция жидкости: ранняя и поздняя передача металла

Чтобы проиллюстрировать влияние глубины залегания и состава магмы на извлечение металлов, были рассчитаны четыре модели дистилляции от точки насыщения флюида до 100-процентного затвердевания. Расчеты дополняют исследования Канделы, Клайна, Боднара, Одетта и учитывают переменные D_{Cu} , D_{Mo} и D_{Cl} в соответствии с уравнениями и экспериментальными данными Таттитча и др. Рисунок 6B-D основан на данных о содержании 100 ppm Cu и 2 ppm Mo в исходном мантийном расплаве, который до насыщения флюидами подвергся фракционированию в разной степени, что расширяет сценарии, представленные на рисунке 4.

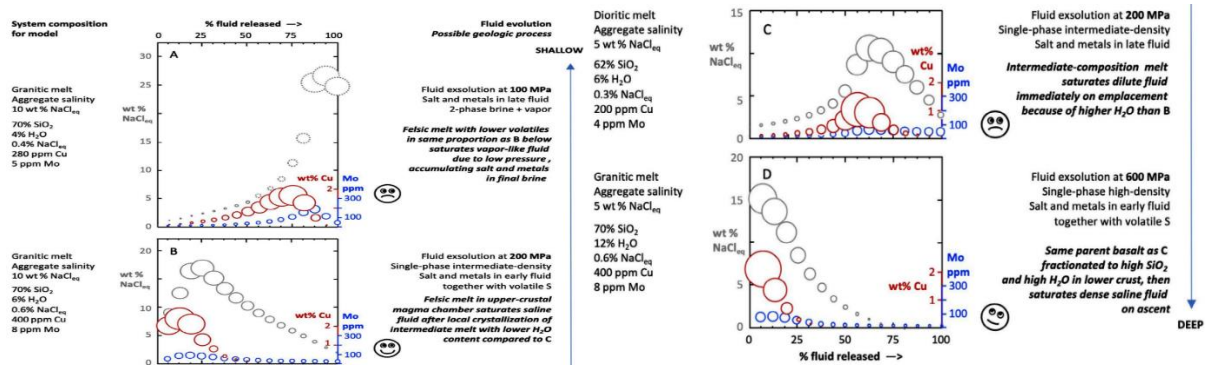


Рис. 6. Прогнозируемые концентрации Cl, Cu и Mo в флюидах, выделенных на разной глубине в коре, смоделированные как 16 партий после насыщения флюидом расплавов с различной степенью предварительной фракционизации (модель гранитного vs. диоритного расплава). Давление насыщения флюида определяется содержанием H₂O в расплаве, от мелкозалегающих условий (A) через условия верхней коры (B, C) до условий нижней коры (D). Диаметр пузырька - доля каждого элемента, извлекаемого последовательными партиями флюида. Параметры слева от диаграмм определяют состав расплава в точке насыщения флюидом.

Насыщение флюидами происходит при разном давлении, зависящем от содержания H₂O в расплаве. Увеличение содержания SiO₂ в расплаве повышает D_{Cl} , что, в свою очередь, зависит от солёности флюида. Масштабирование долей перенесенных компонентов в зависимости от размера символа позволяет оценить важность ранних и поздних этапов извлечения металлов в следующих четырех случаях, от глубоких (рис. 6D) до поверхностных (рис. 6A).

При высокой степени фракционирования расплав с содержанием 70% по массе SiO₂ и 12% по массе H₂O насыщает водную жидкость в нижней части земной коры (рис. 6D), что приближает его к сценарию магматического канала, описанному ранее на рис. 4A. В начале извлечения флюида высокофракционированный расплав содержит примерно в 4 раза больше H₂O, Cl и рудных металлов, чем примитивный базальт. Высокое содержание SiO₂ в расплаве и высокая плотность флюида приводят к высокому значению D_{Cl} для первых порций флюида,

насыщающих ванну. Значение D_{Cu} еще выше, поэтому 73% доступного Cl и 95% Cu переходят в первую четверть флюида, насыщающего объем. Обогащение металлами в флюиде, выделяющемся на ранних стадиях, благоприятно для последующего рудообразования, поскольку летучие соединения серы (H_2S и SO_2) также выделяются в флюиды, насыщающие магму на ранних стадиях, особенно в кремнистых и окисленных магмах, где в флюиде преобладает SO_2 . Таким образом, сера вместе с $CuCl$ и $FeCl_2$ способствует последующему осаждению сульфидов меди и железа в верхней части земной коры. Впервые об этом заговорили Рорлах и Лукс 2005 г что делает образование флюида при высоком давлении после глубокого фракционирования нижних слоев земной коры привлекательным методом разработки медно-порфировых месторождений.

При фракционировании базальтовой магмы с одинаковым исходным содержанием H_2O , Cl, Cu и Mo до промежуточного состава (~62% по массе SiO_2 ; рис. 6С) содержание несовместимых летучих веществ в расплаве увеличивается всего в 2 раза по сравнению с исходной концентрацией. Более низкая концентрация H_2O задерживает насыщение расплава флюидами до тех пор, пока давление в верхней части магмы не достигнет 200 МПа. Чем ниже содержание P, SiO_2 и Cl в расплаве, тем ниже D_{Cl} и D_{Cu} . После насыщения исходной жидкости с низким содержанием Cl и Cu эти компоненты накапливаются в оставшемся расплаве до тех пор, пока содержание SiO_2 не станет достаточно высоким, чтобы в конечном итоге перевести Cl, Cu, а также Mo в поздние порции насыщающейся жидкости. Такое поведение менее благоприятно для образования руды по нескольким причинам. Во-первых, Cu распределяется между множеством порций жидкости, что приводит к общему снижению концентрации Cu в жидкости. Во-вторых, высвобождение рудного металла происходит с задержкой по сравнению с выделением серы, что снижает вероятность того, что все необходимые компоненты для осаждения сульфидов соберутся в месте залегания руды. И в-третьих, образование наиболее богатой медью жидкости из уже в значительной степени кристаллизовавшейся магмы (более 60%) препятствует целенаправленному извлечению этой жидкости и, как правило, оставляет металлы в рассеянном состоянии в плутонических породах.

Эту неблагоприятную ситуацию можно исправить, увеличив соотношение Cl/ H_2O в исходной магме, как показано на рис. 6В для тех же исходных концентраций Cl, Cu и Mo, но при вдвое меньшем исходном содержании H_2O . Это создает в верхней части коры условия, аналогичные или даже лучшие, чем в нижней части коры по сценарию D. Несколько более низкое содержание H_2O в первичном базальте позволяет умеренно фракционированному расплаву со средним составом проникать в магматический резервуар в верхней части земной коры без немедленного насыщения флюидом, где он начинает кристаллизоваться при

предполагаемом давлении в 200 МПа (такое же давление, как на рис. 6С, но в геологическом сценарии, соответствующем рис. 4С). Флюид насытит породу только после образования примерно 30% кристаллов, когда объем межкристаллического расплава увеличится до ~70% SiO₂. Более высокое соотношение Cl/H₂O и содержание SiO₂ в этом остаточном расплаве повышают D_{Cl} настолько, что Cl и, в еще большей степени, Cu переходят в первые порции выщелачивающей жидкости вместе с летучими соединениями серы. 84% доступной меди переходит в первую четверть выщелачивающей жидкости. К этому моменту общая степень кристалличности магмы (включая кристаллы, образовавшиеся до насыщения флюидом) достигла ~45%. Это находится в диапазоне от 40 до 70% кристалличности, при котором физическое извлечение флюида особенно эффективно (см. ниже). В более поздних порциях флюида содержание меди значительно снижено, но в них все еще присутствует значительная часть молибдена, доступного в системе. Эволюция рис. 4С и 6В соответствует интерпретации флюидных и расплавных включений из месторождения Бингем-Каньон, а также петрографическим, геофизическим и цирконо-геохимическим данным (см. ниже).

На рисунке 6А показано очень слабое растворение жидкости при давлении ~100 МПа, когда плотность жидкости оказывает доминирующее влияние на коэффициенты распределения. Пар с низкой плотностью плохо растворяет соль и металлы, поэтому они остаются в расплаве, пока не будут извлечены первые порции однофазного пара. Хлор накапливается в расплаве до тех пор, пока его концентрация не станет достаточно высокой для разделения сильносоленой жидкости и пара с низкой соленостью. Это фазовое разделение здесь не моделируется, но экстраполированные средние значения солености показаны пунктирными символами. Фракционирование гранита с таким высоким содержанием хлора и металлов и низким содержанием H₂O маловероятно в дуговых системах без предшествующей потери H₂O и металлов на большей глубине. На локальном уровне такое поведение демонстрируют флюидные включения из миаролитовых полостей в неглубоких гранитоидных интрузиях. Модель также соответствует оценкам давления и температуры, а также процентному содержанию меди в сильносоленых включениях в рассолах или водно-солевых расплавах в кварцевых фрагментах, выброшенных неглубокой магматической камерой, образовавшей кальдеру Серро-Эскориаль (Чили), после потери H₂O и летучего S. Действительно, несмотря на тщательные поиски, здесь не было обнаружено никаких выбросов, указывающих на залегание руды на глубине.

Цель этих модельных расчетов — показать влияние фракционирования магмы и глубины залегания как двух основных факторов, способствующих эффективному образованию рудных флюидов. Примеры на рис. 6 демонстрируют скорее тенденции, чем количественные прогнозы,

в первую очередь из-за значительной экспериментальной погрешности. Во-вторых, флюиды не выбрасываются из крупных магматических резервуаров отдельными порциями, как в модели, а частично перемешиваются в областях с разным составом и степенью кристалличности, прежде чем попасть в рудное тело. В результате флюиды в порфировых месторождениях более постоянны по составу и имеют более низкую концентрацию металла, чем крайние значения на рисунке 6. Тем не менее, перенос металла вместе с летучими веществами в флюид раннего насыщения благоприятен для рудообразования, независимо от того, извлекаются ли компоненты руды из силикатного расплава или путем разложения магматических сульфидов.

6.1 Гидрология и продолжительность извлечения и фокусировки жидкости

Медно-порфировая руда залегает в сети жил, связанных с небольшими интрузиями с высоким содержанием вкрапленников (обычно 50 об. %), образовавшихся из более крупного объема магмы, содержащей флюиды, на глубине. В этом разделе мы рассмотрим физические процессы извлечения флюидов из магмы и придем к выводу, что охлаждение крупного магматического очага в верхней части земной коры может привести к самопроизвольному скоплению рудных флюидов. Предложенная модель процесса позволяет избежать катастрофических извержений и происходит в соответствии с высокоточной геохронологией.

6.2 Быстрое образование и самофокусировка магматических флюидов

Движение флюида в магме связано с кристаллизацией магмы, которая приводит к образованию флюида за счет вытеснения H_2O и других летучих веществ из кристаллов. Однако эти процессы также изменяют вязкость расплава и эффективную проницаемость остывающей магмы. Для изучения таких сложных взаимосвязей требуется численное моделирование, позволяющее связать крупномасштабное движение флюида с взаимодействием на уровне зерен между кристаллами, флюидом и расплавом. Основное внимание здесь уделяется изучению условий образования рудного флюида. В других опубликованных подходах к моделированию акцент делается на еще более коротких периодах формирования жил или на различных аспектах магматических резервуаров и движения гидротермальных флюидов, при этом используются различные комбинации схожих базовых уравнений.

Механические процессы в вертикально протяженном магматическом канале рассматривались на примере молибденовых месторождений типа «климакс» при условии, что содержание H_2O в расплаве достаточно низкое и жидкость насыщает только верхнюю часть магматического столба. Предполагается, что высокая температура и низкая вязкость этих богатых фтором гранитных расплавов обеспечивают вертикальную конвекцию в магматическом канале. Конвекция обусловлена снижением плотности из-за взвешенных пузырьков, которые обеспечивают постоянный приток магматических флюидов к верхней

части столба магмы, а также повышенной плотностью расплава с пониженным содержанием H_2O . Аналогичный механизм был предложен для порфировых медно-золотых месторождений, образовавшихся из диоритовых магм с низким содержанием H_2O . Механические свойства водонасыщенного гранитного расплава, насыщенного флюидом уже в нижней части земной коры (рис. 4А) впервые было рассмотрено Абдуллиным и др. (2024), тогда как процессы в магматическом очаге верхней коры, подобные рисунку 4С, были смоделированы довольно подробно.

На рисунке 7 представлены результаты частично взаимосвязанных симуляций магматического очага в верхней части земной коры, сопоставимые по размеру с очагом на рисунке 4С.

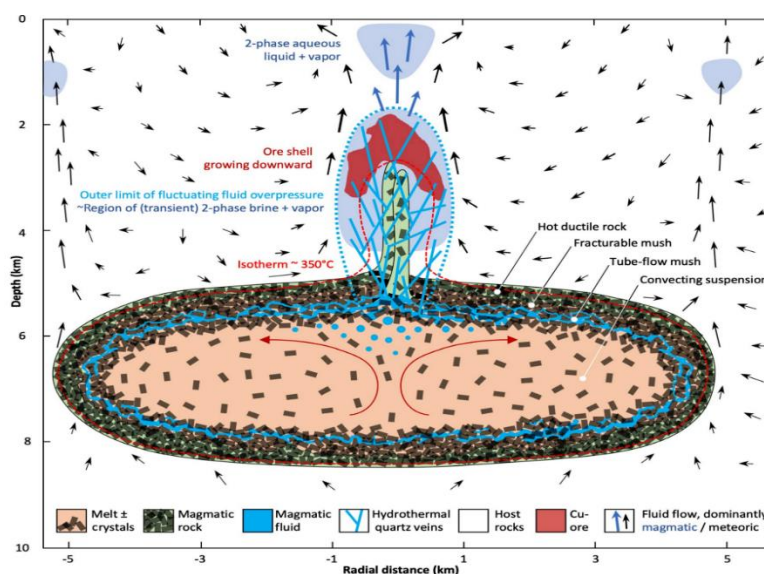


Рис. 7. Схематическая композитная модель численных расчетов, имитирующих остывание умеренно гидротермальной магматической камеры, кристаллизующейся в верхней коре. Извлечение и фокусировка флюида происходит через кристаллические трубки в магме, а рудные отложения формируются за счет взаимодействия самофокусированного магматического флюидного пламени с конвективной метеорической водой. Порфировые «пальцы» показаны только для иллюстрации (примерно в масштабе Бату-Хиджоу), но их вклад в перенос флюида и тепла невелик по сравнению с флюидом и теплом, переносимыми пламенем флюида. Геометрия интрузии и свойства материала определяют физически реалистичные продолжительности процессов, однако транспорт пузырьков в конвективной магме является спекулятивным. Основание модели нереалистично, так как подстилающая кора обычно предварительно нагрета предыдущими интрузиями, поэтому охлаждение и направленное извлечение флюида в основном происходит за счет потери тепла из верхних частей интрузии. Показан момент через примерно 10 000 лет после интрузии магмы, в начале периода, длящегося около 50 000 лет, в течение которых внутреннее кристаллизация, образование флюидов и фокусировка продолжают почти в стабильном режиме до тех пор, пока магматическое тело не кристаллизуется и магматические летучие вещества не исчерпаются. Более крупные интрузии и несколько более глубокое залегание изменяют отношение сторон флюидного столба и могут продлить общую продолжительность потока флюида до 600 000 лет. Первоначальное насыщение флюида может быть вызвано вводом более мафической магмы.

Эти результаты включает в себя моделирование поведения магмы на уровне отдельных зерен с помощью численных методов на основе частиц, которые показывают, что одновременная кристаллизация и выделение флюида определяют диапазон кристалличности и образования воды, при котором жидкость эффективно выходит из оставшегося расплава,

поскольку кристаллы соприкасаются друг с другом и образуют непрерывную трубчатую сеть. Это микроскопическое явление было преобразовано в эффективную проницаемость кристаллической массы и включено в модель конечных элементов для описания движения жидкости в охлаждающейся и кристаллизующейся магматической камере. Численные результаты (рис. 7) показывают, что при доле кристаллов от 40 до 70% образуется зона с высокой проницаемостью, в которой в результате кристаллизации образуются флюиды, которые движутся по трубчатой сети в сторону точки с наименьшим давлением. Эта зона трубчатого потока продвигается внутрь за счет более богатой расплавом и, следовательно, менее проницаемой внутренней части магматического очага. С внешней стороны зона трубчатого потока перекрыта кристаллической массой, в которой высокая доля кристаллов препятствует выходу жидкости. Окружающий ее панцирь из горячих магматических пород может быть разрушен только в результате гидроразрыва, когда $P_{\text{жидкости}}$ превышает литостатическое давление плюс прочность породы. Эти зоны, смещающиеся внутрь, образуют и удерживают флюиды, тем самым концентрируя доступные летучие вещества в одной точке во время остывания интрузии. Концентрация происходит в точке с наименьшим давлением, которое может меняться под влиянием уже существующих структур, которые также определяют место выхода магмы на поверхность. Образовавшийся шлейф горячей жидкости и его взаимодействие с более холодными вмещающими породами, насыщенными грунтовыми водами, были впервые описаны Хенли и Макнаббом (1978), а его физическая гидрология была изучена Вайсом и др. (2012), в том числе изменение проницаемости горных пород в зависимости от изменения температуры и давления. Стабильный, но внутренне нестабильный шлейф флюида образуется в результате обратной связи между избыточным давлением флюида (приводящим к раскрытию жил) и адвекцией тепла, переносимого флюидом и кварцевыми отложениями (приводящей к пластическому закрытию проницаемости). Эти конкурирующие факторы, влияющие на проницаемость, стабилизируют фронт с резким снижением давления и температуры на небольшом расстоянии. Поскольку растворимость кварца уменьшается с ростом давления, а растворимость сульфидов меди и железа резко снижается при понижении температуры, модель предсказывает образование столбика из кварцевых отложений и более замкнутой рудной оболочки из сульфидов меди и железа из-за крутого градиента давления и температуры вблизи внешнего фронта магматических флюидов по сравнению с конвективными внешними флюидами, которые отводят тепло и переносят его к поверхности. В зависимости от глубины магматического очага флюид в области образования кварцевых отложений разделяется на рассол и пар. Пар может подниматься с большей скоростью, чем более плотный

и вязкий рассол, и в результате конденсироваться в жидкость с высоким содержанием H_2O , снова смешиваясь с рассолом или с дождевой водой (см. ниже).

Эта модель объясняет латеральное течение, необходимое для сбора флюида из гораздо большего объема магмы, которая теряет тепло при выходе на поверхность. На уровне месторождения она объясняет гидротермальную минералогию, показывая, что порфиновые рудные оболочки обычно формируются в верхних и внешних зонах столбов с повторяющимися кварцевыми прожилками и интенсивными калиевыми изменениями. Жидкостные включения показывают, что эти жильные образования представляют собой бывшие температурные аномалии по сравнению с окружающими более холодными породами, в которых ореолы пропилитизации гораздо шире, чем можно было бы ожидать при контактном метаморфизме, вызванном интрузиями порфиновых пород. Оба этих факта объясняются преобладанием тепловой конвекции, вызванной направленным движением магматической жидкости, и тепловыми потерями внешних пород, насыщенных конвективной атмосферной водой. Гидрологический контакт может быть довольно резким, и лишь в некоторых местах происходит смешивание жидкостей. Для накопления экономически выгодных запасов руды, а не для рассеивания металлов по пути восходящего потока или на большей горизонтальной площади, необходимо стабилизировать место осаждения меди за счет конкурирующего эффекта давления и температуры, который приводит к повышению проницаемости и ее последующему снижению. Точка минерализации обычно определяется структурными неоднородностями, но основным фактором, определяющим перекрестную, преимущественно вертикальную и радиальную ориентацию кварцевых жил, является переменное избыточное давление флюида. При более низких температурах и почти гидростатическом давлении флюида внешнее напряжение становится более значимым фактором, определяющим локализацию эпитермальных жил. Для образования магматического флюидного плюма, создающего аномалию давления и температуры по сравнению с окружающим его гидротермальным охлаждающим аппаратом, необходимо, чтобы выброс флюида происходил достаточно быстро, чтобы предотвратить охлаждение и низкотемпературные изменения горных пород между эпизодами внедрения порфиновых интрузий, что обычно не наблюдается при детальном изучении в полевых условиях.

6.3 Продолжительность минерализации: чем больше тоннаж, тем дольше; чем выше качество руды, тем быстрее.

Временные рамки движения флюидов и формирования руд, предсказанные с помощью мультифизического моделирования, согласуются с высокоточными данными геохронологии, что указывает на корреляцию между размером месторождения и продолжительностью

минерализации. В некоторых ранних геохронологических исследованиях подчеркивалась многомиллионная продолжительность рудообразующего магматизма, из чего иногда ошибочно делали вывод, что длительная многоимпульсная минерализация сама по себе способствует формированию богатых рудных месторождений. Интерпретация геохронологических данных стала более точной с появлением метода изотопного разбавления с химической абляцией и термоионизационной масс-спектрометрии (CA-ID-TIMS) для отдельных кристаллов циркона, который позволяет определить время кристаллизации циркона в рамках термической истории магматических пород. Сочетание высокоточной геохронологии с химическим анализом циркониевых зерен методом микроанализа LA-ICP-MS позволяет установить связь между временем и химической эволюцией магмы («петрохронология»).

Современная петрохронология была применена к нескольким порфировым рудным системам, где в ходе полевых исследований были зафиксированы периоды образования гидротермальных жил, ограниченные событиями внедрения магмы (рис. 8).

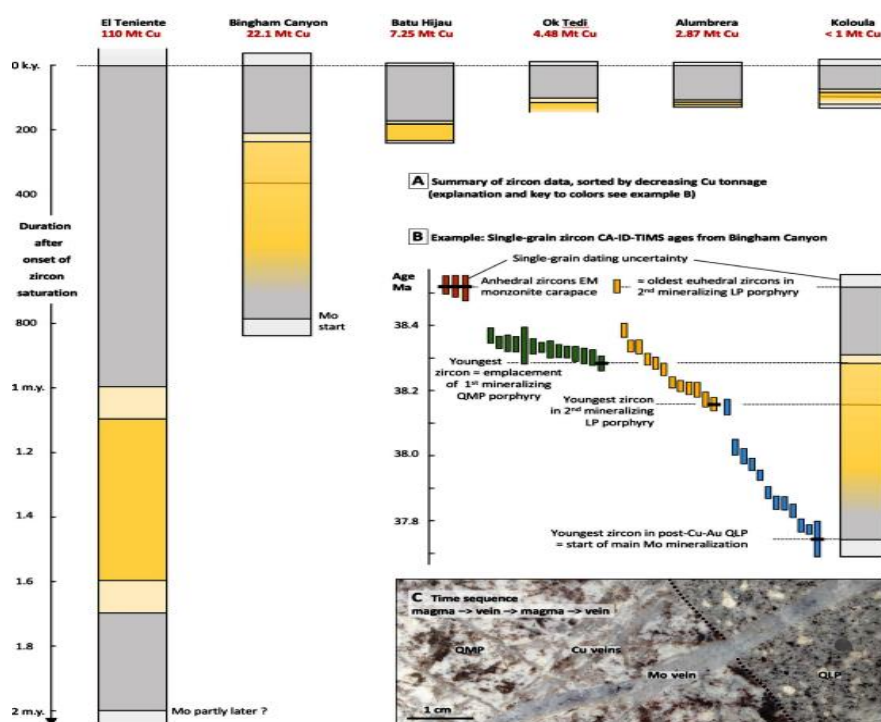


Рис. 8. Примеры существования минерализующей магмы (серый) по сравнению с продолжительностью Cu-Au минерализации (желтый) и общей численностью меди (красный) шести порфировых медных месторождений, где до-, син-, и пост-минеральные интрузии были датированы методом U-Pb одного циркона.

Такие соотношения обнажений позволяют выделить два типа «продолжительности существования» магмато-гидротермальных рудных систем. С одной стороны, общая вариативность точного и согласованного возраста всех цирконов из набора образцов порфировых пород определяет общий срок существования магматического резервуара с момента насыщения цирконов до образования рудного флюида, включая возможное

завершение процесса катастрофическим извержением вулкана. С другой стороны, возраст внедрения порфировых пород указывает на продолжительность формирования гидротермальных жил. Если датировано достаточно большое количество вкрапленников циркона, то самые молодые цирконы указывают на завершение кристаллизации циркона в конкретной порции магмы и определяют возраст внедрения порфировых пород.

На рисунке 8А представлены результаты исследований шести месторождений с разным содержанием меди, для которых был определен возраст монокристаллического циркона на основе четких полевых взаимосвязей между образцами интрузий. Результаты получены с помощью метода CA-ID-TIMS, за исключением месторождения Эль-Теньенте, где данных LA-ICP-MS было достаточно для определения интересующих возрастных интервалов из-за молодого возраста и длительной минерализации на этом месторождении. В каждом из приведенных исследований рассматриваются конкретные допущения и неоднозначные моменты, в том числе интерпретация возраста нескольких самых старых и самых молодых цирконов, но все они позволяют провести различие между более длительным периодом существования минерализующих магматических систем (серые столбцы) и более коротким периодом гидротермальной минерализации, ограниченным до- и син- и послерудными порфирами (желтые столбцы). Верхушка серых столбцов неизменно предшествует еще более древним (5–2 млн лет) интрузиям в том же районе, которые не имеют признаков образования рудоносных флюидов и, как правило, отличаются по содержанию микроэлементов. На врезке 8В показан подход к интерпретации данных о времени существования магмы и продолжительности минерализации с учетом аналитических погрешностей, обозначенных более светлыми участками. В Бингем-Каньоне в обширный купол мелкозернистого равностороннего монцонита (EM) внедрились два порфировых дайка, образовавшихся до или одновременно с минерализацией (QMP, LP), за которыми последовали кварцевые прожилки и вкрапления меди с уменьшающейся интенсивностью, о чем свидетельствует постепенное изменение цвета на [рис. 8](#). Большая часть медно-золотой минерализации сформировалась до последней, но все же коагматической интрузивной фазы (QLP), в результате которой образовалось мало меди, но большая часть молибдена ([рис. 8С](#)). Медно-молибденовые рудные оболочки имеют концентрическую структуру, при этом молибден смещен немного вниз, что указывает на то, что термическая аномалия сфокусированного флюидного шлейфа ([рис. 7](#)) сохранялась более 600 тыс лет без низкотемпературных (менее 350°C) изменений и прожилков.

Сочетание физического моделирования ([рис. 7](#)) и петрохронологии высокого разрешения ([рис. 8](#)) объясняет, почему продолжительность минерализации коррелирует с тоннажем меди в порфировых месторождениях: из более крупных магматических резервуаров может поступать

больше рудного флюида, но для их остывания и вытеснения флюида требуется больше времени. Содержание меди в руде — еще один фактор, определяющий экономическую целесообразность разработки, — в первую очередь зависит от эффективности охлаждения сфокусированного флюидного шлейфа за счет теплопотерь с конвекционными поверхностными водами, расположение которых определяется структурой и проницаемостью вмещающих пород. Для обогащения руды с высоким содержанием меди требуется скорость потока, обеспечивающая резкий градиент растворимости металла на гидрологически стабилизированном фронте осаждения, что позволяет накапливать медь в ограниченном объеме руды.

7. Образование жил, отложение руды и изменение вмещающих пород

Физические процессы определяют химический состав минеральных отложений, которые являются основным этапом гидротермального обогащения металлов. Геологические, минералогические и аналитические наблюдения в масштабах от рудника до микроскопа могут быть сопоставлены с экспериментальными данными, определяющими свойства флюидов и минералов. В этом разделе мы утверждаем, что первоначальный химический состав магматического флюида, а также изменение свойств флюида при снижении давления и температуры определяют эффективность избирательного осаждения рудных металлов.

7.1 Связь геологических наблюдений с лабораторными экспериментами

Жилы и гидротермальные изменения: многочисленные пересекающиеся жилы и наложенные друг на друга типы изменений вмещающих пород в порфириковых месторождениях кажутся хаотичными, но на самом деле имеют общие черты и систематически варьируются в пространстве и во времени. Взаимосвязь между пересечением жил и последовательными этапами внедрения магмы позволяет определить временные рамки, которые можно соотнести с зональностью месторождения по минералогии, содержанию руды и соотношению металлов. Типы жил демонстрируют систематическую взаимосвязь с составом руды, типом изменений и распределением состава руды относительно палеоповерхности, как показано на основе геологического картирования в масштабе месторождения. На рисунке 9 показаны несколько распространенных по всему миру типов жил и изменений, расположенных в порядке увеличения предполагаемой глубины залегания. Содержание меди в руде в целом коррелирует с плотностью кварцевых жил, которые связаны с калиевыми изменениями (К-полевые шпаты и гидротермальные биотиты замещают магматические минералы, замещая в флюиде $\text{Ca} \pm \text{Na}$ на К) или, особенно в относительно глубоких залежах, ореолы изменения мусковита + биотита \pm андалузита с вкраплениями халькопирита и борнита.

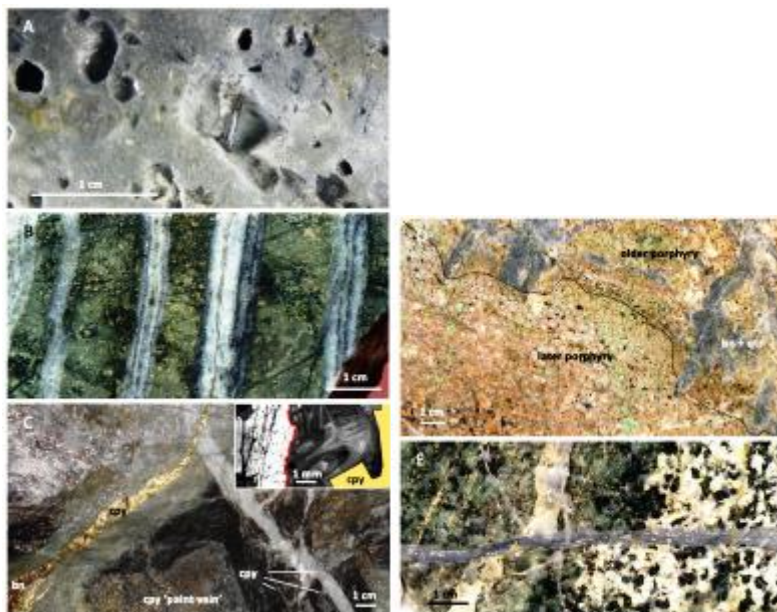


Рис. 9. Характерные типы жил и изменения в порфировых медных системах связаны с глубиной формирования, что влияет на осаждение минералов и соотношения рудных металлов. А. Кварцевая кавернозная альтерация. В. Магматические флюиды мелких вулканических зон. С. Богатая порфировая медная руда ± золото ± молибден.

С другой стороны, микроскопическое исследование текстуры кварцевых жил с помощью сканирующей электронной микроскопии и катодолюминесценции (СЭМ-КЛ) показывает, что сульфиды меди и железа редко встречаются в виде включений в основном жильном кварце, но почти всегда контактируют с микропрожилками и растворенными границами зерен, заполненными кварцем второго поколения, который обычно имеет тусклую люминесцентную окраску (рис. 9С). Эти наблюдения привели к противоречивым интерпретациям. Согласно одной из них, сульфиды меди и железа осаждались на ранних стадиях вместе с кварцевыми прожилками и изменениями в области стабильности биотита, а затем перераспределялись в микротрещины вместе с тускло-люминесцентным кварцем. В качестве альтернативы борнит + халькопирит образовались после формирования основных кварцевых жил благодаря вторичной проницаемости в области ретроградной растворимости кварца при температуре ниже 450°C и в перекрывающих трещинах, богатых сульфидами, но не содержащих кварца («красящих прожилках»), образовавшихся после формирования преобладающих кварцевых прожилков и связанных с зарождающимся разрушением полевого шпата мусковитом ± хлоритом (рис. 9С). Наконец, все кварцевые жилы и жилы, богатые сульфидами меди и железа, перекрыты послойными изменениями, разрушающими полевой шпат (мусковит и глинистые минералы), которые широко распространены в верхних частях многих порфировых месторождений и простираются вдоль заполненных пиритом трещин на большую глубину, направляя низкосолёные магматические флюиды в вышележащие эпitherмальные отложения.

Жидкостные включения: Текстурно разновозрастные группы включений со схожим соотношением фаз представляют собой образцы ранее однородной жидкости. Например, пузырь пара, состоящий на 70% из газа и на 30% из воды, обнаруженный во включении при температуре окружающей среды, свидетельствует о том, что исходная жидкость, попавшая в ловушку при высокой температуре, имела насыпную плотность около $0,3 \text{ г/см}^3$. Размер дочерних кристаллов галита является показателем общей солёности, превышающей ~26% по массе в пересчёте на эквивалент NaCl, то есть растворимость галита при температуре окружающей среды. Петрография позволяет определить временную последовательность между попаданием включений в породу и стадиями осаждения минералов (с помощью СЭМ-изображения текстур жил; рис. 9С). Жидкостные включения показывают, что слабосоленые магматические флюиды, поступающие в основание медно-порфировых месторождений, разделяются на высокосолёную жидкость и менее плотный пар с низким содержанием солей. Изменения давления, температуры и состава флюидов, выявленные с помощью микротермометрии в масштабе месторождения и в пределах одного образца, свидетельствуют о динамическом характере гидротермальных процессов и позволяют предположить, что магматические флюидные шлейфы охлаждались за счёт внешней конвекции атмосферной воды (рис. 7). Микроанализ отдельных флюидных включений в текстурном контексте показал, что магматические флюиды до насыщения руды минералами содержат гораздо больше металлов, чем оценки, предполагающие химическое равновесие с окончательной минералогией руды, и что металлы и металлоиды переносятся солёными жидкостями, а также парообразными жидкостями. Однако после попадания в ловушку состав флюидных включений может измениться из-за потери H_2 (что не позволяет определить исходные окислительно-восстановительные условия) или из-за внутренней диффузии избытка меди в паровые включения с высоким содержанием H_2S .

Стабильные изотопы: изотопный анализ кислорода и водорода в гидротермальных минералах показал, что вокруг гранитных интрузий происходит конвекция метеорной воды, в то время как в плотной сети кварцевых жил в порфировых месторождениях преобладает магматическая флюидная фаза. Анализ $\delta^{18}\text{O}$ гидротермального жильного кварца с пространственным разрешением показывает, что смешение метеорных и магматических флюидов в медно-золотых месторождениях порфирового типа незначительно, в том числе на стадии филлитовых изменений. Соотношение изотопов более тяжёлых элементов, таких как $\delta^{65}\text{Cu}$, можно интерпретировать в рамках той же генетической концепции.

Лабораторные эксперименты: измерение свойств жидкостей при высоком давлении и температуре позволило определить условия однофазной и двухфазной стабильности солевых

растворов, а также их плотность и теплоемкость, в основном на основе экспериментов с модельной системой $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Эксперименты также показали, что металлы могут растворяться как в жидких, так и в парообразных средах. Эксперименты играют ключевую роль в изучении флюидных включений и крупномасштабной эволюции гидротермальных флюидов (рис. 7). Они количественно оценили, как снижение температуры приводит к химическому дисбалансу между магматической породой и флюидом, образовавшимся из одной и той же магмы, и стало основной движущей силой для осаждения минералов и гидротермальных изменений. При понижении давления при высоких температурах свойства жидкости становятся более парообразными, что ослабляет взаимодействие ионов металлов с молекулами H_2O и снижает растворимость металлов. Растворимость кремнезема в виде нейтрального $\text{SiO}_{2(\text{aq})}$ также уменьшается с ростом P и T , за исключением области, в которой растворимость кварца ретроградна, то есть увеличивается при охлаждении жидкости в диапазоне температур от $\sim 500^\circ$ до $\sim 320^\circ\text{C}$ и при давлении ниже ~ 100 Мпа. Сера в магматогенно-гидротермальных рудных флюидах выступает в качестве дополнительного лиганда, помимо хлора, для комплексообразования с Cu особенно с Au в низкосолёных магматических флюидах с плотностью, близкой к критической или парообразной. Он также способствует выпадению сульфидов меди и железа $\text{S}^{-\text{II}}$ в зависимости от соотношения $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ в магматическом флюиде. SO_2 в флюидах, выделяемых окисленными магмами на глубине, диспропорционирует на сульфат и сульфид в соответствии с $4\text{S} + \text{IVO}_2 + 4\text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{S}^{-\text{II}} + 3\text{S} + \text{VIO}_4^{2-} + 6\text{H}^+$. Это способствует образованию гидротермального ангидрита за счет кальциевого компонента плагиоклаза при калиевых изменениях. При дальнейшем охлаждении кислотность, возникающая в результате диспропорционирования серы, становится основным фактором гидролиза полевого шпата до слоистых силикатов в медно-порфириновых системах (филлитовое и глинистое изменение). Несмотря на обширную базу экспериментальных данных по химически простым системам, их объединение в многокомпонентные реакционные модели для описания осаждения руд и изменения вмещающих пород по-прежнему затруднено из-за отсутствия единого термодинамического описания растворенных веществ в жидкостях — от пара до соленых растворов.

7.2 Эволюция флюидов и осаждение рудных минералов.

Полевые наблюдения, данные о флюидных включениях и эксперименты по определению растворимости минералов позволяют провести полуколичественную интерпретацию эволюции гидротермальных флюидов в порфириновых системах. Приведенная ниже интерпретация является предварительной, но согласуется с физическими ограничениями, накладываемыми потоками массы и тепла, а также с ограниченным термодинамическим моделированием

реакций. Она рассматривает различные пути эволюции флюидов, обусловленные разными градиентами температуры и давления между источником магматического флюида и поверхностью. Пути эволюции флюидов меняются с течением времени по мере того, как магма, из которой они образуются, остывает и опускается на большую глубину (рис. 7).

Изменение свойств флюидов показано на схемах, иллюстрирующих вертикальные разрезы различных систем рудоносных жил (рис. 10).

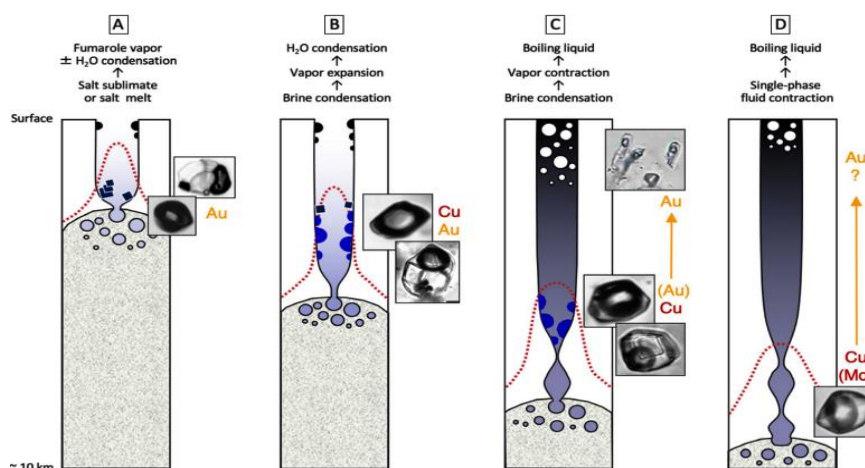


Рис. 10. Состояние солевого магматического флюида в зависимости от Т-Р изменения от магматического источника к поверхности. Свойства флюида - степень затемнения (синий цвета -соленость: белый — низкоплотный без соли, черный — водный раствор, темно-синий — высокосолёный рассол. При восхождении флюид может разделяться на солевой жидкий фаз (синие капли), конденсирующийся из пара с низкой соленостью. В зависимости от Р-Т при восхождении этот пар может либо расширяться до еще более низкой плотности (А, В), либо сжиматься до водного раствора жидкость (С, D).

Схематично показаны каналы, по которым поднимаются конечные магматические флюиды, отдавая тепло окружающим породам и конвективной атмосферной воде. Пунктирными красными линиями схематично обозначено положение изотерм относительно поверхности и источника магматического флюида. Изменение плотности жидкости показано изменением цвета от газообразного (белый) до жидкого (темный), а соленость — интенсивностью синего цвета. Такое представление позволяет отобразить переход от однофазной («сверхкритической») жидкости к двухфазному сосуществованию на основе экспериментальных фазовых диаграмм в модельной системе NaCl-H₂O. Разделение фаз может происходить двумя различными способами, в зависимости от того, как путь подъема жидкости пересекает двухфазную границу (пар + растворенная жидкость) системы соленая вода. Большинство магматических флюидов имеют низкую соленость (<10 мас. % в эквиваленте NaCl) и пересекают двухфазную границу со стороны пара. Это приводит к конденсации, то есть образованию капель жидкости в парообразной жидкости. Чистый H₂O конденсируется при атмосферном давлении из бессолевого пара при охлаждении ниже 100 °C (рис. 10А). Тот же процесс происходит, когда более горячий и плотный магматический пар, содержащий

некоторое количество соли, конденсируется при более высоком давлении. Соль преимущественно переходит в конденсирующуюся жидкость (солевой раствор высокой концентрации), которая показана в виде темно-синих капель на рис. 10B и C, тем самым снижая содержание соли в оставшемся паре, в то время как такие газы, как H_2S и SO_2 , остаются в паре. Кроме того, фазовое разделение может происходить за счет образования пузырьков в жидкости, если двухфазная поверхность пересекается со стороны жидкости, аналогично кипению воды при низком давлении (белые пузырьки, образующиеся в плотной черной жидкости (рис. 10C, D)). В отличие от этого, сжатие флюида, противоположное его расширению, описывает просто увеличение или уменьшение плотности при неизменном составе флюида. Давление флюида (P_{fluid}) зависит не только от глубины, но и варьируется от литостатического в магме до гидростатического ближе к поверхности. Сужения в схематическом изображении колонны жил указывают на точки с резким градиентом P_{fluid} , обусловленным взаимодействием процессов гидроразрыва и закрытия жил за счет пластической деформации и осаждения минералов.

Предполагается, что четыре сценария эволюции флюидов от магмы к поверхности по-разному влияют на перенос и осаждение меди и золота (обозначены красным и оранжевым (рис. 10), а свойства флюидов при повышенных температурах могут быть связаны с микроскопическим внешним видом флюидных включений в лабораторных условиях после охлаждения и экспонирования (маленькие микрофотографии).

Если магма выделяет жидкость вблизи поверхности (рис. 10A), образующаяся летучая фаза имеет очень низкую плотность при температуре, близкой к температуре магмы, и может выделяться в виде вулканического газа через горячие fumaroles. Помимо H_2O , этот пар эффективно извлекает из магмы газообразные компоненты, в частности SO_2 . Если пар остывает, не достигнув поверхности, он может конденсироваться и смешиваться с атмосферной водой. $SO_2 + H_2O$ образует кислоту (H_2SO_4), которая разрушает полевые шпаты, превращая их в глинистые минералы (глинистое изменение), стабилизирует сульфатные минералы, такие как алунит (прогрессирующее глинистое изменение), или выщелачивает все компоненты породы, кроме остаточного кварца (рис. 9A). Из-за низкой плотности пар обладает ограниченной способностью извлекать металлы или соли (хотя соотношение металлов в высокотемпературных вулканических газах сравнимо с их содержанием в рудообразующих флюидах, а некоторые сульфиды могут выпадать в виде сублимационных кристаллов в горячих fumarole-каналах. В нижней части некоторых вулканов или в кровле игнимбритовых резервуаров $NaCl$ может вступать в реакцию с другими солями (KCl , $FeCl_2$) с образованием H_2 бедный кислородом солевой расплав, сосуществующий с паром низкой плотности. Концентрация подобных флюидов приводит к образованию полосчатых кварцевых прожилок

в бедных сульфидами порфировых месторождениях золота (рис. 9В). Такие жилы в Кисладаге (Турция) содержат повсеместно встречающиеся включения соляного расплава и пара с низкой плотностью (маленькие микрофотографии на рис. 10А, а аналогичные соляные расплавы в Белых Врхах (Словакия) содержат измеримые концентрации золота. Пар с низкой плотностью имеет низкое парциальное давление H_2S , что препятствует осаждению сульфидных минералов, таких как $CuFeS_2$ или Cu_3AsS_4 (энаргит). В результате в рудной минералогии большинства порфировых месторождений золота преобладает $Au \pm$ магнетит (рис. 9В). Любая медь (которая действительно присутствует в магме, о чем свидетельствуют магматические сульфиды, содержащие медь, выпадает в осадок только на большей глубине или может быть рассеяна метеорными флюидами.

Охлаждению жидкости при более высоком P способствует выделение раствора из магмы на большей глубине (рис. 10В). Растворяющийся на глубине 5-10 км флюид становится более плотным и способен извлекать и переносить $NaCl$ и рудные металлы (рис. 6В), как показано на рисунке 10В через D, благодаря все более темной и синей жидкости, выходящей из магмы. Охлаждение однофазного пара может привести к контрастному выделению жидкости в зависимости от их начального соотношения $H_2O/NaCl$ и их P - T пути.

Если температура остается высокой при довольно низком давлении, пар расширяется, и его способность удерживать соли в растворе снижается по мере подъема. Это приводит к выделению высокосолевой жидкой фазы (рассола или солевого расплава с низким содержанием H_2O), которая конденсируется из охлаждающегося и расширяющегося пара и может привести к насыщению твердым $NaCl$ (темно-синие капли \pm галит показаны на рис. 10В). Если малообъемный рассол заключен в жидкую инклюзию, то после охлаждения его высокая соленость становится очевидной по множеству крупных кристаллов соли. В инклюзиях сосуществующего пара виден большой пузырь и небольшой мениск жидкости, что свидетельствует о изначально низкой насыпной плотности (микрофотографии на рис. 10В из Бингемского каньона). Расширение доминирующего горячего пара при понижении давления способствует совместному осаждению рудных металлов: золота — из-за уменьшения плотности жидкости, а также сульфидов меди, железа и молибденита, пока давление жидкости достаточно высокое для обеспечения достаточной фугитивности H_2S для стабилизации сульфидов. После детального изучения флюидных включений в Бингем-Каньоне была выдвинута гипотеза о совместном осаждении $Cu + Au$ под воздействием расширяющегося вверх шлейфа флюида с преобладанием пара. Это предположение было выдвинуто на основании данных о вариациях плотности флюидных включений в зависимости от глубины, которые коррелируют с уменьшением соотношения Au/Cu в рудной оболочке по мере

погружения. Аналогичный процесс наблюдается на медно-золотом месторождении Грасберг. Пути расширения флюида А и В характерны для магмы с довольно низким содержанием H_2O , что объясняет, почему месторождения порфировых руд с высоким содержанием золота обычно связаны с неглубокими залежами и менее фракционированной магмой.

При несколько более высоком давлении растворения магматической флюиды или при более эффективном охлаждении магматической флюиды на большей глубине траектория эволюции может привести к совершенно иному поведению флюиды (рис. 10С). После конденсации рассола на глубине, как и в предыдущем сценарии, пар может отделиться от более плотного и вязкого рассола и подняться в более холодную область, где его плотность увеличится и он приобретет свойства жидкости. Это изменение плотности от парообразной до жидкостной происходит при постоянном составе без пересечения каких-либо фазовых границ. Однофазные магматические флюиды легко переносят золото и медь в высоких концентрациях, а фазовое разделение на рассол и пар при температуре, близкой к магматической, приводит к обогащению обоих металлов в более соленой жидкой фазе за счет образования стабильных комплексов с хлором. Однако при средних значениях T существует область значений P и T , в которой Cu , связанная с Cl , предпочитает соленую жидкость, в то время как Au в значительной степени распределяется между сосуществующими магматическими парами, богатыми H_2S . Экспериментальные данные, определяющие этот диапазон, неоднозначны, но в водных растворах с почти критической плотностью при температуре от 400 до 500 °С бисульфидные комплексы золота достаточно стабильны, чтобы обеспечить растворимость золота на уровне миллионных долей. Следовательно, разделение паров рассола с последующим сжатием поднимающегося пара может привести к выделению Cu в рассол (доступный для осаждения сульфидов $Cu-Fe$ в более глубоких частях зональных порфировых отложений, таких как Бингем-Каньон из Au , переносимого с сжимающимся паром в вышележащие эпитеральные месторождения золота. Эта интерпретация модифицирует более раннее термодинамическое моделирование в свете новых наблюдений флюидных включений и объясняет отделение Au от Cu в соответствии с низким содержанием Cu в большинстве эпитермальных месторождений золота. Разделение паров солевого раствора на глубине способствует переносу Au до эпитермальных температур, поскольку оно истощает паровую фазу в $FeCl_2$, помогая поддерживать высокие концентрации H_2S в водных жидкостях, необходимые для комплексообразования Au . С другой стороны, разделение Au и Cu в зависимости от давления может объяснить вертикальную зональность рудных металлов в Бингем-Каньоне: на глубине залегают участки с низким содержанием Au , но богатые Cu , а на мелководье — участки с высоким содержанием Cu и Au , которые выпадают в осадок совместно.

Расширение пара (рис. 10B) может со временем смениться сжатием пара (рис. 10C), если наблюдать за конкретной точкой в формирующемся рудном теле. На месторождении Бату-Хиджау (Индонезия) во время первого импульса внедрения порфировых пород и образования жил в некоторых частях месторождения наблюдается отложение борнита высокой степени чистоты, а также биотито-полевошпатовые изменения. Кварц-борнитовые жилы образовались при высоких температурах в результате изменения полевых шпатов, возможно, сначала из-за декомпрессии и расширения однофазной жидкости с низкой солёностью до рассола и пара. Кварцевые жилы, связанные со второй и основной интрузией минерализующего порфирового комплекса, содержат сульфиды меди и железа в более поздних трещинах, которые, по мнению Сернуски и др. (2023), образовались в результате ремобилизации сульфидов. Кроме того, борнит и халькопирит с более низкой температурой могут непосредственно осаждаться в более поздних трещинах, перекрывающих кварцевые жилы с более высокой температурой, из однофазной водной жидкости при температуре от 300 до 400°C. Текстуальный анализ и анализ включений позволяют предположить, что эта жидкость образовалась в результате регомогенизации магматического рассола (содержащего большую часть $\text{Cu} \pm \text{Au}$) и пара (богатого H_2S), которые ранее отделились чуть ниже по пути восходящего потока через месторождение. Такая пространственно-временная эволюция обусловлена общим охлаждением магматической системы, что приводит к смещению изотерм, перехода от хрупкого состояния к пластичному и фронта магматических/метеоритных флюидов с течением времени на большую глубину. В результате адвективные рудные металлы накапливаются в растущей вниз рудной оболочке (рис. 7). Аналогичная эволюция была предложена Хеденквистом и др. (1998) для порфирового месторождения Cu-Au на дальнем юго-востоке и однотипных жил с высоким содержанием сульфида Au-Cu-As в Лепанто (Филиппины), начиная с ранних кварцевых жил на глубине и резких изменений кварца в системе мелких жил, вызванных преимущественно расширяющимся паром. За этим последовало добавление халькопирита с изменением серицита в более глубоком порфире и добавление Au + пирит + энаргит в мелководную эпитеpmальную руду охлаждающей водной жидкостью.

При еще более высоком давлении (рис. 10D) флюид охлаждается, не пересекая двухфазную область «рассол + пар», как, например, на медно-молибденовом месторождении Бьютт. Медная минерализация связана с биотит-калиевым полевым шпатом и мусковитом, которые по мере продвижения вверх сменяются мусковит-хлоритовыми ореолами, содержащими большую часть халькопирита месторождения. Жидкостные включения в ранних темных слюдястых жилах, а также в жилах из бесплодного кварца и кварц-молибденитовых жилах (рис. 9E) имеют низкую солёность, относительно высокое содержание CO_2 и среднюю

плотность, что указывает на то, что порфировая руда в основном образовалась из однофазной жидкости при температуре от 650° до 475°C. Оценки давления по флюидным включениям показывают, что глубина минерализации уменьшилась с 9 до 2,5 км, что согласуется с геологическими реконструкциями, указывающими на поверхностную эрозию в ходе длительного процесса рудообразования, при котором секущие эпитермальные сульфидные жилы простирались в стороны от медно-молибденовых порфировых рудных тел. Информации об изначальном содержании золота нет, но высокая плотность флюида, высокое содержание H_2 . Содержание серы и разрушение полевого шпата препятствовали осаждению содержащегося в породе золота и способствовали его вымыванию в разрушенную приповерхностную область.

8. Альтернативные аргументы и открытые вопросы.

Изменения свойств флюидов при охлаждении крупной магматической системы являются основным фактором, влияющим на гидротермальные изменения и осаждение минералов в масштабах от месторождения до жилы. В следующих абзацах мы рассмотрим некоторые ограничения и альтернативные аргументы в пользу этой интерпретации.

Соотношение меди и золота: общее соотношение меди и золота в порфировых месторождениях имеет тенденцию к увеличению с глубиной и давлением при отложении руды, но в первую очередь оно зависит от содержания металлов во флюиде и магме, из которой он образовался, а также от процессов плавления и дифференциации в нижней части земной коры. Об этом свидетельствуют бедные золотом месторождения, образовавшиеся при довольно низком давлении (например, Эль-Теньенте) и, возможно, более глубокие месторождения золота порфирового типа без соляных расплавов, образовавшиеся из других магматических пород или под влиянием других факторов (например, Ла-Колоса, Колумбия)

Золото в твердом растворе борнита: было высказано предположение, что золото в качестве примеси, растворенной в борните, является преобладающим минералом в месторождениях порфировых руд с высоким содержанием золота. Эта гипотеза связана с дискуссией о температуре первоначального осаждения сульфидов меди и железа. Для порфирового медно-золотого месторождения с высоким соотношением Au/Cu, например 1 промилле Au на 1 % по массе Cu в Грасберге, требуется температура не менее 560 °C, чтобы все золото вошло в состав твердого раствора борнита, или более 660 °C, если оно изначально было растворено в халькопирите. Это может быть возможно в диапазоне температур, при которых происходило осаждение руды, предложенном Чернуски и соавторами (2023). Это означает, что позднее Au отделилось и образовало отдельные зёрна, которые сейчас составляют основную часть золота в рудах. Более низкая температура осаждения сульфидов меди и железа,

как предполагают Ландтуинг и соавторы (2010), Ширра и соавторы (2022) и другие исследователи, указывает на то, что Au осаждалось вместе с сульфидами меди и железа в виде самородных зёрен, как это происходит и сегодня.

Преобладание пара или рассола: относительный вклад двух жидких фаз в порфировую минерализацию зависит от определения и варьируется в пространстве и времени. В большинстве месторождений рудный флюид представляет собой единую фазу, которая обычно пересекает двухфазную кривую солевой воды со стороны пара, то есть является «пароподобной» и имеет плотность ниже критической плотности жидкости такого состава. Пропорции фаз и элементов после фазового разделения однофазного рудного флюида на рассол + пар могут быть рассчитаны на основе экспериментов по установлению равновесия в модельной системе $\text{NaCl-H}_2\text{O-(-CO}_2\text{)}$ (неизменно показывающей массовое соотношение пара и рассола >1) и анализов включения жидких металлов в руду. Согласно таким балансам массы в замкнутой системе, медь в основном находилась в рассоле (Юлонг, Тибет; Бату-Хиджау) или в сопоставимых количествах присутствовала в рассоле и парах (Бингем-Каньон; после поправки на переоценку содержания меди из-за ее накопления после интрузии). Помимо серьезных аналитических погрешностей в таких расчетах, распределение рудообразующих компонентов между двумя жидкими фазами становится важным только в том случае, если пар физически отделяется от рассола на уровне флюидного шлейфа, но не имеет значения, если две жидкие фазы движутся вместе по системе жил, а затем снова смешиваются.

Солевые линзы: скопление или «застой» богатого медью рассола вряд ли может существенно повлиять на формирование руд, даже несмотря на то, что под действующими вулканами геофизически наблюдаются солевые линзы, заполняющие поровое пространство в неглубоких магматических каналах и вокруг них. Даже если бы концентрация Cu во флюиде составляла 1 мас. % Cu , как в наиболее богатых Cu включениях рассола, для образования руды с содержанием меди 1% потребовалось бы, чтобы порода на момент минерализации состояла из ~ 60 об. % жидкости и ~40 об. % вмещающей породы (при условии, что рассол имел плотность 1100 кг/м^3 , а исходная вмещающая порода имела плотность 2700 кг/м^3). Даже при менее радикальных допущениях считается, что накопление богатого металлами рассола не способствует осаждению экономически выгодной руды, поскольку большое количество серы, изначально присутствовавшей в рудном флюиде с меньшей солёностью, уже улетучилось вместе с преобладающей паровой фазой.

Тепловой баланс: тепловые последствия направленного движения флюида, в том числе сжатие магматического пара и его смешивание с атмосферной водой, до конца не изучены. Мультифизические модели объясняют ключевые особенности порфировых рудных оболочек,

но не учитывают образование флюидного шлейфа и внедрение горячего порфира в изначально холодную приповерхностную среду. Теплосодержание магмы невелико по сравнению с теплом, привносимым флюидом в процессе минерализации, но его нельзя игнорировать, особенно если учесть трехмерный контакт между тонким порфировым штоком и холодной водонасыщенной вмещающей породой. Изначально крутые температурные градиенты в сочетании с высокой концентрацией меди в первых порциях флюида (рис. 6) могут объяснить тот факт, что высокосортная борнитовая минерализация в ранних кварцевых жилах лучше всего развивается в первом минерализующемся порфировом теле (например, Бату-Хиджау) до формирования стабильного флюидного шлейфа, в котором образуется основная рудная оболочка. Помимо изменений давления, температуры и плотности флюида, на отложение меди высокой степени чистоты также влияет химический состав вмещающей породы. Например, скарны способствуют нейтрализации кислоты, а богатые железом вмещающие породы стабилизируют сульфиды меди и железа, но даже эти реакции изменения происходят из-за снижения температуры.

9. Поднятие, эрозия и гипергенное обогащение.

Медно-порфировые месторождения, формирующиеся на глубине в несколько километров в орогенных условиях, подвергаются более поздней эксгумации, что объясняет характерную разницу во времени между их формированием и выходом на поверхность. В среднем по миру эта разница составляет от десятков до сотен миллионов лет; для сохранения более древних месторождений вблизи современной поверхности требуются особые условия. Статистический анализ возрастного распределения обнаженных месторождений позволяет оценить количество неоткрытых месторождений, которые все еще находятся под слоем пустой породы толщиной более 1 км, но достаточно близко к поверхности, чтобы их можно было разрабатывать с помощью современных технологий (~3 км). Согласно таким моделям, потенциально пригодные для разработки запасы меди на несколько порядков превышают оценки, основанные на данных о вскрытых месторождениях.

Многие месторождения медно-порфировой формации имеют низкое содержание меди в гидротермально измененных породах и становятся рентабельными только благодаря гипергенному обогащению при контакте с гидросферой. Гипергенное обогащение происходит за счет растворения первичных сульфидов меди и железа в поверхностных водах, окисления сульфидов до серной кислоты и перехода Cu^{I} в Cu^{II} , которые хорошо растворяются при атмосферном давлении. Медь выпадает в осадок, когда окисленные кислые грунтовые воды контактируют с гидротермальными сульфидами в нижней части профиля выветривания, восстанавливая Cu^{II} до вторичных сульфидов, таких как Cu_2S (халькозин). Кроме того,

силикаты, карбонаты или сульфаты Cu^{+II} могут накапливаться, когда кислые грунтовые воды контактируют с полевыми шпатами или карбонатными породами, нейтрализующими рН. Окисление неорганического пирита происходит медленно и даже в течение геологических периодов времени происходит только благодаря бактериальному катализу. Из-за нехватки места и опыта мы не можем подробно рассмотреть этот процесс, хотя он представляет собой интересную связь между экономической геологией, тектоникой, горообразованием и эволюцией климата. Обогащение супергенными минералами также имеет экологические преимущества при переработке, поскольку медленное естественное рассеивание токсичных элементов в течение геологических периодов позволяет избежать экологических проблем, связанных с быстрой добычей сульфидов и долгосрочным хранением химически активных отходов.

10. Перспективы и некоторые последствия для исследований.

Понимание геологических процессов — один из многих инструментов для удовлетворения потребностей в металлах в будущем, а строгие законы физики и химии необходимы для интерпретации, казалось бы, очевидных геологических наблюдений. Научный прогресс идет медленно, но то, что сегодня является общеизвестным, в прошлом было передовыми исследованиями — например, понимание гидротермальных изменений, которое появилось около 50 лет назад. Мы не знаем, какие из современных научных исследований пригодятся в будущем. Как бы то ни было, я считаю, что результаты технически сложных исследований следует рассматривать как интуитивные концепции, которые могут быть проверены на практике специалистами, занимающимися поиском новых месторождений металлов. Здесь я перечисляю некоторые выводы, которые могут быть важны для геологоразведки, а также вопросы, которые, на мой взгляд, особенно актуальны для будущих исследований.

Способствует ли глобальная неоднородность литосферы формированию провинций с порфировыми месторождениями, богатыми медью, молибденом или золотом? Содержание металлов, в частности молибдена и меди, а также золота и меди, частично определяется тектоникой плит, которая развивалась на протяжении всего докембрийского периода, но на него также могут влиять изменения в конфигурации плит, длящиеся несколько миллионов лет или меньше. Первоначальное содержание золота в примитивных базальтах, вероятно, связано с первичным обогащением мантии золотом в абсолютном выражении или по отношению к меди до его избирательной мобилизации в результате более позднего процесса мантийного плавления. Аналогичным образом, две глобальные провинции молибдена, по-видимому, связаны с неизвестным процессом избирательного обогащения мантии металлами в раннем

докембрии. Считается, что первоначальное содержание меди в мантийных магмах постоянно, но мантийные магмы, избирательно обогащенные медью, могут быть замаскированы процессами потери меди в верхних слоях земной коры до отбора проб и анализа горных пород. Историческое обогащение медью некоторых мантийных областей не следует исключать как фактор, повлиявший на формирование уникальных медно-колчеданных провинций, таких как Центральные Анды, даже несмотря на то, что доказательства и возможные механизмы этого процесса пока не найдены.

Для будущих открытий крайне важно выявлять продуктивные магматические системы в известных провинциях и обнаруживать продуктивные области в более древних геологических формациях, подвергшихся более позднему метаморфизму. Циркон особенно полезен тем, что он сохраняется при более позднем метаморфизме и выветривании и, являясь хронометром и химическим индикатором, позволяет выявить кратковременные периоды продуктивного магматизма в более длительные периоды непродуктивного магматизма. Поскольку глубокое фракционирование водных магм является ключевым фактором их продуктивности, химический индикатор, измеряющий литостатическое давление (независимо от фугитивности H_2O) во время кристаллизации циркона, был бы очень полезен для моих исследований и вскоре мог бы найти практическое применение в разведке полезных ископаемых.

Какова геометрия эффективной системы магматических каналов, способной генерировать гидротермальный флюидный шлейф с достаточной скоростью, чтобы создать тепловую аномалию, необходимую для формирования гигантского месторождения меди? Этот вопрос, возможно, является самым спорным в современных исследованиях медно-порфировых месторождений. Вопрос о том, транспортируют ли трубчатые каналы исключительно гидратированную магму напрямую из нижней части земной коры в верхнюю или же умеренно быстрый поток магмы заполняет исключительно большие, но не извергающиеся магматические камеры в верхней части земной коры, — это не просто академический вопрос. Распознавание того или иного случая на разведываемых территориях должно стать критерием первоочередной важности. Должны ли геологи искать свидетельства существования крупных плутонов в верхней части земной коры и разрабатывать методы картирования их внутренней структуры и дистанционного определения бывших точек выхода флюидов? Или же им следует разрабатывать методы определения крутых магматических каналов большой вертикальной протяженности?

Характер импульсов минерализации часто интерпретируется неверно. Расчеты теплового баланса и последовательность гидротермальных изменений показывают, что флюидный поток, вероятно, был более непрерывным в масштабах рудного тела, чем можно предположить, исходя

из резко пересекающихся жил и периодичности внедрения порфировых интрузий. Небольшие по объему порфировые интрузии, а постоянный флюидный поток является ключевым фактором накопления металлов в ограниченном объеме породы, в отличие от рассеивания металлов на больших расстояниях либо вдоль системы флюидопроводящих каналов, либо в результате нескольких импульсов, растянутых на длительные периоды времени. Высокое содержание руды обусловлено балансом между потоком горячего магматического флюида и отводом тепла за счет эффективного механизма охлаждения. Многократное внедрение порфировых интрузий само по себе не приносит пользы и скорее приводит к снижению, чем к повышению содержания руды.

Разная продолжительность процессов на разных уровнях является ключевым фактором, определяющим размер месторождения и содержание руды в нем. Осторожная интерпретация высокоточных геохронологических данных на основе критической выборки — перспективный метод выявления потенциально крупных и богатых месторождений. Однако больший разброс геохронологических данных сам по себе не обязательно указывает на более богатую рудную систему. Физическое моделирование и геохронология показывают, что лучшие порфировые месторождения формируются настолько быстро, насколько это возможно, но при этом требуется столько времени, сколько необходимо для образования рудного флюида из массы водного магмы.

Температурная аномалия в процессе рудообразования является наиболее характерным сигналом, распространяющимся за пределы небольшого участка с промышленным залежанием руды. Ее можно обнаружить с помощью картирования изменений и минерального состава, а также по флюидным включениям даже в плохо обнаженных речных бассейнах. Для использования флюидных включений в геологоразведочной практике не требуется глубоких научных знаний. На ранних этапах бурения простое изучение соотношения пузырьков, жидкости и галита может дать информацию о глубине залегания и потенциальной металлогенической зональности.

ИСТОЧНИК:

Christoph A. Heinrich «THE CHAIN OF PROCESSES FORMING PORPHYRY COPPER DEPOSITS». Economic Geology, v. 119, 2024.