



Федеральное государственное бюджетное учреждение
“Всероссийский научно-исследовательский институт
минерального сырья им. Н.М. Федоровского
(ФГБУ “ВИМС”)

ИНФОРМАЦИОННО- АНАЛИТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ:

**МИРОВЫЕ ДОСТИЖЕНИЯ
РАЗВИТИЯ ТЕХНОЛОГИЙ, МЕТОДОВ И
МЕТОДИК ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И
ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

**СЕРИЯ:
ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Москва 2023 г.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ И ПРОГНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ VMS (Volcanogenic Massive Sulfide)

СОДЕРЖАНИЕ:	Стр.
1. ВВЕДЕНИЕ.....	3
2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТИП И СВЯЗАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ.....	4
2.1 Основные типы месторождений.....	6
2.2 Эволюция геолого-генетических гипотез и концепций.....	10
3 РЕГИОНАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	14
3.1 Геотектонические закономерности.....	14
3.2 Срединно-океанические хребты, задуговые бассейны.....	15
3.3 Океанические, окраинно-континентальные вулканические дуги, рифты.....	18
3.4 Продолжительность деятельности магма-гидротермальных систем.....	23
3.5 Рудоконтролирующие структуры.....	26
3.6 Роль магматизма в рудообразовании.....	32
3.7 Пространственная связь с рудовмещающими формациями.....	34
4 ПЕТРОЛОГИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ФОРМАЦИЙ.....	38
4.1 Магматических.....	38
4.2 Осадочных.....	60
4.3 Метаморфических.....	69
5 ХАРАКТЕРИСТИКИ ОРУДЕНЕНИЯ.....	80
5.1 Морфология и зональность.....	80
5.2 Рудосопровождающие гидротермально-метасоматические изменения.....	86
5.3 Гипогенные и гипергенные руды.....	95
6 ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РУД.....	115
6.1 Ассоциации и схемы зонирования элементов.....	115
6.2 Термометрия и геохимия флюидных включений.....	120
6.3 Геохимия стабильных изотопов.....	124
6.4 Радиогенно-изотопная геохимия.....	131
7 ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ.....	132
7.1 Геодинамическая среда.....	135
7.2 Источники металлов и сопутствующих элементов.....	141
7.3 Процессы химического переноса.....	144
7.4 Термобарические и геодинамические условия рудообразования.....	145
7.5 Характер каналов движения продуктивных флюидопотоков.....	147
8 ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ.....	148
8.1 Геологические.....	148
8.2 Геохимические.....	151
8.3 Геофизические.....	154
8.4 Элементы-индикаторы.....	165
8.5 Методы выявления скрытых месторождений.....	165
8.6 Критерии перспективных площадей различных уровней.....	166
8.7 Показатели, влияющие на оценку параметров месторождений.....	169
8.8 Направления будущих исследований.....	170
ИСТОЧНИКИ.....	172

1. ВВЕДЕНИЕ.

Месторождения вулканогенных массивных сульфидов (VMS), также известные как вулканические массивные сульфиды, связанные с вулканами массивные сульфиды или массивные сульфидные месторождения на морском дне, являются важными источниками меди, цинка, свинца, золота и серебра (Cu, Zn, Pb, Au, Ag). Они обычно стратиформны, могут иметь форму множественных линз и варьируются по объему от небольших тел менее тонны до сверхгигантских объектов, таких как Рио-Тинто (Испания) - 1,5 млрд т; Холоднинское (Россия) - 300 млн т; Дактаун (США), 163 млн т и др. Возраст VMS составляет от 3,55 млрд лет до современных, которые активно формируются в условиях растяжения на морском дне в срединно-океанических хребтах, островных дугах и задуговых спрединговых бассейнах. Широкое признание современных VMS, связанных с ними гидротермальных флюидов и жерловой фауны было одним из самых удивительных открытий за последние 50 лет, а исследования морского дна и научные исследования внесли большой вклад в понимание тектонических и рудообразующих процессов в океанической среде.

Массивная руда месторождений VMS на >40% состоит из сульфидов, обычно пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит; несulfидная часть обычно состоит из кварца, барита, ангидрита, оксидов железа, хлорита, серицита, талька и их метаморфизованных эквивалентов. Рудный состав может быть с преобладанием Pb-Zn, Cu-Zn или Pb-Cu-Zn, часто месторождения зонированы как по вертикали, так и по горизонтали.

Сопровождающие гидротермальные изменения вмещающих пород, обычно хорошо развиты и включают аргиллитизацию (каолинит, алунит, иллит, серицит), серицитизацию (серицит, кварц), хлоритизацию (хлорит, кварц) и пропилитизацию (карбонаты, эпидот, хлорит). Необычной особенностью месторождений VMS является ассоциация со стратиформными «эксгальционными» отложениями, состоящими из оксидов кремния, железа, марганца, карбонатов, сульфатов и др., выпавшими в осадок из гидротермальных флюидов в придонных водах. Эти образования могут выходить далеко за пределы массивных сульфидных руд.

Существующая систематика группирует месторождения VMS в (1) подтип Кипра, связанный с морскими основными вулканическими породами, (2) подтип Бесши, связанный с терригенными обломочными осадками и морскими основными вулканическими породами, и (3) подтип Куроко, связанный с морскими вулканическими породами (табл. 1). Эта терминология была разработана на основе тектонических условий для каждого типа месторождений. VMS также классифицируются в соответствии с отношениями цветных (Cu-Zn-Pb) и драгоценных (Au-Ag) металлов.

Более поздние классификации месторождений VMS подчеркивали различия в составе связанных вулканических и осадочных вмещающих пород. Преимущество этих классификационных схем - более тесная связь между тектонической обстановкой и литостратиграфическими комплексами. Основанная на литологии типология показана в таблице 1. Литологические группы коррелируют с тектоническими условиями следующим образом: (1) основные породы срединно-океанических хребтов или зрелых внутриокеанических дуг; 2) пелито-мафические породы тыловых дуг; (3) бимодально-основные породы рифтогенных внутриокеанических вулканических дуг; (4) бимодально-кислые породы дуг континентальных окраин и тыловых дуг и 5) кислые кремнисто-обломочные породы эпиконтинентальных дуг.

Table 1.

Системы классификации вулканогенных массивных сульфидных месторождений.

Cox and Singer (1986)	Galley and others (2007)	Mosier and others (2009)	This report
Kuroko	Felsic-siliciclastic	Felsic	Siliciclastic-felsic
	Bimodal-felsic ¹		Bimodal-felsic
	Bimodal-mafic		Bimodal-mafic
Besshi	Pelitic-mafic	Mafic	Siliciclastic-mafic
Cyprus	Back-arc mafic		Mafic-ultramafic

¹ Includes hybrid bimodal-felsic group of Galley and others (2007).

Для моделей месторождений VMS, описанных в этом обзоре, вариации состава вулканических и осадочных пород, а также стратиграфические последовательности являются важными переменными при идентификации геологических и тектонических условий формирования. Важными данными являются также особенности вмещающей литологии, тектонической обстановки, минералогии руд, геохимические и геофизические характеристики, теории образования месторождений и др.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТИП И СВЯЗАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ.

Месторождения VMS представляют собой пластовые скопления сульфидных минералов, выпавших в осадок из гидротермальных растворов в условиях океанического дна. Термин вулканогенный подразумевает генетическую связь между минерализацией и вулканической активностью. Основные тектонические обстановки для месторождений VMS включают срединно-океанические хребты, вулканические дуги (внутриокеанские и континентальные окраины), задуговые бассейны, рифтовые континентальные окраины. Состав вулканических пород, вмещающих сульфидные месторождения, варьируется от кислого до основного, нередко также бимодальные смеси. Вулканические толщи состоят из массивных и подушечных лав, пластовых потоков, гиадокластитов, лавовых брекчий, пирокластики. Возраст отложений варьирует от раннего архея (3,55 млрд лет) до голоцена.

Месторождения характеризуются обильными сульфидами железа (пирит или пирротин) и переменными, но подчиненными количествами халькопирита и сфалерита. В некоторых месторождениях присутствуют борнит, тетраэдрит, галенит, барит и другие минералы. Массивные сульфидные тела обычно имеют линзовидную или пластинчатую форму. Многие, но не все, залежи имеют дискордантные сульфидсодержащие жильные системы (стрингерные или штокверковые зоны), которые представляют собой каналы потока флюидов ниже морского дна. Зоны распространенных изменений, характеризующиеся вторичными кварцевыми и филлосиликатными минералами, также отражают гидротермальную циркуляцию в вулканических породах. Зональность металлов внутри массивного сульфидного тела от Fe+Cu в ядре до Zn+Fe±Pb±Ba по периферии характеризует большинство месторождений. Другие особенности, пространственно связанные с рудами VMS, - это эксгалационные (химические) осадочные породы, субвулканические интрузии и зоны «полуконформных» изменений.

Связанные типы месторождений.

Связь с другими типами месторождений, сформированных в подводных средах, остается условной. Вероятно, существует некоторое генетическое родство между месторождениями VMS и железными формациями альгомского типа, а также вулканогенными месторождениями марганца. Осадочно-эксгалационные (SEDEX) месторождения имеют в целом схожие морфологические особенности, соответствующие сингенетическим объектам в подводных средах, но их интерпретируемые палеотектонические условия (неудавшиеся внутрикратонные рифты и рифтовые континентальные окраины атлантического типа), характеристики гидротермальных флюидов (концентрированные рассолы NaCl), отсутствие или малочисленность вулканических пород и ассоциация с сланцевыми и карбонатными породами отличают их от отложений VMS.

После выявления ассоциаций хай-сульфидейшн и аргиллитовых изменений как в современных, так и в древних океанических дугах, возникла гипотеза (Sillitoe и др.) о существовании переходной взаимосвязи между VMS и эпитемальными (Au-Ag) типами оруденения. Некоторые исследователи включают минерализацию эпитемального типа в гибридный бимодально-кислый подтип своей классификации VMS.

Довольно загадочный тип массивов, богатых Co, As и Cu минерализацией в серпентинизированных ультраосновных породах некоторых офиолитовых комплексов объясняется магматическими син- или пост- внедрениями и процессами серпентинизации. Недавние открытия на зонах спрединга Срединно-Атлантического хребта показывают, что высокотемпературные гидротермальные флюиды осаждают богатые Cu-Zn-Co массивные сульфидные руды на субстратах, состоящих из серпентинизированного перидотита (например,

жерловое поле Рейнбоу). На основании этих современных аналогов предполагается, что Со-Cu-As-оруденение в ультраосновных породах офиолитов действительно может принадлежать к спектру месторождений VMS.

Первичные и побочные продукты.

Вулканогенные месторождения массивных сульфидов являются основным мировым источником меди, свинца, цинка, золота и серебра. Рисунок 1 иллюстрирует широкий диапазон комбинированных концентраций цветных металлов (Cu+Zn+Pb) и тоннажа для более чем 1000 месторождений VMS по всему миру. Хотя обычно они присутствуют в виде следовых количеств, ряд других элементов представляет интерес как экономически извлекаемые побочные продукты или загрязнители окружающей среды: мышьяк, бериллий, висмут, кадмий, кобальт, хром, галлий, германий, ртуть, индий, марганец, молибден, никель, селен, олово, теллур и металлы платиновой группы.

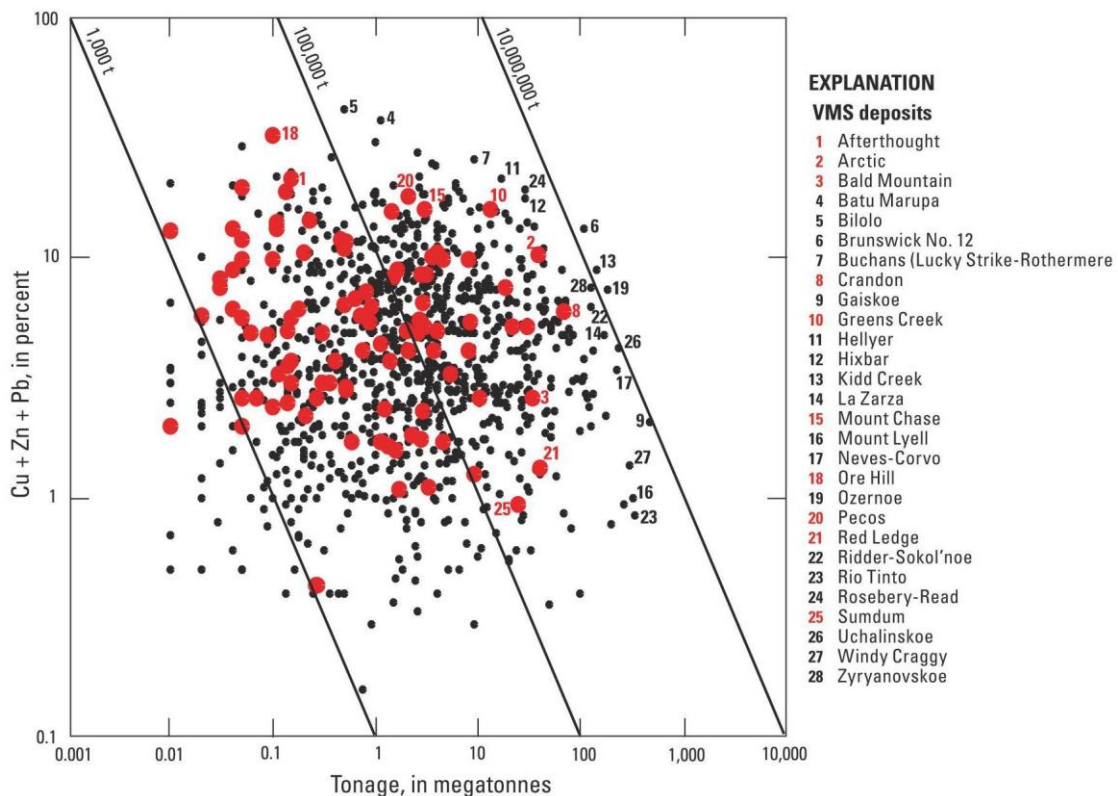


Рис. 1. Содержания и тоннаж вулканогенных массивных сульфидных месторождений. Данные приведены для 1021 объекту по всему миру (месторождения США показаны красными точками).

2.1. Основные типы месторождений.

Типичные размеры в плане месторождений VMS находятся в пределах 100 x 500 м. Небольшие месторождения могут иметь площадь лишь десятков тысяч квадратных метров в плане, тогда как гигантские месторождения могут иметь размеры в несколько квадратных километров. Месторождение Винди-Крэгги в Британской Колумбии, Канада, имеет глубину около 200 м, длину 1,6 км и площадь 0,3 км²; рудное тело Кидд-Крик в Онтарио, Канада, имеет ширину около 500 м, длину не менее 2 км и размер по вертикали 1,0 км; месторождение

Бесши на острове Сикоку, Япония, имеет размеры 3,5 x 1,8 км, что составляет площадь в 6,3 км². Столь большие различия в размерах месторождений VMS отражают различные параметры, такие как: характер и продолжительность донной, подводной гидротермальной активности; топография морского дна; проницаемость пластов; структурный и (или) вулканический контроль минерализации, постдеформации (в том числе сдвиги, складчатость и др.), а также степень эрозионной сохранности.

Размер гидротермальной системы относительно размера месторождения.

Разнообразие систем VMS приводит к большому диапазону размеров оболочек измененных пород, окружающих рудные тела. Сильно сфокусированное заполнение флюидов в некоторых месторождениях привело к изменениям ограниченного объемного значения в зонах стрингеров подошвы, которые обычно содержат лишь незначительные сульфиды (следовательно, разработка таких месторождений нерентабельна). Однако на многих месторождениях имеются ореолы изменений, которые в плане выходят далеко за пределы размеров рудного тела, например, ордовикское месторождение Брансуик № 12 в районе Батерст штата Нью-Брансуик или палеопротерозойское месторождение Чизель в районе Сноу-Лейк в Манитобе, где ореолы в два-три раза шире, чем экономическая часть месторождений. Еще более крупной является зона изменений, окружающая месторождения Западный Тарсис на Тасмании, Австралия, ее диаметр составляет около 800 м по сравнению с максимальной шириной рудного тела около 150 м. Эти размеры не учитывают размеры обширных по латерали зон изменений, связанных с пластами, например, тех, которые встречаются в толщах подошвы непосредственно под сульфидными рудами, или в гораздо более глубоких, так называемых полусогласных зонах изменений, которые в некоторых случаях простираются на километр или более от рудных тел месторождений.

Вертикальный размах.

Характер пострудной деформации определяет, эквивалентна ли вертикальная протяженность месторождения VMS его исходной стратиграфической мощности или длине. Для относительно недеформированных объектов типичная вертикальная протяженность (мощность) составляет порядка десятков метров; Протяженность >250 м встречается в нескольких месторождениях этого типа, таких как Сан-Николас в Мексике, Тамбо-Гранде в Перу и Сибай в России. Наибольшие вертикальные мощности встречаются в таблитчатых и пластинчатых меторождениях, Бесши в Японии 1800 м; рудное тело Кидд-Крик в Канаде >2000 м.

Форма.

Геометрия месторождений VMS может сохранять первоначальные гидротермальные формы или, альтернативно, отражать различные степени пострудных деформаций, таких как

складчатость, разломы и сдвиги. На участках отсутствия или минимальной деформации возможные формы отложений включают пластины, слои, линзы, бугры, трубы и штокверки. Пластинчатые формы характеризуются высокими удлинениями, при которых длины сульфидных зон превышают мощности на порядок и более. Примеры включают месторождение Бесши на Сикоку, Япония, которое имеет приблизительные размеры 3500×1800 м и мощность < 30 м, а также месторождение Таланга в Квинсленде, Австралия, имеющее длину по простиранию около 3000 м и мощность 10–20 м. Такая «листовая» геометрия, там, где явно не деформационное происхождение, может отражать:

- отложение сульфидов в бассейне с рассолом,
- осадки из плотных жидкостей с высокой соленостью, которые мигрируют в топографические минимумы,
- скопление обломочных сульфидов, размытых из топографически более высокой постройки массивных сульфидов,
- осадки вблизи жерл (< 500 м) из плавучей части гидротермального плюма,
- объединение первоначально изолированных сульфидных насыпей в результате минерализации из нескольких жерл,
- подводную замену проницаемого вулканического или осадочного пласта, или
- обширное выветривание морского дна бывшего сульфидного кургана.

Слои имеют во многом схожую геометрию. Линзы имеют более короткое соотношение длины и толщины и во многих случаях имеют неправильную форму с суженными краями; крупное месторождение этого типа – Сан-Николас в Мексике, имеет длину 900 м, ширину > 200 м и мощность до 280 м.

Сульфидные курганы имеют различную геометрию, обычно примерно одинаковую ширину и длину (около 100–300 м) и гораздо меньшую толщину, как, например, месторождение Милленбах в округе Норанда в Квебеке. Атипичной геометрией обладают массивные сульфидные курганы примерно одинакового размера, такие как чашеобразное месторождение Лысая гора в штате Мэн, диаметром примерно 370×275 м и толщиной до 215 м, а также месторождение TG3 в Тамбо-Гранде в Перу имеющее диаметр 500×350 м при мощности примерно в 250 м. Такая примерно равноразмерная геометрия, вероятно, отражает отложение сульфидов в ограниченном пространстве, таком как вулканические кратеры или небольшие грабены. Трубообразные отложения, такие как Сибай на Южном Урале в России, Mount Morgan и Highway-Reward в Квинсленде, Австралия и Байинчан в провинции Ганьсу, Китай, имеют толщину, которая обычно превышает их диаметр, обычно в результате подводной минерализации, включающей замещение проницаемых вулканических или осадочных толщ сульфидами. Расположение и геометрия некоторых трубообразных объектов,

таких как гора Морган, контролировались синвулканическими дефектами роста, когда сульфидные курганы встречаются вместе с нижележащими зонами изменений и глубокой эпигенетической стратиформной медной зоной.

Штокверки обычно встречаются в ядрах богатых сульфидами месторождений и представляют собой питающую зону, через которую гидротермальные растворы поднимались к палеоморскому дну. Их мощность варьирует от десятков метров до сотен метров. Такие штокверки, если они относительно недеформированы, обычно имеют форму обратной воронки или образуют трубчатую структуру. Примеры классических штокверков VMS встречаются в районах Куроко, Норанда, Джером и Рио-Тинто в Японии, Квебеке, Аризоне и Испании соответственно. Реже штокверки наложены друг на друга и встречаются на двух или более стратиграфических уровнях, например, в отложениях реки Куэ и горы Лайелл на Тасмании, Австралия. Примеры современных штокверков, обнаруженных на морском дне и под ним, включают Галапагосский рифт, Мидл-Вэлли и ТАГ.

Деформированные рудные тела VMS обычно имеют складчатую, разломную и (или) сдвиговую структуру. Складки внутри таких месторождений варьируют от широких открытых структур, таких как в Эскай-Крик, Британская Колумбия, и Карибу, Нью-Брансуик, Канада, до изоклинально складчатых слоев, как в Тисапе, Мексика, и Кудз Зе Кая, Юкон, Канада, до сложно сложенных линз, таких как Стекенйокк, Швеция, и Элизабет, Вермонт. В районе Батерст в Нью-Брансуике, Канада, сульфидные месторождения претерпели несколько периодов повсеместной деформации, что особенно хорошо задокументировано в крупных рудных телах Брансуик № 12 и Хит-Стил, включая ремобилизацию сульфидов и образование сульфидных брекчий. Обращают на себя внимание зоны утолщения массивных сульфидов, характерные для замков плотных и изоклинальных складок, например, Brunswick № 12.

Отложения с сильным сдвигом обычно имеют удлиненную или расчлененную форму сульфидных тел и (или) зон стрингеров подошвы, которые могут быть смещены по сдвигам или пластическим разломам. Примеры включают Брансуик № 12, Дактаун и Кристинеберг в Швеции. В результате таких сдвигов и развития транспонированной слоистости во вмещающих породах и сложных структур внутри ремобилизованных массивных сульфидов и питающих зон может быть трудно различить первичные геометрические связи между минерализованными зонами и вулканогенно-осадочными вмещающими толщами, в том числе определить, являются ли отложения сингенетическими или эпигенетическими. Другие продукты обширной деформации отложений VMS включают так называемую «структуру *durchbewegung*», включающую фрагменты повернутых и обычно округлых вмещающих пород в богатой сульфидами матрице, а также такие особенности, как богатые сульфидами жилы, милониты и выступы. Ослабление и утончение рудных тел в плоскости слоения является

обычным явлением и может привести к латеральному распределению структур композиционной и минералогической зональности, которые изначально были вертикальными, как, например, месторождение Силвер Пик в Орегоне или многие из месторождений VMS в предгорном метавулканическом поясе Калифорнии.

Вмещающие породы.

Вулканические и осадочные породы, обычно содержащие месторождения VMS могут включать лавы, туфы, сланцы, алевролиты, и (или) песчаники и их метаморфизованные аналоги. Осадочные конгломераты встречаются редко. Грубые вулканические брекчии и обломочные пирокластические породы являются вмещающими пород ко многим месторождениям, что отражает близость гидротермальных источников к вулканическим центрам. Во многих случаях массивные сульфидные месторождения встречаются вдоль или вблизи брекчированных риолитовых куполов, таких как районы Хокоруко в Японии и Норанда в Квебеке.

2.2 Эволюция геолого-генетических гипотез и концепций.

В девятнадцатом веке полагали, что огромные залежи сульфидов, в том числе многие, которые позже будут признаны как месторождения VMS, образованы в результате заполнения трещин и (или) селективного гидротермального замещения. Источник флюидов был спорным: некоторые исследователи предпочитали латеральную секрецию из вмещающих пород, а некоторые - флюидов из гранитоидных интрузивов. Были изучены так называемые отдельные жильные образования в Аппалачах от Ньюфаундленда до Джорджии и установлено, что многие из них были сформированы до регионального метаморфизма. Была отмечена полная градация от сланцевых вмещающих пород до сульфидно-сланцевых пластов и массивных сульфидов, приведшая к выводу, что вмещающие породы и массивные руды имеют один и тот же возраст. Несмотря на эти основополагающие наблюдения и интерпретации, большинство исследователей приняли эпигенетические теории и особое внимание уделялось магматическому гидротермальному замещению.

В 1950-х годах выявление стратиформных вулканических массивных сульфидов в районе Батерст в Нью-Брансуике открыли дверь для сингенетических интерпретаций. Эти идеи совпали с появлением эксгальационной теории применительно к массивным сульфидным месторождениям норвежских и ирландских каледонид.

Современная эра исследований вулканических эксгальационных массивных сульфидов возникла в 1960-х годах благодаря сочетанию новых открытий, улучшенного радиометрического датирования, включения новых исследований стабильных и радиогенных изотопов и, в частности, открытию современной гидротермальной активности на океаническом дне.

Изучение гидротермальных процессов на морском дне привело к прогрессу в понимании конвекции флюидов и охлаждения океанской коры, происхождения «зеленых камней» и серпентинитов, а также происхождения стратиформных и статических массивных сульфидных месторождений. Была отмечена корреляция областей обогащения сульфидами с областями повышенного теплового потока. Считается, что эти осадки вызваны восходящими растворами глубинного происхождения, которые, вероятно, связаны с магматическими процессами на глубине. Их подъем считается «зоной выдоха из мантии земли» и эти эманации могут служить первоначальным обогащением в процессах рудообразования.

Примерно в то же время открытие бассейнов с горячим рассолом на дне Красного моря (рис. 2) указывало на возможность прямого осаждения металлоносных флюидов (рис. 3) из гидротермальных рассолов на морском дне. Это открытие больше, чем любое другое, привело к революции в области рудогенеза и переоценке происхождения массивных сульфидных месторождений.

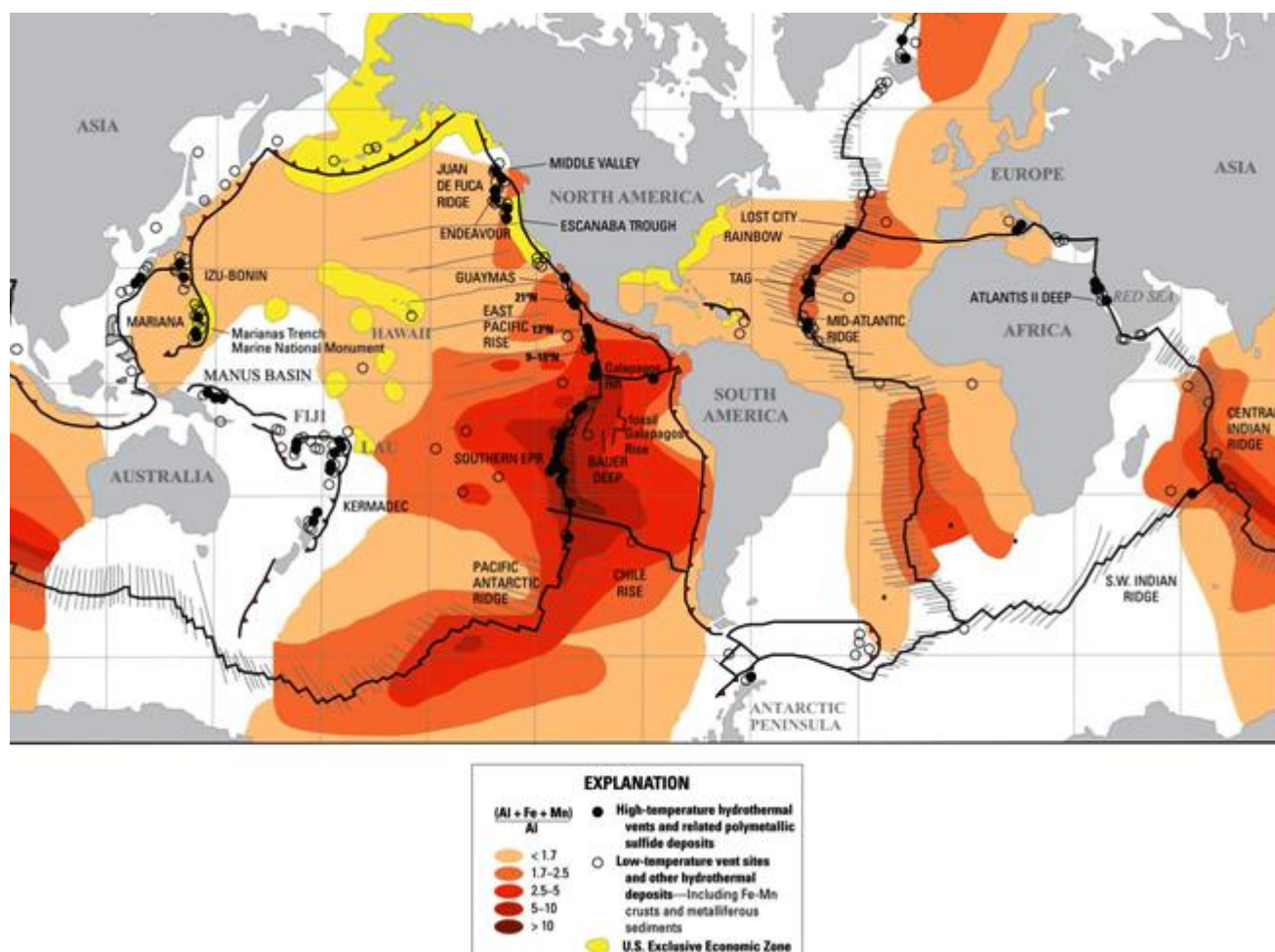


Рис. 2. Карта тектонических границ морского дна, расположения гидротермальных жерл и оруденения.

После открытий в Красном море появилось несколько свидетельств исследований срединно-океанических хребтов и лабораторных экспериментов по реакции базальт-морская вода. Было показано, что циркуляция морской воды и реакция с океанической корой из-за

конвективного нагрева подводными магматическими очагами играли доминирующую роль в образовании рудонакопительных флюидов. Эти исследования подготовили почву для открытия активных гидротермальных источников и связанных с ними сульфидных месторождений на срединно-океанических хребтах, островодужных вулканах и задуговых центрах спрединга. Активных и неактивных гидротермальных систем жерл и гидротермальных отложений на современном морском дне значительно больше, чем ожидалось, особенно с учетом того, что только небольшой процент океанического хребта и конвергентных окраин изучен подробно. В настоящее время известно более 300 участков со свидетельствами значительной гидротермальной активности на морском дне в прошлом или в настоящее время.

Помимо залежей рассола Красного моря, в настоящее время известно несколько крупных (миллионы тонн) залежей с высоким содержанием металлов на срединно-океанических хребтах (рис. 3), включая участок Трансатлантического геотраверса (ТАГ). на Срединно-Атлантическом хребте и на самом северном хребте Хуан-де-Фука восточнее Восточно-Тихоокеанского поднятия.

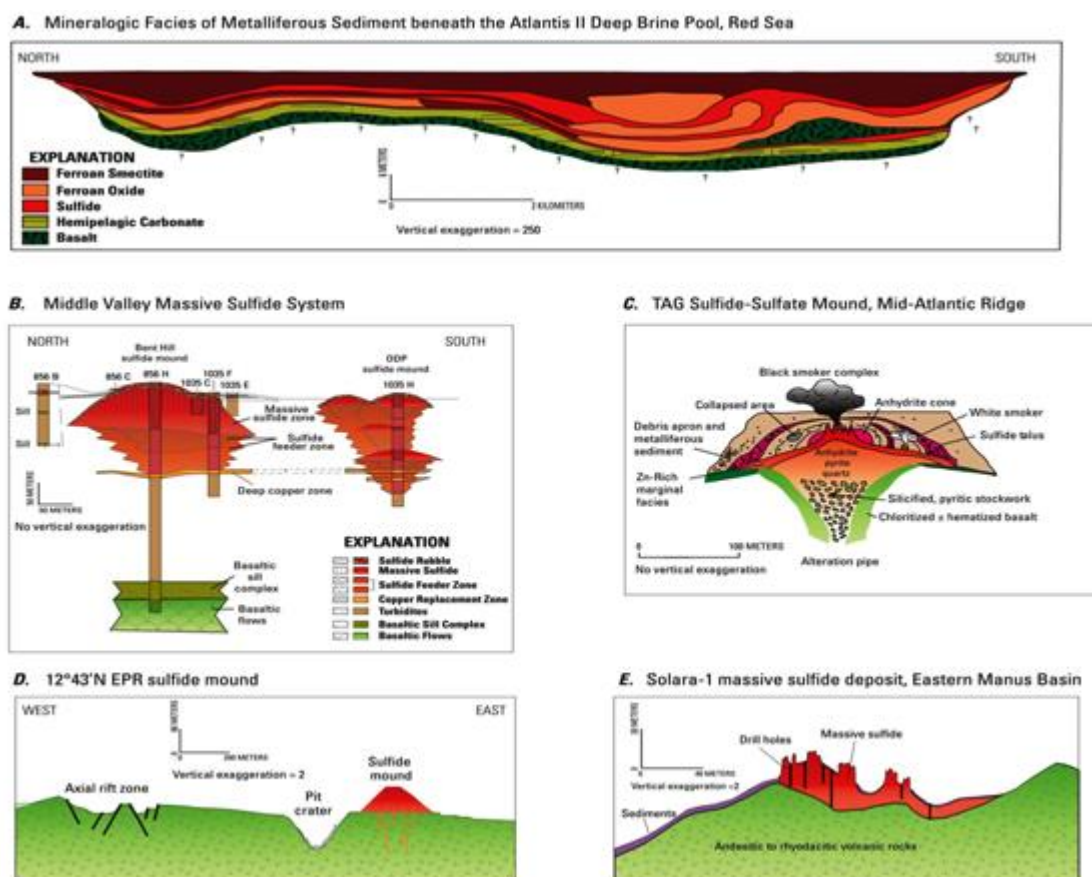


Рис. 3 Типичные примеры крупных залежей массивных сульфидов на морском дне. А - Разрез металлоносных грязевых фаций, Глубина Атлантиды II, Красное море. В - Разрез массивных сульфидных отложений насыпи Бент-Хилл, Мидл-Вэлли, хребет Хуан-де-Фука. С - Трансатлантическая геотермальная (ТАГ) сульфатно-сульфидная насыпь, Срединно-Атлантический хребет. D - сульфидный холм 13°с.ш., Восточно-Тихоокеанское поднятие. Е - месторождение массивных сульфидов Солара-1, восточная часть бассейна Манус.

В задуговых условиях растяжения восточной части бассейна Манус массивные сульфидные месторождения с высокими концентрациями Cu, Zn, Au, Ag, Pb, As, Sb и Ba (рис. 3) размещены в известково-щелочных породах, состав которых варьируется от базальта до риолита. Все эти исследования подтверждают интерпретацию генетического родства между современными отложениями морского дна и древними отложениями VMS.

Изучение отложений на континентах шло параллельно с открытиями морского дна. Применение химических и изотопных методов, интерпретация физической вулканологии, тектоники, и все более сложные исследования флюидных включений улучшили понимание. Признание офиолитов ископаемой океанической корой, образовавшейся в центрах спрединга на морском дне, сопровождалось осознанием того, что связанные с ними массивные сульфидные месторождения сингенетичны своим вулканическим толщам. Исследования месторождений Куроко в Японии установили, что они имеют вулканическое происхождение. Отложения типа Бэши были признаны деформированными стратиформными отложениями, а отложения архейских и протерозойских зеленокаменных поясов, особенно в северной части Онтарио, были признаны вулканогенными.

В мире насчитывается около 1100 признанных месторождений VMS, в том числе более 100 в США и 350 в Канаде. Расположение значительных месторождений VMS в Соединенных Штатах нанесено на базовую геологическую карту из Национального атласа США (рис. 4). Отдельные представители этого типа месторождений, сгруппированные по литологическим ассоциациям, представлены в таблице 2 вместе с предполагаемыми тектоническими параметрами и возможными современными аналогами.



Рис. 4. Расположение месторождений VMS в Соединенных Штатах.

Примеры типов месторождений с литологическими ассоциациями, предполагаемыми тектоническими условиями и возможными современными аналогами.

Examples of ancient deposits	Lithologic associations	Inferred tectonic settings	Possible modern analogs	References
Rio Tinto (Spain); Brunswick 12 (Canada); Stekenjokk (Sweden); Delta (USA); Bonnifield (USA)	Siliciclastic-felsic	Mature epicontinental margin arc and back arc		<u>Ancient deposits:</u> Tornos (2006); Goodfellow and others (2003); Grenne and others (1999); Dashevsky and others (2003); Dusel-Bacon and others (2004)
Hanaoka (Japan); Eskay Creek (Canada); Rosebery (Australia); Tambo Grande (Peru); Arctic (USA); Jerome (USA)	Bimodal-felsic	Rifted continental margin arc and back arc	Okinawa Trough; Woodlark Basin; Manus Basin	<u>Ancient deposits:</u> Ohmoto and Skinner (1983); Barrett and Sherlock (1996); Large and others (2001); Steinmüller and others, 2000; Schmidt (1986); Gustin (1990) <u>Modern analogs:</u> Binns and others (1993); Halbach and others (1993); Binns and Scott (1993)
Horne (Canada); Komsomolskoye (Russia); Bald Mountain (USA); Crandon (USA)	Bimodal-mafic	Rifted immature intraoceanic arc	Kermadec Arc; Izu-Bonin Arc; Mariana Arc	<u>Ancient deposits:</u> Gibson and others (2000); Prokin and Buslaev (1999); Schulz and Ayuso (2003); Lambe and Rowe (1987) <u>Modern analogs:</u> Wright and others (1998); Glasby and others (2000); Hannington and others (2005)
Windy Craggy (Canada); Besshi (Japan); Ducktown (USA); Gossan Lead (USA); Beatson (USA)	Siliciclastic-mafic	Rifted continental margin; sedimented oceanic ridge or back arc; intracontinental rift	Guaymas Basin; Escanaba Trough; Middle Valley; Red Sea	<u>Ancient deposits:</u> Peter and Scott (1999); Banno and Sakai (1989); Stephens and others (1984); Gair and Slack (1984); Crowe and others (1992); <u>Modern analogs:</u> Koski and others (1985); Zierenberg and others (1993); Goodfellow and Franklin (1993); Shanks and Bischoff (1980)
Skouriotissa (Cyprus); Lasail (Oman); Lokken (Norway); Betts Cove (Canada); Bou Azzer (Morocco); Turner-Albright (USA)	Mafic-ultramafic	Intraoceanic back-arc or fore-arc basin; oceanic ridge	Lau Basin; North Fiji Basin; Trans-Atlantic Geothermal (TAG) field; Rainbow vent field	<u>Ancient deposits:</u> Constantinou and Govett (1973); Alabaster and Grenne and others (1999); Stephens and others (1984); Upadhyay and Strong (1973); Leblanc and Fischer (1990); Zierenberg and others (1988) <u>Modern analogs:</u> Fouquet and others (1993); Kim and others (2006); Rona and others (1993); Marques and others (2007)

3. РЕГИОНАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.

3.1 Геотектонические закономерности.

Месторождения VMS формируются в морской тектонической обстановке, где существует сильная пространственная и временная взаимосвязь между магматизмом, сейсмичностью и высокотемпературным гидротермальным процессом. Эти условия включают протяженные океанические спрединговые хребты, вулканические дуги (океанические и континентальные окраины) и связанные с ними задуговые бассейны (рис. 5). Кроме того, в постаккреционных и (или) сукцессионных дуговых обстановках (рифтовых континентальных окраин и сдвиговых впадинах) возможно формирование обстановок растяжения. VMS в протерозойских и фанерозойских толщах обычно могут быть отнесены к конкретным тектоническим режимам плит, при этом все, кроме терригенно-кислого типа, представлены современными аналогами (табл. 2). Однако сходное оруденение в архейских террейнах менее определено, поскольку роль традиционных тектонических систем плит в ранней истории Земли продолжает обсуждаться. Таким образом, хотя архейские месторождения VMS можно классифицировать по относительному количеству связанных основных, кислых и осадочных пород, такая классификация не обязательно соответствует современным тектоническим условиям плит. Однако, поскольку тектонические «плитные» процессы, по-видимому, действовали, по крайней мере, с палеопротерозоя и, возможно, ранее, геотектонические условия месторождений VMS описаны ниже в контексте современных тектонических режимов плит.

В современных океанах гидротермальная активность сосредоточена вдоль срединно-океанических хребтов (65%), а остальная часть - в задуговых бассейнах (22%), вдоль вулканических дуг (12%) и вулканов внутри плит (1%). Большинство месторождений VMS, сохранившихся в геологической летописи, по-видимому, сформировались в протяженных океанических и континентальных вулканических дугах и задуговых бассейнах, таких как миоценовая Японская дуговая-задуговая система и современные Окинавский прогиб и бассейны Лау и Манус. Общая скудость в геологической летописи месторождений VMS, образовавшихся на срединно-океанических хребтах, вероятно, отражает субдукцию и переработку коры дна океана, по крайней мере, с палеопротерозоя (кора современного океанского дна не старше 180 млн лет).

Хотя месторождения VMS, образовавшиеся на срединно-океанических хребтах, редко сохраняются в геологической летописи, изучение вулканических, тектонических и гидротермальных процессов, происходящих на современных гребнях хребтов, во многом является основой современных моделей гидротермальных систем VMS. Наиболее узнаваемы высокотемпературные (350°C) жерла «черных курильщиков», впервые обнаруженные на Восточно-Тихоокеанском поднятии в 1979 г. Особенности гидротермальной активности морского дна наиболее распространены на срединно-океанических хребтах. Исследования «курильщиков» продолжают давать важные сведения о геодинамических и химических процессах, ведущих к формированию донных гидротермальных систем. Однако из-за их недоступности важные вопросы об их формировании и эволюции остаются недоизученными, включая трехмерную структуру гидротермальных систем морского дна и источник(и) тепла, вызывающий циркуляцию высокотемпературных флюидов. Эти аспекты формирующих VMS систем, а также региональную архитектуру вулканических толщ, вмещающих отложения, легче исследовать посредством детальных исследований в региональном масштабе древних VMS. Однако интерпретация расположения древних месторождений VMS может быть затруднена, особенно когда они присутствуют в тектонически деформированных фрагментах орогенических поясов.

Тектонические структуры, описанные ниже, представляют собой конечные элементы. Многие естественные условия в некоторых отношениях являются переходными, например, вулканическая дуга и связанный с ней задуговой бассейн могут изменяться от континентального к океаническому.

3.2 Срединно-океанические хребты, задуговые бассейны.

Нынешняя глобальная система срединно-океанических хребтов образует подводную систему длиной более 50 тыс км, которая в среднем находится на высоте около 3 тыс м над абиссальным морским дном (рис. 5). Различные типы хребтов различаются в зависимости от

региональных тектонических напряжений и скорости поступления магмы. Эти факторы также влияют на размер и мощность гидротермальных конвекционных систем хребтов. Существует общая положительная корреляция между скоростью спрединга и интенсивностью гидротермального процесса.

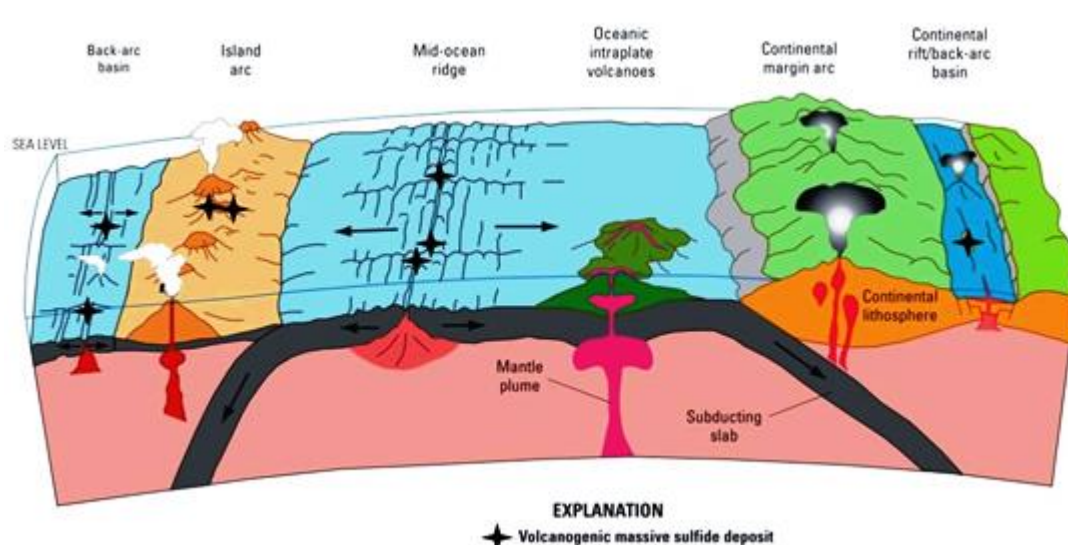


Рис. 5 Схема, показывающая месторождения VMS в дивергентных (срединно-океанический хребет и задуговой бассейн) и конвергентных (связанная с субдукцией островная дуга и дуга континентальной окраины) условиях.

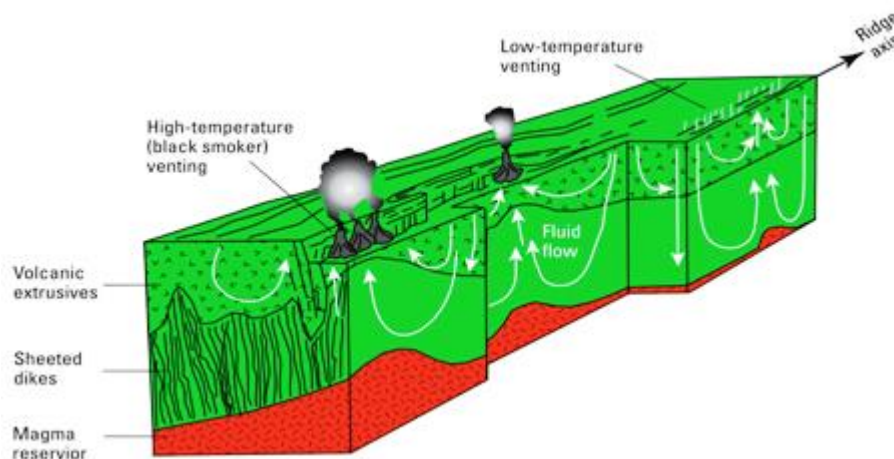


Рис. 6 Схема, гидротерм на спрединговом Восточно-Тихоокеанском хребте.
(высокотемпературные «черные курильщики» возникают над более мелкими сегментами осевого магматического резервуара).

В центрах быстрого спрединга (скорость спрединга от 6 до ≥ 10 см/год), таких как Восточно-Тихоокеанское поднятие, высокотемпературные флюиды циркулируют на относительно небольшие глубины (1–2 км) (рис. 6). Из-за периодического присутствия магмы в неглубоких субаксиальных камерах эруптивные каналы тесно связаны с областями самых недавних вулканических извержений. Однако месторождения, формирующиеся на быстрых спрединговых центрах, имеют тенденцию быть небольшими (менее нескольких тыс т), поскольку частые извержения, как правило, нарушают поток гидротермальных флюидов и погребают скопления сульфидов, а жерловые комплексы быстро смещаются от своего источника тепла. Среднескоростные спрединговые центры (4–6 см/год), такие как системы хребта Хуан-де-Фука, Горда и Галапагосский рифт в восточной части Тихого океана,

характеризуются более низкими скоростями поступления магмы, более глубокими осевыми долинами и большим структурным контролем над восходящим потоком гидротермального флюида, чем на быстроспрединговых хребтах. Центры спрединга средней скорости имеют одни из крупнейших известных эруптивных полей, при этом эффузии обычно сосредоточены вдоль стенок рифтовых долин или в зонах осевых трещин. Например, сегмент Индевор хребта Хуан де Фука имеет 50–100 «черных курильщиков», расположенных в шести равномерно расположенных жерловых полях, на расстоянии 2–3 км друг от друга, вдоль 15-километрового сегмента осевой долины. Медленно растущие хребты (1–4 см/год), такие как Срединно-Атлантический, характеризуются низкой скоростью поступления магмы и лишь периодическими локальными извержениями базальта. Эти хребты свидетельствуют о сильном тектоническом растяжении, характеризующемся большим вращением по сбросам и обнажением интрузивных габбро и серпентинизированных ультраосновных пород в основных комплексах, образованных сбросами. В нескольких местах вдоль Срединно-Атлантического хребта «черные курильщики» и залежи массивных сульфидов, некоторые из которых характеризуются обогащением никелем, кобальтом и элементами платиновой группы, встречаются поверх серпентинизированных ультраосновных пород, представляющих «обнаженную» мантию. Как показало гидротермальное поле ТАГ на Срединно-Атлантическом хребте, крупные долгоживущие гидротермальные системы могут развиваться на медленно спрединговых хребтах.

Поскольку океанические бассейны и содержащиеся в них хребты составляют большую часть земной поверхности (около 48%), чем любой другой тип земной коры, подводные вулканические породы являются наиболее распространенными приповерхностными магматическими породами на Земле, и >80% этих пород составляют базальты, образовавшиеся на срединно-океанических хребтах. Базальты, образующие кору срединно-океанических хребтов (MORB), представляют собой преимущественно субщелочные толеитовые базальты, характеризующиеся обеднением торием, ураном, щелочными металлами и легкими редкоземельными элементами по сравнению с океаническими островными и континентальными базальтами и имеют отличительные изотопные характеристики. Некоторые промежуточные и медленно спрединговые центры имеют более развитые магматические составы (ферробазальт и андезит), что отражает фракционную кристаллизацию, смешение магмы и (или) локальную ассимиляцию корой на малых и средних глубинах. Кроме того, некоторые центры спрединга (например, части системы хребта Хуан де Фука) также имеют обогащенные толеитовые базальты (EMORB) с повышенными концентрациями несовместимых микроэлементов (например, Ba, Cs, Rb, Th, U, K, легкие редкоземельные элементы); это обогащение также может быть отражено в составе

гидротермальных флюидов и сульфидных месторождений в этих местах. Хотя наиболее древнее дно океана, по-видимому, со временем подверглось субдукции, в некоторых орогенах присутствуют редкие обдуктивные остатки, такие как офиолит ордовикского залива островов в Ньюфаундленде. Однако большинство офиолитов представляют собой обломки дуговых и задуговых бассейнов растяжения, сформированных в условиях надсубдукционной зоны. Хотя известно несколько древних примеров месторождений VMS, образовавшихся на срединно-океанических хребтах, большая их часть образовалась в центрах спрединга в условиях надсубдукционной зоны (основная-ультрамафитовая ассоциация), к ним относятся объекты в комплексе Троодос на Кипре; оманские офиолиты Оман; офиолит Лёккен в центральной Норвегии; офиолит Беттс Коув, Ньюфаундленд и офиолит Жозефина.

3.3 Океанические, окраинно-континентальные вулканические дуги, рифты.

Активные центры спрединга, которые становятся ближе к континентальным окраинам в результате субдукции океанической коры (системы хребта Хуан-де-Фука и Горда), распространения хребта и развития рифта континентальной окраины (Восточно-Тихоокеанское поднятие в Калифорнийском заливе) (рис. 7), или более сложные тектонические процессы плит (Красное море) могут испытывать высокие скорости осадконакопления с участием гемипелагических илов и (или) обломочных отложений, образовавшихся из прилегающей континентальной коры.

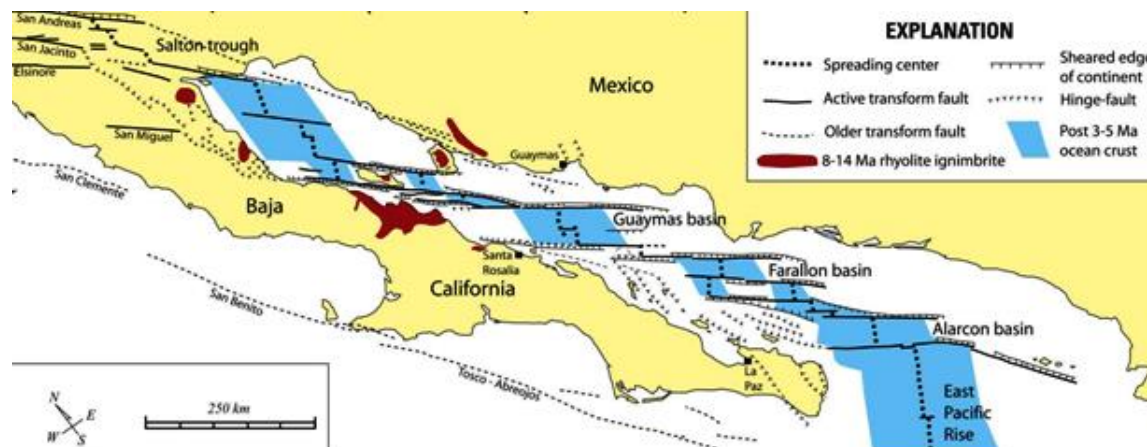


Рис. 7 Структурная карта Калифорнийского залива, показывающая протяженность недавно сросшейся океанической коры в бассейнах растяжения (бассейны Аларкон, Фараллон и Гуаймас) вдоль продолжения Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Сегодня около 5 процентов активных центров спрединга в мире покрыты отложениями с близлежащих континентальных окраин, включая части хребтов Хуан-де-Фука и Горда в северо-восточной части Тихого океана и северную часть Восточно-Тихоокеанского поднятия в Калифорнийском заливе. Высокая скорость осадконакопления на этих участках (10–100 см/1000 лет против 1 см/1000 лет в открытом океане) приводит к образованию мощных последовательностей осадочных пород, которые обеспечивают эффективный барьер плотности для извержения относительно плотного базальта на морском дне. В результате

извержения вулканов на отложенных хребтах редки, но обычны подводные интрузии, образующие силл-осадочные комплексы. Выход высокотемпературных гидротермальных флюидов может происходить по краям погребенных силлов, как это происходит сегодня в Мидл-Вэлли, желобе Эсканаба и бассейне Гуаймас. Хотя «подоконники» могут быть частично ответственны за движение гидротермальных циркуляций, высокотемпературные флюиды, по-видимому, в основном берут начало в вулканическом фундаменте, где они перехватываются на пути своего потока выступами фундамента и концентрируются вверх по разломам или погребенным интрузиям. На этих участках металлы могут быть в основном отложены ниже морского дна за счет замещения вмещающих отложений, что приводит к образованию сульфидных тел, размер которых обычно больше, чем тел, образовавшихся на «голых» срединно-океанических хребтах. Сульфидные месторождения, сформированные на покрытых осадком хребтах, обычно имеют различное соотношение цветных и драгоценных металлов, особенно более высокое содержание Pb и Ag. В некоторых случаях, когда рифтогенез возник в результате распространения океанической оси спрединга в континентальную кору или в результате апвеллинга астеносферы (например, Красное море), кроме субщелочной свиты могут присутствовать щелочные риолиты и переходные или щелочные базальты.

Примеры древних месторождений VMS, которые, по-видимому, образовались в покрытых наносами хребтах, включают: триасовый период месторождение Windy Craggy, Канада; позднепалеозойское месторождение Бесши, Япония; неопротерозойское месторождение Дактаун, США и миоценовое месторождение Битсон.

Внутриокеанические вулканические дуги и связанные с ними задуговые рифты.

Вулканические дуги представляют собой изогнутые цепи вулканов, которые имеют выпуклую форму. в сторону соседней океанической котловины и отделены от нее глубоководной впадиной. Внутриокеанические дуги имеют океаническую кору с обеих сторон и могут перекрывать более старые дуговые вулканы, остатки океанической коры и интрузивные основные-ультрамафитовые тела. Ранний вулканизм внутриокеанской дуги, как правило, представляет собой толеитовый базальт островной дуги с низким содержанием титана и бонинит (высокомагнезиальный андезит), но вершинные кальдеры крупнейших вулканов обычно содержат более кислые низкокальциевые вулканические породы, в том числе относительно обильные риолитовые пемзы и посткальдерные дацит-риолитовые лавовые купола. Недавние исследования нескольких внутриокеанических дуг в западной части Тихого океана показывают, что вулканизм в целом носит бимодальный характер, при этом 30–50% конструкции дуг представляют собой дациты или риолиты (≥ 63 масс.% SiO_2). По мере развития дуг вулканизм имеет тенденцию становиться более андезитовым и известково-щелочным. Толеитовые островодужные базальты в основном содержат высокое содержание

алюминия ($\geq 16,5$ мас % Al_2O_3) и являются продуктом частичного плавления мантии, вызванного добавлением H_2O и других летучих веществ в поддуговую мантию в результате дегидратации субдуцирующих отложений и гидратирования океанической коры. Базальты отличаются от MORB - (1) более высоким и более изменчивым содержанием H_2O , (2) обогащением крупными ионами литофильных элементов, таких как Cs, Rb, K, Ba, Pb и Sr и (3) относительным обеднением особенно Nb и Ta. Эти композиционные характеристики в целом согласуются с избирательным переносом элементов водными флюидами, образовавшимися из погружающихся отложений и океанической коры. Кислые вулканические породы, связанные с этими внутриокеаническими дуговыми вулканами, как правило, сильно пузырчатые и стеклообразные, что указывает на дегазацию на глубине и быстрое охлаждение в основном пирокластических извержений во время образования кальдер. Кроме того, сейсмические исследования некоторых дуг указывают на слои с характерными скоростями продольных волн, которые интерпретируются как кислые вторжения. Большие объемы кислых пород, присутствующих во внутриокеанических дугах, а также их состав, неоднородность, даже из одного и того же центра, позволяет предположить, что кислые магмы являются результатом дегидратационного плавления материала подплитовой дуги.

Внутриокеанские задуговые бассейны (области растяжения на краях конвергентных плит, где рифтогенез и, в некоторых случаях, спрединг морского дна развиваются на преобладающей плите) обычно развиваются в периоды миграции в сторону океана и погружения плиты (то есть отката плиты) и могут сопровождаться рифтогенезом. Ранняя рифтовая фаза формирования задугового бассейна характеризуется развитием структурных грабенов, разделенных по простиранию цепочками вулканов. Вулканизм бимодальный, с преимущественно базальтовыми лавовыми потоками, конусами и небольшими потоками дацитовой и риолитовой лавы в подводных кальдерах. Большое количество вулканокластических отложений, происходящих из соседних дуговых вулканов, может отлагаться в развивающихся задуговых грабенах. По мере продолжения расширения и созревания задуговых бассейнов может начаться спрединг морского дна с развитием центра спрединга, подобного срединно-океаническому хребту. Распространение вулканизма по задуговому бассейну характеризуется толеитовым базальтом, похожим на MORB, но обычно характеризующийся обогащением литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, Th) и относительным обеднением элементами, особенно Nb и Ta. Эти композиционные атрибуты приписываются взаимодействию между мантией и компонентом, полученным из погружающейся плиты дуговой системы. Субдукция базальтов задуговых бассейнов (BABB) имеет тенденцию быть наибольшей в начале эволюции бассейна, когда центр спрединга находится в непосредственной близости от дуги, и имеет тенденцию к уменьшению по мере

роста бассейна. Высокотемпературные гидротермальные источники обычно связаны с задуговыми вулканами и спрединговыми центрами.

Классическими примерами современных внутриокеанических дуго-задуговых систем являются Идзу-Бонин-Марианская дуга и задуговой прогиб, а также бассейн Лау и Тонга-Кермадек дуга и задуговой бассейн в западной части Тихого океана. В обеих дуговых системах ранний дуговой вулканизм состоит из низкокалийевых базальтовых подушечных лав, гиадокластита и прослоев известняковых отложений. Эти породы перекрыты пластовыми конусами, состоящими из базальтовых и андезитовых лав и вулканокластических отложений. Некоторые более крупные вулканы испытали взрывные извержения, образующие кальдеры. с участием дацитовой и риолитовой пирокластики, встречающейся на глубине не менее 1500 м. Высокотемпературные гидротермальные выбросы присутствуют во многих кальдерах и обычно располагаются вдоль стенок кальдеры или на посткальдерных участках - кислые купола. «Разгрузка» обычно происходит на более мелких глубинах, чем на срединно-океанических хребтах или задуговых спрединговых центрах, что приводит к повсеместному выходу гидротермальных флюидов при более низких температурах. Кроме того, наличие богатых серой фумарол и жерловых флюидов с низким pH свидетельствует о прямом поступлении магматических летучих веществ в гидротермальные флюиды. По крайней мере, некоторые из этих внутриокеанических дуговых гидротермальных систем, по-видимому, являются переходными к магмо-гидротермальным системам субаэральных дуговых вулканов и характеризуются характерными полиметаллическими примесями.

Высокотемпературные гидротермальные источники присутствуют в задуговых бассейнах, связанных как с дуговыми системами Идзу-Бонин-Мариана, так и с дуговыми системами Тонга-Кермадек. В Марианской впадине высокотемпературная гидротермальная деятельность проявляется как у осевого вулкана вдоль задугового спредингового центра, так и у ряда задуговых вулканов непосредственно за фронтом дуги. В бассейне Лау за дугой Тонга активность «черных курильщиков», напоминающая типичные гидротермальные источники срединно-океанического хребта, происходит в северном центре спрединга Лау и размещается в типичном базальте MORB. Напротив, жерловая активность в южной части бассейна Лау связана в основном с дугообразным андезитом, а месторождения содержат большое количество барита, а также гораздо более высокое содержание Pb, As, Sb, Ag и Au. Изменение с севера на юг характера задугового магматизма и деятельности «черных курильщиков» в бассейне Лау соответствует: (1) значительному изменению ширины бассейна примерно с 600 км на севере до всего лишь около 200 км на юге, (2) уменьшению скорости спрединга примерно с 10 см/год на севере до примерно 4 см/год на юге, (3) уменьшению осевой глубины с 2300–2400 м на севере до примерно 1700 м на юге и (4) уменьшению расстояния

задугового центр спрединга к активной дуге, которая приближается примерно на 20 км к дуге в южной части бассейна.

Хотя высокотемпературные гидротермальные источники и массивные сульфидные руды присутствуют в некоторых вулканах на фронте внутриокеанических дуг, ожидается, что они будут относительно небольшими из-за меньшей гидротермальной циркуляции. ячеек, связанных с небольшими неглубокими магматическими очагами под вершинными кальдерами стратовулканов. Наличие обильных пирокластических отложений, образовавшихся во время эксплозивных извержений в этих подводных дуговых вулканах также предполагает, что гидротермальные системы будут испытывать частые перерывы. Кроме того, небольшие глубины и более низкое ограничивающее давление на вершинах этих дуговых вулканов могут привести к кипению под морским дном и развитию вертикально протяженной штокверковой минерализации, а не к развитию крупных массивных сульфидных месторождений на дне. Из недавних исследований внутриокеанических вулканических дуг и связанных с ними задуговых рифтовых систем, а также из сравнений с геологической летописью следует, что потенциал образования крупных месторождений массивных сульфидов является наибольшим за дугой (рифтогенез и задуговое развитие), а не на вулканическом фронте.

Древние примеры месторождений VMS, которые интерпретируются как образовавшиеся во внутриокеанических вулканических дуговых условиях, включают архейское месторождение Кидд-Крик в Канаде; палеопротерозойское месторождение Крэндон, США; ордовикское месторождение Лысая гора, США; пермо-триасовое месторождение Кутчо Крик, Канада и юрско-меловое месторождение Канатуан, Филиппины.

Дуги континентальной окраины и связанные с ними задуговые рифты.

Подводные магматические дуги и связанные с ними задуговые бассейны, развивающиеся в континентальной коре (континентальная окраина, дуга-задуговая система) характеризуются повышенным содержанием кислых вулканических пород и более сложным химическим составом как дуговых, так и задуговых магм, которые могут варьироваться от MORB-подобных базальтов до средне- и высококалийных известково-щелочных и шощонитовых андезитов, дацитов и риолитов. Кроме того, перекрытие источников магмы может привести к извержению дугообразных магм в задуговой области. Обилие кислых вулканических пород, особенно в континентальных окраинах и тыловых дугах, может отражать как большую степень фракционной кристаллизации магм, захваченных утолщенной корой, так и прямое частичное плавление континентальной коры. Из-за своей близости к континентальной коре дуго-задуговые системы континентальной окраины также могут получать большое количество кремнистых обломочных отложений.

Современный Окинавский желоб и дуга Рюкю к югу от Японии являются примерами континентального тылового рифта и окраинной дуги соответственно. В этом регионе наклонная субдукция плиты Филиппинского моря на север привела к развитию задугового бассейна, ширина которого варьируется от примерно 230 км на севере до всего 60–100 км на юге. На севере бассейн характеризуется диффузными разломами растяжения и глубиной всего в несколько сотен метров. Напротив, центральная часть Окинавского прогиба состоит из нескольких кулисообразных грабенов длиной 50–100 км и шириной 10–20 км при глубинах до 2300 м. Различия в глубине и стиле рифтогенеза соответствуют различиям в толщине земной коры, которая колеблется от 30 км на севере до всего лишь 10 км на юге. Изменяется с севера на юг и мощность осадочного чехла, которая на севере достигает 8 км, а на юге всего около 2 км. Отдельные грабены в центральной части Окинавского прогиба содержат ряд вулканических хребтов или удлиненных вулканов, состоящих из бимодальных известково-щелочных пород - свита везикулярных базальтов, андезитов и риолитов. Гидротермальная деятельность широко распространена вокруг вулканических хребтов. Крупнейшее жерловое поле (котел Изены) расположено в структурной депрессии, покрытой базальтом и андезитом с локальными дацитовыми и риолитовыми лавовыми куполами и чехлом из риолитовой пемзы и аргиллитов. Полиметаллические сульфиды на месторождении JADE богаты Pb, As, Sb, Hg, Ag, Au и Ba.

Древние примеры месторождений VMS, которые интерпретируются как образовавшиеся в условиях континентальной окраины дуги-задуго, включают миоценовые отложения Куроко в Японии; ордовикское месторождение Брансуик № 12 и другие месторождения горнодобывающего района Батерст, Канада; юрское месторождение Эскай-Крик, Канада и месторождения в девонско-миссисипском районе Боннифилд, США.

3.4 Продолжительность деятельности магма-гидротермальных систем.

Вулканогенные месторождения массивных сульфидов сформировались в обширных подводных вулканических условиях, возраст которых варьируется от палеоархейского (3,55 млрд лет) до недавнего времени, при этом месторождения активно формируются сегодня на срединно-океанических хребтах, океанических вулканических дугах и задуговых бассейнах. Однако месторождения распределены во времени неравномерно, а сосредоточены, в частности, в позднем архее (2,85–2,60 млрд лет), палеопротерозое (2,0–1,7 млрд лет), неопротерозое (900–700 млн лет), кембро-ордовике (550–450 млн лет), девоне (миссисипское время 400–320 млн лет) и субаквальные вулканические толщи от ранней юры до современности (200–0 млн лет) (рис. 8А).

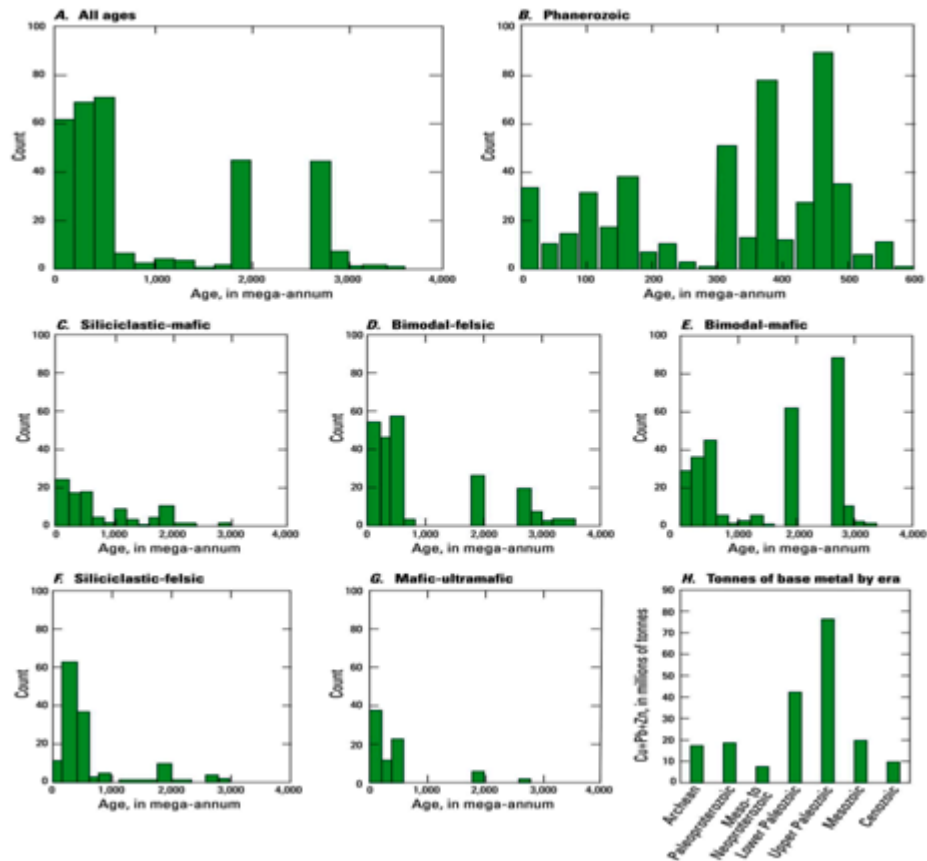


Рис. 8 Гистограммы: (А–Г) количество вулканогенных месторождений массивных сульфидов и (Н) тоннаж содержащегося металла Cu+Zn+Pb в млн т в зависимости от возраста в млн лет.

Точно так же общий тоннаж и содержание металлов в месторождениях VMS сосредоточены во временных последовательностях (рис. 8Н). Отложения возрастом менее 15 млн лет (средний миоцен) почти все связаны с современными океаническими условиями. Неоднородный временное распределение месторождений VMS может быть объяснено балансом между формированием в определенных геодинамических условиях и сохранностью после образования. Большинство месторождений VMS, сохранившихся в геологической летописи, образовались в результате субдукции. родственные океанические и континентальные вулканические дуги и задуговые установки, а их временное распределение точно соответствует периодам закрытия океанов и аккреции после распада крупных континентов. Однако вполне вероятно, что большинство месторождений VMS было утрачено из геологической летописи либо в результате окисления на морском дне, либо в результате аккреции, поднятия и эрозии в краевых орогенных поясах во время формирования суперконтинента.

Различные типы месторождений VMS также демонстрируют временные вариации численности (рис. 8Г). Объекты бимодально-базитовой ассоциации наиболее распространены в архее и палеопротерозое, но они также являются важными составляющими в мезозое и кайнозое. Напротив, месторождения основной-ультраосновной ассоциации почти все палеозойские и более молодые, за исключением небольшой группы палеопротерозойских

отложений (рис. 8G), отражающих субдукцию древнейшего дна океана вдоль конвергентных окраин. Кремнисто-основные и кислородно-кремнисто-обломочные отложения относятся в основном к мезозою, в то время как бимодально-кислые отложения более равномерно распространены, хотя и менее распространены в докембрии. Эти изменения типов месторождений с течением времени также отражают фундаментальные изменения тектонического стиля во времени, а также различия в сохранности различных тектонических условий.

Вулканогенные залежи массивных сульфидов являются продуктом гидротермальных систем, образовавшихся в определенный временной интервал или интервалы при эволюции подводного вулканизма. Структурные, литостратиграфические и геохимические характеристики подводных вулканических толщ указывают на то, что они формировались в периоды рифтогенеза. В большинстве связанных с дугой условий пиковое растяжение недолговечно и часто отмечено наличием вулканических пород с высоким содержанием кремнезема (от дацита до риолита) и их интрузивных эквивалентов. Именно в течение этих коротких периодов растяжения, обычно длящихся менее 2-3 млн лет, формируются месторождения VMS.

Два основных фактора контролируют флюидопотоки, продолжительность разгрузки и срок службы гидротермальной системы, образующей VMS: (1) характер, глубина и размер источника тепла и (2) временное распределение проницаемости в толщах пород и разломах. Результаты недавнего численного компьютерного моделирования древних и современных систем VMS показывают, что продолжительность выброса гидротермальных флюидов ($T > 150^\circ\text{C}$) может длиться от 400 до $>200\,000$ лет. Эти результаты сопоставимы со средними радиометрическими датами, определенными для современных гидротермальных систем морского дна (от <1000 до примерно $250\,000$ лет). Численное компьютерное моделирование показывает, что в гидротермальном флюиде с соленостью морской воды 10 ppm Zn+Cu и эффективностью осаждения более 10%, среднее месторождение VMS (1,2 Мт общего количества металлов) может образоваться в течение периода времени от менее 5 до 14 тыс лет, в зависимости от геологических условий, таких как температура и глубина источника тепла. Жидкости, содержащие меньшее количество металлов, вряд ли будут отлагать достаточное количество металлов для образования месторождений среднего размера, тогда как при более низкой эффективности отложения (<10 процентов) для образования таких объектов потребуется гораздо больше времени. Для образования гигантского ($>1,7$ Мт Zn или 2 Мт Cu металла) и сверхгигантского месторождения (>12 Мт Zn или 24 Мт Cu металла) требуется: (а) флюид с более высоким содержанием металла в растворе (>10 ppm), (b) эффективность осаждения, превышающая 10 процентов, и (или) (c) более длительное время для накопления

достаточного количества металлов. Гидротермальные флюиды с более высокой соленостью обладают повышенной металлоемкостью и увеличивают шансы на образование крупных месторождений цветных металлов.

Исследования гидротермального поля ТАГ, расположенного на медленно спрединговом Срединно-Атлантическом хребте на 26° северной широты, показали, что активность началась примерно от 100 до 150 тыс лет назад, когда низкотемпературные флюиды образовали стратиформные месторождения оксида марганца. Высокотемпературные гидротермальные события, которые начались около 100 тыс лет назад в зоне Мир в пределах поля ТАГ, были эпизодическими и обычно следовали за периодами экструзии базальта в соседний подушечно-ластовый купол. Корреляция между гидротермальными и вулканическими событиями поддерживает версию того, что эпизодические интрузии в вулканическом центре поставляли тепло для запуска эпизодической гидротермальной активности на соседнем сульфидном холме ТАГ. Радиометрические исследования на месторождении ТАГ показывают, что гидротермы могут реактивироваться в одном и том же районе и что периоды активности и затишья могут чередоваться с периодичностью в тысячи лет.

3.5 Рудоконтролирующие структуры.

Многие месторождения VMS расположены кластерами с диаметром около 40 км, которые содержат около дюжины относительно равномерно расположенных месторождений, одно или несколько из которых содержат более половины ресурсов района. Локализация месторождений VMS в основном связана с вулканическими и синвулканическими особенностями. Такие особенности включают, помимо прочего, кальдеры, кратеры, грабены и купола; разломы, пересечения разломов и впадины.

В большинстве случаев локализация сульфидного оруденения включала структурную подготовку проницаемых каналов для металлоносных гидротермальных флюидов. Разломы показывают наибольшую трещиноватость вокруг оконечных линий разломов (области разрыва), криволинейный след окончания разлома, где напряжения, связанные со смещением - градиент сосредоточен и способствует распространению трещин в нетрещиноватую породу. Там, где две или более оконечных линий разлома находятся в непосредственной близости, отдельные области разрушения сливаются, образуя единую модифицированную область трещиноватости. Было показано, что структурное положение гидротермальных источников варьируется в зависимости от геометрии системы разломов и механизмов, которые создают и поддерживают проницаемые пути для потоков жидкости (рис. 9).

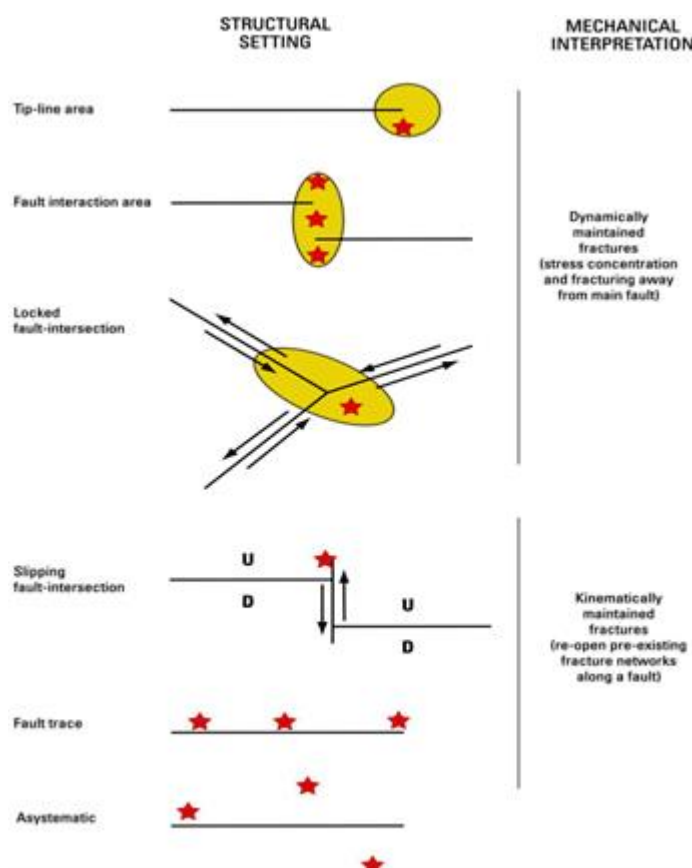


Рис. 9 Диаграмма примеров различных структурных условий гидротермальных источников (красные звезды) по отношению к разломам (прямые линии) и областям разгрузки (желтые заштрихованные области).
(в трех верхних примерах жерла располагаются в зонах концентрации напряжений вдали от основного разлома (динамически поддерживаемые трещины), а в следующих трех примерах жерла располагаются вдоль разлома (кинематически поддерживаемые трещины)).

Глобальное исследование гидротермальных жерл показало, что 78% из них находятся вблизи разломов, а 66% жерл на срединно-океанических хребтах находятся в зонах пересечения разломов. Детальные исследования вдоль спрединговых срединно-океанических хребтов подтверждают преобладание гидротермальных источников в районах взаимодействия разломов. Кроме того, недавние исследования вблизи медленных и сверхмедленных спрединговых сегментов Срединно-Атлантического хребта показали, что высокотемпературные флюиды «черных курильщиков» концентрируются над пологими сбросами (рис. 10).

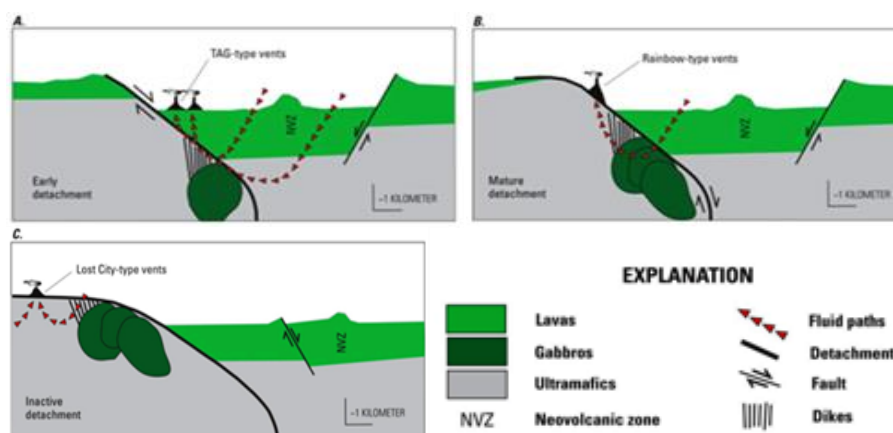


Рис. 10 Модель циркуляции флюидов и типы гидротермальной эффузии, связанные с развитием сбросов вдоль медленно спрединговых срединно-океанических хребтов.

Интенсивные метасоматические и изотопные изменения в разломных зонах вдоль этих структур отрыва показывают, что вдоль них были сосредоточены большие объемы флюидов, что привело к развитию долгоживущих гидротермальных систем и формированию крупных месторождений массивных сульфидов.

Преимущественная ориентация древних месторождений VMS и их близость к областям вулканических жерл и синвулканическим разломам демонстрирует выраженный структурный контроль за их расположением (например, район Хокуроку). Ориентация синвулканических разломов в условиях растяжения контролируется направлением наименьшего основного напряжения в периоды растяжения и вулканизма. Основное направление растяжения может быть субгоризонтальным и перпендикулярным оси рифта или, в более сложных случаях, таких как трансензиональные рифты, ориентированным наклонно к оси рифта. Синвулканические разломы обеспечивают очаги миграции магмы, а также разгрузки гидротермальных флюидов. Особенности, полезные при идентификации синвулканических разломов в древних вулканических толщах включают: (1) локальные неоднородности в стратиграфии разрезов подошвы; (2) диахронные клинья осыпи; (3) селевые потоки, сгущающиеся или обрывающиеся на небольшом поперечном расстоянии; (4) зоны трансгрессивных изменений; (5) синвулканические дайки и рои даек, особенно те, которые оканчиваются либо в криптокуполах, либо во внутривулканических осадочных горизонтах; (6) расположение потоков кислой лавы, куполов, маркирующих вулканический центр и (7) предпочтительное расположение вулканических жерл.

Структуры обрушения вулканов в подводных условиях в основном представляют собой кальдеры, кратеры и грабены. Например, недавние исследования системы дуги-задуги Идзу-Бонин на западе в Тихом океане обнаружили несколько кальдер, характеризующихся риолитовой пемзой и гидротермальной массивной сульфидной минерализацией. Исследования интерпретировали подводные кальдеры как условия для нескольких древних месторождений и районов VMS, основываясь на сравнении с условиями современных гидротермальных систем морского дна.

К древним VMS относятся район Хокуроку в Японии, район Осетровых озер в Онтарио и группа объектов Хантер в районе Норанда в Квебеке. Возможный структурный контроль в таких условиях кальдеры включает кольцевые разломы и их пересечения с региональными дуговыми или тыловыми разломами, шарнирные разломы вдоль асимметричного обрушения типа люка, а также вулканические купола. Связанный с вулканами грабен контролировал положение и геометрию мощного чашеобразного месторождения Лысой горы в штате Мэн. В районе Норанда в Квебеке обнаружены массивные сульфидные рудные тела, такие как Милленбах, локализованные в пределах бывших вулканических жерл риолитовых куполов.

Структурный анализ в южной части кальдеры Озера Стерджен, Онтарио, показал, что массивные сульфиды преимущественно встречаются вдоль разломов и трещин, связанных с образованием синвулканических рифтов и грабенов. Типы и стили благоприятных структур отражают: (1) состав и изменения вмещающих пород; (2) историю синвулканического тектонизма, включая обрушение, связанное с растяжением и (3) ортогональные сдвиги. На месторождении Золотая роща, Западная Австралия, синвулканический разлом роста совпадает с самыми высокими содержаниями $\text{Cu}(\pm\text{Au})$ и самыми мощными зонами массивных сульфидов.

Пространственно-временные условия, управляющие формированием подводных кальдер также могут в значительной степени определять размер и местонахождение VMS. Полевые исследования и экспериментальные работы показывают, что при обрушении кальдеры развиваются два основных типа разломов: (1) внутренние разломы, которые обычно падают наружу и (2) внешние, падающие внутрь разломы, связанные с поздними периферийными разломами. В областях растяжения основные разломы кальдеры могут быть не круговыми, а значительно более асимметричными. Когда эти линейные и дугообразные структуры пересекаются, образующаяся система трещин развита лучше, чем в других частях кальдеры, и поэтому она формирует особенно благоприятные участки для гидротермальной циркуляции и локализации оруденения. Асимметричные кальдеры, образованные в результате погружения либо в виде «люка» вдоль одного шарнирного разлома, по-видимому, обеспечивают структурные условия, которые особенно благоприятны для образования некоторых месторождений VMS.

Формированию месторождений VMS благоприятствуют две стадии образования кальдер (рис. 11): (1) во время и сразу после обрушения кальдеры и (2) во время посткальдерного возрождения, сопровождающего повторное введение магмы на небольшую глубину.

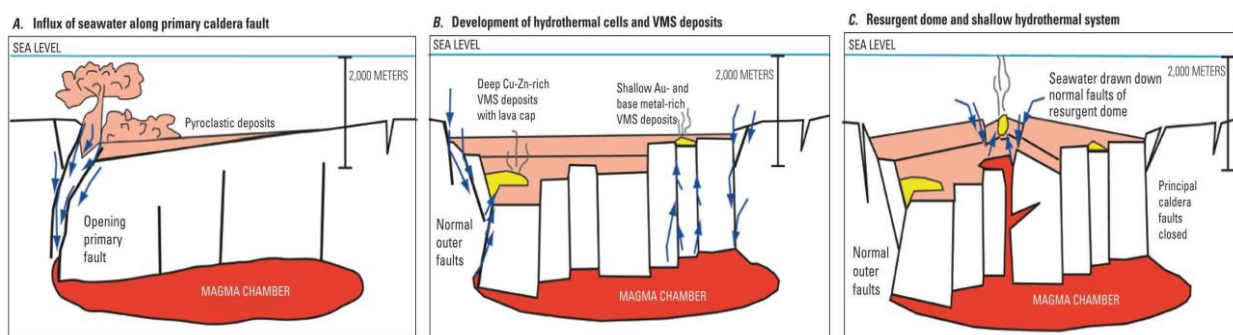


Рис. 11 Диаграммы эволюции кальдеры подводной магмо-гидротермальной системы.

А, асимметричное обрушение кальдеры позволяет притоку морской воды вдоль открывающегося краевого разлома; В, морская вода течет вниз по внешним разломам, падающим внутрь, в то время как горячие минерализующие флюиды движутся вверх по серии разломов, падающих наружу в результате частичного обрушения кальдеры. С, возрождение кальдеры, связанное с возобновлением магматизма и внедрением в породы кровли над основным магматическим очагом. Это обеспечивает дополнительную циркуляцию гидротермального флюида и образование дополнительных массивных сульфидных месторождений в центральных частях кальдеры.

Во время начального опускания асимметричной кальдеры магмо-гидротермальная система вскрывается и обнажается вдоль основных кальдерных разломов, падающих наружу

(рис. 11А). Это способствует большей дегазации магмы и дает возможность для больших притоков морской воды или местных метеорных вод, которые могут напрямую взаимодействовать с магматическим резервуаром. С течением времени изначально глубинная гидротермальная система мигрирует вверх по внутренним кальдерным разломам, в то же время происходит подпитка гидротермальной системы через периферические разломы (рис. 11Б). Металлы могут поступать в гидротермальный флюид непосредственно путем дегазации магмы и путем высокотемпературного выщелачивания из вулканических пород. Крупнейшие месторождения VMS обычно развиваются в пористых пирокластических отложениях, примыкающих к ограничивающим кальдеру разломам. Во время возрождения кальдеры введение новой магмы может вызвать поднятие дна кальдеры и реактивацию гидротермальной системы по мере развития открытых путей флюидов вдоль разломов растяжения (рис. 11С).

Вершинные кальдеры подводных дуговых вулканов, как правило, относительно малы (<10 км в поперечнике) и имеют только небольшие гидротермальные системы и, соответственно, небольшие, но потенциально высококачественные залежи массивных сульфидов. Кальдеры редко представляют собой простые конструкции, поскольку со временем они могут эволюционировать в составные структуры, включая вложенные или перекрывающиеся комплексы кальдер. В геологической летописи такие сложные кальдеры могут содержать крупные массивные сульфидные ресурсы. В целом кальдеры внутриокеанических дуговых вулканов меньше, чем кальдеры, образовавшиеся на дуговых вулканах континентальной окраины.

Структурный контроль также был предложен для отложений VMS, в которых отсутствуют четкие доказательства кальдерной обстановки. Например, в задуговых областях, в зонах рифтогенеза, могут образоваться большие впадины морского дна, такие как котел Desmos в восточной части бассейна Манус и котел Изена в Окинавском желобе. Котел Desmos в восточной части бассейна Манус к северу от Новой Британии расположен в протяженной зоне между грядами везикулярного известково-щелочного базальта и риолитовыми вулканическими породами. Гидротермальное извержение происходит на 10-километровом отрезке, где бурение выявило пропитанные сульфидами вулканокластические породы от вершины хребта до глубины 380 м ниже морского дна. В центральной части Окинавского прогиба задуговой вулканизм и гидротермальная деятельность проявляются в пределах нескольких эшелонированных грабенов. Отдельные грабены имеют длину 50–100 км, ширину 10–20 км и содержат ряд вулканических хребтов или удлиненных вулканов, сложенных бимодальными везикулярными известково-щелочными базальтами, андезитами и риолитами. Гидротермальная активность происходит на вулканических хребтах или рядом с ними, при этом крупнейшее жерловое поле (JADE) расположено в структурной депрессии шириной 5×6

км и глубиной 300 м, известной как котел Изены. Другие примеры включают месторождение Тамбо-Гранде в Перу, которое приписывают локализации в структурно связанных прогибах и грабенах второго порядка, и месторождение Сан-Николас в Мексике, где синседиментационные разломы и крутой склон риолитового купола по-видимому, контролируют массивную сульфидную минерализацию.

Одним из косвенных факторов, определяющих структуру месторождений VMS, является их близость к крупным субвулканическим силлам, залегающим на глубине до 2000 м в подошве некоторых месторождений, которые не только обеспечивают значительное количество тепла для работы гидротермальных систем, но также могут увеличить трещиноватость вмещающих вулканических пластов и сфокусировать гидротермальные жидкости. Данные о тепловом потоке для современных подводных систем в бассейне Гуаймас, Калифорнийский залив, также указывают на то, что гидротермальные флюиды локализованы в трещинах внутри силлов и вдоль их краев. Моделирование методом конечных элементов для имитации размера отложений и пространственного распределения месторождений VMS над комплексом Белл-Ривер в районе Матагами в Квебеке показывает, что простая зависимость проницаемости вмещающих пород от температуры локализует гидротермальный апвеллинг над интрузивным комплексом и создает пространственную структуру и диапазон объемов вентилируемой жидкости, аналогичные тем, которые обнаружены в районе Матагами. Точно так же трехмерное моделирование структуры и динамики гидротермальных систем срединно-океанических хребтов показало, что конвекционные ячейки самоорганизуются в трубчатые зоны восходящего потока, расположенные на регулярном расстоянии примерно 500 м, окруженные узкими зонами сфокусированного и относительно теплого нисходящего потока. Эти структуры очень близки к регулярно расположенным высокотемпературным жерлам месторождения Main Endeavour на хребте Хуан де Фука.

Другие средства контроля рудоотложения связаны с палеотопографией. Впадины морского дна, независимо от происхождения, служат локальными бассейнами как для химического, так и механического отложения сульфидов. Химически осажденные сульфиды преимущественно аккумулируются в топографически низких участках, особенно в тех случаях, когда жерловые флюиды представляют собой высокосолёные рассолы, более плотные, чем окружающая морская вода, образуя локальные металлоносные соляные бассейны. Впадины морского дна также локализуют обломочные сульфиды, вымытые эрозией из богатых сульфидами «дымоходов», насыпей и других построек. Во многих месторождениях эти сульфиды состоят из полимиктовых зерен размером от песка до алеврита, которые сохраняют ступенчатую слоистость и другие осадочные особенности. В редких случаях VMS, полученные с помощью селевых потоков, содержат обломки массивных сульфидов размером

от булыжника до валуна, которые накапливаются в удлинённых каналах до 1 км или более вдоль простираения от их источника на месте, например, в богатых, транспортируемых рудных телах. в Бьюкенсе, Ньюфаундленд, Канада.

3.6 Роль магматизма в рудообразовании.

Вулканогенные залежи массивных сульфидов образуются на морском дне или вблизи него в геодинамических условиях растяжения в пространственной, временной и генетической связи с современным вулканизмом. Отложения часто непосредственно вмещаются или встречаются в толщах вулканитов. В ювенильной среде с преобладанием основных-ультраосновных, бимодальные-основных и кремнисто-обломочных-базитовых литологических ассоциаций месторождения VMS связаны с бонинитом и толеитом островной дуги с низким содержанием титана, базальтом срединно-океанического хребта (MORB) или базальтом задугового бассейна. (BABB). Кислые породы в ювенильных условиях с преобладанием основного состава обычно толеитовые и относительно обеднены микроэлементами. В средах, связанных с континентальной корой и обычно с преобладанием кислого магматизма (например, бимодально-кислые и кисло-кремнисто-обломочные литологические ассоциации) породы, связанные с VMS, могут включать толеитовые, известково-щелочные и щелочные базальты и андезиты. Кислые породы. обычно варьируются от известково-щелочных дацит-риолитовых до щелочных, обогащенных микроэлементами. Основные взаимосвязи между вулканической активностью и месторождениями VMS включают: (1) контроль локализации в вулканических и синвулканических структурах и литологических единицах; (2) производство высоких скоростей адвекции тепла в приповерхностную среду, которая стимулирует конвекцию морской воды и взаимодействие жидкости с горной породой; (3) поступления металлов и серы за счет реакции пород подошвы с конвектирующим флюидом и (или) непосредственно с магмо-гидротермальными флюидами.

Исследования современной гидротермальной активности в срединно-океанических центрах скоростей спрединга показывают, что высокотемпературные жерловые поля почти повсеместно связаны с присутствием магмы; «горячие камни» или немагматические источники тепла кажутся недостаточными для создания высокотемпературной гидротермальной активности. В древних вулканических толщах составные синвулканические интрузии часто присутствуют в подошве под отложениями VMS и считаются тепловым двигателем, который инициировал и поддерживал гидротермальную деятельность, при формировании оруденения. В условиях океанических спрединговых хребтов магма может подниматься в пределах нескольких тысяч метров от морского дна и образовывать продолговатые габбровые sill, параллельные оси спрединга морского дна. Образовавшиеся композитные (габбро-диорит-тоналит-трондьемитовые) интрузивные комплексы могут

подниматься в пределах 2–3 км от морского дна, в то время как андерплейтинг и растяжение в более мощной (20–30 км) коре могут приводить к среднекоровым интрузиям. Отмечено, что в древних толщах, вмещающих VMS, синвулканические интрузии можно распознать по: (1) их силлоподобной сложной форме; (2) слабому контактовому метаморфическому ореолу или его отсутствию; (3) близкому по составу породам вмещающей вулканической толщи; (4) аналогичному, но обычно более молодому возрасту; (5) наличию комплексов гидротермальных изменений, аналогичных таковым во вмещающих вулканических породах и (6) наличию полиметаллической (Cu, Mo) и (или) золотой минерализации.

Вулканогенные массивные сульфидные месторождения имеют тесную связь с вмещающими их вулканическими литофациальными ассоциациями. Породы подошвенного и висячего блоков фиксируют среду, в которой формируются залежи, их морфологию, механизмы накопления и состава сульфидов, геометрию и минералогию комплексов гидротермальных изменений. Кроме того, пласты висячих стен обеспечивают запись продолжительности и прекращения минерализации и указывают на сохранность. В этой связи были определены три литофациальных подразделения (рис. 12): (1) ассоциация «проточных» литофаций, (2) ассоциация вулканокластических литофаций и (3) ассоциация осадочных литофаций. Ассоциации могут быть дополнительно подразделены на основные и кислые подтипы в зависимости от преобладающего состава вулканитов.

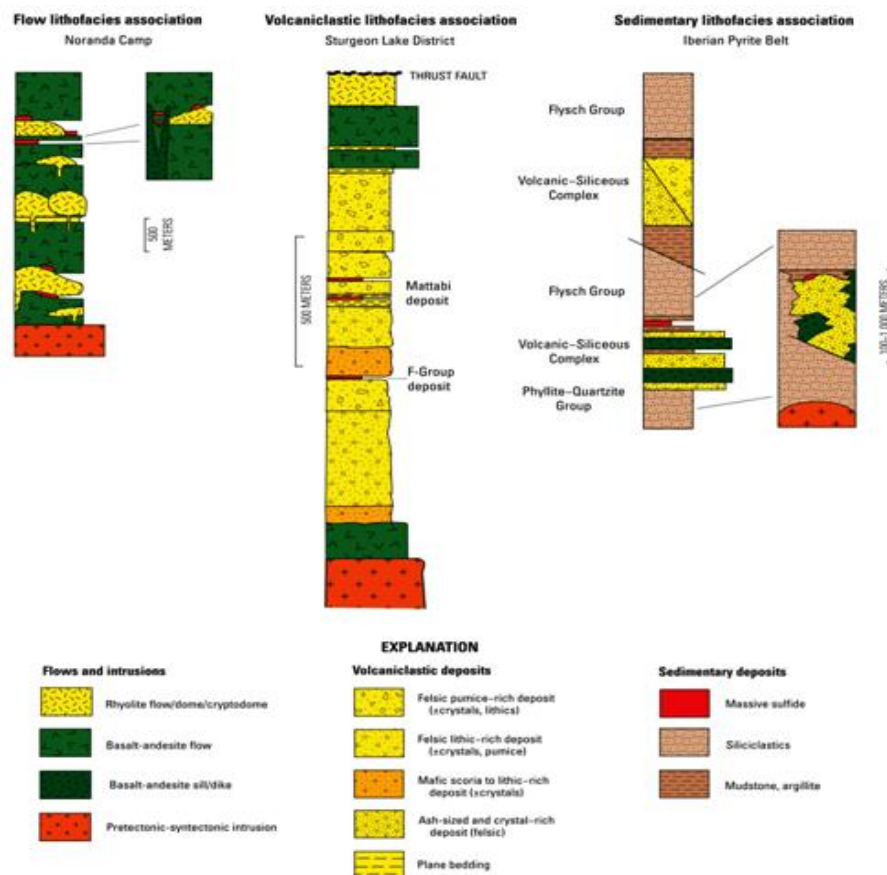


Рис. 12 Сложные стратиграфические разрезы, иллюстрирующие потоки, вулканокластику и осадки, преобладающие в литофациях, вмещающих вулканогенные массивные сульфидные месторождения.

3.7 Пространственная связь с рудовмещающими формациями.

Потоковые толщи включают когерентные ультраосновные (коматиитовые), основные и (или) кислые лавовые потоки и купола и связанные с ними автокластические отложения (автопрекчии, гиалокластиты, и их переотложенные эквиваленты) (рис. 12). Синвулканические интрузии обычны и включают дайки, силлы и иногда криптодомы (и связанный с ними пеперит). Вулканокластические породы являются второстепенным компонентом и обычно состоят из переотложенных гиалокластической брекчии и некоторых первичных пирокластических отложений. Могут присутствовать незначительные количества осадочных пород, которые обычно состоят из углеродистого аргиллита и незрелых вакков вулканического происхождения, незначительного количества карбоната и незначительных химических отложений (эксгалита, формации железа).

Последовательности с преобладанием потока образуют вулканические комплексы, состоящие из одиночных или составных подводных щитовидных вулканов, которые образовались в результате эффузивных процессов извержений на глубинах, как правило, более 1000 м. В этих последовательностях месторождения VMS обычно встречаются в перерывах вулканизма, которые могут быть отмечены локальными или латеральными обширными сульфидными, обводненными туфовыми и (или) химическими осадочными толщами (эксгалитовые горизонты). Поскольку вмещающие породы относительно непроницаемы, восходящие гидротермальные флюиды концентрируются вдоль проницаемых зон, а осаждение сульфидов происходит на морском дне и непосредственно под ним. Региональные изменения сосредоточены в областях с высокой проницаемостью, таких как контакты потока, брекчии потока, миндалины и синвулканические образования, разломы. Сульфидные отложения растут в результате процессов роста труб обрушения, замещения обломков труб и, наконец, возобновления роста труб с образованием классических насыпных или линзовидных рудных тел над прожилковой или штокверковой сульфидной зоной. Вулканогенные залежи массивных сульфидов, формирующиеся в толщах с преобладанием основных потоков, как правило, богаты медью, в то время как в кислых толщах, как правило, богаты медью-цинком-свинцом. Примеры месторождений VMS в литофационной ассоциации потоков включают отложения, формирующиеся на современных срединно-океанических спрединговых хребтах - офиолитовые объекты и внутрикальдерные объекты в архейском районе Норанда.

Ассоциация вулканокластических литофаций.

Вулканокластические толщи в основном сложены пирокластическими и синэруптивными переотложенными пирокластическими и эпикластическими отложениями, а также подчиненными и связанными основными и кислыми лавовыми потоками и куполами ($\pm$ аутобрекчии, гиалокластиты и их переотложенные эквиваленты), с ассоциированными

пеперитовыми и (или) флюидальными брекчиями, реже синвулканическими дайками, силлами и обломочными осадочными породами (рис. 12). Обломочные осадочные породы, которые обычно встречаются в толще висячих стенок, обычно представляют собой углеродистые аргиллиты, незрелые эпикластические вулканические вакки и карбонатные толщи. Преобладание пирокластических пород в этой литофации предполагает эксплозивные извержения в относительно мелководных (<1000 м) вулканических средах, характеризующихся формированием центральных вулканических комплексов с одним или несколькими подводными вулканами. Наличие мощных локальных последовательностей ювенильных вулканокластических пород в верхних или центральных частях последовательности предполагает размещение внутри крупных просадочных структур или кальдер. Вулканокластические литофациальные ассоциации распространены в бимодально-основных, бимодально-кислых и кисло-кремнисто-обломочных ассоциациях.

Начальная гидротермальная разгрузка в вулканокластических преобладающих сукцессии встречаются на большей площади, чем в сукцессиях с преобладанием потока, с относительно несфокусированным выходом из многочисленных сливающихся гидротермальных жерл, которые иногда приурочены к линейным, контролируемым разломами впадинам или грабенам. Отложения сульфидов обычно происходят в поровых пространствах высокопроницаемой вулканокластической подошвы в виде несфокусированных восходящих гидротермальных образований. Жидкость охлаждается за счет взаимодействия с захваченной и увлеченной морской водой. Это приводит к замещению вулканокластических пород и формированию пластинчатых месторождений VMS. При продолжающейся гидротермальной циркуляции процессы зонального рафинирования могут привести к замещению ранее сформированной пиритовой и пирит-сфалеритовой минерализации более высокотемпературными халькопиритовыми и сфалерит-халькопиритовыми комплексами. Кроме того, поскольку некоторые последовательности с преобладанием вулканокластических пород развиваются на мелководье, месторождения VMS могут иметь сходство с субэральными эпитеpmальными месторождениями, включающими более богатые золотом составы и развитые зоны изменений аргиллитового типа, представленные в древних отложениях комплексами алюмосиликатных изменений или комплексами, содержащими калий (серицит, калиевый полевой шпат).

Примеры месторождений VMS, связанных с вулканокластической литофационной ассоциацией, включают месторождения Хорн, Галлен и Мобрун, Норанда-Кэмп, Канада; месторождение Маттаби, Стерджен-Лейк-Кэмп, Канада; месторождения Гарпенберг и Цинкгруван, округ Бергслеген, Швеция; месторождения Роузбери и Геркулес, Тасмания и месторождение Лысая гора, США.

Связь с осадочными породами.

Последовательности с преобладанием осадков, вмещающие месторождения VMS, состоят из двух отдельных фаций: (1) кремнисто-обломочная фация, состоящая из песчаников, алевролитов, аргиллитов, местами из железистых или железо-марганцевых аргиллитах, и (2) пелитовая фация с аргиллитами, углистыми аргиллитами, алевролитами, мергелями и карбонатами (биокластические и химические). В этих преобладающих отложениях также присутствуют подчиненные когерентные потоки основной и (или) кислой лавы, купола, криптодомы и связанные с ними аутобрекчии, гиалокластиты и пепериты, или объемные кислые вулканокластические образования, пачки с подчиненными кислыми лавовыми потоками, куполами и криптодомами (рис. 12). В некоторых осадочных толщах преобладающим вулканическим компонентом могут быть синвулканические дайки, силлы и криптокомы. Месторождения VMS пространственно связаны со сложными вулканическими центрами, развитыми в более мелких структурах оседания, расположенных в более крупных, заполненных наносами бассейнах растяжения; однако непосредственно вмещающие породы могут быть либо осадочными, либо вулканическими. Как и некоторые месторождения VMS, образованные в толщах с преобладанием вулканокластики, месторождения в толщах с преобладанием осадочных пород могут образовываться непосредственно под морским дном в результате осаждения в поровых пространствах и замещения осадочных пород. Этому типу локализации может способствовать присутствие покрывающего слоя кремнезема, карбоната или сульфида, действующего как физический барьер для восходящих гидротермальных флюидов. В осадочных толщах, в которых преобладают терригенно-обломочные породы в континентальных рифтах и задуговых бассейнах, месторождения VMS обычно содержат значительное количество свинца и серебра. Древние примеры месторождений VMS в осадочных отложениях включают месторождение Брансуик № 12, рудный район Батерст, Канада; месторождение Windy Craggy, Канада и месторождения в Пиренейском колчеданном поясе, Испания и Португалия.

Образования железа и другие гидротермально осажденные химические отложения (например, кремний, яшма, отложения, богатые железом и марганцем) обычно демонстрируют пространственную и временную связь с месторождениями VMS и особенно хорошо развиты в поперечном направлении, в континентальных рифтах и тыловых дугах (например, рудный район Батерст, Канада). Эти «эксгалиты» обычно залегают в непосредственной близости от сульфидного месторождения и могут иметь одинаковую стратиграфическую принадлежность. Яшмы (гематитовые кремни) обычно образуют тонкие локальные шапки над месторождениями VMS, в то время как в других районах относительно маломощные (<2 м) железные образования могут образовывать протяженные по латерали маркирующие

горизонты, которые соединяют (во времени и пространстве) несколько массивных сульфидных месторождений. Эти тонкослоистые или слоистые породы в основном осаждаются из подводных гидротермальных источников флюидов, но они также содержат вклад обломочного детрита Al и Ti. Использование образований железа в качестве стратиграфического ориентира при разведке месторождений VMS имело переменный успех. Считается, что положительная аномалия европия в железистых образованиях отражает высокотемпературный выброс флюидов и может служить индикатором минерализации в некоторых районах. Кроме того, минералогические вариации от оксида через карбонат к сульфиду в обширных образованиях железа могут указывать на близость к более сфокусированным комплексам гидротермальных источников с более высокой температурой, хотя последующий метаморфизм часто накладывает отпечаток на первичную минералогию.

Связь с метаморфическими породами.

Вулканогенные массивные сульфидные месторождения являются сингенетическими месторождениями и не связаны напрямую с метаморфическими процессами. Тем не менее, стратифицированные, полусогласные изменения районного масштаба, которые обычно развиваются из подводных гидротермальных конвекций над комплексами охлаждающихся силлов может привести к формированию минеральных комплексов гидротермальных изменений, которые имитируют образовавшиеся в результате регионального метаморфизма. Образовавшиеся ассоциации минералов гидротермальных изменений могут отличаться от ассоциаций амфиболитовой фации (обогащенный Fe-Ca амфибол, клинозоизит, Са-плагиоклаз, магнетит) непосредственно над интрузиями через богатые Na-Ca комплексы зеленосланцевых фаций (альбит, кварц, хлорит, актинолит, эпидот) к цеолит-глинистым и родственным субзеленосланцевым фациальным минеральным ассоциациям (калий-магнезиальные смектиты, смешанослойные хлориты, калиевый полевой шпат). Кроме того, некоторые месторождения VMS, образовавшиеся на мелководье, характеризуются за счет проксимального алюмосиликатного изменения их подошвенных пород. Как описано, региональный метаморфизм зон гидротермальных изменений, связанный с образованием массивных сульфидов, может привести к образованию характерных минеральных ассоциаций и типов пород, которые могут служить ориентирами для минерализации в древних вулканоплутонических террейнах (например, гидротермальные алюмосиликатные изменения могут привести к образованию силлиманит-кианит-кварц-биотит-кордиерит-гранатовые ассоциации при верхнем амфиболит-гранулитовом метаморфизме).

Прогрессивный метаморфизм массивных сульфидов также дает изменения, в том числе: (1) укрупнение сульфидов цветных металлов по размеру зерен; (2) превращение пирита в пирротин и образование пирротина за счет сульфидирования Fe в других минералах выше

границы зеленосланцево-амфиболитовой фации; (3) постепенное увеличение содержания FeS в сфалерите, а также выделение халькопирита из сфалерита; 4) образование цинковой шпинели, цинкового ставролита и свинцового полевого шпата в условиях верхней амфиболит-гранулитовой фации; 5) выделение золота из пирита и его распределение между электрумом и халькопиритом; (6) высвобождение других микроэлементов, включенных или нестехиометрически замещенных в сульфидах цветных металлов и (7) распределение микроэлементов между равновесными сульфидными парами. Некоторые из этих прогрессивных метаморфических эффектов могут быть обращены вспять при соответствующем развитии ретроградных процессов (например, пирротин может сульфидироваться до пирита). Кроме того, деформации, сопровождающие метаморфизм, могут привести к мобилизации и перераспределению массивной сульфидной минерализации, включая отделение более пластичных минералов, таких как галенит и сфалерит, от более хрупких сульфидных минералов, например, пирит.

4. ПЕТРОЛОГИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ФОРМАЦИЙ.

4.1 Магматических.

Вулканогенные массивные сульфидные месторождения, по определению, либо расположены внутри вулканических и субвулканических интрузивных пород, либо тесно пространственно связаны с ними. Следовательно, существует хорошо документированная генетическая связь между магматизмом и формированием месторождений VMS. Магматизм является предпосылкой в следующих случаях:

1. В качестве теплового привода в движение глубоких гидротермальных систем, что подчеркивается объединением богатых расплавами областей земной коры в современных хребтовых системах и гидротермальной активности морского дна.

2. Как очаг гидротермальной циркуляции. Субвулканические интрузии действуют как «точечные» источники тепла, которые фокусируют нисходящие жидкости из областей питания в узкие зоны подъема и разгрузки. Модели тепло- и массопереноса позволяют предположить, что гидротермальная система имеет соотношение сторон около единицы. Сфокусированный минимум необходим для рудных месторождений на морском дне и согласуется с закономерностями изменений, наблюдаемых в древних месторождениях VMS.

3. Как источник химических компонентов гидротермальных систем. Хотя общепринято, что металлы образуются в результате взаимодействия гидротермальной жидкости и породы вдоль пути низкого уровня жидкости, металлы также могут быть добавлены из магматических флюидов и газов, связанных с поздними стадиями магматической кристаллизации, как это следует из современной системы минерализации Папуа-Новой Гвинеи.

Литогеохимия ассоциаций вулканических пород в целом может быть применена к конкретным тектоническим условиям. Ассоциации пород классифицируются как мафитовые, бимодально-мафитовые, кремне-обломочно-мафитовые, бимодально-кислые и кремне-обломочно-кислые. Идентификация конкретных тектонических обстановок месторождений VMS связана с литогеохимией вулканических пород в современных тектонических обстановках. В рудных районах VMS обычно наблюдается более одной литологической ассоциации, например, в гигантском районе Батерст имеются месторождения, связанные с бимодально-мафическими и кремнисто-обломочными кислыми породами. Градации между ассоциациями меняются в зависимости от масштаба описание (региональное или локальное). При картировании месторождений VMS кислые лавы и субвулканические кислые интрузии часто идентифицируются как локальные магматические ассоциации. Породные ассоциации являются важными особенностями месторождений VMS, поскольку: (1) на местном уровне они определяют источники тепла, которые управляют гидротермальной циркуляцией, и местные источники магматических металлов и кислотности; (2) в более региональном масштабе они предоставляют информацию об источниках металлов и (3) они обеспечивают механизм быстрого захоронения массивных сульфидных отложений, например, геологически мгновенное внедрение вулканокластических турбидитов.

Мафическая-ультраосновная ассоциация представляет месторождения VMS, пространственно связанные с литологией, в которой преобладают базальтовые и (или) ультрамафитовые породы. Последние в летописях горных пород встречаются редко и их генетическое родство с рудой неясно. В архейских зеленокаменных поясах месторождения VMS могут быть связаны с коматиитовыми лавами. Мафит-ультрамафитовые ассоциации VMS с преобладанием базальтовых пород встречаются в верхних частях обдуктированных офиолитовых комплексов, например, Омана, Троодоса, Тернер-Олбрайта. В современных океанах мафитовая ассоциация встречается в двух специфических условиях: срединно-океанических хребтов и зрелых задуговых бассейнов. Гидротермальная активность, пространственно связанная с ультрамафитовыми породами, обычно серпентинитами, наблюдалась в нескольких местах, близких к Срединно-Атлантическому хребту, например, Лост-Сити, Гаккеля и Ридж. Эти гидротермальные системы связаны с океаническими комплексами на маломощной океанической коре на лишенных магмы хребтах. Хотя серпентинизация является экзотермическим процессом, который может быть важным источником тепла в низкотемпературных ($<100^{\circ}\text{C}$) гидротермальных системах, вполне вероятно, что тепловая машина для высокотемпературной ($350\text{--}450^{\circ}\text{C}$) гидротермальной циркуляции приводится в движение нижележащими габбровыми интрузивами. Кроме того, утверждается, что геохимия жерловых жидкостей в низкотемпературной гидротермальной

системе Лост-Сити указывает на то, что они представляют собой отработанные и охлажденные жидкости с более высокой температурой.

Оливиновые толеиты представляют собой распространенный тип вулканических пород, встречающихся на срединно-океанических хребтах (MOR), и известны под общим названием - базальты срединно-океанических хребтов (MORB). Далее они делятся на DMORB (обедненные), NMORB (нормальные), TMORB (переходные) и EMORB (обогащенные), в основном в зависимости от соотношения K/Ti и несовместимого элементного состава. Вдоль системы срединно-океанических хребтов, особенно вдоль северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия, было обнаружено множество мест активного накопления гидротермальных сульфидов, но почти все они имеют нерентабельные содержания и тоннаж. Исключением является месторождение ТАГ объемом 3,9 млн тонн на Срединно-Атлантическом хребте. Следует также отметить, что на некоторых участках СОХ, где регионально преобладает мафитовая литология, существуют более локализованные, но все же объемно значительные скопления андезито-базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. В этих условиях гидротермальная деятельность является продуктом фракционной кристаллизации MORB и ассимиляции за счет анатексии неглубокой гидратированной базальтовой коры. Наличие мафит-ультрамафитовой ассоциации в задуговых бассейнах является функцией близости к обращенной к морю островной дуге и наиболее отчетливо наблюдается в зрелых задуговых бассейнах, имеющих хорошо организованный спрединг, например, восточная часть моря Скоша, бассейн Лау и Марианский желоб. Химия базальтов, связанных с островодужными системами, является сложной функцией мантийной химии и взаимодействия мантии с флюидами/расплавами, поднимающимися от погружающейся плиты (рис. 13).

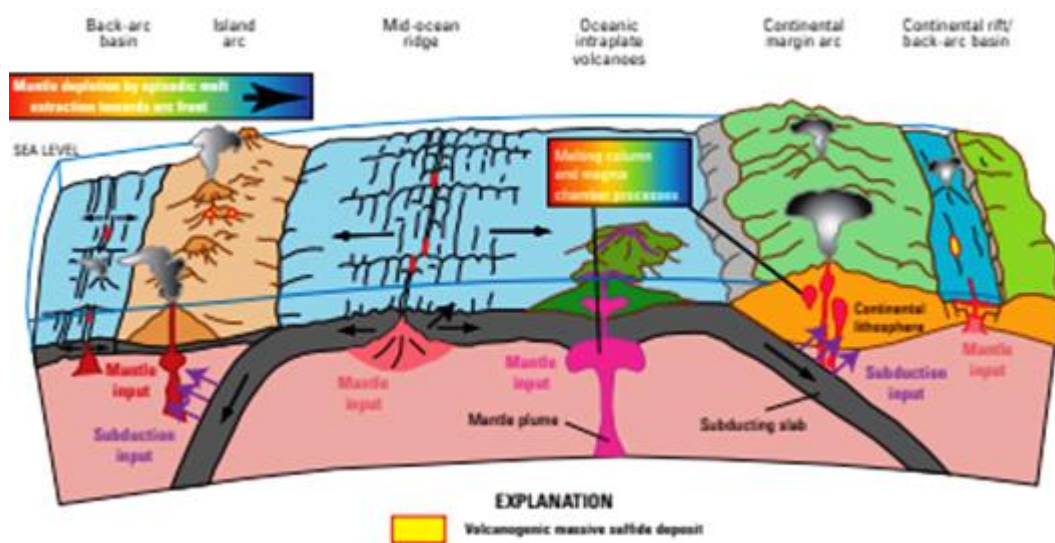


Рис. 13. Схема, показывающая основные компоненты и процессы, участвующие в образовании островодужных и задуговых вулканитов, которые являются основными литостратиграфическими единицами, связанными с вулканогенными колчеданными месторождениями.

Вклад субдукции включает: (1) флюиды, высвобождаемые на небольших глубинах в результате реакций дегидратации, и (2) силикатные расплавы, высвобождаемые во время частичного плавления на больших глубинах. Эти два процесса метасоматизируют мантию, добавляя отдельные комплексы микроэлементов. Движение астеносферы является ответом на процесс субдукции и может определять дугопараллельное и дугообразно-наклонное движение. На основании изотопной систематики в западно-Тихоокеанских дугах были выделены две разные мантийные области — «Индийская» и «Тихоокеанская». Экстракция мантийного расплава на неглубоких уровнях и последующее смешивание и фракционирование производят на поверхности большое разнообразие вулканитов, большинство из которых характеризуются водной природой. Вулканизм островодужных вулканов принципиально отличаются от вулканитов задуговых бассейнов из-за различных примесей субдуцирующей океанической коры.

В этих условиях гидротермальные системы отличаются от систем срединно-океанических хребтов тем, что имеют гораздо более высокое содержание летучих веществ, что отражает общую, хотя и не универсальную, богатую летучими веществами природу связанных с ними вулканических пород и предполагаемых субвулканических интрузий. Более высокое содержание летучих также приводит к образованию гидротермальных жидкостей, которые имеют значения pH всего 2, что значительно ниже, чем в гидротермальных жидкостях срединно-океанических хребтов, и, вероятно, связано с диспропорционированием растворенного SO_2 . В задуговых бассейнах идентифицированы разнообразные базальты, в том числе MORB, которые химически неотличимы от тех, что наблюдаются в открытом океане, а их состав варьируется от DMORB (центральная часть бассейна Лая) до EMORB (северная часть бассейна Фиджи). Важно отметить, что тип базальта, уникальный для задуговой обстановки, был признан и назван базальтом задугового бассейна (БАББ). Последний имеет уникальные характеристики микроэлементов, особенно обеднение элементами «с высокой прочностью на разрыв», что отражает среду субдукции, и включает как обедненные, так и обогащенные разновидности.

Кремнеобломочно-мафическая ассоциация определяется как примерно равные объемы кремнисто-обломочных иногда пелитовых, осадочных и мафитовых, иногда ультрамафитовых, вулканических пород. Мафитовый компонент в основном состоит из вулканических пород, сходных с MORB. Классическими примерами являются отложения района Бесши, к другим примерам относятся Уинди Крэги и небольшие месторождения Харт Ривер и Айс в Канаде и Гринс Крик в США. Современные аналогичные обстановки включают спрединговые хребты открытого океана с активными гидротермальными системами, которые расположены достаточно близко к континентам, чтобы принимать значительные объемы

отложений, как, например, в желобе Эсканаба на хребте Горда, в Средней долине на северном хребте Хуан-де-Фука и в бассейне Гуаймас в Калифорнийском заливе. Вклад силицило-кластических компонентов в формировании месторождений VMS незначителен. Большинство месторождений VMS формируются на глубине (>1 км), что, по мнению многих исследователей, препятствует растворению летучих веществ и образованию обломочных пород, отличных от автобрекчий, и приводит к проксимальной вулканической стратиграфии, в которой преобладают лавовые потоки. Большинство кислых вулканокластических пород, по-видимому, представляет собой переотложенную литологию, возникшую на небольших глубинах и внедренную в «мутные потоки».

Бимодально-основная ассоциация в основном коррелирует с мафитовой литологией, но содержит до 25% кислых пород. Примеры включают гигантские месторождения Кидд-Крик, Флин-Флон, Руттан и Батерст в Канаде; небольшие месторождения Сумдум и Лысая гора в США; и месторождение Эуламинна в Австралии. Важным критерием является то, что месторождения обычно располагаются в кислых породах. В состав основного компонента могут входить базальты типа MORB, базальты типа BABB и бониниты, связанные с риолитами. Тектоническая обстановка бывает:

а. сформированная в задуговом бассейне, расположенном проксимальнее островной дуги, например, спрединговый центр Восточный Лау, северный и южный прогиб Марианны, дуга Кермадек. Вулканисты имеют сильную субдукционную составляющую и (или) включают вулканисты кислого состава, образовавшиеся при частичном плавлении корневых зон зрелой дуги;

б. сформированная в преддуговой обстановке, где в зачатке вулканического фронта преобладают базальты с незначительными компонентами более фракционированных кислых вулканитов; или

в. сформированная в условиях эпиконтинентальной дуги, в которой кислые компоненты поступают из континентальной коры.

Бимодально-фельзическая ассоциация в основном коррелирует с кислыми вулканитами с незначительным компонентом основных вулканитов. Примеры включают месторождения районов Куроко и Бьюкенс. Второстепенный мафитовый компонент может включать базальты, подобные MORB, часто с химическими признаками EMORB, и щелочные базальты, имеющие признаки базальта океанских островов (OIB), а также могут включать шошониты. Эта ассоциация часто связана с эпиконтинентальной дуговой средой. Кислый компонент может включать андезиты, дациты и риолиты, но часто в нем преобладает риолит, который часто имеет известково-щелочное родство, например, месторождение Маунт-Рид, Тасмания.

В условиях современных дуг бимодальность часто развивается на зрелой стадии вулканизма, например, в Алеутской и Меланезийской дугах, и считается, что обильные риолиты образуются в результате частичного плавления более глубоких базальтовых частей вулканических пород надстройки. Присутствие высокощелочной магмы, особенно извержения шошонитов, обычно связано с поздним малообъемным вулканизмом, как это наблюдается в Новой Гвинее. Бимодальные кислые ассоциации также могут формироваться на начальных стадиях развития задугового бассейна, где вулканисты с дугообразным сходством связаны со щелочными магмами, образующимися в результате плавления литосферы, с прогрессированием в сторону MORB-подобных магм по мере истончения коры.

Кремнеобломочно-кислая ассоциация имеет незначительную долю основных вулканитов, которая может составлять всего лишь 20%, как это наблюдается в некоторых месторождениях района Батерст. Геохимия кислых вулканитов, которые включают подводные пирокластические и эпикластические разности (турбидиты), кристаллические туфы дацитового и риолитового состава, указывает на источник, заключающийся во включении различных количеств континентальной коры, а источниками тепла являются базальтовые и габброидные магмы, накопившиеся внутри коры. В этой ассоциации также находятся крупные месторождения VMS, такие как Иберийский пиритовый пояс и некоторые части района Батерст. В США месторождения VMS, имеющие эту литологическую ассоциацию, находятся в Крэндоне, Ред Ледж и Айрон-Маунтин.

Первичная минералогия вулканических пород отражает кристаллизацию при магматическом охлаждении в интервале температур примерно от 1300 до 900°C. Однако при взаимодействии с гидротермальными флюидами при гораздо более низких температурах (450–350°C и ниже) первичные минералы и вулканическое стекло дестабилизируются. Следовательно, породы, составляющие вулканическую стратиграфию, связанную с месторождениями VMS. Кроме того, в ходе пострудных метаморфических реакций могут образовываться вторичные фазы. Первичные магматические минералы служат сырьем и поглотителем основных, второстепенных и микроэлементов в циркулирующих гидротермальных флюидах. Состав основных первичных минералов и более распространенный ионный обмен минерал-жидкость, включающий основные минорные и микроэлементы приведены в табл. 3.

Породы также могут содержать стекло, количество которого варьируется от интерстициального компонента до основного. Состав стекла может быть весьма изменчивым: от ультрамафитового через базальтовый до риолитового, с широким набором микроэлементов. Стекло очень нестабильно и обычно является первичной фазой, которая изменяется в гидротермальных условиях. В литологии, где преобладают базальтовые и андезитовые

породы, стекло, вероятно, будет второстепенным компонентом и вносит лишь незначительное количество микроэлементов в циркулирующие жидкости. Однако более кислые породы, такие как дациты и риолиты, могут иметь основной стекловидный компонент.

Табл. 3.

Состав основных и микроэлементов минералов магматических пород современных VMS.

Minerals	Major elements	Trace elements
Plagioclase	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (anorthite) – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (albite) solid solution	Na^+ , Al^{+++} , Ca^{++} , Sr^{++} , Ba^{++} , Eu^{++}
K-Feldspar	KAlSi_3O_8 (orthoclase, sanidine)	Li^+ , Al^{+++} , K^+ , Rb^+ , Ba^{++} , REE
Olivine	Mg_2SiO_4 (forsterite) – Fe_2SiO_4 (fayalite) solid solution	Mg^{++} , Fe^{++} , Co^{++} , Ni^{++}
Clinopyroxene	CaSiO_3 (wollastonite) – MgSiO_3 (enstatite) – FeSiO_3 (ferrosilite) solid solution	Mg^{++} , Al^{+++} , Ca^{++} , Sc^{++} , Ti^{++++} , Cr^{+++} , Mn^{++} , Fe^{++} , REE
Orthopyroxene	MgSiO_3 (enstatite) – FeSiO_3 (ferrosilite) solid solution	Mg^{++} , Al^{+++} , Mn^{++} , Fe^{++} , Co^{++} , Zn^{++}
Amphibole	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Ca}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Na})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_5(\text{Al}, \text{Si}, \text{Ti})_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$ (general formula)	F^- , Cl^- , Na^+ , Mg^{++} , Al^{+++} , Ca^{++} , Ti^{++++} , V^{+++} , Cr^{+++} , Mn^{++} , Fe^{++} , Fe^{+++} , Co^{++} , Ni^{++} , Zn^{++}
Mica	$\text{K}(\text{Fe}^{2+})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$ (biotite) – $\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$ (phlogopite) solid solution	Be^{++} , F^- , Mg^{++} , Al^{+++} , Cl^- , K^+ , Fe^{++} , Fe^{+++} , V^{+++} , Zn^{++}
White mica	$\text{KAl}_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$ (muscovite)	Li^+ , Be^{++} , F^- , Al^{+++} , Cl^- , K^+
Spinel	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{O}_4$ (magnetite) – $\text{MgFe}_2^{3+}\text{O}_4$ (magnesioferrite) – $\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2\text{O}_4$ (chromite) – MgAl_2O_4 (spinel) solid solution	Mg^{++} , Al^{+++} , Ti^{++++} , V^{+++} , Cr^{+++} , Mn^{++} , Mn^{+++} , Fe^{++} , Fe^{+++} , Co^{++} , Ni^{++}
Oxide	FeTiO_3 (ilmenite) – MgTiO_3 (geikielite) solid solution	Mg^{++} , Si^{++++} , Ti^{++++} , Mn^{++} , Fe^{++}
Sulfide	$(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}$ (monosulfide solid solution). $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Cu})\text{S}$ (intermediate solid solution). FeS_2 (pyrite). $\text{Fe}_{9/8}\text{S}_8$ (pyrrhotite)	S^{--} , Fe^{++} , Co^{++} , Ni^{++} , Cu^{++} , Zn^{++} , As^{--} , In^{+++} , Ag^+ , Au^{+++} , rare metals, PGE, Pb^{++}
Notes:	Silicates are also a major source of silica to solution. Metals may be carried as either chloride or bisulfide complexes.	

Первичные вулканические текстуры и структуры магматических пород, связанных с месторождениями VMS, обычно формируются во время взаимодействия жидкость/порода. Однако текстура, наряду с химическим составом жидкости и температурой, играет важную роль в определении скорости дестабилизации различных первичных фаз. На основании изучения вулканических пород, связанных с современными VMS, существует широкий диапазон кристалличности: от полностью кристаллической (голокристаллической) через промежуточную кристалличность (гипокристаллическую или гипогидралиновую) до полностью стекловидной (гологидралиновой). Некоторые распространенные вулканические текстуры описаны в таблице 4.

Структуры вулканических пород, связанных с месторождениями VMS, весьма разнообразны и зависят от состава и подводной обстановки. Большинство вулканических последовательностей расположены в рифтовых условиях (островодужных или окраинно-континентально-дуговых) и могут включать задуговой и внутриконтинентальный рифтогенез. Отложения кремне-обломочно-мафитового типа содержат значительную долю обломочных осадков, смешанных с базальтовыми дайками и силлами, и формируются на рифтовых хребтах открытого океана, проксимальных к континентальному источнику осадков. Современные условия включают Мидл-Вэлли, желоб Эсканаба и бассейн Гуаймас. Особенно важна связь между составом, вязкостью и содержанием растворенных газов, которые определяют взрывной потенциал магмы. На мелководных (<500 м) подводных участках в вулканической архитектуре преобладают понижения и связанные с ними автобрекчии, пространственно связанные с вулканокластическими породами, как подводными, так и субаэральными.

Общие текстуры в магматических породах современных VMS.

Name	Description
Hyaline	A completely glassy rock that may contain minor quenched crystals (crystallites). Commonly observed in submarine volcanics as quenched surfaces in basalts, basaltic andesites and andesites. Glass may make up a large volume of submarine and terrestrial evolved volcanics (dacites, rhyolites) if the melts are relatively dry. These latter volcanics often display distinct banding due to differences in: (a) crystallite abundances and orientations; (b) degree of devitrification; (c) degree of spherulite formation. Glass may also be the main product of submarine and terrestrial fire fountaining and welded and unwelded rhyolite tuffs. In the case of rhyolitic tuffs the texture is unwelded if the glass fragments are not welded together and are commonly found in a matrix of very fine grained glass (ash). In the case of welded tuffs the rock often has a laminated appearance due to extreme compaction and welding of original pumice fragments. The regular alignment of flattened pumice produces a texture known as eutaxitic.
Hypocrystalline	A partly crystalline rock that shows distinct differences in granularity due to presence of both crystals and glass. These rocks are often called vitrophyres or pitchstones with the modifying terms of the main phenocryst phases, for example, plagioclase-augite vitrophyre. In some cases the glass may have severely devitrified if it contains substantial dissolved water.
Holocrystalline	A completely crystalline rock that may be equigranular or porphyritic. Equigranular rocks may be cryptocrystalline (individual crystals are submicroscopic) or microcrystalline (individual crystals are microscopic) or phaneritic (individual crystals can be discerned by eye). Equigranular rocks may be: (a) intersertal (hyalophitic, subophitic, ophitic), in which plagioclase is partly or completely surrounded by pyroxene and (or) olivine; (b) intergranular, in which one mineral phase dominates and other phases fill in the spaces between this phase; (c) trachytic, in which small feldspar crystals are aligned in a distinct flow texture. A variety is trachytoidal in which the feldspar crystals are larger yet still aligned in a flow pattern. Despite the name, these flow textures can be observed in rocks from basaltic to rhyolitic.
Cavity textures	A variety of cavity textures may also exist that include vesicular textures due to presence of irregular holes (vesicles) due to exsolution of a gas phase during magmatic cooling, amygdaloidal textures in which former vesicles are filled by late-magmatic or post-magmatic minerals (commonly carbonates, zeolites, quartz). In some coarser rocks the irregular-shaped gas cavities may be filled with late-magmatic, euhedral crystals and the texture is termed miarolitic.
Note:	The various textures of igneous rocks are important in determining the extent to which individual minerals react with percolating hydrotherm fluids. In turn, this determines the interchange of metals and other elements between the rock and the fluid.

В отложениях VMS, связанных с мафитовым вулканизмом, базальты обычно представляют собой тонкие лавы (подушки, покровные понижения и бугристые понижения) с большим удлинением, за исключением случаев, когда влияние неовулканических разломов приводит к образованию утолщенных лавовых озер. В месторождениях VMS, связанных главным образом с кислыми вулканитами, преобладают лавы с куполами, пеперитами и автокластическими брекчиями. Богатые пемзой брекчии, гиалокластиты, туфы лапилли, кристаллические туфы, стекловидные туфы, отложения пеплопадов и пепловые понижения (игнимбриты) обычно имеют неглубокие источники. Интеркалированные вулканокластиты обеспечивают повышенную пористость и проницаемость, что приводит к диффузному флюидному минимуму, тогда как более сфокусированный минимум может быть связан с трещинной пористостью, обеспечиваемой понижениями и низкими куполами. В некоторых случаях могут обнажаться субвулканические интрузии, обычно представляющие собой кварц-полевошпатовые порфиры. Вариации и типы развивающихся структур во многом зависят от конкретной вулканической обстановки рудоотложения. Обстановка кальдеры была предложена для некоторых месторождений Куроко, хотя они не могут образоваться в результате взрывного выброса субвулканической магмы в классическом смысле обрушения центрального вулкана, а четко определенные структуры кальдеры не были картированы. Было

предложено множество различных схем классификации магматических пород, часто используемые показаны на рисунке 14.

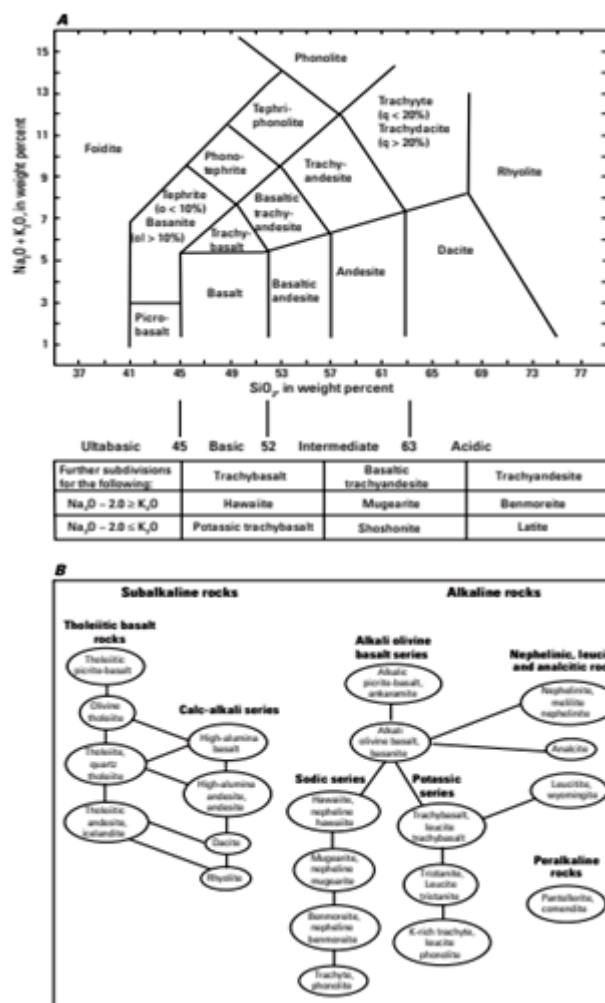


Рис. 14. Две классификации магматических пород.

А. ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) по сравнению с кремнеземом (SiO_2). В. Классификация, основанная на общих химических характеристиках, с линиями, соединяющими обычно сопутствующие породы.

Геохимия главных элементов. Макроэлементный химический состав вулканических пород, связанных с месторождениями VMS, определяется сочетанием исходного состава, температуры и давления (мантийного и корового режимов) и последующей фракционной кристаллизацией и (или) ассимиляцией. В целом основные базальтовые серии делятся на толеитовые (MORB, BABB), известково-щелочные (островодужные базальты IAB) и щелочные (OIB), однако островодужные обстановки включают также бонинитовую и шошонитовую серии. Макроэлементные составы различных типов базальтовых пород, связанных с месторождениями VMS, приведены в табл. 5 и далее эволюционировавшие породы представлены в табл. 6.

Макроэлементный состав вулканитов отражает степень изменений и минералогию изменений. Ореол изменений вокруг месторождения Куэ-Ривер, Тасмания, может быть закартирован с использованием состава основных элементов и связанной с ним минеральной химии. Был разработан «ящик изменений», в котором используются два основных индекса

изменения элементов - индекс изменения Исикавы: $100\text{K}_2\text{O}+\text{MgO}/(\text{K}_2\text{O}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$, и хлорит-карбонат-пиритовый индекс или CCPi: $100(\text{MgO}+\text{FeO})/(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$.

Табл. 5.

Элементный состав базальтовых пород VMS

	DMORB ¹	NMORB ²	TMORB ³	EMORB ⁴	BABB ⁵	BABB ⁶	BABB ⁷	BABB ⁸	IAB	Shoshonite
SiO ₂	50.32	50.17	50.34	50.56	49.09	49.15	49.04	50.40	50.59	53.74
TiO ₂	1.17	1.19	1.22	1.24	1.29	1.16	0.99	0.99	1.05	1.05
Al ₂ O ₃	15.47	15.79	16.02	15.40	16.83	16.30	16.55	16.52	16.29	15.84
FeO (Total)	9.09	8.28	8.69	8.45	9.59	9.32	8.14	8.78	8.37	7.77
MnO	0.18	0.16	0.15	0.16	0.11	0.14	0.15	0.17	0.17	0.11
MgO	9.14	8.33	8.12	8.58	8.91	8.85	8.70	8.42	8.96	6.36
CaO	11.54	12.07	11.99	11.83	12.46	12.37	12.88	11.08	9.50	7.90
Na ₂ O	2.43	2.45	2.44	2.41	2.61	2.37	2.36	2.94	2.89	2.38
K ₂ O	0.05	0.10	0.18	0.38	0.05	0.09	0.14	0.21	1.07	2.57
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.13	0.16	0.16	0.14	0.08	0.13	0.21	0.54
K/Ti	3.7	8.1	15.0	29.7	4.0	7.4	14.1	21.1	20.0	51.4
Mg#	63.7	62.4	63.5	64.1	62.6	63.0	65.7	63.0	65.8	60.0

Табл. 6.

Состав основных элементов различных серий вулканических пород VMS

	Boninite series ¹				MORB series ²				Calc-alkaline series ³		
	Boninite	Andesite	Dacite	Rhyolite	NMORB	Andesite	Dacite	High-Al basalt	Andesite	Dacite	Rhyolite
SiO ₂	56.45	59.50	66.88	66.88	50.17	56.82	65.08	50.59	59.64	66.80	70.70
TiO ₂	0.10	0.20	0.20	0.20	1.19	1.71	0.83	1.05	0.76	0.23	0.30
Al ₂ O ₃	13.59	13.91	10.64	10.64	15.79	13.64	12.91	16.29	17.38	18.24	13.40
FeO (total)	7.82	7.72	4.54	4.54	8.28	10.13	6.81	8.37	5.00	2.14	3.50
MnO	0.10	0.11	0.07	0.07	0.16	0.19	0.12	0.17	0.09	0.06	0.30
MgO	5.40	3.04	0.43	0.43	8.33	3.09	0.8	8.96	3.95	1.50	0.05
CaO	9.19	7.63	3.04	3.04	12.07	6.55	3.16	9.50	5.93	3.17	2.80
Na ₂ O	2.09	2.57	3.39	3.39	2.45	4.12	4.81	2.89	4.40	4.97	4.90
K ₂ O	0.52	0.56	0.97	0.97	0.10	0.68	1.34	1.07	2.04	1.92	2.00
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.11	0.23	0.19	0.21	0.28	0.09	0.01
K/Ti	544.44	273.40	483.75	506.25	8.11	39.72	161.45	101.90	268.42	834.78	666.67
Mg#	55.10	41.22	14.22	14.22	62.40	35.47	17.45	65.83	58.71	55.79	2.51

	Shoshonite series ³			Ocean island series ⁴				
	Shoshonite	Latite	Basanite	Alkali olivine basalt	Hawaiite	Mugearite	Benmorite	Phonolite
SiO ₂	53.74	59.27	44.22	48.04	47.21	56.36	60.95	62.08
TiO ₂	1.05	0.56	12.74	1.47	1.62	1.71	1.44	0.98
Al ₂ O ₃	15.84	15.90	2.93	15.35	16.50	15.37	17.62	16.32
FeO (total)	7.77	5.18	11.70	9.26	10.43	9.24	4.69	3.68
MnO	0.11	0.10	0.14	0.18	0.21	0.16	0.14	0.10
MgO	6.36	5.45	11.85	9.74	6.23	3.07	1.19	0.49
CaO	7.90	5.90	10.86	9.52	11.06	6.36	3.92	1.21
Na ₂ O	2.38	2.67	3.05	3.80	3.20	4.18	5.66	7.11
K ₂ O	2.57	2.68	1.01	0.65	1.76	2.11	2.77	5.45
P ₂ O ₅	0.54	0.41	0.61	0.37	0.51	0.69	0.41	0.13
K/Ti	244.76	478.57	7.93	44.22	108.64	123.39	192.36	556.12
Mg#	59.57	65.44	64.58	65.44	51.81	37.42	31.35	19.33

Эта схема: (1) может использоваться для того, чтобы отличить эффекты изменений от последующего метаморфического наложения; (2) не может распознать жильную кварцевую минерализацию; (3) в основном полезна для кислых и основных вулканитов; и (4) не может быть использована для измененных обломочных осадочных пород.

Геохимия микроэлементов.

Микроэлементы сыграли фундаментальную роль в классификации магматических пород в самых разных тектонических условиях, а их геохимическое поведение широко использовалось для идентификации и разделения геологических процессов, активных при образовании различных серий горных пород, связанных с месторождениями VMS. Одна группа микроэлементов особенно полезна - литофильные, которые имеют сильное сродство во время частичного плавления и фракционной кристаллизации. Некоторые из этих элементов также демонстрируют халькофильное (поиск серы) поведение. В группу входят элементы: Li, Be, B, Sc, V, Cr, Rb, Sr, Cs, Ba, Nb, W, Pb, U и Th. Некоторые литофильные микроэлементы, такие как Rb, Cs и U, подвижны во время пост-выветривания, диагенеза, метасоматоза и метаморфизма. Они могут демонстрировать поведение открытой системы и избирательно перераспределяться внутри вулканической системы.

Обычно выделяют два подмножества несовместимых элементов: элементы с высокой напряженностью поля (HFSE) и редкоземельные элементы (REE). В состав HFSE входят Y, Zr, Hf, Nb, Ta и основной элемент Ti. Они характеризуются очень похожим геохимическим поведением, плохо растворяются в водных жидкостях и, следовательно, имеют тенденцию быть очень неподвижными. РЗЭ представляют собой элементный ряд между La и Lu и, за исключением Eu и в некоторых случаях Ce, ведут себя как целостная группа элементов, которая также практически нерастворима в водных жидкостях, за исключением карбонатных вод, где они могут образовывать растворимые и, следовательно, подвижные карбонатные виды. HFSE и REE особенно полезны потому что их неподвижность и нерастворимость в жидкости приводит к: (1) сохранению геохимических характеристик протолита, которые могут оказаться полезными для определения тектонической обстановки (рис. 15); и (2) отделению мантийных процессов от процессов субдукции.

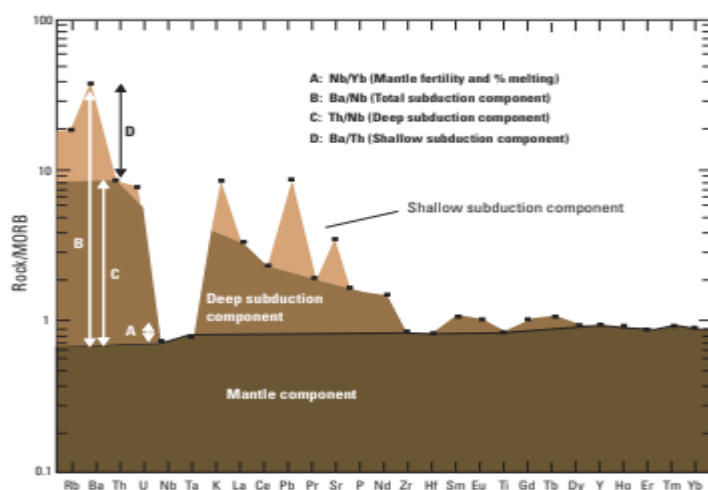


Рис. 15. График содержаний и соотношений редких элементов в качестве показателей субдукционного воздействия на вышележащую мантию, сохранившиеся в мантийных частичных расплавах, образующих островодужные и задуговые вулканы.

Первозданный (обедненный) компонент мантии представлен микроэлементом базальт срединно-океанического хребта (MORB). Компонент глубокой субдукции представлен микроэлементными признаками частичного плавления субдуцирующей коры, то есть концентрациями и соотношениями элементов, которые являются функцией несовместимости элементов. Процесс неглубокой субдукции представлен концентрациями и соотношениями микроэлементов, которые частично отражают флюиды, полученные из осадочных пород.

Полезное графическое представление содержания микроэлементов - это использование так называемой бинарной «диаграммы паука», расширения диаграммы содержаний РЗЭ, нормализованной по РЗЭ. Каждый отдельный шаблон называется «паукограммой» и строится путем нанесения массива микроэлементов на ось X в порядке убывания несовместимости с содержанием элементов на оси Y. Последние могут быть адаптированы к различным нормирующим значениям в зависимости от решаемой задачи, например, первичная мантия, хондриты, MORB, средняя верхняя кора, североамериканские сланцы (рис. 16).

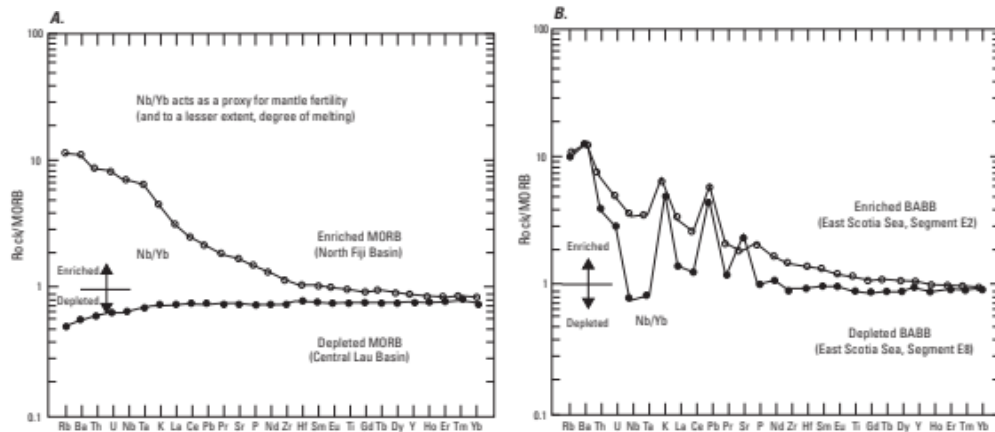


Рис. 16. Характеристика микроэлементов для нескольких типов вулканов из современных тектонических сред, связанных с месторождениями VMS. (А) срединно-океанический базальтовый хребт (MORB) и (Б) базальтовые задуговые бассейны (БАББ).

Было показано, что нормализация содержания MORB с последующей перенормировкой так, чтобы $Y_{BN} = 1$, особенно полезна при описании вулканических пород в различных тектонических условиях, в которых находятся месторождения VMS, особенно в тех условиях, которые включают надсубдукционные и задуговые месторождения (рис. 16). Микроэлементы показывают, что задуговые бассейны содержат не только вулканы БАББ, но и базальты, которые очень похожи по спектру составов, обнаруженных в системах океанских хребтов, то есть от DMORB до EMORB. Эти базальты, должно быть, имели обедненные мантийные источники, подстилающей срединно-океанический хребет магматической системы. Напротив, спайдер-граммы шоу BABB - гораздо большая изменчивость от элемента к элементу из-за влияния погружающейся плиты, например, аномальное содержание К, Ba и Pb.

Диаграммы паука полезны для разделения эффектов мантийная геохимия, например, использование соотношения Nb/Yb (рис. 15). Геохимия базальтов задуговых бассейнов (БАББ)

определяется в первую очередь химическими взаимодействиями мантии с флюидами и (или) расплавами, образующимися внутри погружающейся плиты. Эти взаимодействия имеют тенденцию к уменьшению в зависимости от удаления задуговой спрединговой системы от островодужной. Во-вторых, геохимия определяется фракционной кристаллизацией и ассимиляцией, причем последняя также является функцией расстояния от дуги или простирающейся континентальной окраины.

Помимо своей полезности в петрогенетических исследованиях, микроэлементы в протолитах VMS являются важным источником катионов и анионов для циркулирующих гидротермальных жидкостей. В частности, металлы эффективно выщелачиваются из вулканических пород при температурах, превышающих 300°C.

Содержание переходных элементов (Cr, V, Ni, Co, Cu) уменьшается с увеличением содержания кремнезема во всех сериях магмы (щелочной, толеитовой и известково-щелочной), тогда как концентрации Pb увеличиваются. В целом концентрация переходных металлов в IAB (в среднем 105 ppm Cu, 74 ppm Zn) и MORB (в среднем 71 ppm Cu, 84 ppm Zn) значительна (рис. 17).

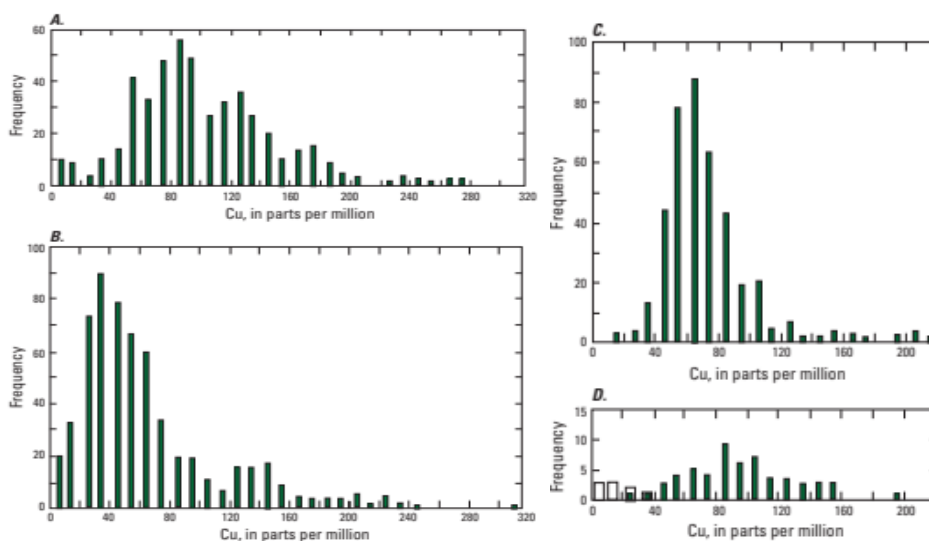


Рис. 17. Частотные распределения меди в различных современных вулканах.

А, базальты дуги ($\text{SiO}_2 < 52\%$). Б, лавы дуги ($\text{SiO}_2 > 52\%$). С, базальт Срединно-океанического хребта. Д, базальт океанических островов (Исландия).

Уменьшение содержания переходных металлов при фракционной кристаллизации в основном зависит от осаждения оливина, оксидов Fe-Ti и несмешивающихся сульфидов. Кристаллизация оксидов Fe-Ti во многом определяется окислительно-восстановительным состоянием расплава. В расплавах ИАБ высокое $p\text{O}_2$ приводит к ранней кристаллизации оксидов Fe-Ti (переходные элементы обеднены на ранней стадии кристаллизации). В расплавах MORB низкое значение $p\text{O}_2$ приводит к накоплению FeO и TiO_2 в фазе расплава во время фракционной кристаллизации, а оксиды Fe-Ti представляют собой позднюю фазу

кристаллизации. Следовательно, переходные металлы в MORB обедняются медленнее, чем в расплавах IAB.

В принципе, отделение несмешивающейся сульфидной фазы должно оказать существенное влияние на концентрацию в расплаве переходных металлов, особенно Ni и Cu. Однако систематика растворимости серы, контролирующая насыщенность сульфидов в силикатных расплавах, осложняется растворением газообразной фазы серы. Тем не менее, систематическое поведение Cu и Zn по отношению к S позволяет предположить, что осаждение сульфидов является важным процессом во время фракционной кристаллизации для снижения концентрации некоторых переходных металлов. В базальтах концентрации S достигают 1500 ppm и увеличиваются до 2500 ppm на стадии кристаллизации андезита, после чего содержания постепенно уменьшаются. Таким образом, очевидно, что протолиты месторождений VMS представляют собой богатый источник серы для гидротермальных жидкостей.

Изотопная геохимия свежих вулканических пород делится на два основных раздела: радиогенные изотопы (Sr, Nd, Pb) и стабильные изотопы. Последние подразделяются на традиционные стабильные изотопы (H, O, S) и нетрадиционные изотопы (B, Fe, Cu, Zn). Pb и в меньшей степени Sr являются подвижными элементами и могут обмениваться с просачивающимися жидкостями во время гидротермальных изменений. Вулканическая литология, связанная с отложениями VMS, может сохранять некоторые из своих изотопных характеристик в зависимости от степени изменений, либо во время гидротермального минимума, связанного с образованием месторождений VMS, либо в результате более позднего метаморфизма.

Радиогенные изотопы MORB, OIB, BABB, IAB и родственные вулканы.

Изотопный состав Sr, Nd и Pb базальтов, изверженных на срединно-океанических хребтах, показывает отрицательную корреляцию между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и положительную корреляцию между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и изотопами Pb (рис. 18).

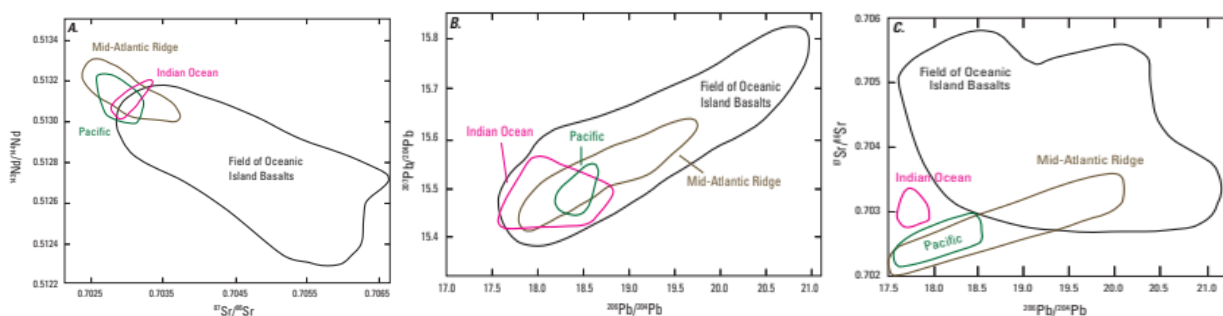


Рис. 18. Взаимосвязь между изотопами стронция (Sr), неодима (Nd) и свинца (Pb) в различных базальтах срединно-океанических хребтов (MORB) и базальтах океанических островов (OIB).

Радиогенные MORB изотопы отражают нерадиогенную природу истощенной в протерозое астеносферы под срединно-океаническими хребтами. Поле OIB распространяется

на существенно более радиогенные составы и отражает источники более радиогенной астеносферной мантии, которые могли подвергнуться периодам присутствия микроэлементов метасоматоз и (или) включающие радиогенные компоненты плюма. В некоторых случаях радиогенный ОИВ включает также компонент литосферной мантии вследствие утонения литосферы над восходящей головой плюма.

Вероятно, наиболее широко изученной из океанских островодужных систем является система Ису-Бонин-Марианские острова. Изотопные соотношения стронция, Nd и Pb между вулканитами IAB и вулканитами BABB показаны на рисунке 19.

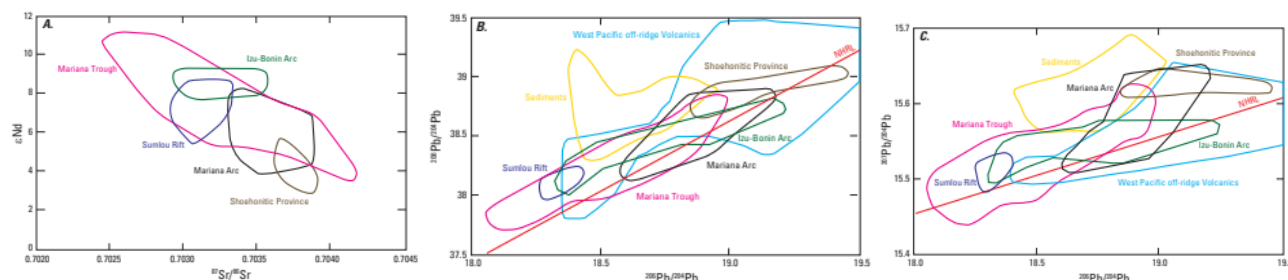


Рис. 19. Изотопная изменчивость стронция, неодима и свинца в островодужных базальтовых (IAB) вулканитах (Идзу-Бонин, Марианские острова, шошонитовая провинция) и задуговых бассейнов базальтовых (BABB) вулканитов (Марианский прогиб).

Большинство вулканитов BABB имеют значения изотопов Sr $<0,7032$ и значения $\epsilon_{Nd} >9$ и, таким образом, отличаются от большинства вулканов IAB, но похожи на базальт срединно-океанического хребта (MORB). Вулканиты IAB одинаково более радиогенны, чем MORB, но перекрывают поле ОИВ. Наиболее радиогенными Sr-составами обладает поле шошонитовых вулканитов (поздний этап IAB-вулканизма). Радиогенный изотопный состав вулканитов IAB отражает переменный приток радиогенных изотопов из субдуцирующей плиты.

Задуговые бассейны включают как вулканиты типа MORB, так и вулканиты задугового бассейна (BABB). Хотя BABB в задуговых бассейнах охватывает широкий спектр микроэлементов, состав радиогенных и стабильных изотопов гораздо более ограничен и аналогичен значениям в MORB. Подобные явления имеют вулканы BABB от $^{87}Sr/^{86}Sr$ до MORB, но имеют более низкое значение $^{143}Nd/^{144}Nd$ и выше значения для ^{206}Pb , ^{207}Pb и $^{208}Pb/^{207}Pb$.

Вулканиты островных дуг несут более радиогенные Sr и Pb и менее радиогенные Nd по сравнению с MORB (рис. 19). Эти характеристики указывают на то, что мантийные источники IAB более обогащены литофильными микроэлементами, чем мантия MORB, но также могут отражать коровую ассимиляцию и сложный процесс корового смешивания мантия ИАБ.

К этим компонентам относятся жидкости дегидратации океанической коры на неглубоких уровнях субдукции и частичные расплавы океанической коры на более глубоких уровнях. Андезиты, дациты и риолиты, связанные с континентальными дугами, более

радиогенны по Sr, Nd и Pb по сравнению с островодужными вулканическими породами из-за вовлечения высокордиогенной континентальной коры.

Обычно в вулканических породах наблюдается некоторая степень обмена Sr с морской водой на неглубоких уровнях земной коры во время гидротермальных изменений, поскольку морская вода содержит значительные концентрации Sr (около 8 ppm). В современных системах это проявляется в наложении более радиогенного Sr из-за изотопного состава морской воды (0,7091). В древних отложениях VMS, вероятно, будут происходить аналогичные процессы изменений, за исключением того, что изотопный состав морской воды изменчив в геологическом времени. В летописи горных пород, если Rb теряется из системы в ходе гидротермальных изменений и обмен с флюидами ограничен, то изотопный состав исходной породы может сохраниться. Однако это редкое явление, и в большинстве вулканов наблюдается обмен Sr с жидкостью, либо морской водой, либо измененной морской водой. Последние могут обладать радиогенностью Sr, унаследованной от радиогенной континентальной коры. Изотопы неодима более устойчивы во время гидротермальных изменений, поскольку Nd - неподвижен во время изменений, а обмен с морской водой ограничен очень низкими концентрациями Nd в последней. Изотопы свинца также весьма устойчивы; Pb практически неподвижен, поэтому исходный изотопный состав Pb может быть сохранен.

Традиционные стабильные изотопы - Дейтерий/Водород.

Из-за большой разницы в массе водорода и дейтерия фракционирование D/H в природе может быть очень существенным. Водородный и кислородный составы различных вод показаны на рисунке 20.

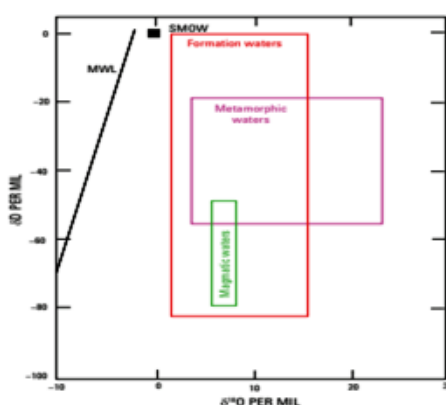


Рис. 20. Изотопный состав водорода и кислорода различных типов земных вод.
(SMOW, стандартное среднее значение океанской воды; MWL, линия метеорной воды)

Изотопный состав водорода древней морской воды, основанный на значениях месторождений, не сильно изменился за последние 3 миллиарда лет, а современная океанская вода имеет каноническое значение 0 промилль. Жидкости гидротермальных источников имеют значения δD , близкие к значениям морской воды (от 3 до -2 промилль) в результате

реакций жидкость/порода при переменных соотношениях вода/порода, разделения фаз в некоторых случаях и добавления небольших количеств магматической воды. Большинство магматических вод имеют значения δD от -50 до -85 промилль, что находится в диапазоне, обнаруженном в вулканах MORB и OIB. Магматические воды, связанные с мафитовой магмой, колеблются от -60 до -80 промилль, тогда как воды, связанные с кислыми магмами, колеблются от -85 до -18 промилль. Океанические базальты (MORB и OIB) демонстрируют диапазон значений δD от -20 до -100 промилль со средним значением -80 промилль. Частично это изменение может быть результатом потери водорода во время извержения в результате выделения H_2O и, в ограниченных случаях, выделения CH_4 и H_2 , которые все вызывают изотопное фракционирование. Предполагают, что первичные значения δD для вулканов MORB и OIB неразличимы и составляют -80 ± 5 промилль, что аналогично значениям для континентальной литосферы (от -63 до -70 для флогопитов). в кимберлитах. Это значение отличается от значений, наблюдаемых для водных мантийных минералов (от -20 до -140 промилль) и номинально безводных мантийных минералов (от -90 до -120 промилль). Такие большие диапазоны значений δD предполагают либо возмущение «мантийного значения» взаимодействием с поверхностными и приповерхностными флюидами и (или) гетерогенную по изотопному составу водорода верхнюю мантию.

Базальты задугового бассейна были измерены в бассейне Лау и Марианском прогибе и в Окинавском прогибе. Образцы Лау и образцы Окинавского желоба имеют значения δD , подобные MORB (от -63 до -70 промилль), и не требуют мантийного источника с компонентом, связанным с субдукцией. Это согласуется с другими данными по радиогенным изотопам и микроэлементам, которые указывают на мантию типа MORB под бассейном Лау. Напротив, образцы BABB из Марианской и Окинавской впадин изотопно тяжелее (Мариана: от -32 до -46 промилль; Окинава: -50 промилль), что указывает на наличие мантийного компонента воды (около -25 промилль) из погружающейся плиты.

Кристаллическое фракционирование в магматических системах расширяет диапазон изотопного состава водорода до более легких значений, а значения δD -140 были измерены в риолитах, которые имеют магматические значения $\delta^{18}O$ и, следовательно, не были загрязнены ассимиляцией метеорной воды. Часто изотопный состав водорода коррелирует с содержанием воды; δD уменьшается с уменьшением мас % H_2O , что позволяет предположить, что диапазон изотопных составов связан с магматической дегазацией.

Глубокое бурение в современных океанах дает представление об изменениях изотопного состава водорода в измененной океанической коре, вызванных глубокой гидротермальной циркуляцией. Керна с глубины 2,5 км показывают, что подушечные базальты слоя 2A имеют переменные значения δD (от -60 до -110 промилль), тогда как расслоенная часть дайки слоя 2B

имеет более однородные значения δD (около -40 промилль). Последние значения согласуются с обменом водородом между образовавшейся морской водой (1–2 промилль) и нетронутыми вулканическими породами при высоких температурах (от 350°C до >400°C), тогда как изменчивость первых отражает реакции жидкость/порода между измененной морской водой нетронутая морская вода и вулканические породы в диапазоне более низких температур.

В Таблице 6 данные D/H для рудных жидкостей, связанных с месторождениями VMS объединены с информацией о температуре из равновесий жидкость/минерал $\delta^{18}O$. В табл. 6 также представлена информация о значениях δD для целых пород и минералов. По общему мнению, эта информация в сочетании с $\delta^{18}O$ заключается в том, что рудообразующие жидкости для месторождений VMS и жидкости для изменения горных пород содержат морскую воду или измененный состав морской воды и циркулируют при широком диапазоне температур от <125°C до >350°C. На некоторых месторождениях наблюдается увеличение δD в сторону руды и повышение степени измененности (Западная Шаста, Троодос, некоторые м-ния Куроко, Дактаун, Кидд-Крик) - постминерализационный метаморфизм привел к гомогенизировать δD .

$^{18}O/^{16}O$

Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O$) MORB практически неизменен и составляет 5–6 промилль. Это также значение для свежих мантийных перидотитов, поэтому предполагается, что это значение для мантии. Прецизионные данные по изотопам кислорода выявляют тонкие вариации, которые связаны с несовместимыми концентрациями и соотношениями элементов и интерпретируются с точки зрения фракционной кристаллизации и тонких вариаций изотопного состава мантийных источников. Базальт океанских островов демонстрирует расширенный диапазон значений изотопов кислорода (4,6–6,1 промилль) по сравнению с образцами MORB, которые отражают более сложные мантийные исходные резервуары OIB. Более низкие значения изотопов могут отражать участие древней нижней океанической коры, тогда как более высокие значения могут отражать компонент пелагических осадков (рис. 20). Базальты задугового бассейна характеризуются относительно ограниченным диапазоном изотопного состава кислорода. Шестнадцать базальтов из бассейна Лау варьируются от 5,6 до 6,4 промилль. Базальты островных дуг и родственные им вулканиты демонстрируют более широкий диапазон изотопного состава кислорода по сравнению с вулканитами MORB, OIB или BABB. В основных вулканитах IAB диапазон невелик (4,8–5,8 промилль), но включены развитые кислые вулканы, достигающие 14 промилль. Лишь часть этого изменения может быть связана с фракционированием кристаллов, которое, как ожидается, приведет к увеличению изотопного состава всего лишь примерно на 1–2 промилль. Значения ^{18}O магм IAB и их производных осложняются возможностью смешивания и ассимиляции при прорыве

магмы через мощные толщи осадков и (или) континентальной коры. Более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ для IAB по сравнению с MORB почти наверняка отражают какой-либо тип загрязнения, вероятно, из пелагических отложений. Недавние измерения предполагают, что диапазон незагрязненных вулканических пород составляет 5 ± 1 промилль, что идентично значениям MORB, но могут быть тонкие признаки дефектного материала, добавленного в мантию из субдуцированной плиты.

В современных гидротермальных системах морского дна возмущение первозданного изотопного состава кислорода вулканитов происходит за счет изменения океанической коры $\delta^{18}\text{O}_{\text{se}} = a + b \cdot \text{глубина}$ (δ мил) или выделяющейся морской воды, то есть жерловых флюидов ($\delta^{18}\text{O} = 0,5\text{--}2$ промилль), процесс, который является функцией глубины (заместителя температуры) и скорости распространения. Изотопный состав кислорода морской воды нарушается из-за реакций вода/порода, которые вызывают изотопный обмен между циркулирующими жидкостями и первичными минералами, что приводит к изотопному равновесию между жидкостью и вторичными минералами.

На хребтах среднего и медленного спрединга тектоническое нарушение океанической коры приводит к увеличению проницаемости и трещинной пористости, что обеспечивает глубокое проникновение морской воды, охлаждение коры и комплексы изменений, образующиеся при низких температурах. В этих обстоятельствах общий путь жидкости увеличивается в длину, что обеспечивает большую степень взаимодействия жидкости и породы. На быстро спрединговых хребтах строение земной коры менее тектонически нарушено, пористость и проницаемость ниже позволяют циркулирующим жидкостям поддерживать более высокие температуры. На медленно спрединговых хребтах, таких как рифт Коста-Рика (скорость спрединга 5 см/год), гидротермальная циркуляция распространяется до основания слоя 2В (слоистый комплекс даек), где обедненный изотопный состав кислорода составляет всего 4 промилль. Гидротермальные флюиды, проникающие в верхние однородные габбро слоя 3, также демонстрируют диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ от 2 до 7,5 промилль. В верхних частях слоя 2В наблюдаются обогащенные изотопные составы кислорода – 8 промилль и выше, повышенные значения – в слое 2А (рис. 21).

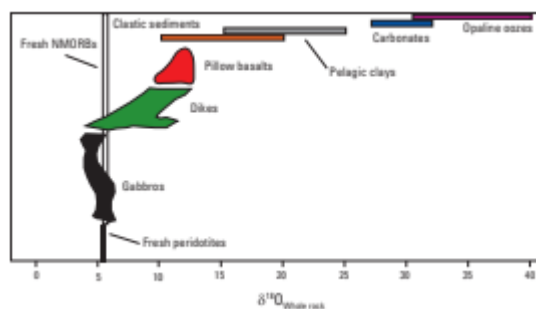


Рис. 21 Изотопный состав кислорода различных литологических единиц относительно базальта срединно-океанического хребта (MORB).

Толщина перидотит-габбро даек подушко образных базальтов представляет собой толщину океанической коры, обычно наблюдаемую в офиолитах. Изотопная изменчивость в этой последовательности отражает гидротермальный обмен с гидротермальными флюидами и морской водой.

В Троодосе продемонстрировали систематические изменения $\delta^{18}\text{O}$ вулканических пород, вмещающих месторождения VMS. Выделено три типа ископаемых гидротермальных систем на основе временных факторов, температуры и соотношения воды и породы. Хотя данная классификация применима к широкому спектру рудных месторождений, от эпитермальных до мезотермальных, она имеет отношение и к месторождениям VMS. Три типа, которые не являются взаимоисключающими в пространстве и времени:

- Тип I — эпизональные системы с различными значениями $\delta^{18}\text{O}$ и крайними изотопными неравновесиями между сосуществующими минеральными фазами. Эти системы имеют температуру от 200 до 600°C и срок службы <10 млн лет. Системы типа I наиболее применимы к системам VMS, которые формируются на глубине <3–4 км и включают в себя всю совокупность гидротермального минимума от поверхности до проксимальных частей подземных интрузий.

- Тип II — более глубоко залегающие и (или) долгоживущие системы, также с диапазоном значений $\delta^{18}\text{O}$ для всей породы, но с равновесием между сосуществующими минеральными фазами. Эти системы имеют температуру от 400 до 700°C и срок службы >10 млн лет. Некоторые из более глубоких частей больших систем VMS могут быть включены в эту категорию.

- Тип III – равновесные системы с одинаковым $\delta^{18}\text{O}$ во всех литологиях. Эти системы требуют большого соотношения вода/порода, высоких температур (500–800°C) и длительного срока службы (около 5×10 млн лет).

Было проведено множество работ, посвященных различным аспектам изменчивости изотопов кислорода в вулканических породах, вмещающих месторождения VMS (табл. 7).

Вулканизм, связанный с месторождениями VMS, неизменно демонстрируют некоторую степень обмена кислорода во время гидротермальных изменений. Везде, где проводились детальные исследования, изотопный состав измененных вулканитов можно соотнести с конкретными зонами изменений, которые могут быть согласными или пересекать местную и региональную литологию. Эти корреляции являются функцией температур изменений и соотношений жидкость/порода, которые создают зоны изменений от цеолитовой фации до верхней зеленосланцевой фации. В ряде случаев на эти зоны изменений могут накладываться комплексы более поздней амфиболитовой фации. Во многих случаях эти флюидные системы

имеют региональную протяженность, простираясь в поперечном направлении на несколько километров за пределы непосредственных рудных месторождений. Они также могут простираться вертикально на сотни метров в литологию подошвы и в литологию висячей стенки. В Таблице 8 представлен краткий обзор диапазона значений $\delta^{18}\text{O}$, наблюдаемых в вулканических породах, связанных с месторождениями VMS.

Табл. 7.

Избранные изотопные исследования кислорода вулканических пород м-ний VMS

Deposit	Age	Application	Reference
General		Taylor: Seminal study of $\delta^{18}\text{O}$ variations in lithostratigraphic successions associated with a wide variety of ore deposits, including VMS deposits of western Cascades. Huston: An in-depth review of stable isotope geochemistry applied to VMS deposits	Taylor (1974); Huston (1999)
Kidd Creek, Ontario	Archean	Isotope composition of hanging wall and footwall rhyolites and mafic volcanics (bimodal mafic association). Regional isotope mapping recognizes isotopic shifts due to hydrothermal alteration and regional greenschist facies metamorphism.	Beatty and others (1988); Huston and others (1995); Huston and Taylor (1999)
Sturgeon Lake, Ontario	Archean	Local and regional scale isotope studies of caldera complex (bimodal felsic association). Identified syn- and post-mineralization fluids of hydrothermal (modified seawater) and seawater origin and fluid temperatures.	King and others (2000); Holk and others (2008)
Noranda, Quebec	Archean	Local and regional scale isotope mapping of volcanic sequences (bimodal mafic association) to understand fluid flow and nature of hydrothermal fluids.	Beatty and Taylor (1982); Cathles (1993); Hoy (1993); Paradis and others (1993)
Mattagami Lake, Quebec	Archean	Origin of hydrothermal fluids in shallow brine pool	Costa and others (1983)
Hercules, Tasmania	Cambrian	Use of stable isotopes for regional exploration	Green and Taheri (1992)
Samail, Oman	Cretaceous	Regional isotope study of classical "Penrose" ophiolite (mafic association). Pillow lavas and sheeted dikes are isotopically enriched, gabbros and peridotites are depleted due to interactions with seawater at shallow levels and altered seawater at deeper levels. Hydrothermal fluids penetrated to Moho in off-axis sections	Gregory and Taylor (1981); Stakes and Taylor (1992)
Josephine, United States	Jurassic	Regional study of ophiolite complex, mainly extrusive sequence and sheeted dikes (mafic association). Isotopic compositions allow recognition of discharge and recharge zones	Harper and others (1988)
West Shasta, United States	Devonian	Regional scale study of mining district (siliciclastic felsic association) to identify fluid sources and temperatures of alteration.	Casey and Taylor (1982); Taylor and South (1985)
Iberian Pyrite Belt, Spain and Portugal	Carboniferous	Regional isotopic study (siliciclastic-felsic association) to understand nature of ore fluids, some being basinal brines.	Munha and Kerrich (1980); Munha and others (1986); Tornos and others (2008)
Crandon, United States	Proterozoic	Local and regional isotope study to evaluate fluid compositions and temperatures.	Munha and others (1986)
Kuroko, Japan	Miocene	Regional (district-wide) and local (mine scale) studies of lithostratigraphic units (siliciclastic-felsic association) to identify isotopic variations as function of alteration grade and establish exploration strategies.	Ohmoto and Rye (1974); Green and others (1983); Pisutha-Arnond and Rye (1983); Watanabe and Sakai (1983); Marumo (1989)

$\delta^{34}\text{S}$

Мантийное значение $\delta^{34}\text{S}$ варьируется от -7 до 7 промилль. Перидотиты с высоким содержанием S имеют значения от примерно 0 до -5 промилль, тогда как перидотиты с низким содержанием S имеют значения от примерно 0 до +5 промилль. Большинство свежих образцов MORB имеют значения $\delta^{34}\text{S}$ 0±2 промилль. Однако гидротермально измененный MORB имеет значительно более высокие значения $\delta^{34}\text{S}$, которые обычно коррелируют с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из-за взаимодействия с современной морской водой ($\delta^{34}\text{S}$ примерно 21 промилль). Основным сернистым газом, находящимся в равновесии с мафитовыми расплавами при низком давлении и высокой температуре, является SO_2 . С понижением температуры и (или) увеличением $f\text{H}_2\text{O}$

H₂S становится более стабильным. Современные вулканические газы, связанные с базальтовым вулканизмом, имеют $\delta^{34}\text{S}$ около 1-1,5 промилль, тогда как газы, связанные с кислым вулканизмом, имеют более высокие значения $\delta^{34}\text{S}$ до 5 промилль.

Табл. 8.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ для литостратиграфических подразделений месторождений VMS.

Deposit	Association	Age	$\delta^{18}\text{O}$ (least altered lithologies)	$\delta^{18}\text{O}$ (most altered lithologies)	Alteration zones/ lithology	References
Fukazawa, Japan	Siliciclastic- felsic	Miocene	11.6–22.4 6.5–16.8		zeol mont ser-chl	Green and others (1983)
Uwamuki, Japan	Siliciclastic- felsic	Miocene	8.8–10.4 7.3–10.9	4.6–10.5	kaol-qz-ser±chl±alb alb-ser-chl-qz	Urabe and others (1983) Hattori and Muehlenbachs (1980)
Troodos, Cyprus	Mafic	Cretaceous	11.8–16.0	8.2–9.6 7.0–9.2 6.7–8.6 8.1–8.3	clay-ser-chl-qz (1980) ser-chl-qz qz-ser sil Upper pillow lavas	
Samail, Oman	Mafic	Cretaceous		1.4–4.1 2.0–7.0	Stockwork Gabbro	Stakes and Taylor (1992)
Seneca, Canada		Jurassic	10.7–11.6	5.0–9.0 6.0–9.0	epi-chl sheeted dikes epi-chl pillow lavas Felsic breccia	Urabe and others (1983)
Freitas-Estação, Portugal	Siliciclastic- felsic	Carboniferous	15.7–18.1	6.9–8.7	Sil felsic breccia Volcanoclastic rhyolites	Barriga and Kerrich (1984)
Hercules, Tasmania	Siliciclastic- felsic	Cambrian	11.2–15.5	13.9–14.4 11.6–12.5	Stockwork-peripheral Stockwork Rhyolitic flows	Green and Taheri (1992)
Hellyer, Tasmania	Siliciclastic- felsic	Cambrian	10.4–12.2	6.8–10.0	qz-chl-ser Footwall andesite	Green and Taheri (1992)
Ducktown, United States	Siliciclastic- felsic?	Proterozoic	8.6–10.8 10.2–11.5	8.0–11.6 7.0–9.6 9.4–11.8	ser-qz stringer (distal) chl-ser stringer (proximal) Hanging wall basalt fuch-carb hanging wall basalt Country rock	Addy and Ypma (1977)
Bruce, United States	Siliciclastic- felsic	Proterozoic	6.0–7.6	8.3–9.7 8.1–10.3	qz (country rock) qz (altered rock) qz (ore zone) andesite	
Mattagami Lake, Canada	Bimodal- mafic	Archean	8.5–9.2	2.4–5.6	chl rhyolite	Costa and others (1983)
Horne, Canada	Bimodal- mafic	Archean	7.0–9.0	2.0–7.6 1.8–4.9	rhyolite chl altered footwall rhyolite	Hoy (1993)
Mobrun, Canada	Bimodal- mafic	Archean	6.0–14.0	6.6–11.6 3.9–4.4	qz-ser-chl rhyolite chl-rich rhyolite qz-ser rhyolite	Hoy (1993)
Norbec, Canada	Bimodal- mafic	Archean		3.0–7.0	dalm below ore	Hoy (1993)
Amulet, Canada	Bimodal- mafic	Archean	6.3–6.4		qz-ser rhyolite andesite	Beatty and Taylor (1982)
Ansil, Canada	Bimodal- mafic	Archean	4.0–6.0	4.0–4.8 3.6–3.8	grid fractured zone (stock- work?) dalm rhyolite, andesite	Hoy (1993)
Corbet, Canada	Bimodal- mafic	Archean	6.0–9.8	2.0–4.0	qz-ser altered rhyolite, andesite andesite	Urabe and others (1983)
Kidd Creek, Canada	Bimodal- mafic	Archean	12.0–15.8 9.7–14.9 9.1–13.6	2.3–4.2	ore zone rhyolite rhyolite (ore host) hanging wall porphyry	Beatty and others (1988) Huston and Taylor (1999); Beatty and others (1988) Huston and Taylor (1999)
Sturgeon Lake, Canada	Bimodal- felsic	Archean	7.2–7.9	9.0–12.3 4.3–7.8 7.0–7.4 12.3–14.3 9.00–15.0 8.34–13.3 11.05–14.3	cherty breccia chloritite gabbro, tonalite chl-epi-amph (intrusives) epi-chl-ser sil rhyolite (ore host) andesite	King and others (2000); Holt and others (2008)

Изменение вулканитов, связанных с месторождениями VMS, приводит к изменению валового содержания $\delta^{34}\text{S}$ за счет осаждения сульфидных и (или) сульфатных минералов.

Глубина размещения.

Источник, который управляет гидротермальной циркуляцией, в большинстве современных условий VMS не определен. В современных условиях MOR небольшие линзы расплава были сейсмически изображены под несколькими сегментами Восточно-Тихоокеанского поднятия, вдоль хребта Хуан-де-Фука и в Срединно-Атлантическом регионе Ридж. Линзы расплава часто связаны с гидротермальной вентиляцией. Предполагается, что они являются источником тепла, вызывающим гидротермальную циркуляцию, и расположены близко к основанию слоя 2В, который находится примерно на глубине 2 км под дном океана на быстро спрединговых хребтах и на глубине до 3 км при медленных спрединговых хребтах. Ожидается, что эти глубины будут подходить для месторождений VMS с мафит-ультрамафитовыми вулканическими ассоциациями. Однако в условиях MOR и задней дуги под линзами расплава высокого уровня находится значительная (в несколько километров) кристаллическая мешанина расплава, которая также должна вносить вклад в тепловую энергию, необходимую для обеспечения гидротермальной циркуляции. Обычная ассоциация месторождений VMS с кислыми вулканитами, даже в средах с преобладанием мафитов можно предположить, что кислые плутоны обеспечивали необходимое тепло. Наличие кислых вулканитов на поверхности предположительно предполагает наличие кислых интрузий на глубине, хотя о точной глубине мало что известно. Как правило, в современных условиях отдельные интрузии высокого уровня являются эфемерными в своей способности обеспечивать тепло для обеспечения гидротермальной циркуляции.

4.2 Осадочных.

Значение осадочных пород для генезиса месторождений.

Важность и процент осадочных пород, связанных с месторождениями VMS, различаются в зависимости от типа месторождений и зависимости от их литологической обстановки. Осадочные породы являются незначительным компонентом в месторождениях бимодально-мафического типа, составляют второстепенный компонент в месторождениях ультрамафитового типа, но являются важным компонентом в месторождениях кремне-обломочного, бимодально-кислого и кремне-обломочно-кислого типа. Несмотря на различные относительные пропорции осадочных пород к основным и кислым вулканическим породам, связанные с ними осадочные литофации, в большинстве вышеперечисленных условий VMS преобладают терригенные обломочные осадочные породы, в основном ваки, песчаники, алевролиты, аргиллиты и углеродистые аргиллиты, с меньшим количеством кремней, карбонатов, мергелей и железистых образований. Отсутствие определенных осадочных фаций

также может служить важным палеогеографическим ограничением. Например, отсутствие мощных эпикластических осадочных толщ между архейскими вулканическими образованиями группы реки Блейк или внутри них, в которых расположены месторождения VMS бимодально-мафитового типа в районе Норанда, предполагает, что вулканизм был дистальнее субаэральных или надземных массивов.

Составы основных и микроэлементов осадочных пород, связанных с месторождениями VMS, могут отражать различные типы источников происхождения и тектонические условия связанных с ними осадочных бассейнов. Большая часть осадочных пород отлагалась в бассейнах растяжения. Однако сами месторождения VMS обычно формировались внутри вулканических центров, которые располагались в более мелких грабеновых структурах внутри более крупного, заполненного осадками бассейна растяжения (например, Батерст). Микроэлементные данные по вулканическим породам, связанным с VMS, указывают на то, что большинство месторождений образовалось на различных стадиях рифтогенеза, связанного с внутриговым и задуговым развитием. Распространение и утолщение осадочных толщ, связанных с вулканическими и вулканокластическими породами, позволяют выявить наличие синвулканических разломов роста, образовавшихся в ходе рифтогенеза. Эти разломы являются ключевым тектоническим элементом в формировании гидротермальных конвекционных систем, которые выбрасывали металлосодержащие жидкости на запечатывающее дно или в проницаемые пласты непосредственно под запечатывающим дном, образуя месторождения VMS.

Обломочные осадочные толщ, обычно углистые аргиллиты, незрелые эпикластические вулканические вакки и карбонатные толщ, чаще всего встречаются в последовательности висячих стенок месторождений VMS (например, район Бергслеген, Швеция). Вулканокластические отложения, включающие все обломочные вулканические материалы, образовавшиеся в результате любого процесса фрагментации, диспергированные любым транспортирующим агентом, отложившиеся в любой среде или смешанные в любой значительной части с невулканическими фрагментами, являются важным компонентом большинства месторождений VMS и включают как пирокластические отложения, так и переработанный и переотложенный вулканический материал, который может быть прослоен терригенными осадками. Дифференциация между первичными вулканическими текстурами и переработанными эпикластическими текстурами в таких породах может быть затруднительна.

Осадочные породы, включая переотложенные кислые вулканокластические толщ, связанные с кислыми вулканическими вмещающими породами, могут помочь выяснить способ отложения кислых вулканических пород (субаэральный или подводный), глубину во время подводных извержений вулканов и формирования VMS, а также стадии растяжения и

опускания в зарождающемся рифте на окраине континента. Например, ассоциации осадочных фаций в сильно деформированных Zn-Cu массивных сульфидных месторождениях в Бенамбре, Австралия, указывают на то, что минерализация произошла в центре энсиалического задугового или внутридугового бассейна после контролируемого разломами опускания в смешанном субаэральном и субаквальном слое. Среда с активным риолитовым вулканизмом, через морскую шельфовую среду с известняково-вулканокластической седиментацией аргиллита и турбидита, от риолита до базальта. Массивные сульфиды образовались в алевролитах в пределах проксимальной (околожерловой) фациальной ассоциации средне- и глубоководного подводного вулкана, состоящего из турбидитовых отложений, переслаивающихся с риолитовыми и базальтовыми силлами, лавами и связанными с ними гиалокластитами на поздней стадии растяжение – опускание.

Однако интерпретация способа внедрения глубоководных кислых вулканических пород, особенно тех, которые претерпели значительные изменения, метаморфизм и деформацию, является спорной, и возможности глубоководного эксплозивного кислого вулканизма остается дискуссионной. Некоторые исследования предположили, что игнимбриты в подводных средах приурочены к мелководным прибрежным средам на глубинах в десятки метров или меньше, поскольку более высокие давления в условиях большей глубины будут препятствовать везикуляции и, следовательно, взрывному извержению. Однако известно, что значительные объемы пемзовой тефры отложились непосредственно в морской среде на значительных глубинах (>1,4 км). Выявление особенностей осадконакопления осадочных пород, особенно вулканокластических, будет играть важную роль в разрешении этого противоречия в отношении древних месторождений VMS.

Осадочные, а также вулканические толщи у подножья могут быть важными материнскими породами для минерализации VMS. Например, в кремнисто-кислой обстановке района Батерст гидротермальная конвективная система, ответственная за формирование месторождений, простиралась до довулканических, связанных с рифтами терригенных осадочных толщ, которые несогласно подстилают вулканические последовательности и отложения VMS. Первичная проницаемость и пористость литофаций подошвы влияют на движение гидротермальных жидкостей и, таким образом, на распределение и развитие зон изменений. Региональные комплексы сопровождающих изменений широко распространены в проницаемых вулканокластических и кремнеобломочных осадочных фациях месторождений VMS.

Различия в первичной проницаемости и пористости вулканических и осадочных литофаций вмещающих пород VMS влияют на морфологию зон изменений. В условиях VMS, в которых синвулканические разломы разрезают пласты, состоящие из рыхлых

вулканокластических или кремнисто-обломочных пород с высокой проницаемостью и пористостью, восходящие гидротермальные жидкости могут разряжаться в латеральном направлении от разлома и разгружаться на большой площади. Если акваклюд (например, кремнезем, глина и незначительные сульфидные минералы; аргиллит мелкозернистый; углистый аргиллит) развивается в толще подошвы, первоначально плохо сфокусированная разгрузка может локализоваться вдоль структурных каналов или образовывать дискордантные, широкие и локально стратиформные зоны изменений подошвы.

Пористость и размер зерен отложений играют важную роль в предотвращении рассеивания металлосодержащих жидкостей. Подводное накопление и замещение представляют собой эффективный механизм улавливания металлов и могут быть причиной образования крупных таблитчатых месторождений VMS. Некоторые компоненты циркулирующей гидротермальной жидкости задерживаются в отложениях висячих стенок и осадках морского дна, а такие элементы, как кремний и консервативные элементы (Mn, Eu, P, Tl, а также цветные и драгоценные металлы) накапливаются в этих отложениях, образуя рудные тела. Подводные VMS осаждаются в ранее существовавшие поровые пространства и трещины вулканических или осадочных пород, или в результате замещения вулканических или осадочных компонентов химически активным «хозяином», таким как карбонат. Наиболее благоприятными осадочными породами для таких подводных отложений являются глубоководные терригенные обломочные породы, такие как песчаник и вакк; Подводные отложения в аргиллито-литифациях встречаются редко. Поэтому предпочтительными объектами являются отложения VMS, расположенные в вулканических последовательностях, в которых преобладают вулканокластические и (или) кремнисто-обломочные литифации.

Месторождения VMS бимодально-мафического типа (например, Норанда, Канада;) связаны с терригенными осадочными породами, в которых преобладают незрелые вакки, песчаники и аргиллиты. Гидротермальный кремнь также обычен в непосредственной висячей стенке некоторых месторождений. Месторождения VMS мафито-ультрамафитового типа (например, Троодос, Кипр) обычно содержат <10 процентов осадочных пород, состоящих преимущественно из сульфидных, восстановленных или гематит-окисленных аргиллитов, кремней и (или) туфов.

Месторождения VMS кремнеобломочно-мафического типа встречаются в зрелых океанических задуговых последовательностях, в которых мощные морские толщи обломочных осадочных пород и прослоек базальта присутствуют в почти равных пропорциях или с преобладанием пелита. Примеры находятся в районах Бесси и Симоакава в Японии и месторождении Винди-Крэгги в Британской Колумбии, Канада. Осадочные породы, характерные для пелитовой литифации, включают аргиллиты, углистые аргиллиты, в

подчинении алевролиты, мергели и карбонаты (биокластические и химические). Другие сопутствующие обломочные породы могут включать аренит, аренитовый конгломерат, турбидитовый сланец и песчаник. Метакхерт, магнетитовая железная формация, котикула (мелкозернистая кварц-спессартиновая порода) и турмалинит встречаются во многих метаморфизованных месторождениях типа Бесши или вблизи них и могут образоваться в результате дометаморфических гидротермальных изменений или химического осаждения, синхронного с массивным сульфидным отложением.

Отложения бимодально-кислого типа, например, палеопротерозоя Район Шеллефте в Швеции и среднепалеозойский район озер Финлейсон в Канаде, образовавшиеся в пределах зарождающихся рифтовых дуг континентальных окраин и связанных с ними задних дуг, содержат лишь около 10 процентов терригенных осадочных толщ. Вулканические породы кислого состава составляют преобладающую литологию (35–70 процентов вулканических толщ), при этом базальт составляет 20–50 процентов. В этих районах распространены подводные кислые вулканокластические породы, и многие из кислых вулканических отложений были переработаны осадочными процессами. Обычные типы осадочных пород (или во многих случаях предполагаемые осадочные протолиты метаосадочных пород), прослоенные вулканическими породами, включают риолитовый туфоалевролит и песчаник, углистый алевролит и аргиллит, полевошпатовый и кварцополевошпатовый турбидит, песчаник, вулканический брекчий-конгломерат и вулканокластические породы с известковой матрицей; По сравнению с этим известняк редок.

Кремнисто-обломочные толщи составляют до 80% пород, связанных с месторождениями кремнеобломочно-кислого типа, формирующимися в зрелой эпиконтинентальной задней дуге, примером которой являются Иберийский пиритовый пояс, Испания и Португалия и Батерст, Канада. Определяют кремнисто-обломочную осадочную литофазию как состоящую преимущественно из вакк, песчаника, аргиллита, алевролита и местами железистых формаций или аргиллита, богатого железом и марганцем. Сопутствующая литология включает кислые вулканокластические породы и второстепенные понижения, купола и их интрузивные эквиваленты (около 25%), а также мафитовые понижения, силлы и мелкие вулканокластические породы (около 10%). Глинистые и углистые осадочные породы и их филлитовые или сланцеватые эквиваленты, а также химические осадочные породы Fe, Mn, Ca и Ba распространены висячем борте этого типа месторождений. Типичными типами осадочных пород Иберийского пиритового пояса являются сланцы (черные, темно-серые, зеленые и пурпурные), граувакки, кварцвакки, примесный кварцит, кремнистые химические осадочные породы (яшма или кремнь) и радиолярит; второстепенные известняки встречаются в виде линз и конкреций.

Минералогия. Учитывая, что подавляющее большинство месторождений VMS и вмещающих их пород метаморфизованы, минералогия (мета)осадочных пород, связанных с различными типами месторождений, редко сохраняет первичную глинисто-SiO₂-полевошпатовую-роговую обманку-пироксеновую минералогию осадков и будет варьировать в соответствии со степенью метаморфизма. Обычные обломочные или матричные минералы, присутствующие в осадочных породах, включают кварц, слоистые силикаты (например, иллит, каолинит, хлорит, серицит, биотит и мусковит, последовательно развивающиеся с увеличением степени метаморфизма), плагиоклаз, калиевый полевой шпат, карбонатные минералы, детритовый оливин, пироксен и амфибол, а также замещающие их метаморфические минералы (например, эпидот, титанит, ильменит), а также пирит и (или) органическое вещество/графит. Магнетит, котикула и турмалин — характерные минералы химически осажденных осадочных пород месторождений кремнеобломочно-мафитового типа.

Текстуры осадочных пород, связанных с отложениями VMS, которые впоследствии не были изменены динамотермальным метаморфизмом, включают структуры мягких отложений, ритмическую наслоенность турбидитов, ступенчатые слои, перекрёстность, утончение или утолщение слоев, связанных с синвулканическими разломами, ритмичную мелкомасштабную полосчатость углеродистых пород и вулканические пластинки, бимодальное распределение по размерам переработанных вулканокластических пород (особенно содержащих вкрапленники кварца), плохо отсортированных осадочных брекчий и конгломератов. Обломочные текстуры также присутствуют в массивных сульфидных отложениях. Например, в Иберийском пиритовом поясе такие осадочные структуры, как ступенчатая слоистость, перекосы, осадочные брекчии и структуры оползня, распространены в массивных слоистых рудах.

Размеры зерен осадочных пород, прослоенных отложениями VMS или присутствующих в близлежащей подводной среде осадконакопления, варьируются от субмиллиметровых частиц в мелкозернистых аргиллитах до обломков диаметром в десятки сантиметров в вулканических и осадочных брекчиях/конгломератах в рифтовых бассейнах. Бимодальное распределение зерен по размерам, особенно кварца и полевого шпата, часто встречается в эпикластических породах, образовавшихся в результате ремобилизации кристаллических туфов или субвулканических порфировых интрузий. Метаморфическая рекристаллизация обычно приводит к увеличению размера зерна, но это увеличение может противодействовать измельчению зерен при проникающей деформации. Высокосортный пострудный региональный или контактный метаморфизм может дать крупнозернистый гранат, андалузит, кордиерит, роговую обманку или другие минералы в изначально мелкозернистых осадочных породах. Обломочные сульфиды, размытые из «дымоходов и курганов», обычно состоят из

зерен размером от песка до алеврита в пластовых отложениях, а обломки массивных сульфидов размером от булыжника до валуна редко встречаются в русловых отложениях с низким содержанием обломков.

Среда осаднения.

Осадочные породы, связанные с отложениями VMS бимодально-мафического типа, отлагались в пределах зарождающейся рифтовой бимодальной вулканической дуги над внутриокеанической зоной субдукции. Осадочные породы в отложениях VMS ультрамафитового типа накапливались в зрелых, внутриокеанических, задуговых и связанных с ними трансформных разломах или, реже, на океанических островах или поздней стадии континентальных задуговых подводных гор.

Геологические особенности месторождений кремне-обломочно-мафического типа позволяют предположить, что лучшими современными аналогами являются богатые пирротином сульфидные скопления на мощных осадочных толщах и внутри них, перекрывающих океанические спрединговые хребты северо-восточной части Тихого океана, такие как бассейн Гуаймас, прогиб Эсканаба и Средняя долина. Во всех этих современных аналогах основным компонентом обломочных отложений является эродированный материал близлежащих континентальных массивов. Осадочная порода в этих современных аналогах состоит из турбидитовых илов, которые могут прослаиваться диатомовым илом, илом, аркозовым песком и местными углеродистыми осадками. Океанические базальтовые и связанные с ними мафитовые дайки и силлы состава MORB залегают вдоль спрединговых хребтов - важного источника тепла для гидротермальной циркуляции. Некоторые тектонические обстановки содержат вышеуказанные элементы: внутриконтинентальные рифты, рифтовые окраины континентов, океанические хребты вблизи материковых массивов, задуговые впадины и спрединговый хребет, поглощаемый зоной субдукции. В качестве возможных современных аналогов месторождений кремнеобломочно-мафического типа предлагаются также пластинчатые металлоносные отложения Красного моря. Здесь горячие, богатые металлами рассолы и металлоносные отложения залегают на толеитовых базальтах, эвапоритах и сланцах; современные отложения состоят в основном из известкового ила.

Осадочные породы, связанные с отложениями бимодально-кислого типа, накапливались в условиях зарождающейся рифтовой окраинно-континентальной дуги и задуговых обстановок. Палеопротерозойский район Шеллефте в Швеции представляет собой пример сложной и разнообразной палеогеографии, в которой для этого типа месторождений документально подтверждены магматизм, полиметаллическая минерализация и седиментация. Изменения интенсивности и местоположения морского вулканизма привели к субрегиональным несогласиям, дифференциальным поднятиям и опусканиям, что привело к образованию

сложной системы горстов и грабенов. Седиментация в этой системе горстов и грабенов разнообразна во времени и пространстве и включает алювиально-дельтовые отложения, а также аргиллитовые и песчаниковые турбидиты. Следовательно, массивные сульфиды в районе Шеллефте, как полагают, охватывают целый ряд типов рудных месторождений: от глубоководных отложений на морском дне до субморских замещений, до мелководных и, возможно, субаэральных синвулканических замещений.

Месторождения VMS кремнисто-кислого типа сформировались в зрелых континентальных или эпиконтинентальных обстановках задней дуги. Осадочные породы, связанные с этим типом месторождений, накапливались в обширном подводном бассейне, контролируемом разломами, с ограниченной циркуляцией и пониженным окислением. До или синвулканические разломы и их пересечения с другими региональными структурами сыграли важную роль в определении местоположения вулканических центров и связанной с ними гидротермальной активности внутри бассейнов.

Были проведены эксперименты с водонасыщенной пемзой и фрагментами горных пород (каменными породами) и показали, что частицы, оседающие на морское дно с предельной скоростью, будут демонстрировать заметную бимодальность диаметров частиц: куски пемзы могут быть в пять-десять раз больше, чем соотложенные каменные фрагменты. Они также показали, что аналогичный материал, который извергается в воздух и откладывается на суше, имеет гораздо менее развитую бимодальность размеров: диаметр пемзы обычно всего в два-три раза больше, чем у связанных с ней каменных пород. Эти структурные различия могут быть использованы для вывода о подводном происхождении некоторых огромных толщ вулканических отложений в древних вулканических террейнах, среда отложения которых остается неопределенной.

Ограничения на глубину седиментации, связанной с отложениями VMS, могут быть обусловлены седиментологическими особенностями стратиграфических разрезов выше и ниже отложений, комплексами ископаемых и исследованиями жидких включений в связанных с ними массивных сульфидных минералах. Например, на бимодально-мафитовом месторождении Лысая гора на севере штата Мэн условия глубоководного отложения предполагаются осадочной толщей, в которой отсутствуют какие-либо осадочные структуры, созданные волнами; любая мелководная морская фауна *in situ* и даже любая переотложенная мелководная морская фауна; и любые доказательства субаэрального обнажения, эрозии или алювиальной седиментации. Дополнительным свидетельством глубоководной среды Лысой горы является наличие углеродистых аргиллитов, встречающихся по всему разрезу, которые, как правило, образуются в глубоководных условиях >200 м. Эти глубоководные седиментологические особенности подтверждаются анализами флюидных включений

первичного гидротермального кварца месторождения Лысая гора, которые указывают на гидростатическое давление, соответствующее глубине палеоводы $>1,45$ км.

Напротив, стратиграфические данные месторождений VMS кремнисто-кислого типа Маунт Чалмерс – массивного сульфида плюс штокверкового медно-золотого рудного тела в Квинсленде, Австралия – указывают на мелководную обстановку осадконакопления во время минерализации. Окаменелости, идентифицированные в пермском осадочном разрезе Чалмерса, состоят из брахиопод, брюхоногих моллюсков, двустворчатых моллюсков и мшанок, которые демонстрируют ограниченную переработку и содержат следы окаменелостей, типичных для ихнофагии Крузиана. Эти ископаемые комплексы указывают на отложения ниже эффективного основания волны и предполагают наличие глубины 200–300 м при отложении массивных сульфидов. Такое определение малой глубины имеет важные последствия для взаимодействия между глубиной, кипением гидротермальных жидкостей и образованием отложений VMS. Предположили, что морская среда с минимальной глубиной 1000 м необходима для предотвращения кипения поднимающихся гидротермальных жидкостей, которое могло бы вызвать осаждение сульфидов и образование рассеянных или жильных отложений, а не образование массивных стратиформных отложений. руды. Однако предположили, что седиментологические свидетельства мелководья глубина допускает возможность того, что рудообразующие жидкости могли закипеть до того, как достигли уплотненного дна, особенно если существовали сужения или самоуплотнение каналов для жидкости, и что кипение могло привести к образованию стрингера подошвы Куриха и повышенной солености. в жидких включениях на горе Чалмерс. Отметили, что, несмотря на вероятное кипение гидротермальных жидкостей на месторождении Чалмерс, образовались две линзы массивных сульфидов, и что эта интерпретация согласуется с примерами из современных массивных сульфидных систем, в которых кипение на больших глубинах, например, на хребте Эксплорер (1850 м) и подводной горе Анксидаль (1540 м), сопровождается отложением массивных сульфидов.

Углеродистые сланцы являются обычным компонентом большинства месторождений VMS, например, месторождения в раннепалеозойском лрайоне Батерст и в среднепалеозойском районе озера Финлейсон, район Бонниелд. Присутствие углеродистых отложений важно для указания на бескислородные, как правило, глубоководные рудные тела, содержащие сланцы, в южной части Пиренейского пиритового пояса, которые интерпретируются как образовавшиеся в субкислородной или бескислородной среде бассейнов, в которых поднимались вверх, обедненные серой жидкости, смешанные с модифицированной морской водой, которая была богата в биогенно восстановленных средах, что приводит к осаждению массивных сульфидов на морских склонах. Доказательствами этого

эксплазивного происхождения являются стратиформная структура, отсутствие крупных металлических включений, обилие осадочных структур, отсутствие сульфатов и обычное присутствие богатых сидеритом фаций. Углеродистые толщи внутри вулканических пород представляют собой перерыв в вулканизме, который обычно характеризуется низкотемпературной гидротермальной активностью, благоприятствующей образованию массивных сульфидов. Например, в Арчи, месторождении Кидд-Крик бимодально-мафитового типа, углеродистые отложения встречаются в виде прослоек по всему вулканическому комплексу Кидд-Крик; данные изотопов углерода указывают на то, что гидротермальная активность, скорее всего, имела место одновременно в нескольких изолированных суббассейнах внутри гораздо более крупной грабенообразной обстановки. Исследования гидротермальной активности в бассейне Гуаймас, современном аналоге кремнеобломочно-мафитового месторождения, показали, что наличие обильного осадочного ганиокрового вещества (2–4 мас. %) в осадках бассейна сильно влияет на минералогические изменения и степень химического обмена в пределах бассейна Гуаймас, а также то, что обильные виды C и S в гидротермальных жидкостях и минеральных отложениях в покрытых осадками центрах распространения также сильно влияли на pH, окислительно-восстановительные и комплексообразующие реакции, которые, в свою очередь, напрямую ограничивали процессы переноса металлов и отложения.

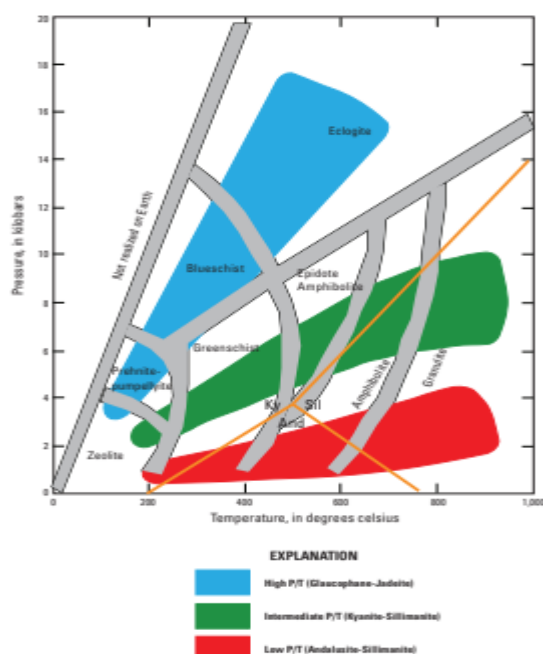
4.3 Метаморфических.

Метаморфические породы, связанные с месторождениями VMS, описываются с точки зрения названий метаморфических пород, метаморфических минеральных комплексов и метаморфических фаций. В таблице 9 показаны взаимоотношения между различными метаморфическими фациями и характерными метаморфическими комплексами минералов, развивающихся в четырех основных составах в условиях данной метаморфической фации. Расположение наиболее распространенных метаморфических фаций в пространстве давлений и температур показано на рис. 22.

Большинство древних месторождений VMS подверглись региональному метаморфизму и деформациям. Анализ метаморфических степеней, для 1090 месторождений VMS со всего мира, показывает, что из 819 месторождений, по которым были доступны данные, только 3 процента были зарегистрированы как неметаморфизованные. Остальные метаморфизованы в условиях следующих метаморфических фаций (в порядке убывания встречаемости): 62% зеленосланцевой фации; 13% контактный метаморфизм; 11% амфиболитовой фации; 7% субзеленосланцевой, пренит-пумпеллиитовой или пумпеллиит-актинолитовой фации; 2% голубосланцевой или эклогитовой фации; 1,5% цеолитовой фации; и 0,5% гранулитовой фации.

Характерные минералы основных типов состава пород различных метаморфических фаций.

Facies	Mafic rocks	Ultramafic rocks	Pelitic rocks	Calcareous rocks
Zeolite	Analcime, Ca-zeolites, zoisite, albite	Serpentine, brucite, chlorite, dolomite, magnesite	Quartz, clays, illite, albite, chlorite	Calcite, dolomite, quartz, talc, clays
Prehnite-pumpellyite	Chlorite, prehnite, albite, pumpellyite, epidote	Serpentine, talc, forsterite, tremolite, chlorite	Quartz, illite, muscovite, albite, chlorite, stilp-nomelane	Calcite, dolomite, quartz, clays, talc, muscovite
Greenschist	Chlorite, actinolite, epidote or zoisite, albite	Serpentine, talc, tremolite, brucite, diopside, chlorite, magnetite	Quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, biotite, garnet, pyrophyllite, graphite	Calcite, dolomite, quartz, muscovite, biotite
Epidote-amphibolite	Hornblende, actinolite, epidote or zoisite, plagioclase, sphene	Forsterite, tremolite, talc, serpentine, chlorite, magnetite	Quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, biotite, graphite	Calcite, dolomite, quartz, muscovite, biotite, tremolite
Amphibolite	Hornblende, plagioclase, sphene, ilmenite	Forsterite, tremolite, talc, anthophyllite, chlorite, orthopyroxene, magnetite	Quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, biotite, garnet, staurolite, kyanite, sillimanite, andalusite, graphite, ilmenite	Calcite, dolomite, quartz, biotite, tremolite, forsterite, diopside, plagioclase
Granulite	Hornblende, augite, orthopyroxene, plagioclase, ilmenite	Forsterite, orthopyroxene, augite, hornblende, garnet, Al-spinel	Quartz, plagioclase, orthoclase, biotite, garnet, cordierite, sillimanite, orthopyroxene	Calcite, quartz, forsterite, diopside, wollastonite, humite-chondrodite, Ca-garnet, plagioclase
Blueschist	Glaucophane, lawsonite, albite, aragonite, chlorite, zoisite	Forsterite, serpentine, diopside	Quartz, plagioclase, muscovite, carpholite, talc, kyanite, chloritoid	Calcite, aragonite, quartz, forsterite, diopside, tremolite
Eclogite	Mg-rich garnet, omphacite, kyanite, rutile	Forsterite, orthopyroxene, augite, garnet	Quartz, albite, phengite, talc, kyanite, garnet	Calcite, aragonite, quartz, forsterite, diopside
Albite-epidote	Albite, quartz, tremolite, actinolite, chlorite	Serpentine, talc, epidote or zoisite, chlorite	Quartz, plagioclase, tremolite, cordierite	Calcite, dolomite, epidote, muscovite, chlorite, talc, forsterite
Hornblende hornfels	Hornblende, plagioclase, orthopyroxene, garnet	Forsterite, orthopyroxene, hornblende, chlorite, Al spinel, magnetite	Quartz, plagioclase, muscovite, biotite, cordierite, andalusite	Calcite, dolomite, quartz, tremolite, diopside, forsterite
Pyroxene hornfels	Orthopyroxene, augite, plagioclase, garnet	Forsterite, orthopyroxene, augite, plagioclase, Al-spinel	Quartz, plagioclase, orthoclase, andalusite, sillimanite, cordierite, orthopyroxene	Calcite, quartz, diopside, forsterite, wollastonite
Sanidinite	Orthopyroxene, augite, plagioclase, garnet	Forsterite, orthopyroxene, augite, plagioclase	Quartz, plagioclase, sillimanite, cordierite, orthopyroxene, sapphirine, Al-spinel	Calcite, quartz, diopside, forsterite, wollastonite, monticellite, akermanite

Рис. 22 Диаграмма давления/температуры, показывающая основные восемь метаморфических фаций; полиморфы Al_2SiO_5 : кyanит (Ky), андалузит (And) и силлиманит; и три основных типа фациальных рядов давления/температуры.

Крупнозернистые наборы характерных минералов верхнезеленосланцевой и амфиболитовой фации, включая хлоритоид, гранат, ставролит, кианит, андалузит, флогопит и ганит (цинковая шпинель), а также минералов верхней амфиболитовой и гранулитовой фации, таких как силлиманит, кордиерит, ортопироксен, ортоамфибол могут определять зоны гидротермальных изменений VMS. Глиноземистые минералы (гранат, хлоритоид, ставролит или полиморфы Al_2SiO_5 , кианит, андалузит и силлиманит) обычно встречаются вблизи трубок высокотемпературных гидротермальных изменений, отражая остаточное обогащение глиноземом при претаморфическом гидротермальном выщелачивании щелочей в условиях высокого содержания жидкости/породы.

Использование визуальной идентификации отличительных метаморфических минералов и их модального содержания, а также определение неизмененного состава породы-предшественника, векторы изменений могут быть построены на основе троичных диаграмм основных элементов, которые определяют конфигурацию зон ископаемых гидротермальных изменений в системах VMS. Данные по неподвижным основным и микроэлементам в целом по породе могут указывать на то, возникли ли глиноземистые метаморфические минералы в результате дометаморфических изменений морского дна/метасоматизма протолита или в результате состава первичного протолита. Минеральный химический состав некоторых метаморфических минералов, связанных с изменениями, таких как соотношение Fe/Zn в ставролите, также может служить вектором руды. Поскольку многие из этих метаморфических минералов являются тугоплавкими во время седиментации, они могут встречаться в отдельных тяжелых минералах, собранных на покрытых тиллом участках и, следовательно, являются ценным вспомогательным средством при разведке районов VMS.

Оценка условия давления и температуры, рассчитанные на основе силикатных, карбонатных и сульфидных минеральных комплексов на конкретном месторождении, может помочь определить взаимосвязь между полиметаллической минерализацией и метаморфизмом, в частности, является ли метаморфизм до или после генезиса руды. Содержание FeS в сфалерите в пирротин-сфалерит-пиритовых ассоциациях может быть полезным для ограничения давления во время метаморфизма, с оговоркой, что необходимо соблюдать осторожность, чтобы охарактеризовать сфалерит парагенезис и идентифицируют составы сфалерита, которые фиксируют пиковые метаморфические состояния, а не более поздние ретроградные эффекты.

Еще одна важная информация, которую можно почерпнуть при изучении метаморфических пород, связанных с месторождениями VMS, - это идентификация метаморфических протолитов (материнских типов пород). Во многих случаях трудно увидеть метаморфическую накладку на месторождениях и вмещающих породах, но знание комплексов

протолитов необходимо для реконструкции литологической ассоциации во время минерализации и, в свою очередь, тектонической обстановки месторождения. К микроэлементам и редкоземельным элементам, которые, как известно, являются неподвижными во время метаморфизма от низкой до умеренной степени (ниже условий верхней амфиболитовой и гранулитовой фации), относятся Nb, Ta, Zr, Ti, Cr и Y. Эти неподвижные элементы особенно полезны для идентификации магматического состава метаморфизованных магматических пород, связанных с месторождениями VMS, и для получения информации о низком тепле и тектонической среде формирования VMS.

Поиски руд VMS в пределах регионально метаморфизованных и деформированных толщ могут быть перспективными по следующим причинам: (1) метаморфическая перекристаллизация и сопутствующее увеличение размера зерен и чистоты сульфидных минералов (а в некоторых случаях неметаллических минералов, таких как кианит в пределах зоны изменения) делают их освобождение и концентрацию более легкими и менее затратными; (2) руды обычно имеют большую толщину в шарнирных зонах складок, что облегчает методы добычи; и (3) избирательная мобилизация во время метаморфизма может привести к локальному обогащению металлами.

В зависимости от степени метаморфизма распространенными типами пород, связанными с месторождениями VMS, образовавшимися в результате метаморфизма основных пород, являются зеленые сланцы (богатые хлоритом сланцы), зеленокаменные, метагаббро, метадиабазы и амфиболиты. Породы, образовавшиеся в результате метаморфизма осадочных пород, включают аргиллиты, сланцы, филлиты, кварц-слюдяные сланцы, метаграувакки, метаконгломераты, кварциты, известняки, мраморы и известково-силикатные породы. Кварцполевошпатовый или мафитовый гнейс может образоваться как из осадочных, так и из магматических протолитов. Вмещающие породы, обычно связанные с месторождениями VMS кремне-обломочного типа, содержат наиболее характерную литологию, которая может включать метакерн, магнетитовую железоморфацию, сланцы, богатые серицитом и хлоритом, котикулу (мелкозернистую кварц-спессартиновую породу), турмалинит, альбитит и редко мрамор. Породы, богатые хлоритом и мусковитом, альбититовые и магнетитовые железистые образования обычно образуют пластовые линзы или оболочки вокруг массивных сульфидных руд и могут простираются на глубину до 10 м в прилегающие вмещающие породы. Тонкие, стратиформные слои котикулы, турмалинита и метакерта могут простираются на некоторое расстояние в стратиграфическую висячую стену или на сотни метров в латеральном направлении за пределы массивных сульфидных отложений. Характерные вмещающие породы, связанные с массивными сульфидными отложениями кремнеобломочно-мафитового типа, но пространственно более удаленные от них, и прилегающие к ним вмещающие породы

обычно включают пелитовые сланцы, метаграувакки и зеленокаменные амфиболиты, в зависимости от степени пострудного метаморфизма.

Минералогия и минеральные комплексы

Многие минеральные комплексы, образовавшиеся в ходе гидротермальных изменений, связанных с образованием месторождений VMS, аналогичны тем, которые могут образоваться в ходе пострудного, регионального (цеолитового, пренит-пумпеллиитового и зеленосланцевого фаций) метаморфизма. Зоны сингенетических изменений, как правило, полусогласны отложениям и могут простираться на десятки километров по простиранию и ниже палеоморского дна до глубин субвулканических интрузий. Полусогласная модификация была зарегистрирована в бимодально-мафитовых комплексах (например, Норанда), ультрамафитовых сукцессиях (например, Оман) и бимодально-кислых (например, Куроко), но плохо документирован в кисло-кремнисто-обломочных и кремне-обломочно-мафитовых последовательностях. Метаморфические минералы, развитые на низких стадиях метаморфизма, включают хлорит, кварц, эпидот, цоизит, клинозоизит, серицит, альбит, титанит и карбонат, в зависимости от состава протолита. Помимо этих распространенных, низкотемпературные цеолитовые минералы (например, анальцит, ломонтит, селадонит и гейландит) обычно образуются в полостях или пузырьках вулканических пород метаморфической степени цеолитфации, обычно при температурах ниже примерно 250°C. Условия пренит-пумпеллиитовой фации являются переходными между условиями цеолитовой фации более низкого качества и зеленосланцевой фации более высокого качества и обычно происходят в диапазонах температур и давлений около 250–350°C и 2–7 кбар соответственно. Характерные минеральные ассоциации пренит-пумпеллиитовой фации, развитые в мафитовых и ультрамафитовых магматических породах, а также в пелитовых (илистых) и известковых осадочных породах, представлены в табл. 9.

Распределение минералогических и геохимических характеристик низкосортных комплексов может быть использовано для выявления крупномасштабных зональных систем гидротермальных изменений вокруг месторождений VMS и для дифференциации их от наложенных низкосортных пострудных региональных метаморфических комплексов. Обычно в широких зонах изменений наблюдается увеличение содержания Ca-Si (эпидотизация-окремнение), Ca-Si-Fe (актинолит-клинозоизит-магнетит), Na (спилитизация) или K-Mg (смешанный хлорит-серицит $\pm$ K полевой шпат). В простой системе комплексы изменений распространяются по глубине от приповерхностных диагенетических и цеолитовых комплексов к спилитовому комплексу зеленосланцевой фации и, в конечном итоге, к эпидот-кварцевому комплексу. Однако в долгоживущих конвективных гидротермальных системах происходит наложение комплексов изменений во время прогрессивных изменений и

захоронений, что усложняет интерпретацию изменений или метаморфических текстур. Среди этих сложностей распределение и взаимосвязь сланцев, богатых хлоритом и серицитом в вмещающих породах, с отложениями VMS могут указывать на наличие зон первичных изменений, которые возникли во время подводной минерализации. Предположили, что хлоритовые сланцы на месторождениях Дактаун-VMS представляют собой метаморфизованные хлоритовые питающие трубки в подошве месторождений, и что богатые серицитом сланцы образовались в результате метаморфизма зон изменений, аналогичных тем, которые обычно встречаются в висячей стене месторождений Куроко. Однако выявление закономерностей зональности изменений может быть затруднительно, учитывая, что трубки изменений могут выходить за пределы месторождения и сливаться по латерали и (или) вертикали с зонами полусогласных изменений, а также то, что метаморфизованные питающие трубки и зоны полусогласных изменений могут включать сходные метаморфические минералы. Хлоритоидные и ставролитовые комплексы могут образоваться в результате метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций в трубках богатых Al-Fe-Mg или полусогласных зонах изменений.

Ископаемые гидротермальные зоны также распознаются по диагностическим минеральным комплексам, развитым в районах VMS, метаморфизованным в условиях верхней амфиболитовой и гранулитовой фации. Диагностические минеральные ассоциации зеленосланцевой и гранулитовой фаций, развитые в различных типах гидротермальных изменений, а также в неизмененных протолитах, приведены в табл. 10.

Табл. 10.

Диагностическая минералогия и важная геохимия зеленосланцевых и гранулитовых метаморфизованных продуктов изменений, связанных с месторождениями VMS.

Alteration type	Diagnostic minerals: greenschist facies	Diagnostic minerals: granulite facies	Diagnostic composition	Similar rocks (at granulite facies)
Advanced argillic	Kaolinite, pyrophyllite, andalusite, corundum, topaz	Sillimanite, kyanite, quartz	Al ₂ O ₃ , SiO ₂	Laterite
Argillic	Sericite, illite, pyrophyllite	Sillimanite, kyanite, quartz, biotite, cordierite, garnet	Al ₂ O ₃ , SiO ₂ , K ₂ O, Fe ₂ O ₃ , MgO	Pelite
Sericitic	Sericite, illite, quartz	Biotite, K-feldspar, sillimanite, kyanite, quartz, cordierite, garnet	K ₂ O, Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , ± MgO, ± SiO ₂	Pelite
Chloritic	Chlorite, quartz, sericite	Cordierite, orthopyroxene, orthoamphibole, phlogopite, sillimanite, kyanite	Fe ₂ O ₃ , MgO, ± Al ₂ O ₃ , ± SiO ₂	Pelite
Carbonate propylitic	Carbonate (Fe, Mg), epidote, chlorite, sericite, feldspar	Carbonate, grossular, epidote, hornblende, diopside, orthopyroxene	Fe ₂ O ₃ , CaO	Calc-silicate rock of sedimentary origin, marble or mafic rock

Признание серицитовых, аргиллитовых и продвинутых зон аргиллитовых гидротермальных изменений в гнейсовых террейнах гранулитовой фации сильно затрудняются сходством их метаморфических минеральных комплексов с теми, которые развиваются в неминерализованных осадочных породах и палеопочвах, метаморфизованы в условиях гранулитовой фации (табл. 10). Соответственно, чтобы идентификация

гидротермальных изменений типа VMS должны быть основаны не только на характерных метаморфических минеральных комплексах, но и на полевых наблюдениях за реликтовыми первичными вулканическими структурами и текстурами и индикаторами гидротермальной активности, такой как наличие метаэксхалитов, штокверки, или сульфидная минерализация. Распознавание метаморфизованного хлорита в трубах обычно обозначается как кордиерит, ортопироксен и ортоамфибол (антофиллит или жедрит) во внутренней зоне изменений, где хлорит может быть более богат магнием; и тальком, флогопитом или одной из полиморфных модификаций Al_2SiO_5 во внешней, местами богатой железом зоне хлоритовых изменений.

Большинство полидеформированных систем изменений верхней амфиболитовой и гранулитовой фации выявлено в протерозойских и архейских гнейсовых террейнах. Архейское месторождение Геко бимодально-мафитового типа в провинции Супериор в Канаде, является примером полидеформированного месторождения верхней амфиболитовой фации, в котором сингенетические гидротермальные изменения обозначены зонами: силлиманит, антофиллит, гранат и кордиерит. Все вулканические породы на месторождении Геко метаморфизованы в сланцы и гнейсы, а кислые метавулканические породы, вмещающие руду, состоят преимущественно из мусковитовых + кварц-силлиманитовых сланцев, интерпретируемых как метаморфизованные зоны серицитовых изменений. Помимо развития богатых Al, Fe и Mg комплексов в ходе метаморфизма зон изменений, были интерпретированы богатые плагиоклазом породы, связанные с некоторыми рудными телами в районах Дактаун и Госсан свинцового месторождения VMS кремнисто-мафитового типа как зоны метаморфизованных натриевых изменений. Картирование интенсивности и распределения антофиллита, кордиерита, силлиманита, граната, кварца, мусковита и ставролита также привело к выявлению зон изменений и открытию бимодально-мафитового архейского месторождения Уинстон-Лейк, Онтарио.

Метаморфические минеральные комплексы свидетельствуют не только о реликтовых гидротермальных системах VMS и T-P условиях метаморфизма, но и о термическом градиенте и, следовательно, о коровой среде, в которой происходил метаморфизм (рис. 22). Низкий геотермический градиент характеризует метаморфизм в зонах субдукции с высоким давлением метаморфизма голубосланцевой фации (глаукофан + лавсонит или эпидот + альбит $\pm$ хлорит) при низких температурах и метаморфизма эклогитовой фации (гранат + омфацитовый пироксен) при высоких температурах. Содержащие глаукофан комплексы голубосланцевой фации перекрывают девонско-миссисипские арктические отложения на севере Аляски и юрско-нижнемеловые отложения VMS на Кубе. Пример высокотемпературного метаморфизма амфиболитовой и эклогитовой фаций, который наложился на палеопротерозойские породы - месторождение Силарна в Швеции.

Промежуточный геотермический градиент характеризует метаморфизм в континентальных коллизиях и орогенных поясах (рис. 22). Образовавшиеся в этих условиях барровские метаморфические зоны характеризуются последовательным появлением в пелитовых породах с увеличением степени метаморфизма хлорита, биотита, граната, ставролита, кианита, силлиманита и силлиманита+калиевого полевого шпата. Месторождения VMS района Дактаун, штат Теннесси, кремне-обломочно-мафитового типа в метаморфической провинции Блу-Ридж, метаморфизировалось в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фации в барровской метаморфической серии. Известные сульфидные месторождения этого района приурочены к ставролит-кианитовым зонам. Метаморфизм происходил во время таконической складчатости (450–480 млн лет назад), и условия варьировались от степени хлорита на западе до степени ставролита (-кианита) на востоке. Пирротин, преобладающий сульфид, присутствует в виде прожилков, параллельных метаморфическим трещинам, и, по-видимому, образовался из пирита во время регионального метаморфизма; грубые идиоморфные порфиробласты пирита диаметром до 30 см в пирротиновой руде отражают длительный рост во время метаморфизма. Текстурные особенности и вариации сульфидов, показывают, что во вмещающих породах с возрастающей степенью метаморфизма зафиксирована значительная ремобилизация сульфидных компонентов во время регионального метаморфизма. Бимодально-мафитовое месторождение озера Арчаен Изок на Северо-Западных территориях Канады является примером месторождения, метаморфизованного в условиях гранулитовой фации – высокотемпературного конца промежуточного термического градиента.

Крутой геотермический градиент характеризует метаморфизм в островных дугах, океанских хребтов и континентальных окраин (рис. 22). Характерные минералы, образовавшиеся в пелитовых породах в этой обстановке с низким P/T , определяют метаморфические зоны Бьюкена, в которых биотит → кордиерит → андалузит → силлиманит. Синметаморфические интрузии, в том числе в условиях растяжения, обычно являются источниками тепла для метаморфизма типа Бьюкена. Более локализованный метаморфизм в окрестностях магматической интрузии может привести к образованию контактного ореола минеральных зон вокруг источника тепла; минералы, развитые в ходе контактного метаморфизма (роговики), могут включать те же минералы, которые образовались во время регионального метаморфизма Бьюкена, но, в зависимости от степени синплутонической деформации, минералы контактного метаморфизма могут отличаться по текстуре и не иметь предпочтительной ориентации. Однако разделение между Бьюкеном и контактным метаморфизмом в некоторых условиях является искусственным, например, в штате Мэн, где метаморфические изограды субпараллельны краям плутонов, и метаморфизм лучше всего

описывается как региональный контактный метаморфизм. Выявлены многочисленные месторождения VMS в Казахстане (например, Кусмурун), Узбекистане (например, Кулдара) и Китае (например, Биелувуту), подвергшиеся пострудной рекристаллизации в ходе контактного метаморфизма.

Помимо определения термических условий метаморфических минералов вмещающих пород, некоторые сульфидные минералы преимущественно перекристаллизуются с увеличением степени метаморфизма. Например, цинковая шпинель ($(\text{Zn,Fe,Mg})\text{Al}_2\text{O}_4$) может образовываться либо в результате метаморфизма фаз оксида Zn, десульфидизации сфалерита, либо разрушения Zn-содержащих силикатов, таких как ставролит; пирротин (Fe_{1-x}S) может образоваться в результате более высокотемпературной рекристаллизации пирита (FeS_2). Было показано, что состав цинковой шпинели является эффективным ориентиром при разведке метаморфизованных массивных сульфидных месторождений. Продemonстрировано, что состав вмещающих пород и типы изменений, присутствующих в данном месторождении, следует учитывать при выборе состава шпинели, который будет использоваться в качестве поискового признака, особенно там, где породы магнезиальные.

Деформация и текстуры.

Базальтовые породы, подвергшиеся метаморфизму, обычно сохраняют реликтовые магматические текстуры, тогда как породы, перекристаллизованные в ходе последующих региональных динамотермальных процессов, обычно сохраняют реликтовые магматические текстуры. В осадочных породах может быть трудно различить первичную деформацию отложений на морском дне и пострудную региональную деформацию и складчатость. Наличие хрупких деформационных особенностей на месторождениях является одним из показателей пострудного охлаждения гидротермальной системы перед деформацией и, следовательно, является аргументом против синхронности деформации с формированием месторождений месторождение VMS. Текстуры, такие как глиноземистые конкреции в высокосортных кварцополевошпатовых гнейсах и лапилли или более крупные фрагменты блоков в сопутствующих глиноземистых гнейсах, примыкающих к четко распознаваемым метаморфизованным лапиллистоновым толщам с фрагментами аналогичного размера, являются достаточно надежным свидетельством предшествующих гидротермальных изменений типа VMS. Детальная термохронология возрастов магматической кристаллизации метамагматических вмещающих пород, связанных с месторождениями месторождение VMS, необходима для того, чтобы дифференцировать вмещающие породы от подводной минерализации месторождение VMS и тектонически смежных литологий, возникших вдали от мест минерализации. Определение возрастов метаморфического охлаждения для различных минералов вмещающих пород, которые имеют диапазон температур блокировки, также играет

решающую роль в определении пострудной термической и деформационной истории месторождений VMS.

Большинство районов месторождение VMS пострадали от складчато-надвиговых деформаций, поскольку минеральные пояса сформировались в недолговечных бассейнах растяжения вблизи краев плит, которые деформировались во время последующего закрытия бассейна. Одним из результатов складчатости является то, что первоначально относительно тонкий слой руды может быть утолщен до экономически выгодных размеров. Наиболее распространенным объяснением утолщения сульфидной массы является превращение сульфидов в петли складок при деформации. Однако некоторые исследователи указывают на контролирующее влияние, которое может оказывать на локализацию складок масса сульфидов, уже присутствующих в деформируемых породах.

Размер зерен метаморфических пород, связанных с отложениями VMS, обычно увеличивается с увеличением степени метаморфизма, а также зависит от метаморфического протолита. Аналогично, размер зерен ассоциированных сульфидов в месторождении варьируется в зависимости от первичной минералогии и степени метаморфической рекристаллизации. Первичные сульфидные минералы большинства Zn-Pb-Cu месторождений мелкозернистые и сросшиеся, тогда как минералы большинства Cu-Zn месторождений обычно более крупнозернистые. Форма и размер зерен, которые принимают сульфидные минералы при метаморфической рекристаллизации, зависят от барических и температурных условий при метаморфизме, природа жидкой фазы и деформационные свойства минералов. В целом прогрессивный региональный метаморфизм, по-видимому, вызывает увеличение размера зерен сульфидных руд при условии, что деформация не была слишком интенсивной. Очень крупные (диаметром 3–7 см) гранаты присутствуют в характерной форме в сланцах на месторождении Элизабет, штат Вермонт. Хотя гранаты образовались в результате пострудного регионального акадского (раннего девона) метаморфизма, валовой состав, необходимый для их образования, сформировался в результате доакадского подводного метасоматоза.

VMS кремне-обломочного типа Вермонтского медного пояса имеют эксгалиационное происхождение котикулы, метахерта и железообразования. Геохимические данные для других необычных литологий — кварц-мусковит-карбонат-ставролит-корундовый сланец и кварц-турмалин-альбитовой породе — позволили предположить, что эти породы представляют собой толеитовые базальты, которые претерпели обширные изменения и метасоматоз до акадского метаморфизма. Доказательством их базальтового происхождения являются высокие содержания Cr и нормированные по хондриту структуры P3Э, которые во многом аналогичны таковым в неизмененном метабазальте из вмещающих пород. Помимо высокого содержания

Cr, некоторые породы сильно обогащены глиноземом, что объясняют потерей массы других компонентов во время экстремальных претаморфических гидротермальных изменений. Поскольку массивные сульфиды Медного пояса Вермонта также имеют очень низкое содержание относительно неподвижных элементов, таких как Cr, Zr и PЗЭ, пришли к выводу, что сульфидные тела лишены значительных содержаний осадочных или базальтовых компоненты и, следовательно, не образовались в результате подводного замещения обломочных отложений или основных вулканитов. Вместо этого массивные сульфиды первоначально образовались в результате сингенетико-эксталяционных процессов на морском дне в силурийском и раннем девонском периоде.

Данные по неподвижным микроэлементам и редкоземельным элементам в целом по породе позволили успешно идентифицировать метаморфические протолиты пород, связанных с несколькими другими месторождениями кремнеобломочно-мафического типа VMS. Было показано, что предшественники хлоритовых сланцев и гранобластовых альбититов из месторождений Госсан-Свинец в Вирджинии аналогичны предшественникам соседних неизмененных метаосадочных сланцев, что позволяет предположить, что хлоритовые сланцы и альбититы образовались в результате гидротермального метасоматоза обломочных морских отложений, а не в результате сингенетических осадков. На обломочно-морское осадочное происхождение указывали также соотношения микроэлементов и PЗЭ в хлоритовых сланцах, биотитовых сланцах, мусковитовых сланцах и альбититах, прилегающих к сульфидным рудам месторождений Дактаун, штат Теннесси. Геохимические данные по богатым хлоритом и биотитом сланцам из вмещающих пород месторождения Матчлесс в Намибии позволяют предположить, что эти породы возникли как толеитовый базальт, который впоследствии был метасоматизирован. Хотя большинство metabазальтовых пород, связанных с месторождениями VMS кремнисто-мафического типа, имеют химический состав океанических толеитов, некоторые зеленокамни и амфиболиты, связанные с этими месторождениями, в том числе в поясе Самбагава в Японии и Винди-Крагги в Канаде, содержат микроэлементы щелочного внутриплитного базальта.

Термобарометрия вмещающих пород и сульфидов вместе со структурными исследованиями дала важную информацию о сроках метаморфизма, деформации и образования сульфидных отложений. В детальном изучении условий метаморфизма сульфидных отложений и связанных с ними вмещающих пород в районе Батерст Нью-Брансуик подтверждено, что метаморфические условия зеленосланцевой фации для силикатных комплексов, встречающихся внутри и во вмещающих породах месторождения были идентичны таковым в сульфидных комплексах. Такое соответствие условий P/T показывает, что отложения сформировались до пика метаморфизма во время первого

метаморфического эпизода, что согласуется с сингенетическим происхождением отложений Батерста. Сфалеритовая барометрия применительно к соответствующему сфалерит-пирит-гексагональному пирротину комплексу, оказывали постоянное давление между различными структурными зонами. Пиковые температуры метаморфизма, определяемые арсенопиритовой и хлорит-фенгитовой термометрией, также были согласованы между отложениями Батерста и структурными покровами, в которых они встречаются. Узкий диапазон P/T-условий, определенный для отложений Батерста позволяет предположить, что покровы были собраны и внутренне деформированы до первого метаморфического эпизода.

5. ХАРАКТЕРИСТИКИ ОРУДЕНЕНИЯ.

5.1 Морфология и зональность.

Все несульфидные компоненты отложений VMS обычно считаются пустой породой. Минералы этой категории сильно различаются в зависимости от нескольких факторов, включая степень метаморфизма, возраст и геологическую обстановку. Для отложений, залегающих в нижней зеленосланцевой фации или ниже, гипогенная порода может состоять из кварца, карбоната, барита, белой слюды и (или) хлорита вместе с меньшими количествами магнетита, натриевого плагиоклаза, эпидота, турмалина, анальцима и монтмориillonита; люорит, цельсий, гялофан; Местами могут присутствовать гриналит, стильпномелан, гематита, ангидрита и гипса. На более высоких ступенях метаморфизма обычными жильными компонентами являются хлоритоид, гранат, амфибол, кордиерит, ганит, ставролит, кианит и андалузит, местами в незначительном количестве встречается рутил и (или) титанит.

Возраст месторождений VMS во многом связан с наличием или отсутствием некоторых жильных минералов. Среди них следует выделить барит, который встречается в нескольких архейских рудных телах, но обычно отсутствует в более молодых докембрийских месторождениях. Барит относительно распространен в фанерозойских отложениях, которые содержат обильные вулканические породы кислого состава, как правило, с высокой концентрацией Ba в калиевом полевом шпате. В некоторых местах встречаются ангидрит и гипс - слабометаморфизованные рудные тела миоценового месторождения Куроко в Японии, но в целом они неизвестны в более метаморфизованных древних объектах, в основном из-за ретроградной растворимости ангидрита и легкости его растворение более поздними жидкостями.

Комплексы жильных минералов в месторождениях VMS широко варьируются в зависимости от нескольких параметров, таких как состав жидкости, соотношение жидкость/порода, история P-T и пострудная рекристаллизация. В богатых сульфидами зонах зеленосланцевой фации месторождений, распространенны ассоциации кварц + хлорит +

серицит. $\pm$ карбонат $\pm$ барит $\pm$ альбит; более сильно метаморфизованные месторождения могут содержать кварц + гранат + амфибол $\pm$ рутил.

Исходный гидротермальный парагенезис жильных минералов вообще невозможно выявить из-за постседиментационных деформаций и метаморфизма. Однако некоторые хорошо сохранившиеся руды VMS, находящиеся на уровне нижней зеленосланцевой фации или ниже с минимальной проникающей деформацией, обнаруживают, по-видимому, первичные последовательности жильной минерализации. На ордовикском месторождении Болд-Маунтин в штате Мэн выделено семь стадий минерализации: ранний массивный пиритовый сульфид; массивный пирротин; жильный кварц; массивный пирит, магнетит и Fe-силикаты; кварц-сидерит-сульфидовые жилы; и две серии поздних кварц-сульфидных жил. Некоторые отложения VMS силурийского или девонского возраста на Южном Урале в России сохраняют первичные парагенетические связи.

Минералогическая зональность признана на многих месторождениях VMS. Зональность сульфидных минералов хорошо документирована, но зональность жильных минералов (за исключением эксгалитов) обсуждается редко. Тем не менее, можно сделать несколько обобщений. Во-первых, в хорошо сохранившихся фанерозойских объектах жильная порода в ядрах сульфидных «бугров» представлена преимущественно кварцем, тогда как на окраинах местами присутствуют обильные барит и (или) ангидрит. Хлорит и белая слюда могут концентрироваться в нижней или верхней части сульфидных курганов. Карбонатные минералы, как правило, широко распространены на некоторых месторождениях, таких как Руттан в Манитобе, они встречаются преимущественно в стратиграфически более высоких частях сульфидной зоны.

Жильные минералы имеют разный размер зерен в зависимости от степени постседиментационных процессов, таких как измельчение и метаморфическая рекристаллизация. Обычно жильные минералы имеют максимальный размер менее 1 мм. Хотя размеры зерен обычно больше в более сильно деформированных и метаморфизованных отложениях VMS. Некоторые древние отложения ниже фации зеленых сланцев могут содержать жильные минералы размером до нескольких сантиметров. Гораздо более крупные зерна хорошо документированы в месторождениях амфиболитовой и гранулитовой фаций, где изометричные минералы, такие как гранат и кордиерит, могут иметь диаметр 5–8 см, а призматические минералы, такие как амфибол и кианит, могут иметь длину в десятки сантиметров.

Термин «эксгалит» относится к «эксгалитивной» химической осадочной породе. Эксгалиты представляют собой стратиформные пласты или линзы горных пород, пространственно связанные с отложениями VMS. Считают, что в эксгалитах зафиксировано

осаждение в основном аморфных фаз Fe-Mn-Si-S-Ba-V из гидротермальных жерл и плюмов, связанных с VMS. «Выдохи» возникают в проксимальных местах в толщах висячего борта над сульфидными отложениями и (или) в виде краевых шлейфов примерно на одном стратиграфическом уровне. Дистальные эксгалиты, простирающиеся на сотни метров и более по отложений VMS, также могут присутствовать, хотя выяснение их генетической связи с конкретными сульфидными горизонтами может быть затруднено. Реже встречаются эксгалиты, залегающие в подошвенных толщах ниже сульфидных зон. Некоторые кремнистые пласты, такие как туф Главного контакта в районе Норанда в Квебеке и ключ-туфит в районе Матагами в Квебеке, интерпретируются как эксгалиты; однако, судя по исследованиям современных систем VMS, вполне вероятно, что эти отложения образовались не в результате выпадения шлейфов, а в результате широко распространенного диффузного выброса и связанного с этим окремнения туфогенных толщ на морском дне или в неглубокой толще.

Современные эксгалиты были обнаружены вблизи нескольких систем VMS. Примеры проксимальных эксгалитов включают эксгалиты Срединно-Атлантического хребта. Современные дистальные эксгалиты представлены железомарганцевыми отложениями, окружающими многие морские отложения VMS, а также дальними металлоносными отложениями, например, в впадине Бауэра и на Восточно-Тихоокеанском поднятии. В древности железные образования типа Альгомы, вероятно, образовались в результате выпадения плюмов в отдаленных средах по сравнению с системами VMS. Они обнаружены как в докембрийских, так и в фанерозойских вулканических последовательностях. Богатые марганцем умбры, такие как умбры из мелового офиолита на Кипре, вероятно, имеют аналогичное происхождение. Предостережение здесь состоит в том, что обломочные турбидиты, богатые сульфидами, или аналогичные переработанные сульфидовые отложения вдали от месторождений VMS, как на современном Срединно-Атлантическом хребте, не отражают выпадения гидротермальных плюмов.

Большинство эксгалитов имеют таблитчатую форму и соответствуют напластованию во вмещающих вулканических или осадочных толщах. Обычная толщина варьируется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Во многих случаях проксимальные эксгалиты имеют наибольшую мощность непосредственно над сульфидными зонами и постепенно становятся тоньше по мере удаления от месторождения. Дистальные эксгалиты обычно имеют одинаковую толщину по простираению от десятков до сотен метров, за исключением областей с предполагаемой неровной топографией морского дна и мест, подверженных постседиментационным разломам или складчатости. Очень мощный (20–30 м) проксимальный эксгалит образует пластинчатый слой непосредственно над массивом сульфидов в чашеобразном грабене на месторождении Лысая гора в штате Мэн.

Структуры способствовали накоплению как мощных зон сульфидов, так и перекрывающих их Si-Fe отложений. На месторождении Юнайтед-Верде в округе Джером, штат Аризона, над массивом сульфидов залегает эксгалитивная яшма мощностью около 30 м. Еще более мощный эксалит встречается на месторождении Байинчан в западном Китае, образуя курганную линзу мощностью 30–50 м. Такие мощные эксгалиты, возможно, сыграли важную роль в ходе эволюции некоторых месторождений VMS, удерживая тепло и гидротермальные жидкости, что способствовало подводной сульфидной минерализации. На основании модельных исследований предположили, что покровные породы способствуют образованию богатых цинком месторождений, предотвращая растворение ангидрита и сульфидов цинка поздними гидротермальными флюидами. В некоторых случаях кремнистые покровные породы над отложениями VMS образовались не в результате «выдыхания» на земное дно, а в результате эпигенетического замещения в недрах.

Длина простираения сильно варьируется в зависимости от нескольких факторов, но известно, что в районах, хорошо обнаженных, некоторые выбросы простираются на несколько километров и более. Такие обширные по латерали эксгалиты хорошо документированы в районе Лёккен в центральной Норвегии, где пласты железных формаций сульфидной и силикатной фаций («васкис») и яшмы прослеживаются на одних и тех же стратиграфических уровнях на протяжении 3–5 км, а также в районе Батерст в Нью-Брансуике, Канада, где некоторые пласты окисдно-карбонатно-силикатной железистой формации имеют >10 км по простираению.

Выделены разнообразные минеральные фации эксгалитов. Наиболее распространены оксидные, карбонатные, сульфидные, силикатные и сульфатные, каждая из которых основана на преобладающем типе минерального компонента. На рисунке 23 показаны упрощенные разрезы отложений VMS различных типов, связанных с ними эксгалитов, их морфология и фации, вероятное происхождение и примеры.

Эксгалиты можно разделить на следующие виды:

- оксидная фация, состоящая из яшмы, гематитовой железистой формации и образования магнетита;
- карбонатная фация, которая включает один или несколько карбонатов Fe-Mg-Ca-Mn, таких как сидерит, анкерит, доломит, кальцит, родохрозит и кутнахорит;
- силикатная фация, включающая минералы, богатые железом (такие как гриналит и стильпноелан), минералы магния (такие как тальк и хлорит), минералы, богатые марганцем (например, спессартиновый гранат) и минералы, богатые бором (например, турмалин);

- сульфидная фация, состоящая преимущественно из пирита и (или) пирротина с незначительными примесями полиметаллических сульфидов (халькопирит, сфалерит, галенит); и
- Сульфатная фация, включающая барит и, в ограниченном числе месторождений, ангидрит и гипс.

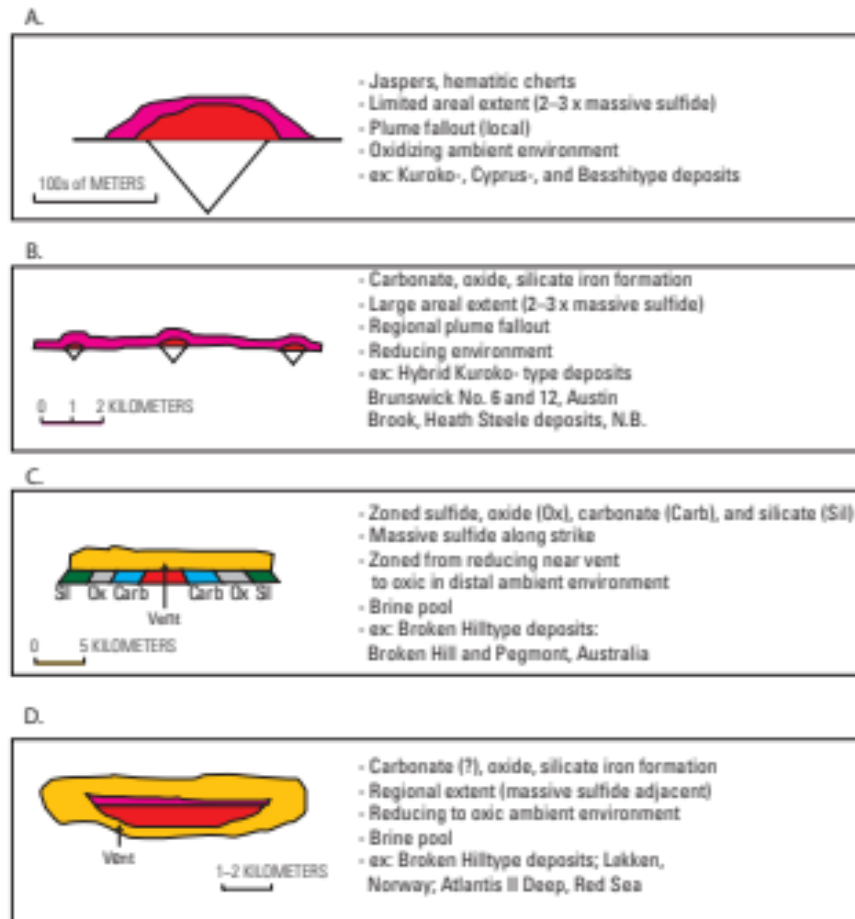


Рис. 23 Упрощенные разрезы вулканогенных колчеданных месторождений, показывающие различные типы и морфологию эксгалитов, А - проксимальная яшма и гематитовый кремнь, перекрывающие курганообразное рудное тело. В - проксимальные и дистальные (регионально обширные) железистые образования, встречающиеся непосредственно над и по простиранию рудных тел. С - зональное образование железа, постепенно меняющееся от внутренней сульфидной к карбонатной фации, затем к оксидной и к силикатной фациям. D - образование железа происходит вокруг рудного тела.

Другой фациальный тип — кремнь и метакремт, широко распространенный эксгалит, состоящий в основном из микрокристаллического кварца, который на некоторых месторождениях образует покрывку над массивным сульфидным телом. Другие фации эксгалитов, которые содержат обильные люорит, апатит, ганит или Zn-ставролит, в геологической летописи встречаются редко. Хотя проксимальные эксгалиты, содержащие значительное количество халькопирита и (или) сфалерита, могут встречаться в пределах нескольких сотен метров от месторождения VMS из-за химических и гидродинамических процессов, дистальные отложения, богатые пиритом и пирротином, могут быть также отражением эвксиновых (сульфидовых) придонных вод.

Во многих эксгалитовых толщах наблюдается вертикальная и латеральная минералогическая зональность. Типичными являются несколько зон, состоящих из разных пропорций гидротермальных компонентов, во многих случаях смешанных или чередующихся с обломочным материалом, включая пелагическую глину и вулканокластические осадки местного происхождения. Толщина слоев может варьироваться от <1 мм до 1 м; многие эксгалиты демонстрируют пластинки разного масштаба чередующихся минеральных фаций. Латеральная зональность минералов не так хорошо документирована, но известна в некоторых районах, таких как район Батерст, Нью-Брансуик, где сидерит наиболее распространен вблизи месторождений VMS в пределах крупной единицы железистого образования пояса Брансуик, а в железе наиболее распространены различные компоненты, включая карбонат, стильпномелан и апатит - формации, проксимальные к сульфидным отложениям пояса Хит-Стил.

Сульфидные минералы полиметаллов могут демонстрировать зональную структуру в эксгалитах оксидной фации. Исследования современных осадков морского дна из гидротермальных шлейфов показывают, что пропорции и размеры зерен таких сульфидов имеют тенденцию уменьшаться с увеличением расстояния от жерла и что на расстояниях >1 км от жерла любые присутствующие сульфиды по объему очень незначительны в небольших зернах <10 мкм в диаметре.

Благодаря постседиментационному эффекту диагенеза и метаморфизма исходные гидротермальные компоненты эксгалитов могут быть полностью удалены. В случае образования железа оксидной фации широко распространено мнение, что первичные фазы представляли собой аморфный оксигидроксид железа, исходя из их присутствия в современных гидротермальных условиях, в том числе в осадках, полученных из плюмов. Кристаллический гематит, который встречается в древних образованиях яшмы и железа, связанных с VMS, считается продуктом диагенеза и (или) метаморфизма, поскольку в современных условиях гематит образуется только из жидкостей с умеренной температурой ($>115^{\circ}\text{C}$), тогда как в условиях шлейфа температура окружающей среды для осаждения железа намного ниже (обычно $<10^{\circ}\text{C}$) и, таким образом, ниже стабильности гематита. Образование магнетитового железа, если оно не связано с диагенетической или метаморфической трансформацией гематита, вероятно, возникло в результате подводного изменения первичного оксигидроксида железа окислительно-восстановительными процессами. Выделить первичную фазу(ы) в эксгалитах силикатной фации сложнее, поскольку их стабильность определяется сложным набором параметров, включая температуру, pH, $f\text{O}_2$, $f\text{CO}_2$ и т. д. Особенно сложной задачей является определение протолита спессартин-кварцевых пород, которые могут иметь предшественники богатого Mn карбоната или глины Mn-оксигидроксид в зависимости от физико-химических условий на палеоморском дне и вблизи него. Протолиты различных типов

эксгалитов карбонатной, сульфидной и сульфатной фаций обычно считаются сходными или идентичными наблюдаемым в настоящее время минеральным комплексам для образцов в метаморфических условиях более низкой степени зеленых сланцев или ниже.

Было проведено множество геохимических исследований зональности как для оценки происхождения, так и для определения возможного использования в поисках. Были проанализированы архейские эксгалиты Канадского щита на предмет РЗЭ. Установлено, что наличие положительных европиевых аномалий на диаграммах, нормированных на сланцы, указывает на близость месторождения VMS. Детальные исследования показали, что самые высокие отношения Fe/Mn в хлорите, стилипномелане, сидерите и сфалерите вдоль пояса Хит-Стил встречаются вблизи сульфидных тел зоны В, в которых используется индекс гидротермальных отложений, основанный на валовом составе. В яшмах района Лёккен, Норвегия, отношения As/Fe и Sb/Fe систематически уменьшаются по мере удаления от VMS. Современные аналоги таких Fe-Mn-Si эксгалитов демонстрируют ряд валовых составов, включая вариации по содержанию РЗЭ и микроэлементов, связанные с пропорциями гидротермальных, водородсодержащих и обломочных компонентов.

5.2 Рудосопровождающие гидротермально-метасоматические изменения.

Геохимические реакции, вызывающие гидротермальные изменения во вмещающих породах месторождений VMS, имеют решающее значение по ряду причин. Во-первых, трехмерное распределение зон гидротермальных изменений создается циркулирующими гидротермальными жидкостями и, таким образом, предоставляет доказательства путей перемещения жидкостей и геохимические доказательства физических и химических условий изменений. Зональность гидротермальных изменений, как правило, являются единственным прямым свидетельством закономерностей циркуляции флюидов, связанных с образованием руд VMS. Во-вторых, систематика зон гидротермальных изменений может предоставлять информацию, полезную при поисках скрытых месторождений. В-третьих, гидротермальные изменения могут предоставить ключевую информацию о происхождении металлических элементов в месторождениях VMS. Например, истощение ключевых элементов в измененных породах в сочетании с измеренными или предполагаемыми оценками объема измененных пород может ограничить возможные источники рудных металлов. Наконец, развитие, идентификация комплексов гидротермальных изменений и их зональные взаимоотношения могут служить важным доказательством перспективности районов для поисков месторождений VMS.

Гидротермальные изменения широко варьируются от района к району и между отдельными месторождениями. Зоны изменений, связанные с месторождениями VMS, демонстрируют характерное расположение (проксимальное, дистальное, соформное), которое

может быть связано с низким уровнем жидкости и процессами взаимодействия воды и породы (поднятие, пополнение, погребальный метаморфизм).

В некоторых случаях основная часть массивной сульфидной руды может откладываться в неглубоких подводных условиях. При этом режиме минерализации гидротермальные жидкости погружаются в высокопроницаемые и высокопористые породы, где осаждение сульфидов инициируется смешиванием с холодной окружающей морской водой в поровом пространстве. Ярким примером такого типа минерализации является гигантское месторождение Кидд-Крик, где большая часть минерализации произошла ниже дна в проницаемых, кислых вулканических породах. Аналогичное происхождение предполагается для месторождений Хорн и Атнес ил, где слоистые кислые пеплы/турбидиты были заменены сульфидами и кремнеземом, а также офиолитовое месторождение Олбрайт, где массивные сульфиды образовывались ниже морского дна – в пределах базальтового гиалокластита.

Гидротермальные изменения вмещающих вулканических пород сопровождаются замещением первичного магматического стекла и минералов (плагиоклаза, ортоклаза, кварц, биотит, мусковит, амфибол, пироксен, титаномагнетит) с минералами, устойчивыми в условиях изменений, как правило, в умеренном диапазоне 150–400°C. Минералы изменений в неметаморфизованной литологии могут включать кварц и другие формы кремнезема (халцедон, опал, аморфный кремнезем), иллит, серицит, смектит, хлорит, серпентин (лизардит, хризотил), альбит, эпидот, пирит, карбонаты, тальк, каолинит, пирофиллит, сульфаты (ангидрит, барит, алунит, ярозит) и оксиды (магнетит, гематит, гетит). Эти минералы гидротермальных изменений могут трансформироваться в ходе метаморфизма в андалузит, корунд, топаз, силлиманит, кианит, кордиерит, гранат, флогопит и различные ортопироксены и ортоамфиболы.

Текстуры изменений варьируются от слабых изменений лишь некоторых минералов или матрицы во вмещающих породах, придающих каменистый или землистый вид всей породе, или до частично измененных вкрапленников. Такое изменение может быть трудно отличить от выветривания. Стекловидная матрица породы или мелкозернистый состав могут быть особенно восприимчивы к изменениям и могут быть заменены кремнеземом, хлоритом или серицитом по мере увеличения интенсивности изменений. При высокой интенсивности изменений практически все первичные фазы в породе преобразуются в новые гидротермальные минералы. В крайнем случае стрингерных зон, непосредственно подстилающих массивные сульфидные отложения, нередко обнаруживаются массивно измененные породы, состоящие из кварца, хлорита и халькопиритовых жил с меньшим количеством пирита, серицита и карбонатов или без них. Породы стрингерной зоны могут быть неузнаваемы с точки зрения исходной литологии.

Иногда изменение горных пород приводит к неправильной идентификации литологии, как это было при исследованиях риолита в районе Норанда. Литогеохимические исследования с использованием структуры неподвижных элементов показали, что риолит Верхнего Амулета на самом деле представляет собой гидротермально измененный андезито-дацит. Аналогичным образом, в интенсивно окремненных зонах месторождения Тернер-Олбрайт базальтовый гиалокластит постепенно заменялся кварцсерицит-хлоритом, кварц-хлоритом и, наконец, кварц-сульфидом. Полностью кремнистые породы первоначально были нанесены на карту как «кремниевый эксгалит», но тщательные минералогические, геохимические и изотопные исследования показали присутствие реликтового магматического хромшпинелида, что доказывает массивное гидротермальное замещение. Подобные экстремальные изменения были локально зафиксированы во вмещающих породах амфиболитовой фации на месторождении Элизабет, штат Вермонт, где такие комплексы, как кварц-мусковит-кальцит и кварц-мусковит-альбит-ставролит-гранат-корунд, содержат одинаково высокое содержание Cr/Zr. и отношения Ti/Zr, которые отражают протолиты толеитового базальта, которые подверглись повсеместной метасоматизации во время гидротермальной минерализации морского дна. Эти исследования подчеркивают важность понимания природы и последствий гидротермальных изменений в системах VMS, включая наложение пострудного регионального метаморфизма.

Минеральные комплексы и закономерности зонирования.

Ранние исследования измененных минеральных комплексов подчеркивали зональное расположение минералогии вокруг сульфидных жил на нескольких медно-порфировых месторождениях. Изучение комплексов изменений в этих континентальных гидротермальных условиях привело к выделению ряда общепризнанных зон изменений: калиевых, глинистых, филлитовых и пропилитовых с четко выраженной минералогией и уменьшающейся интенсивностью изменений по мере удаления от оруденения. Были сохранены некоторые из этих классификационных терминов и их использовали для отложений VMS. Исследования метаморфизованных месторождений VMS показали, что первичные минералы изменений трансформируются в минеральные комплексы с предсказуемыми более высокими температурами и давлением (таблица 11).

Подводная зональность современных гидротермальных изменений VMS менее изучена, чем эквивалентные системы на континентах из-за относительной скудности бурения, но такая зональность важна, поскольку отложения не подверглись значительной деформации или метаморфизму. Несколько областей морского дна предоставили достаточно информации для понимания минералогии и химии изменений, а также пространственного расположения типов изменений, связанных с системами VMS: штокверковая зона Галапагосского рифта,

мафиические системы в TAG, кремнисто-обломочная мафитовая система в Мидл-Вэлли, и бимодальная кислая система в бассейне Манус к северу от Папуа-Новой Гвинеи (рис. 24).

Табл. 11.

Диагностические минералы в гидротермально измененных VMS разных степеней метаморфизма.

Alteration type	Diagnostic minerals: unmetamorphosed deposits	Diagnostic minerals: greenschist facies	Diagnostic minerals: granulite facies
Advanced argillic	Kaolinite, alunite, opal, smectite	Kaolinite, pyrophyllite, andalusite, corundum, topaz	Sillimanite, kyanite, quartz
Argillic	Sericite, illite, smectite, pyrophyllite, opal	Sericite, illite, pyrophyllite	Sillimanite, kyanite, quartz, biotite, cordierite, garnet
Sericitic	Sericite, illite, opal	Sericite, illite, quartz	Biotite, K-feldspar, sillimanite, kyanite, quartz, cordierite, garnet
Chloritic	Chlorite, opal, quartz, sericite	Chlorite, quartz, sericite	Cordierite, orthopyroxene, orthoamphibole, phlogopite, sillimanite, kyanite
Carbonate propylitic	Carbonate (Fe, Mg), epidote, chlorite, sericite, feldspar	Carbonate (Fe, Mg), epidote, chlorite, sericite, feldspar	Carbonate, garnet, epidote, hornblende, diopside, orthopyroxene

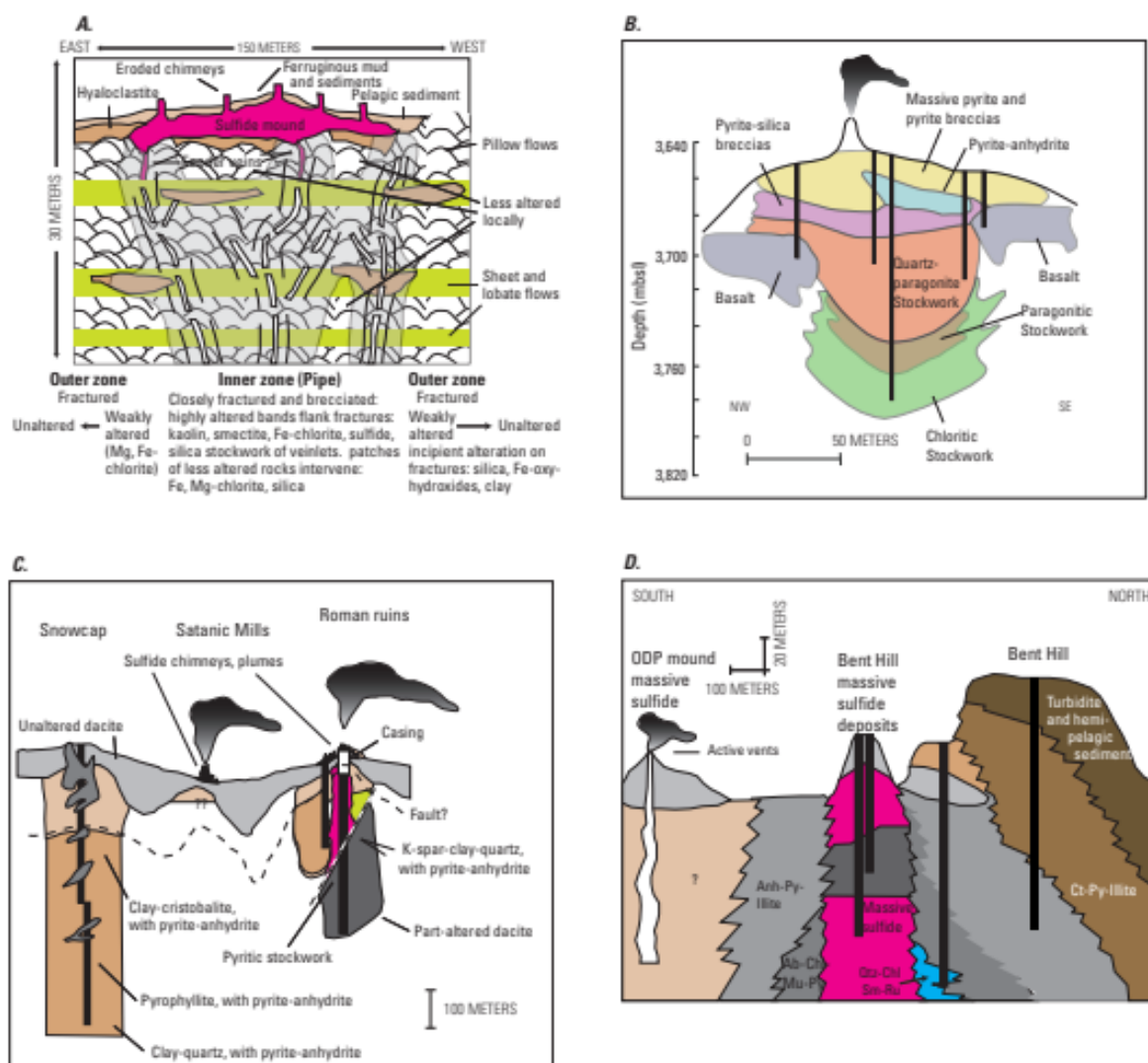


Рис. 24 Разрезы изменений, связанных с гидротермальной деятельностью на современном морском дне. А. минералогия изменений штокверковой зоны Галапагосского рифа. В. минералогия изменений на месторождении TAG. С. зональность изменений в Пакманусе, бассейн Манус, Папуа-Новая Гвинея. D. зона изменений Средней долины.

Зона штокверковых изменений была изучена в Галапагосском рифте под ныне неактивным сульфидовым холмом (рис. 24А). Во внутренней зоне штокверка в базальтовых подушках, лавовых образованиях и гиалокластитах присутствуют сульфидные жилы и железистые хлорит-сметит-каолинит-кварцевые изменения вмещающих пород. По периферии внутренней зоны изменения слабые, в них преобладают богатые магнием хлориты, глины, оксиды железа и кремнезем.

Бурение кургана TAG VMS на Срединно-Атлантическом хребте (рис. 24В) подчеркивает подводное осаждение и ремобилизацию гидротермальных сульфидных и сульфатных минералов и дает приблизительную картину зональных изменений во вмещающих породах под TAG. По сути, штокверковая зона непосредственно под месторождением представляет собой кремнеземную пиритовую брекчию с небольшим количеством парагонита (также называемого серицитом), который увеличивается с глубиной в этой зоне. Ниже расположена хлоритизированная базальтовая брекчия, состоящая в основном из хлорит-кварц-пирита с небольшим количеством гематита, а также смектита и талька в измененной матрице породы.

Бассейн Манус, где на хребте Пола встречаются лавы с преобладанием дацита (от андезита до риодацита) и гидротермальные жерла, был пробурен до максимальной глубины 387 м. Три скважины вскрыли гидротермально измененные породы (рис. 24В). Большая часть изменений представлена глинами плюс кремнезем. Кремнезем встречается в виде опала-А в приповерхностных породах с постепенным переходом в кристобалит, а затем в кварц с глубиной. Глины хлоритовые, иллитовые, и смешаннослойные фазы, включающие хлорит, смектит, иллит и вермикулит. Пирофиллит встречается пятнами и, как полагают, связан с кислотно-сульфатными изменениями. Под гидротермальной зоной находится хорошо развитый пирит-кварц-ангидритовый штокверк и зона калишпатовых изменений. Зональность на этом участке несколько отличается от таковой в большинстве древних массивных сульфидов, но вполне может представлять собой зоны-предшественники зон изменений тех, которые определены в литированных или метаморфизованных породах.

Изменения, связанные с гидротермальной системой Средней долины, представляют собой хороший пример измененных осадков и базальтов в кремнеобломочно-мафитовой системе (рис. 24D). Были обнаружены четко определенные зоны изменений в результате бурения в осадочных вмещающих породах вокруг массивного сульфидного месторождения Бент-Хилл. Фации изменений варьируются от глубокой внутренней зоны кварц-хлорит-сметит-рутил к внешней зоне до альбит-хлорит-мусковит-пирит, ангидрит-пирит-иллит и кальцит-пирит-иллит. Эти зоны могут примерно соответствовать внутренней хлоритовой и внешней серицитовой (иллитовой) зонам, причем кальцит-пиритовая зона демонстрирует сходство с пропилитовыми изменениями (табл. 11). Вся осадочная толща под рудными

залежами преобразована в хлорит-кварцевую зону, включающую прослой мономинерального хлорита. На участках месторождения менее интенсивные изменения образовали доломит, смешаннослойный хлорит-сметит, корренсит, хлорит и кварц.

Зональность изменений в древних вулканогенных колчеданных отложениях.

Австралийские месторождения VMS, которые в основном относятся к бимодально-кислому типу, имеют прожилковые зоны, в которых преобладают хлорит-кварц, связанный с сульфидами. Сильные хлорит-серицит-кварц-пиритовые изменения наблюдаются в оболочках, окружающих прожилковую зону минерализации. Менее интенсивные изменения, по мере удаления от месторождений, серицит-кварц-пиритовые.

Древние неметаморфизованные и слабометаморфизованные месторождения (Кипр, Куроко, Норанда, Турция) демонстрируют пространственные различия в отношении $Fe/(Fe+Mg)$ в хлорите и родственных ему Fe-Mg слоистых силикатах в зависимости от расстояния от сульфидных руд. Хлорит с высоким содержанием $Fe/(Fe+Mg)$ обычно встречается в ядрах зон, а хлорит с низким содержанием $Fe/(Fe+Mg)$ встречается по краям. Эти эффекты, по-видимому, обусловлены герметизацией внутренних частей питающей зоны от притока морской воды и изменениями под действием неразбавленного концевое гидротермального флюида в ядре питающей зоны. Противоположная картина наблюдалась на нескольких месторождениях, где предположительно морская вода была вовлечена в ядро питающей зоны. В метаморфизованных отложениях первичные соотношения $Fe/(Fe+Mg)$ в турмалине сохраняются, например, в Кидд-Крик, где турмалины в центре питающей зоны богаты железом, тогда как турмалины по краям богаты магнием. Кроме того, непосредственно в подошве или висячем крыле залегают пластовые и стратиформные, богатые хлоритом прослой и линзы, местами представляющие собой почти мономинеральные хлорититы. Слои, линзы и жилы, богатые хлоритом, вероятно, образуются в результате вовлечения морской воды в восходящие гидротермальные флюиды, при этом морская вода обеспечивает магний для метасоматических процессов.

Репрезентативные примеры зональности изменений нескольких подтипов месторождений VMS (рис. 25) включают кремне-обломочный кислый тип (Батерст, Нью-Брансуик), мафитовый тип (Тернер-Олбрайт, Жозефина Офиолит, Орегон) и бимодально-мафитовые типы в Чизеле. Озеро Манитоба и бимодально-мафитовые отложения в округе Норанда, Квебек.

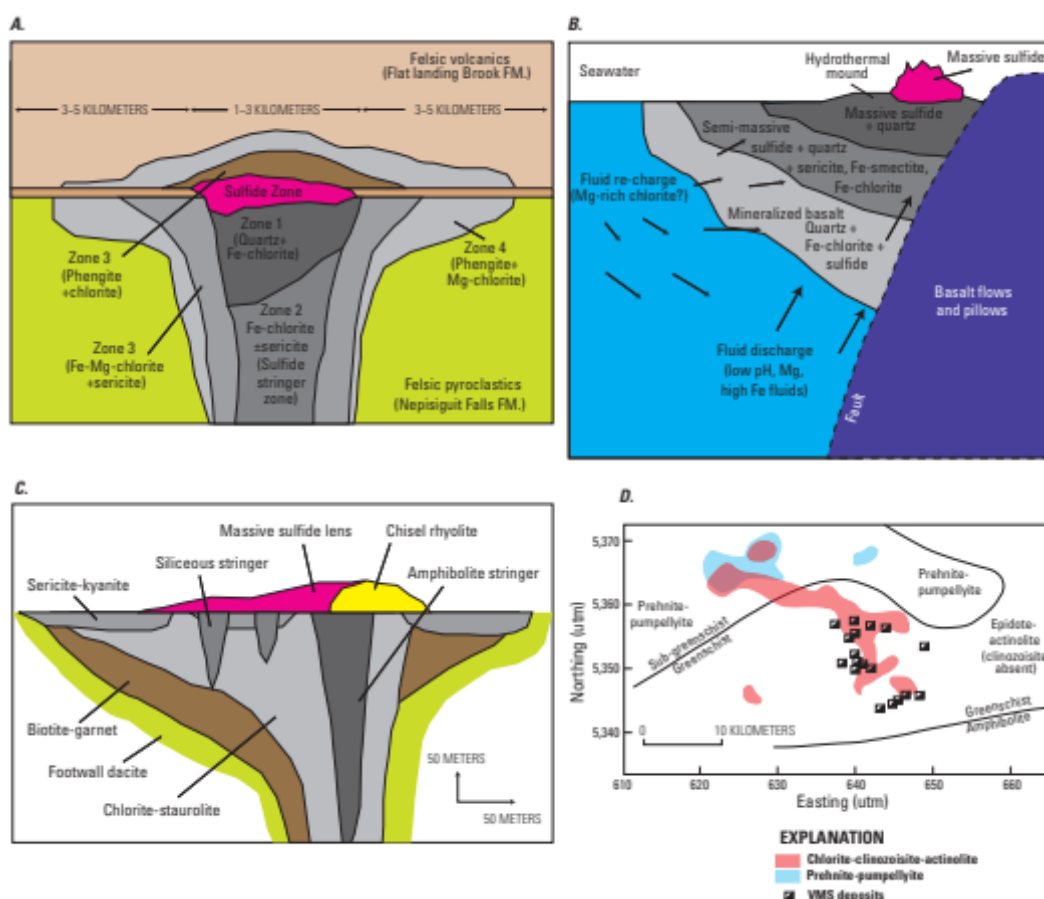


Рис. 25 Примеры зональности изменений в вулканогенных колчеданных месторождениях.

А. гидротермальные изменения в районе Батерст. В. изменения на офиолитовом месторождении Тернер-Олбрайт, штат Орегон, связанные с замещающей минерализацией в пористой и проницаемой толще гиадокластита, с общим сходством с изменениями в ТАГ и Галапагосском рифте. С — месторождение Чизел-Лейк в районе Сноу-Лейк, Манитоба, где изменения претерпели региональный метаморфизм амфиболитового уровня. D. зоны изменений, несогласные с региональными метаморфическими изоградами вулканический комплекс Норанда.

Изменения в районе Батерст (рис. 25А) показывают кварц и богатый железом хлорит, непосредственно подстилающий массивный сульфид и в штокерковой зоне. По периферии от него находится богатая магнием хлорит-серицитовая зона, которая переходит наружу в хлорит-фенгит (серицит, обогащенный кремнеземом). Отложения Батерста также демонстрируют фенгит-хлоритовые изменения в висячей стенке над массивным сульфидным горизонтом, что свидетельствует о продолжающейся гидротермальной активности после захоронения месторождения.

Изменения в мафитовом офиолитовом месторождении Тернер-Олбрайт (рис. 25В) демонстрируют характер изменений, связанных с замещающей минерализацией в пористой и проницаемой толще гиадокластита, с общим сходством с изменениями в ТАГ и Галапагосском рифте. (рис. 24А, Б). Непосредственно под массивным сульфидным телом преобладают кварц-сульфидные изменения в результате массивного замещения базальтового гиадокластита. Ниже располагаются зоны кварц-серицит-сметит-хлорит и кварц-хлорит.

Отложения в метаморфизованных террейнах, такие как месторождение Чизел-Лейк в районе Сноу-Лейк, где изменения претерпели региональный метаморфизм амфиболитовой фации (рис. 25С), демонстрируют отчетливые комплексы, связанные с дометаморфическими

изменениями. На этом месторождении прожилковые зоны богаты кварцем и амфиболом, а периферические изменения представлены хлорит-ставролитовой и биотит-гранатовой зонами.

Зоны сопровождающих изменений, встречающиеся во многих районах VMS, прослеживаются на многие километры по простиранию и явно несогласны с региональными метаморфическими изоградами. Такие зоны, вероятно, связаны с дометаморфической горизонтальной гидротермальной циркуляцией, вызываемой теплом нижележащих силлов или других интрузивных тел. Один из отличительных типов изменений включает ассоциации мусковита+хлоритоид-хлорит-карбонат в стратиграфическом разрезе таких месторождений, как Маттаби в Онтарио и в районе Дельты на севере Аляски. Этот тип изменений отражает повсеместный гидротермальный метасоматоз проницаемых кислых вулканических или вулканокластических пород, включающий щелочное выщелачивание, присоединение железа и остаточное обогащение глиноземом, за которым следует региональный метаморфизм зеленосланцевой фации. При более высокой степени метаморфизма минеральные ассоциации в этих зонах могут содержать обильные кианиты, силлиманиты или кордиериты.

Размеры зон изменений часто трудно определить из-за отсутствия обнажений и отсутствия бурения за пределами месторождений VMS. Большинство проксимальных зон изменений прослеживаются примерно на 2–3 горизонтальных размера месторождения и могут простираться на глубину, примерно в 10 раз превышающую мощность рудоотложения. Многие месторождения залегают в зонах изменений, длина простирания которых может достигать 5–50 км, а мощность – 1–3 км, особенно в условиях кальдер.

Моделирование низкого уровня жидкости широко использовалось для ограничения подводных процессов в современных и древних массивных сульфидных отложениях (Парментье и Спунер, 1978; Катлс, 1983; Лоуэлл и Рона, 1985, Шардт и Лардж, 2009). Эти модели ограничены отсутствием информации об архитектуре, структуре, проницаемости земной коры, магматическом теплоснабжении и свойствах флюидов в суб- и сверхкритических регионах. Однако самые последние модели включают многие из этих переменных. Шардт и Лардж (2009) попытались моделировать с реалистичными структурами проницаемости (рис. 26). Результаты указывают на интенсивные изменения по разломам размером до нескольких сотен метров. В ряде случаев полусогласные изменения производятся размерами 500–700 м по вертикали и до 30 км по горизонтали, но на эти размеры, вероятно, сильно влияют размеры модели и структура проницаемости внутри вулканической толщи. Тем не менее, этот гибкий подход к моделированию имеет большой потенциал для будущего понимания процессов изменений. Предполагается, что области с высоким соотношением воды и породы подвергаются интенсивным изменениям из-за высокого потока реагентной жидкости.

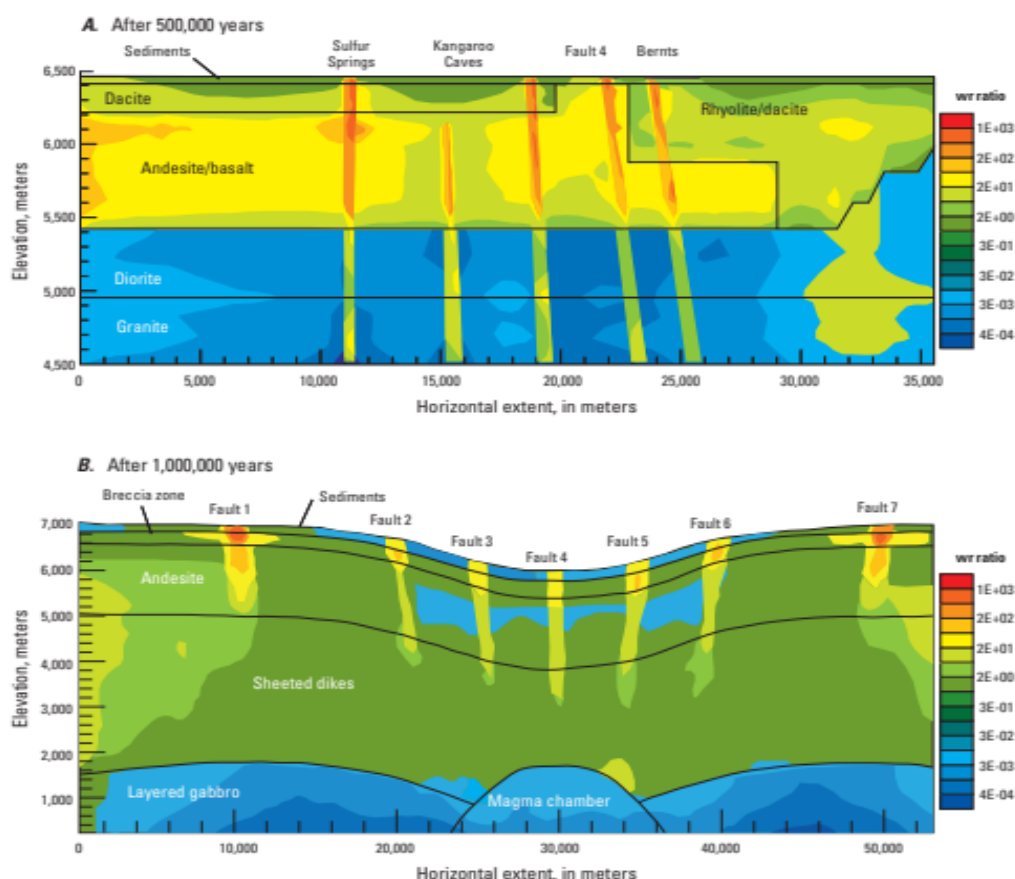


Рис. 26 Моделирование потока флюидов, показывающее соотношение воды и породы во время гидротермальной циркуляции. (А) в вулканогенном массивно-сульфидном районе Панорама и (В) под морским дном в гидротермальной системе бассейна Лай.

Современные инструменты позволяют количественно оценить приросты и потери гидротермально-метасоматических изменений и охарактеризовать их конкретные типы. Метод метасоматического анализу с использованием баланса массы, который включает в себя нормализацию относительно свежих неизмененных пород с использованием неподвижных элементов и расчет изменений объема с использованием изменений плотности или состава (рис. 27). Оба подхода позволяют идентифицировать реакции изменений и количественно оценить их степень.

А. Графики процентных изменений для месторождения Брансуик № 12, основанные на нормализации по Al_2O_3 . В этом случае процентное изменение основных оксидов ясно показывает тенденцию к окремнению и прибавлению гидротермального серицита, Mg-хлорита и Fe-хлорита. Изменения содержания оксидов, достигающие 5000 процентов, указывают на то, что в процессе изменений был задействован интенсивный метасоматоз.

В. Ящичная диаграмма изменений, которая объединяет: (1) индекс изменения (AI), определенный как отношение K_2O+MgO к сумме всех щелочных и щелочноземельных оксидов, по сравнению с (2) хлорит-карбонат-пиритовый индекс (ХКП), определяемый как отношение $MgO+FeO$ к этим оксидам плюс оксидам щелочных металлов.

Объединение этих показателей на едином графике позволяет выявить процессы изменений, влияющие на состав породы. Этот подход позволяет идентифицировать отдельные реакции и открывает возможности для различения диагенетических и гидротермальных процессов, что может иметь важное значение при оценке минерально-ресурсного потенциала районов.

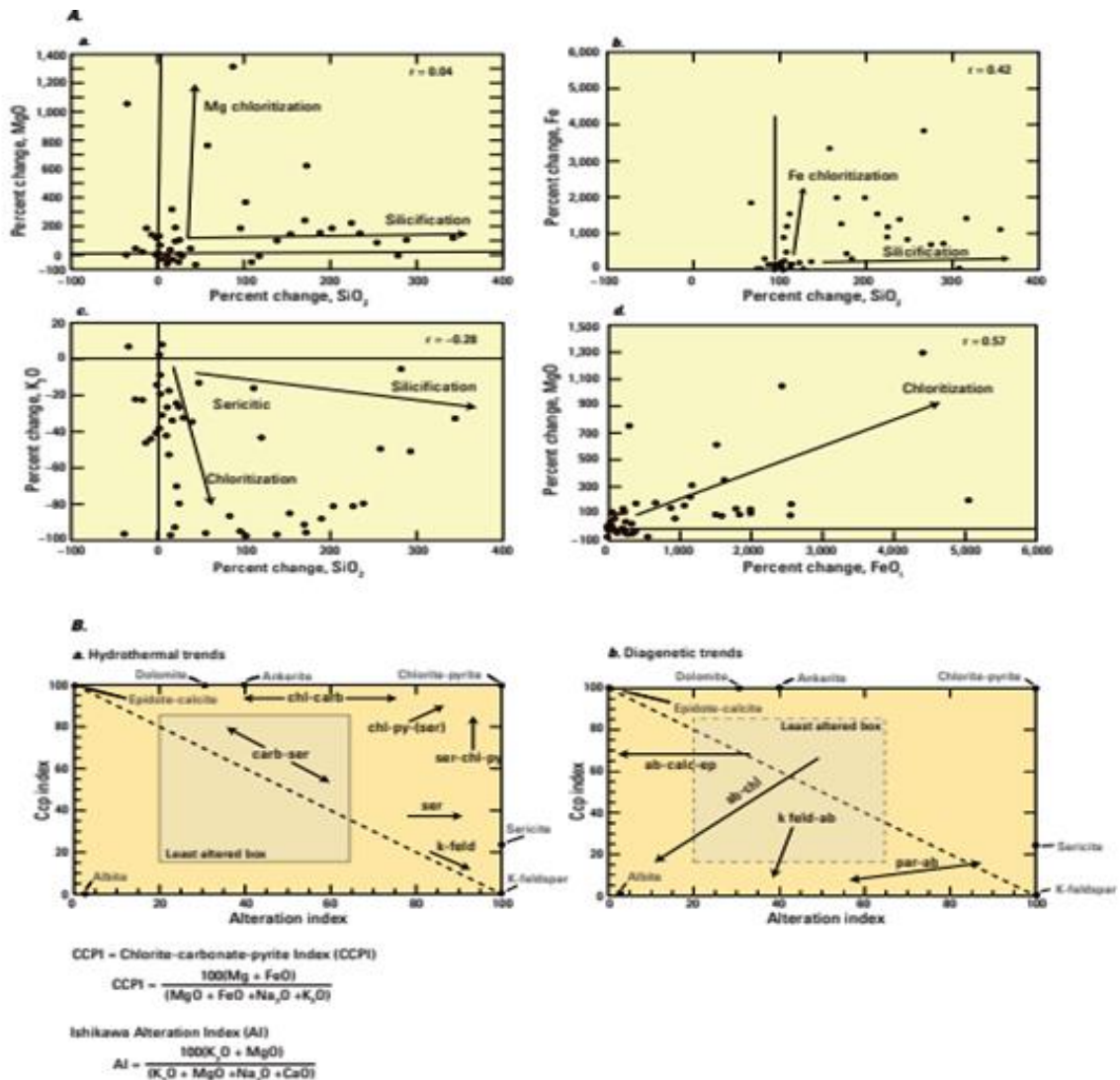


Рис. 27. Геохимические методы количественной оценки эффектов гидротермальных изменений с использованием (А) подхода баланса массы Гресенса и (В) подхода коробчатой диаграммы изменений.

5.3 Гипогенные и гипергенные руды.

Репрезентативный список основных, второстепенных и редких минералов месторождений VMS представлен в таблице 12.

Преобладающая минералогия руд на большинстве месторождений относительно проста. Во всех подтипах месторождений преобладающим сульфидным минералом является пирит или пирротин. Следующие по распространенности рудные минералы, халькопирит и сфалерит, встречаются в различных количествах, а на некоторых месторождениях тот или иной или оба встречаются в концентрациях, превышающих содержание сульфида железа.

Единственным другим сульфидом в основной категории минералов является галенит, который сосредоточен в отложениях, связанных с бимодально-кислыми и кремнисто-кислыми породами.

Табл. 12.

Гипогенная рудная минералогия вулканогенно-колчеданных месторождений.

Major minerals		Trace minerals (cont.)	
pyrite	FeS_2	freibergite	$(\text{Ag}, \text{Cu})_{12}(\text{Sb}, \text{As})_2\text{S}_{13}$
pyrrhotite	Fe_{1-x}S	germanite	$\text{Cu}_3(\text{Ge}, \text{Fe})(\text{S}, \text{As})_4$
chalcopyrite	CuFeS_2	gersdorffite	NiAsS
sphalerite	$(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$	glauco-dot	$(\text{Co}, \text{Fe})\text{AsS}$
galena	ZnS	gold	Au
Minor minerals		gold tellurides	
marcasite	FeS_2	idaite	Cu_3FeS_4
magnetite	Fe_3O_4	hedleyite	Bi_7Te_3
cobaltite	$(\text{Co}, \text{Fe})\text{AsS}$	hessite	Ag_2Te
arsenopyrite	FeAsS	löllingite	FeAs_2
tennantite	$\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$	mackinawite	Fe_7XS
tetrahedrite	$\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$	millerite	NiS
Trace minerals		mawsonite	$\text{Cu}_4\text{Fe}_2\text{SnS}_4$
acanthite	Ag_2S	molybdenite	MoS_2
argentite	Ag_2S	nickeline	NiAs
bismuth	Bi	pentlandite	$(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$
bismuthinite	Bi_2S_3	pyrargyrite	Ag_7SbS_3
bismuth tellurides	Bi_2Te_3	realgar	AsS
bornite	Cu_5FeS_4	rammelsbergite	NiAs_2
cubanite	CuFe_2S_3	roquesite	CuInS_2
boulangerite	$\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$	rutile	TiO_2
bourbonite	PbCuSbS_3	safflorite	CoAs_2
brannerite	UTi_2O_6	silver	Ag
bravoite	$(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})\text{S}_2$	skutterudite	CoAs_{2-3}
carrolite	CuCo_2S_4	stannite	$\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$
cassiterite	SnO_2	stibnite	Sb_2S_3
cinnabar	HgS	stromeyerite	AgCuS
electrum	(Au, Ag)	tetradymite	$\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$
digenite	Cu_9S_7	valleriite	$(\text{Fe}, \text{Cu})\text{S}_2 \cdot (\text{Mg}, \text{Al})(\text{OH})_2$
enargite	Cu_3AsS_4	wurtzite	ZnS

Есть примеры, когда в месторождениях VMS в изобилии присутствуют и другие рудные минералы. К ним относятся борнит в Кидд-Крик и гора Лайелл; тетраэдрит, антимонит и реальгар в богатых золотом и серебром рудах Эскай-Крик; арсенопирит в богатой золотом руде Болидена; и станнит и касситерит в рудной оловянной минерализации в Невес-Корво и Кидд-Крик. В Таблице 12 представлен характерный набор Co и Ni содержащих арсенидов, сульфарсенидов и сульфидов (например, скуттерудит, сафлорит, кобальтит, лёллингит, миллерит и пентландит), которые редки в большинстве месторождений VMS, но относительно широко распространены в массивных сульфидных отложениях, связанных с серпентинизированными ультрамафитовыми породами в офиолитовых террейнах Квебека, Марокко и Кипра, а также в метаперидотитах района Оутокумпу в Финляндии. Потенциально аналогичные месторождения VMS, связанные с серпентинизированными ультрамафитовыми породами на медленно спрединговых участках Срединно-Атлантического хребта, также обогащены Co и Ni.

Хотя драгоценные металлы являются экономически важными во многих месторождениях VMS, они встречаются в виде незначительных по объему образований. Видимое золото обычно присутствует в виде включений самородного золота, электрума или минералов теллурида золота в основных сульфидных минералах, тогда как серебро встречается в сульфидах серебра и минералах сульфосолей, таких как тетраэдрит и фрейбергит. В минерализации типа VMS на современном морском дне Au и Ag наиболее обогащены дуговые и задуговые обстановки растяжения. О появлении самородного золота в виде включений в сфалерите и халькопирите сообщается в массивных образцах сульфидов из бассейна Лау и восточной части бассейна Манус. Золото также сконцентрировано в VMS во впадине Эсканаба, медленно расширяющемся сегменте хребта Горда. Там ассоциации самородного золота, электрума и малдонита (Au_2Bi) с комплексом минералов сульфарсенида и висмута.

Минеральные комплексы (и валовая химическая характеристика) месторождений VMS напрямую связаны с химией рудообразующих гидротермальных флюидов, которые, в свою очередь, отражают обменные реакции с вмещающими породами при циркуляции флюидов. Таким образом, массивные сульфидные месторождения, образовавшиеся в условиях преимущественно мафитовых пород, вероятно, будут иметь дискретные минералогические отличия от месторождений, связанных с толщами преимущественно кислых пород. Кроме того, на минеральные комплексы также влияют жидкости, состав которых изменяется при прохождении через мощные толщи осадков дугового или континентального происхождения. Какими бы ни были материнские породы, различия в минералогии часто наиболее очевидны во второстепенных и редких минералах.

VMS, залегающие в основных вулканических породах, характеризуются главным минеральным комплексом, в котором преобладает пирит (гораздо реже пирротин или марказит) наряду с переменными, но подчиненными количествами халькопирита и сфалерита. Другие сульфидные минералы присутствуют в следовых количествах, и что более важно, галенит и сульфосоли полиметаллов редки во всех частях этих месторождений. Отложения в кремнеобломочно-мафических обстановках имеют сходные бедные свинцом минеральные ассоциации.

На другом конце литологического спектра, в котором преобладают риолиты и дациты месторождения VMS (такие как Куроко) содержат обильные и переменные количества пирита, халькопирита и сфалерита, а также значительное количество галенита и тетраэдрита. Месторождения с этой литологической ассоциацией часто содержат зоны руд с сульфидными ассоциациями с преобладанием сфалерита и галенита, а в редких случаях - рудно-минеральные ассоциации с преобладанием галенита, тетраэдрита, реальгара и антимонита. Можно ожидать, что VMS в бимодальных вулканических толщах будут иметь сульфидные

минеральные комплексы, несколько промежуточные между мафическими и кислыми горными породами. Так основная минеральная серия пирита, пирротина, сфалерита и халькопирита на Лысой горе содержит второстепенную, но значительную галенитовую и арсенопиритовую минерализацию в рудных телах.

Парагенезис, последовательность отложения минералов, осложняется заменой ранее образовавшихся минералов новыми минералами по мере того, как температурные условия увеличиваются и уменьшаются во время продолжающейся гидротермальной активности. Исследования современных массивных сульфидных труб и курганов «черного курильщика» на океанских хребтах дают информацию о временных минералогических изменениях формирования отложений VMS. Хотя парагенезис минералов будет несколько различаться от месторождения к месторождению и внутри одного месторождения, обобщенная последовательность отложения основных сульфидных, сульфатных и кремнеземных минералов в гипотетической сульфидной трубе показана на рисунках 28. При температуре примерно до 250°C выпадает в осадок барит, ангидрит, кремнезем, сфалерит и марказит. Когда температура повышается примерно до 350°C, эти минералы замещаются пиритом, вюрцитом, халькопиритом, пирротином и изокубанитом. Важным аспектом этой последовательности является замена исходных сульфидов на сульфиды Cu-Fe и пирротин при высокой температуре. Сульфатные и силикатные минеральные фазы наряду со сфалеритом и марказитом/пиритом также отлагаются на поздних стадиях минерализации по мере снижения температуры флюидов.

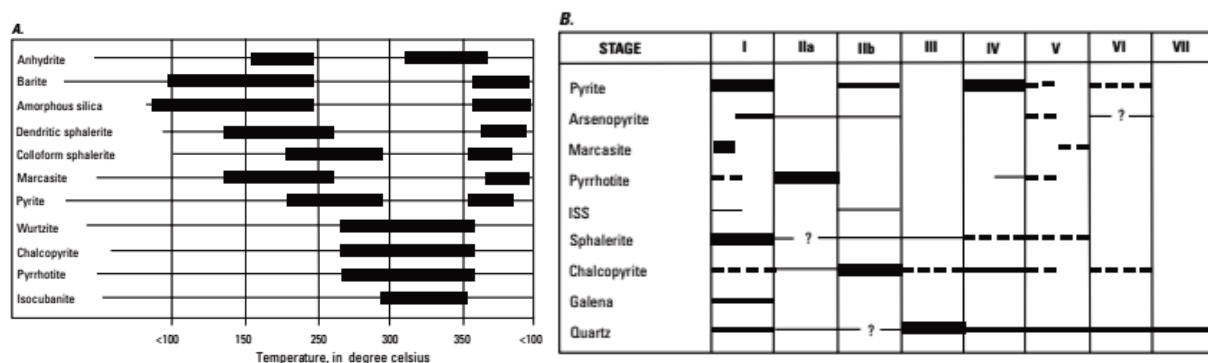


Рис. 28 Примеры парагенетических последовательностей в VMS.

А. Минеральный парагенезис в гипотетическом сульфидно-сульфатно-кремнеземном «дымоходе» (во время роста дымохода температура жидкости увеличивается примерно до 350°C, а затем снижается по мере смешивания гидротермальных жидкостей с морской водой). Б. Парагенезис гипогенных сульфидных минералов и кварца на колчеданном месторождении Болд-Маунтин (штат Мэн) (толщина черных полос представляет собой относительные пропорции минералов).

Минеральный парагенезис древних месторождений VMS может быть гораздо сложнее, чем парагенезис минералов, упомянутых выше. Парагенетическая диаграмма основных гипогенных сульфидных минералов (плюс кварц) массивного сульфидного месторождения Лысой горы представлена на рисунках 28Б. Диаграмма Лысой горы иллюстрирует сложную и повторяющуюся картину отложения сульфидных минералов на нескольких стадиях

формирования месторождения. Однако примечательным сходством между парагенезисом Лысой горы и «каменных труб» является то, что на ранней стадии 1 отложения пирита, марказита, сфалерита и кварца сопровождалось пирротинном и заменой халькопирита при более высоких температурах на этапе 2. Многочисленные дополнительные стадии минералообразования, преимущественно в форме пересекающихся жил, накладываются на массивную пирротин-халькопиритовую минерализацию на Лысой горе. Парагенезис гипогенных рудных минералов на многих древних месторождениях VMS еще более осложняется перекристаллизацией и замещением в ходе постгидротермального метаморфизма (например, борнитовые руды Кидд-Крик).

Схема зональности месторождений, при которой в верхнем штокверке преобладают халькопирит + пирит ± магнетит, в основании массивного сульфидного тела преобладают пирит + халькопирит, а на верхней и внешней окраинах массивного сульфида преобладают сфалерит ± галенит (± барит) давно известна в системах VMS. Сульфидная линза и штокверк вместе с соответствующими штокверковыми изменениями и периферийными осадочными отложениями — показаны на рис. 29.

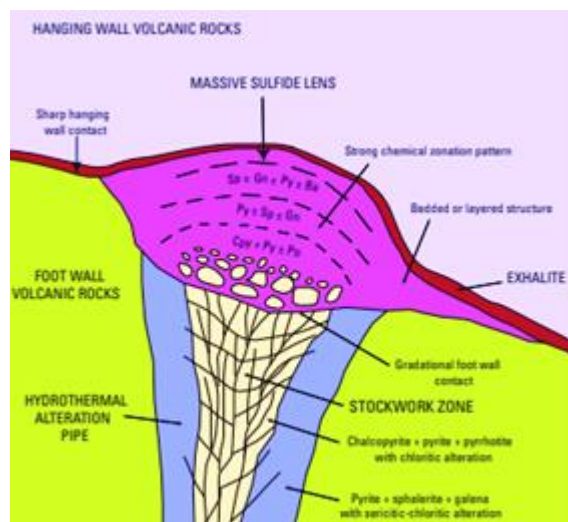


Рис. 29. Идеализированная линза массивных сульфидов, иллюстрирующая особенности зональности гипогенных рудных минералов. [ба, барит; сру – халькопирит; гн, галенит; по, пирротин; ру, пирит; сп, сфалерит]

Эта базовая модель вертикальной зональности лучше всего проявляется в хорошо сохранившихся отложениях, имеющих бимодально-кислое или бимодально-мафитовое сходство последовательных эпизодов отложения и замещения сульфидов внутри геотермальной системы (табл. 13).

В моделях повышение температуры жидкости у основания растущей рудной линзы приводит к замещению халькопирита более ранней сульфидной фации, в которой преобладают сфалерит, тетраэдрит, галенит и пирит. Мобилизованные Zn и Pb мигрируют вверх и переосаждаются в виде сфалерита и галенита в более холодных частях линзы, что

приводит к зонализации халькопирита и сфалерита ($\pm$ галенит), а также Cu и Zn ($\pm$ Pb) во многих месторождениях VMS.

Табл. 13.

Зональность гипогенных минералов в VMS.

Deposit or district	Mineral zonation	Reference
Hokuroku district (composite)	<u>Top to bottom:</u> Barite ore: ba > sulfides Massive black ore: sp + ba > py + gl Semiblack ore: sp + ba > py > cp Massive yellow ore: ch + py Powdery yellow ore: py > cp Massive pyrite ore: py >> cp >> sp	Eldridge and others (1983)
Silver Peak (Oregon, USA)	<u>Top to bottom:</u> Barite ore: ba Black ore: py + bn + ten + sp + ba $\pm$ cp Yellow ore: py + cp + bn Friable yellow ore: py	Derkey and Matsueda (1989)
Urals Cu-Zn deposit (composite)	<u>Top to bottom:</u> Outer/upper massive sulfide: sp + py $\pm$ cp $\pm$ ba $\pm$ gl Middle massive sulfide: cp + py Stockwork and basal massive sulfide: cp + py $\pm$ po $\pm$ mt	Herrington and others (2005)
Bathurst camp (composite)	<u>Distal to proximal:</u> Bedded pyrite: py $\pm$ sp $\pm$ gl Bedded ores: py + sp + gl $\pm$ cp Ore-vent complex: po + mt + py + cp $\pm$ sp $\pm$ gl	Goodfellow and McCutcheon (2003)

Переотложение металлов наружу или «зонное сдерживание» металлов также может привести к обогащению Au в богатых сфалеритом зонах месторождений VMS. И наоборот, очень низкие концентрации цветных и драгоценных металлов в пиритовых месторождениях VMS, содержащих офиолиты, расположенных на Кипре и Омане могут отражать полное удаление или «чрезмерное содержание» металлов во время устойчивой гидротермальной активности на палеоморском дне.

Зональность сульфидов Cu и Zn в масштабе отложений была описана в массивных сульфидных курганах, построенных на срединной части океанических хребтов. Наиболее характерный пример медно-цинковой зональности наблюдается в отдельных высокотемпературных ($>300^\circ\text{C}$) трубах черных курильщиков (рис. 30), образующихся в современных хребтовых условиях. В этих примерах осаждение халькопирита и сфалерита контролируется экстремальными температурами и химическими градиентами, действующими в сантиметровом масштабе.

Текстуры и структуры VMS охватывают континуум физических свойств: от массивных руд, состоящих на 100 процентов из сульфидных минералов, через полумассивные руды, представляющие собой смеси сульфидов, жильных минералов и вмещающих пород (вулканических или осадочных), до все более редких сульфидов, рассеянных во вмещающих породах. Эта градация может представлять собой вертикальный переход от минерализации морского дна (или вблизи морского дна) к минерализации на глубине внутри питающей зоны гидротермальной системы. Сульфидные минералы также образуют жилы (обычно с кварцем и

другими жильными минералами), разрезающие вмещающие породы и ранее образовавшиеся массивные сульфиды, а также многие массивные сульфидные тела подстилающиеся дискордантными жильными сетями (штокверковыми зонами).

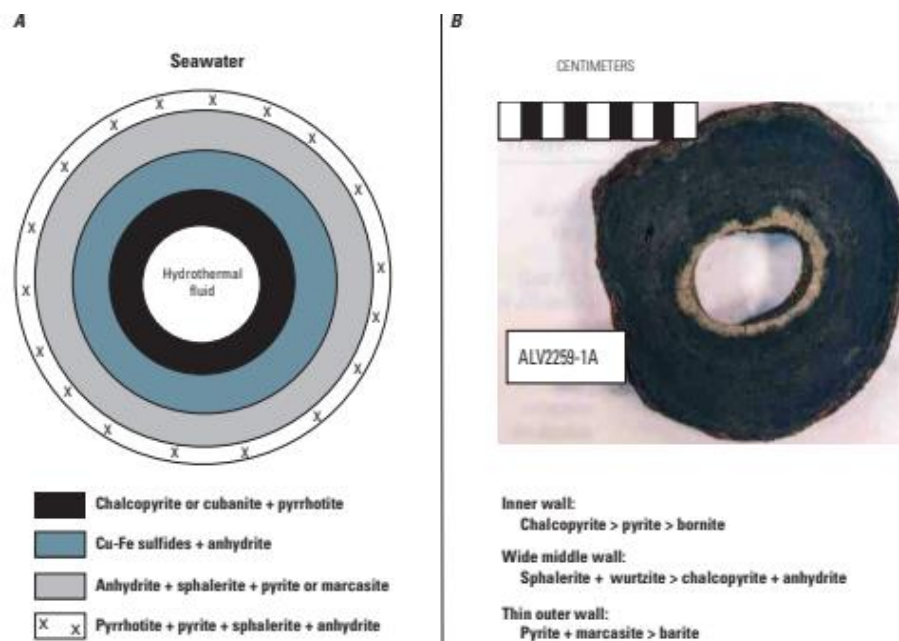


Рис. 30. Сравнительная гипогенная минеральная зональность «черных курильщиков».

(А) модели дымовой трубы «черного курильщика» с температурой 350°C Восточно-Тихоокеанского поднятия и (Б) поперечное сечении (около 310°C) дымовой трубы хребта Хуан-де-Фука. (каждый дымоход имеет внутреннюю стенку, в которой преобладают сульфиды меди и железа, среднюю стенку, содержащую обильные сульфиды цинка, и внешнюю оболочку, в которой преобладают сульфиды железа).

Массивные сульфиды обычно представляют собой компактные мелкозернистые агрегаты сросшихся сульфидных минералов с неровными границами зерен. Диагностическими первичными текстурами в массивных рудах являются идиоморфные кристаллы (например, пирита, пирротина), выступающие в полости, коллоформные разрастания (особенно сфалерита, пирита и марказита), фрамбоидальный и ботриоидальный пирит, псевдоморфное замещение (например, сульфата пирротином), мелкомасштабные отношения замещения (например, «халькопиритовая болезнь в сфалерите»), коробчатые срастания и внутренняя зональность роста минералов (особенно в сульфидах Zn). Другими общими признаками неметаморфизованных руд являются высокая пористость и текстурная неоднородность в масштабе шлифа. Эти типы первичных текстурных особенностей особенно хорошо сохранились в современных отложениях.

Текстуры и структуры древних отложений VMS обычно несут некоторый отпечаток постседиментационного диагенеза и метаморфизма. Метаморфизм вызывает многочисленные текстурные изменения, включая (1) рекристаллизацию и увеличение размера зерен, (2) развитие порфиروبластов, (3) слоение и выравнивание кристаллов сульфида и пустой породы, (4) границы зерен с тройным соединением 120° (текстуры отжига), (5) ремобилизация халькопирита и (6) проникающая деформация («текстура «durchbewegung») пирротина.

Большинство месторождений VMS имеют ту или иную форму первичной структуры. Обломочные и слоистые руды являются преобладающими структурными характеристиками в масштабах месторождения. Во многих случаях эти особенности, по-видимому, являются результатом массового истощения и образования крутых склонов сульфидных курганов. Массовое истощение и проксимальная седиментация гидротермальных обломков курганов на Срединно-Атлантическом хребте представляет собой современный аналог многих древних VMS, песчаные зоны также образуют характерные внутренние структурные особенности хорошо сохранившихся массивных сульфидов. Исследования современных сульфидных курганов показывают, что эти брекчии образовались в результате обрушения нестабильных сульфидных труб на поверхности кургана, а также - обрушения после растворения ангидрита в ядре структуры кургана. Менее распространенные первичные структуры, сохранившиеся в отложениях, включают фрагменты труб с «жидкими каналами» - окаменелостями гидротермальной жерловой фауны и следами микробных форм жизни.

Вулканогенные массивные сульфидные отложения обычно незернистые. Диапазон размеров зерен основных гипогенных сульфидных минералов неметаморфизованных массивных сульфидных месторождений составляет примерно 0,1–1 мм; акцессорные сульфиды значительно меньше по размеру. Размер зерен золотых минералов меньше, чем у основных сульфидов, более чем на порядок. Средние значения размера дискретных зерен золота (электрума) в одиннадцати месторождениях VMS в восточной Австралии лежат между 2,5 и 25 мм. Напротив, метаморфизованные массивные сульфиды более крупнозернистые - сульфидные зерна в метаморфизованных отложениях обычно превышают 1 мм в диаметре, а порфиробласты пирита диаметром до 300 мм встречаются в богатых пирротином рудах горнодобывающего района Дактаун, штат Теннесси.

Минералогия и минеральные комплексы супергенных руд являются продуктами реакций между гипогенными сульфидными минералами и нисходящими кислыми метеорными водами. Эти процессы происходят на поверхности или вблизи нее в субаэральных условиях. На месторождениях VMS медь и другие металлы мобилизуются из первичных массивных сульфидных руд и переотлагаются на глубине. Такое осаждение сульфидов Cu с высоким соотношением Cu/S может привести к экономически значимому обогащению медью на реакционно-восстановительной границе между сульфидным массивом и проникающими вниз жидкостями. «Одеяло» супергенного обогащения перекрывается сильно измененным и выщелоченным госсаном, богатым оксидами железа (остатки исходного массивного сульфида), простирающимися вверх до палеоповерхности.

Исследования гидротермальных сульфидных курганов и дымовых труб на оси океана выявили второй тип госсановых образований: окисление сульфидных минералов за счет

взаимодействия с богатой кислородом окружающей морской водой. Этот процесс, иногда называемый «выветриванием морского дна», сопровождается образованием вторичных низкотемпературных минералов сульфида меди, а также хлорида меди, минерала атакамита, на участке ТАГ, Срединно-Атлантического хребта. На основании наблюдений в ТАГ, слои охры, перекрывающие массивные сульфидные породы в Скуриотиссе, Кипр, были интерпретированы как подводные госсаны.

Минеральные ассоциации зон гипергенного обогащения и связанных с ними госсанов для месторождений VMS представлены в табл. 14; перечень вторичных минералов и их химические формулы представлены в табл. 15. В гипергенных сульфидных минеральных ассоциациях древних месторождений преобладает небольшая группа медьсодержащих минералов: халькоцит, борнит, ковеллин, дигенит и энаргит. В супергенном образовании эти сульфиды могут срастаться с различными количествами реликтовых гипогенных сульфидов, таких как пирит, халькопирит и сфалерит. Исследования аналогичного морского массива сульфиды показывают, что выветривание морского дна *in situ* привело к сопоставимой свите вторичных сульфидных минералов (месторождение ТАГ в табл. 14).

Табл. 14.

Минеральные ассоциации гипергенных обстановок VMS.

(Минералы в курсив присутствуют в незначительных или следовых количествах).

New South Wales, Australia ¹	Flambeau VMS deposit, Wisconsin ²	Bathurst deposits, Canada ³	Bisha mine, Eritrea ⁴	TAG site, Mid-Atlantic Ridge ⁵
Gossan: goethite, hematite	Chert gossan: quartz (chert), hematite, goethite, jarosite, native copper, native gold	Massive sulfide gossan: goethite, amorphous silica, jarosite, plumbojarosite, argentojarosite, beudantite, scorodite, bindheimite	Hematite-goethite-quartz oxide zone (gossan): hematite, goethite, quartz, chalcedony, native gold, pyrrhotite	Oxidized sulfides: amorphous Fe oxyhydroxide, goethite, jarosite, amorphous silica, atacamite, native copper
Phosphate zone: pyromorphite	Argillite gossan: quartz, hematite, goethite, chlorite, montmorillonite, alunite-jarosite		Kaolinite-quartz-sulfate zone: kaolinite, illite, gypsum, alunite, quartz, beudantite, anglesite, cerussite, siderite, chlorargyrite, native gold	
Carbonate zone: cerussite, smithsonite	Ankerite gossan: ankerite, hematite, native gold			
Sulfate zone: anglesite, alunite, plumbojarosite, malachite, azurite, barite, stolzite, scorodite	Oxide zone: cuprite, goethite, malchite, azurite, native silver			
Supergene sulfide zone				
chalcocite, enargite	chalcocite, bornite, chalcopyrite	covellite, chalcocite, digenite, acanthite, anglesite	chalcocite, digenite, covellite, bornite, enargite	digenite, covellite, borite, native gold, native copper
Primary massive sulfide				
pyrite, sphalerite, galena, chalcopyrite, arsenopyrite, tetrahedrite-tennantite	pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, pyrrhotite	pyrite, sphalerite, galena, chalcopyrite, arsenopyrite	pyrite, sphalerite, chalcopyrite, galena, pyrrhotite, arsenopyrite, tetrahedrite, tennantite	marcasite, pyrite, sphalerite, chalcopyrite, bornite

В отложениях, где зона выветривания хорошо развита и сохранилась, госсан может содержать выраженные минеральные подзоны с преобладанием сульфатов, карбонатов, фосфатов или оксидов (табл. 15). Химический состав окисленных минералов госсанов в некоторой степени отражает предшествовавшую им сульфидную минералогия. Например, высокое содержание Pb (Pb имеет тенденцию быть менее подвижным в этих средах) и вторичные карбонатные и сульфатные минералы Pb (церуссит, смитсонит, англезит) встречаются в госсановых зонах, перекрывающих минерализацию VMS, содержащую значительные количества галенита. В месторождениях района Батерст и Иберийского

пиритового пояса сложные сульфаты или сульфатно-арсенатные минералы, такие как плумбоарозит и беудантит, также выступают в качестве значительных поглотителей Pb в зоне окисления.

Табл. 15.

Минералогия гипергенных сульфидных зон и госсан.

Mineral	Formula
Supergene	
chalcocite	Cu_2S
bornite	Cu_5FeS_4
digenite	Cu_9S_5
covellite	CuS
enargite	Cu_3AsS_4
chalcopyrite	CuFeS_2
acanthite	Ag_2S
Gossan	
goethite	$\text{FeO}(\text{OH})$
hematite	Fe_2O_3
amorphous Fe oxyhydroxide	
amorphous silica	$\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
quartz	SiO_2
kaolinite	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
chlorite	
montmorillonite	
gypsum	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
jarosite	$\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$
plumbojarosite	$\text{PbFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_{12}$
argentojarosite	$\text{AgFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$
alunite	$\text{KAl}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$
beudantite	$\text{PbFe}_3(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$
corkite	$\text{PbFe}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$
hinsdalite	$(\text{Pb}, \text{Sr})\text{Al}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$
plumbogummite	$\text{PbAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$
anglesite	PbSO_4
barite	BaSO_4
pyromorphite	$\text{Pb}_3\text{Cl}(\text{PO}_4)_3$
siderite	FeCO_3
cerussite	PbCO_3
smithsonite	ZnCO_3
ankerite	$\text{CaFeMg}(\text{CO}_3)_2$
malachite	$\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$
azurite	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$
scorodite	$\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
bindheimite	$\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{O}_7(\text{O}, \text{OH})$
cinnabar	HgS
cuprite	Cu_2O
stolzite	PbWO_4
native silver	Ag
acanthite/argentite	Ag_2S
chlorargyrite	AgCl
iodargyrite	AgI
native gold	Au
electrum	(Au, Ag)
native copper	Cu
atacamite	$\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$

Остаточная концентрация драгоценных металлов в госсанах в виде самородного золота, электрума и различных минералов серебра может иметь экономическое значение на месторождениях VMS. Например, на месторождении VMS Канатуан (Филиппины) оценено 45-процентное увеличение содержания золота в виде электрума в госсане, выветрившемся из пиритовых массивных сульфидов. Аналогично, концентрация самородного золота в госсане, перекрывающем месторождение VMS Фламбо (Висконсин), соответствует шестикратному обогащению Au по сравнению с сульфидным массивом. Обогащение Au и Ag в госсанах четырех канадских месторождений VMS представляется следующим образом: Мюррей-Брук (2,5, 1,2), Карибу (4,0, 2,4), Хит Стил (3,5, 2,5) и Винди-Крэгги (8,5, 3,4). Исследования

современной минерализации морских руд также показывают обогащение золотом окисленных зон массивных сульфидных месторождений (например, TAG).

Развитие зоны гипергенного обогащения вместе с перекрывающим ее госсаном в месторождениях VMS дает своеобразную парагенетическую последовательность (рис. 31). На ранних стадиях изменений менее устойчивые минералы халькопирит, сфалерит и тетраэдрит (при их наличии) замещаются халькоцитом, дигенитом, ковеллитом и другими сульфидами. Акантит может образовываться в зоне гипергена при выделении серебра из тетраэдрита. По мере распространения окислительных условий на большую глубину ковеллин и дигенит в конечном итоге заменяются халькоцитом.

С наступлением фронта окисления гипергенные сульфиды, а также пирит и другие оставшиеся первичные сульфиды становятся нестабильными. Подверженность пирротина окислению предполагает быстрое разрушение богатых пирротином руд. Растворение галенита и арсенопирита, если они присутствуют, способствует осаждению различных Pb и As-содержащих сульфатных и карбонатных минералов (рис. 31; табл. 14, 15). К гипергенному парагенезису также можно отнести золоторудную минерализацию, возникающую в результате растворения Au-содержащих зерен арсенопирита и пирита (рис. 31). Одновременно с минеральными изменениями в зоне гипергенного обогащения происходит растворение первичных карбонатных минералов и замещение алюмосиликатных минералов глинами и аморфным кремнеземом в госсане. Зрелая стадия развития госсана представлена комплексом оксидов железа, кварца и (или аморфный кремнезем) глинистые минералы, сульфаты и карбонаты перекрывающие слой супергенного обогащения.

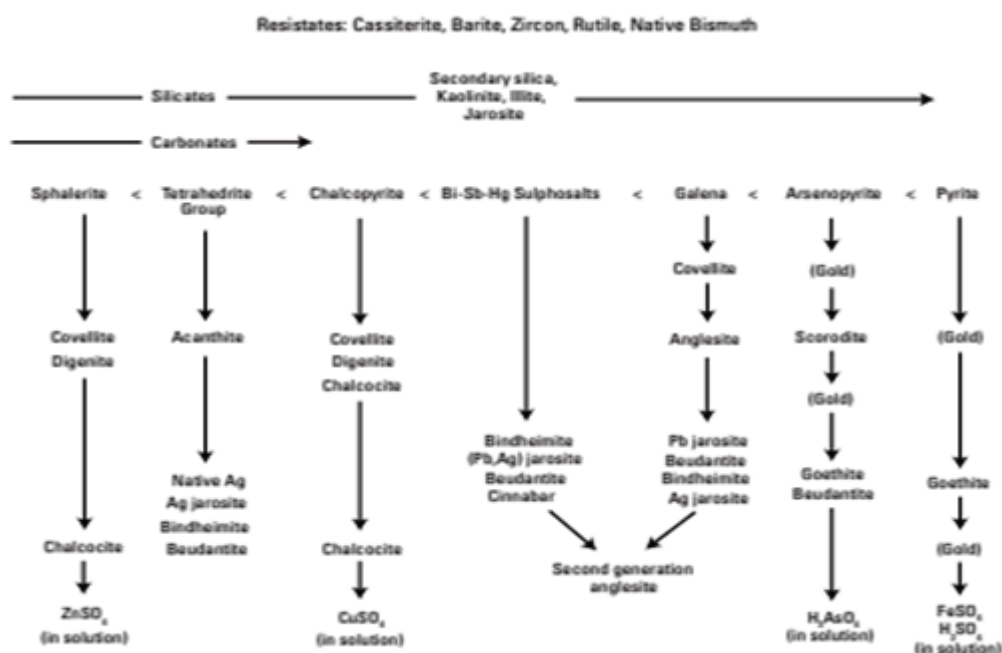


Рис. 31. Последовательность гипергенной минерализации, в рудном районе Батерст.

Устойчивость сульфидных минералов в окислительных условиях возрастает слева направо. Таким образом, первичные сульфиды слева (особенно халькопирит) легко изменяются и замещаются вторичными сульфидами меди в зоне обогащения. Окисление минералов сульфосолей и галенита способствует отложению акантита в зоне обогащения и вторичных минералов свинца в оксидной зоне. Выпадение золота при окислении. Указаны также арсенопирит и пирит. Госсан выщелоченный после растворения сульфидных и карбонатных минералов представлен вторичными силикатами, оксидами железа и устойчивыми к окислению минералами такими как касситерит и барит.

Зональность гипергенных минералов наиболее ярко развита в вертикальном направлении относительно выветрелой палеоповерхности. Основной профиль выветривания месторождений VMS содержит четыре зоны от исходной поверхности вниз: (1) выщелоченная покрывка, в которой преобладают оксиды железа, глинистые минералы и кварц, (2) зона окисления, в которой преобладают вторичные сульфаты, (3) гипергенная зона - зона обогащения с обильным содержанием халькоцита и других богатых медью сульфидов и (4) вершина нижележащего массива сульфидов. Более сложная зональная структура проявляется в зрелых гипергенных профилях, развитых на месторождениях VMS, особенно месторождениях, богатых Zn, Pb и As (табл. 14, 15). Мощности отдельных зон весьма изменчивы и увеличиваются к окраинам массивных сульфидных тел и вдоль структур.

Разнообразие текстур, связанных с реакциями замещения и растворения, является характерной чертой зон выветривания и гипергенной минерализации. Разрастания и замена кайм борнита, ковеллита или халькозита, халькопирита часто наблюдаются как индикаторы начинающихся гипергенных изменений. Халькоцит обычно встречается в виде мягких сажистых покрытий на минералах. Более глубокие изменения первичных сульфидов приводят к частичной или полной псевдоморфной текстуре замещения, сначала с участием сульфидов меди, затем различных комбинаций вторичных сульфидов, сульфатов и карбонатных минералов и, в конечном итоге, оксидов и оксигидроксидов железа. Вторичные пирит и галенит с коллоформной, ботриоидной, скелетной и фрамбоидальной текстурами выявлены в частично выщелоченных госсанах ряда уральских месторождений. Основным текстурным изменением во время гипергенных процессов является развитие вторичной пористости. Пористо-губчатая текстура характерна для зоны гипергенного обогащения, а также для госсанитов, особенно ячеистые коробочки, образовавшиеся в результате растворения пирита. Оксигидроксиды железа и другие вторичные минералы обычно появляются в виде коллоформных и ботриоидных вкраплений в пустотах или ламинарных разрастаний на резистивных минералах, таких как кварц или касситерит. Находки бодантита в госсанах района Батерст иллюстрируют разнообразие супергенных текстур: микрокристаллические

покрытия, массивный губчатый интерстициальный материал, червеобразные слои, выстилающие пустоты, кубические кристаллические и коллоформные массы.

Фрагментарные зоны — общая особенность строения госсанов VMS. По-видимому, они представляют собой брекчии обрушения, образующиеся после обширного растворения первичных сульфидных и карбонатных минералов. Еще одной отличительной особенностью являются плохо консолидированные прослои кварцевого и пиритового песка в госсанах, перекрывающих зоны гипергенного обогащения - особенность месторождений VMS в Канаде, США и Южном Урале. Эти пески могут образоваться в результате выщелачивания сульфидсодержащего госсана во время адвективной депрессии современных грунтовых вод.

Псевдоморфное замещение и минерализация, заполняющая пустоты, приводят к изменениям размера зерен, которые эквивалентны или аналогичны внутреннему зерну, чем у сульфидных минералов в массиве. Для мелкозернистого характера вторичных минералов характерны следующие проявления бедангита в госсанах района Батерст: микрокристаллические оболочки, массивный губчатый интерстициальный материал, червеобразные слои, выстилающие пустоты, кубические кристаллические и коллоформные массы.

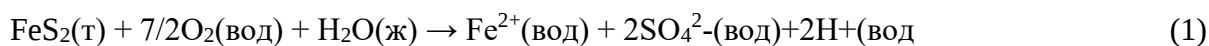
Морские массивные сульфиды (SMS), предполагаемые предшественники древних отложений VMS, нестабильны в присутствии даже небольших концентраций кислорода. Они потенциально подвержены выветриванию при температуре окружающей среды и другим процессам, которые могут вызвать существенные постседиментационные изменения в минералогии и геохимии. Подводное выветривание (хальмиролиз) на месте отложения руды является результатом множества реакций, которые первоначально опосредуются насыщенной кислородом морской водой, циркулирующей через месторождение. Окисление начинается на границе месторождения и морской воды, и фронт окисления постепенно перемещается вглубь, что приводит к массовому истощению рудного месторождения при температуре окружающей среды 1–2°C.

В принципе, процесс выветривания морского дна может привести к промежуточным стадиям гипергенного обогащения путем полного или частичного замещения первичных сульфидов вторичными сульфидами и обогащенными госсанами, но продолжающаяся циркуляция насыщенной кислородом морской воды в конечном итоге приводит к физическому и химическому разрушению месторождения. Следовательно, выветривание отложений SMS является неизбежным последствием воздействия морской воды, если только отложения быстро не покроются осадками и (или) вулканическим материалом, защищающим сульфиды от контакта с морской водой. Бескислородные, нейтральные придонные воды также

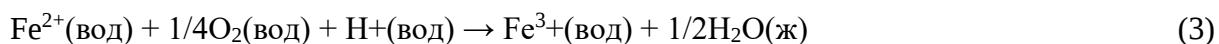
содержат небольшое количество кислорода, поэтому в бескислородных условиях выветривание отложений можно замедлить, но не остановить.

Микробная деградация сульфидов грунтовых вод, например, пирротина, также может быть важным процессом выветривания. Если отложения VMS сохраняются в летописи горных пород, что должно быть относительно редким событием, они могут подвергаться субаэральной деградации при воздействии абиотических реакций, включающих поверхностные и приповерхностные насыщенные кислородом жидкости, атмосферный кислород и биотические реакции, включающие бактериальную активность. Гальмиролиз и субаэральная деградация требуют сходных окислительных химических реакций, различия во многом определяются наличием или отсутствием газообразного кислорода, концентрацией растворенного кислорода и железа, а также наличием или отсутствием газообразного кислорода.

Минералогические реакции процесса физической и химической деградации осадка во многом определяется скоростью окисления сульфидов. Пирит может напрямую окисляться кислородом морской воды в зависимости от его концентрации, которая зависит от скорости обновления пресной морской воды и степени аноксии придонной воды:



Обе реакции вызывают значительную кислотность, но степень поддержания кислотности жидкости определяется степенью, в которой эти начальные реакции протекают в закрытой системе. Окисление пирита также может быть осуществлено посредством не прямых экзотермических реакций с использованием кислорода и трехвалентного железа. Растворимость Fe(III) сильно зависит от pH; однако даже в нейтральной морской воде концентрации Fe(III) достаточны, чтобы доминировать в окислении сульфидов железа. В системе, открытой для циркуляции морской воды, кислотность и растворенное железо удаляются в большой резервуар океанской воды. Наличие панциря из госсана, состоящего в основном из оксидов и оксигидроксидов железа, отражает низкую растворимость Fe(III) и подразумевает нейтральные или слабощелочные значения pH жидкости:



Эти реакции продолжают до тех пор, пока твердый пирит не исчерпается или сульфидный материал не будет изолирован от окружающей морской воды. Наличие поверхности госсана *in situ* может существенно замедлить скорость окисления лежащего под ним сульфидного материала. Первоначально госсаны обладают высокой пористостью и проницаемостью, поэтому не образуют эффективного непроницаемого барьера для

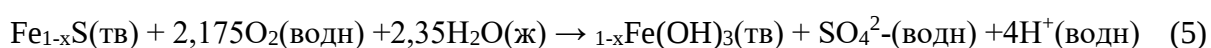
циркуляции морской воды, но при уплотнении госсаны могут образовывать высокоэффективный непроницаемый барьер. Самая медленная стадия реакций 1-4 и, возможно, других промежуточных стадий, первоначально определяют скорость окисления пирита. Однако скорость окисления также зависит от доступного растворенного кислорода и степени, в которой железосодержащие минералы инкапсулируют и, следовательно, защищают пирит от реакции с кислородсодержащей морской водой.

Происхождение госсанов, связанных с месторождениями VMS, четко не установлено. Некоторые из них, по-видимому, образовались на морском дне, тогда как другие связаны с субэдральным окислением. Химический состав госсанов интерпретируется с точки зрения осаждения из низкотемпературных жерловых жидкостей и водородных реакций с участием окружающей морской воды. Однако в результате выветривания нестабильных сульфидных минералов в конечном итоге образуются оксиды и оксигидроксиды металлов, поэтому некоторые госсаны должны быть продуктом гальмиролиза. Вероятно, что госсаны представляют собой спектры перекрывающихся процессов, включающих низкотемпературные жерловые жидкости и окружающую морскую воду.

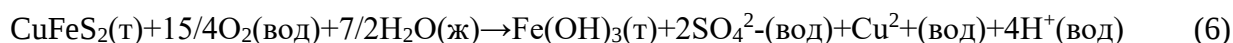
Современные месторождения VMS являются местами обильной микро- и макрофауны, например, на Южном Урале и Троодосе. Поскольку пищевая цепь макрофауны начинается на бактериальном уровне, разумно предположить, что древние отложения VMS также были местами обильной микрофауны. Таким образом, прямое и не прямое окисление сульфидов также может быть опосредовано хемосинтезирующими бактериями, что является обычным явлением в современных месторождениях VMS.

Из основных сульфидов железа, обнаруженных в месторождениях VMS (пирит, пирротин и марказит), пирротин является наиболее реакционноспособным, а пирит - наименее реакционноспособным. Это справедливо как для абиотического, так и для биотического окисления. Другие сульфиды также нестабильны в окружающей морской воде, насыщенной кислородом. Степень разрушения этих сульфидов зависит от: (1) содержания в них железа и, следовательно, от степени доступности Fe(II) для окислительно-восстановительных реакций; (2) стабильность кристаллической решетки, которая частично зависит от степени способности решетки вмещать второстепенные и микроэлементы; и (3) соотношение металл/сера, которое определяет масштабы производства серной кислоты. Некоторые реакции с участием железосодержащих сульфидов и растворенного кислорода в абиотических условиях показаны ниже, где гидроксид железа $[\text{Fe}(\text{OH})_3]$ используется в качестве обобщенной формулы потенциального сложного ряда вторичных оксидов и оксигидроксидов:

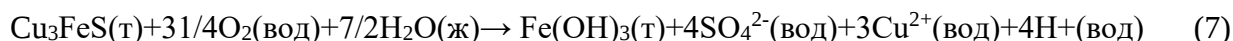
Пирротин:



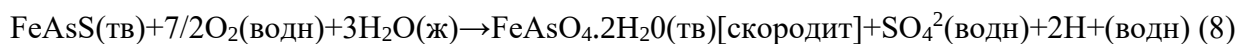
Халькопирит:



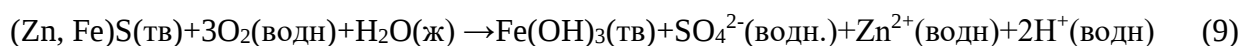
Борнит:



Арсенопирит:

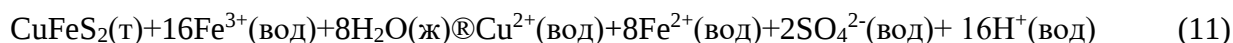
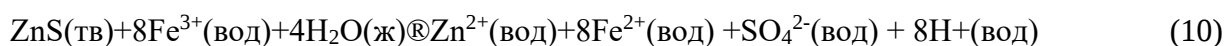


Богатый железом сфалерит:



В этих случаях восстановленные растворенные формы металлов более растворимы, чем растворенный Fe(III) и (или) их осаждение кинетически ингибируется, так что минералы, содержащие Fe(III), имеют тенденцию доминировать в минералогии госсанов, связанных с отложениями VMS. Однако первоначально присутствие в растворе катионов, отличных от железа, приводит к замене сульфидов железа вторичными минералами, такими как сульфиды меди, цинка и свинца и, возможно, сульфатами. Различная растворимость трехвалентного железа и марганца может привести к большим различиям в соотношении Fe/Mn в госсанах. Общие минералы, образующиеся при гальмиролизе, включают гетит, гематит, бернессит, тодорик, Fe-сметтит и различные полиморфные модификации кремнезема. Силикаты железа, обычно сметтиты, также могут встречаться в качестве основного компонента некоторых «постседиментационных» гидротермальных месторождений.

Определена устойчивость к окислению в субаэральной среде в порядке пирротин <сфалерит <халькопирит <пирит, но неизвестно, применима ли эта последовательность также и к среде морского дна. Обычное присутствие сфалерита в госсанах позволяет предположить, что сфалерит или, по крайней мере, его разновидности с низким содержанием железа могут быть устойчивы к окислению. Некоторые сульфиды цветных металлов, такие как галенит, обладают высокой устойчивостью к окислительному выветриванию. Хотя пирит может быть наиболее устойчивым из основных сульфидных компонентов месторождений VMS, он часто является доминирующей сульфидной фазой, поэтому часто окисление пирита является определяющим этапом массового окислительного истощения. Считается, что скорость реакций окисления сфалерита, халькопирита, арсенопирита и энаргита в первую очередь определяется не кислородом, а окислительно-восстановительными реакциями с участием трехвалентного железа, производимого бактериями; например:



Гальмирольная деградация является скорее правилом, чем исключением в течение жизненного цикла месторождения VMS, следствием чего является то, что для сохранения

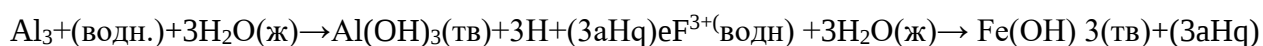
месторождения VMS в породной летописи необходимы исключительные обстоятельства. Наиболее важным последствием выветривания морского дна является первоначальная высокая сортность отложений из-за процессов гипергенного замещения, но в конечном итоге происходит значительная потеря металлов в толщу воды и (или) физическая деградация отложений, поскольку они теряют связность. На продвинутой стадии разложения нерастворимые оксиды и оксигидроксиды выпадают в осадок и имеют высокую адсорбционную способность. Химические минералы поглощают элементы, особенно переходные металлы, из морской воды и(или) из поровых жидкостей после их выделения из сульфидов и вторичных минералов. Эффективность «очистки» главным образом определяется скоростью накопления оксидов и оксигидроксидов. Вероятно, девяносто девять процентов или более металлов теряются во время выветривания грунта, если образуются госсаны.

Степень, в которой перенос материала в толщу воды во время гальмиролиза способствует увеличению баланса -морских элементов, еще предстоит оценить, но это может иметь значительный эффект. Драгоценные металлы могут иметь высокое содержание во вторичных госсанах, особенно если исходная сульфидная руда содержит Au и первичные минералы Ag. Например, месторождение Летнее на Южном Урале содержит множество первичных теллуридов благородных металлов, таких как селенит, волынскит, аттаит и штудит, которые при окислении либо высвобождают самородные драгоценные металлы, либо образуют вторичные минералы высокого качества, такие как гессит и акантит.

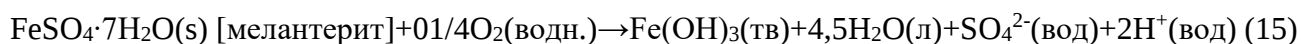
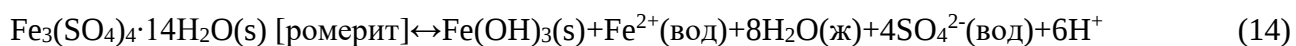
Таким образом, обычные продукты выветривания морской воды на поздних стадиях включают образование госсанов, которые имеют много общих физических и химических характеристик с субаэральными госсанами.

Образование вторичных оксидов и оксигидроксидов также приводит к существенному снижению плотности по сравнению с исходным сульфидом. Это свойство может привести к переносу вторичных продуктов через придонные течения от места происхождения отложений руды, что, в свою очередь, приводит к увеличению соотношения (длина/мощность) месторождений. Некоторые госсаны могут оставаться физически связанными с сульфидной рудой, если степень выветривания ограничена и месторождение быстро покрывается, например, охры на месторождениях в массиве Троодос на Кипре. Госсаны могут сохраниться и при отсутствии движения морской воды в придонных течениях. Госсаны могут быть связаны с другими химическими отложениями, такими как умбры. Генетическая связь между охрой и умброй очевидна, но последняя, по-видимому, является следствием низкотемпературных гидротермальных процессов излияния, как это наблюдалось на гидротермальном поле на срединно-океанических хребтах.

Богатая марганцем природа субаэральных госсанов контрастирует с бедными марганцем госсанами, развивающимися на морском дне, где растворенный марганец может быть перенесен от места развития госсанов. В субаэральной среде растворы могут быть более статичными, поэтому их химическая эволюция приводит к растворению марганцевых минералов и осаждению оксидов, гидроксидов и оксигидроксидов марганца на том же месте, что и осаждение минералов железа. Высокая кислотность развивается, если реакции протекают при более низком соотношении вода/порода, и процесс выветривания можно рассматривать как односторонний непрерывный низкорекреационный процесс. Реакции, описанные для выветривания в морской воде, обычно применимы и для субаэрального выветривания, но в результате повышается кислотность. в повышенной растворимости катионов. Эсфубаэриальное окисление представляет собой значительно более быстрый процесс, чем гальмиролиз. Повышенная растворимость катионов добавляет дополнительную кислотность за счет осаждения гидроксидов, таких как гидроксиды железа и алюминия, а сульфаты могут осажаться при смешивании и (или) испарении жидкости.

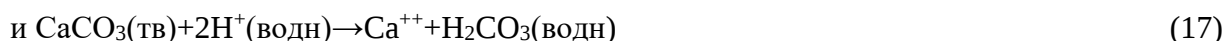


Такие фазы создают положительную окислительно-восстановительную петлю обратной связи (восстановленные частицы в сульфидных минералах и окисленные частицы в растворе), которые значительно повышают кислотность раствора. Во время субаэрального выветривания в виде вторичных минералов может осажаться широкий спектр сложных сульфатов, гидроксисульфатов, оксидов, гидроксидов, карбонатов, силикатов и самородных металлов. Известно более 100 минералов, многие из которых по своей природе нестабильны в водной среде. Как отмечалось выше, осаждение некоторых гидроксидов приводит к высвобождению кислотности, тогда как образование сульфатов и гидроксисульфатов, таких как ярозит, алунит, швертманнит и ромерит, поглощает протоны. Многие из этих минералов растворимы, в результате чего снова выделяется кислотность:



Наличие известняковой вмещающей породы или каких-либо карбонатов могут смягчить воздействие кислоты. Конгруэнтные реакции дренажа кислоты, включающие карбонаты (кальцит, доломит, сидерит, анкерит, магнезит) приводят к частичному или полному растворению и производству минералов ионов бикарбоната или угольной кислоты, в зависимости от pH кислого раствора. Кальцит легче растворяется, чем другие карбонатные минералы. В отсутствие газообразного CO₂ во фреатической зоне, растворение кальцита протекает в закрытой системе:





Однако присутствие газообразного CO_2 в вадозной зоне приводит к поведению открытой системы, ограниченному только наличием одного или нескольких карбонатных минералов. Повышенное растворение кальцита приводит к образованию большего количества ионов бикарбоната и увеличению потребления кислотности:

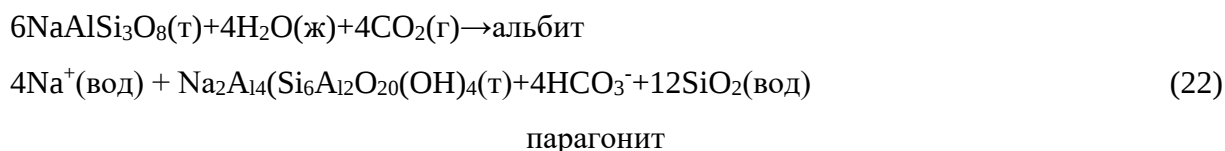
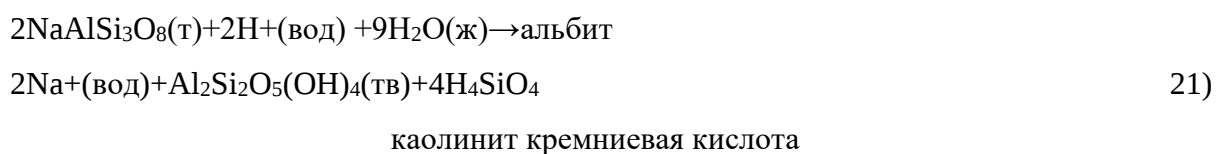


Некоторые месторождения ВМС содержат сидерит, потребление кислоты которого зависят от Eh. В восстановительных условиях железо выделяется в раствор в виде ионов $\text{Fe}(\text{II})$. В присутствии газообразного кислорода высвобождающееся железо присутствует в виде $\text{Fe}(\text{III})$ и впоследствии гидролизует до оксида железа или оксигидроксида железа (реакции 15, 16), что приводит к образованию кислотности. При этом присутствие сидерита не влияет на кислотность раствора.



Силикатные минералы являются повсеместной частью месторождений VMS. Они встречаются в виде: (1) жильных минералов, тесно связанных с сульфидами; (2) минералы пород, входящих в стратиграфический каркас VMS; и (3) вторичные минералы, образовавшиеся в ходе гидротермальных, гипергенных процессов и процессов выветривания.

С месторождениями VMS связано очень большое разнообразие силикатов: от железомagneзиальных минералов (оливин, пироксен, амфибол, слюда) до щелочносодержащих алюмосиликатов (полевошпат, глина) и простых оксидов (магнетит, гематит, кварц). Кислотная буферная способность этих минералов и вмещающих их пород широко варьируется в зависимости от потенциальных химических реакций и гидрологических факторов, которые определяют пути движения жидкости. Высокремнистые породы, такие как риолиты, кварциты и кремнистые аргиллиты, обладают небольшой буферной способностью. Напротив, основные и ультраосновные магматические породы и сланцы обладают более сильной буферной способностью. Обычно реакции с силикатами несовместимы с образованием вторичных минералов (каолинит, иллит, монтмориллонит), кремниевой кислоты или ионов бикарбоната и с расходом протонов (кислотность).



Если растворенный кремнезем в реакции 22 достигает насыщения, то может выпасть в осадок либо халцедон, либо опал. Буферная емкость системы ограничена дальнейшими реакциями, в результате которых образуются протоны, такими как осаждение гиббсита производят протоны, такие как осаждение гиббсита.

Факторы, контролирующие скорость реакции.

Было проведено большое количество экспериментальных исследований кинетики окисления сульфидов для тех сульфидов, которые наименее устойчивы к окислению (пирит, марказит и пирротин. Однако было проведено меньше исследований сульфидов, которые распространены в месторождениях VMS, но более устойчивы к выветриванию (молибденит, киноварь и др.). Факторы, контролирующие уровень окисления сульфидов бывают как химическими, так и физическими.

Физические факторы включают:

1. гидрологические факторы, такие как пористость/проницаемость зерен и трещин и гидравлический напор, которые определяют скорость движения жидкости и степень, в которой адвекция перемещает продукты реагентов из мест реакции; и
2. геометрия сульфидных минералов, такая как кристаллическая форма, размеры и форма зерен, шероховатость поверхности, трещины, плоскости спайности, ямки и края, которая в совокупности определяет удельную поверхность реагирующих минералов.

К химическим факторам относятся:

1. pH реагентной жидкости, определяющий растворимость Fe(III);
2. наличие растворенного кислорода, ионов Fe(II) и Fe(III) и их концентрации в растворе;
3. химия минеральной фазы;
4. энергии активации видов для развития реакции;
5. скоростные законы (уравнения) конкретных окислительных реакций; и
6. физико-химическая предыстория твердых реагентов, особенности температуры.

Неокислительные реакции зависят от pH. Пирит и марказит не подвергаются таким реакциям. Пирротин и некоторые другие сульфиды, например, сфалерит, могут подвергаться неокислительному растворению в кислых растворах в отсутствие растворенного кислорода и трехвалентного железа. Такие условия маловероятны в природе, но могут возникнуть в зоне насыщения.

Растворимость трехвалентного железа сильно зависит от pH и находится в обратной зависимости. При высоких исходных концентрациях трехвалентного железа в кислых системах скорость окисления сульфидов железа (FeS_2 , Fe_{1-x}S) эффективна и подчиняется закону скорости нулевого порядка, т. е. скорость окисления не зависит от концентрации реагирующих веществ. При низких концентрациях трехвалентного железа в нейтральных и

щелочных системах в окислении сульфида железа преобладает восстановление трехвалентного железа, но закон скорости является дробным. Константа скорости, измеренная по скорости производства двухвалентного железа, приближается к 0,5, то есть скорость окисления пропорциональна квадратному корню из концентрации трехвалентного железа.

В широком диапазоне значений pH и, следовательно, концентраций растворенного трехвалентного железа законы скорости соответствуют окислению, которое включает сложные процессы сорбции и десорбции на поверхности твердого кристалла. Например, продемонстрировано, что двухвалентное железо, адсорбированное на поверхности пирита, является важной частью окисления пирита. Реакции 1 и 3 указывают на важность растворенного Fe(II) как посредника в переносе электронов между пиритом и растворенным кислородом. Общий механизм использует преимущественную адсорбцию Fe(II) на поверхности пирита и предпочтение Fe(III) в качестве окислителя пирита. Поверхностная концентрация Fe(II) определяет скорость реакции. Электроны передаются с поверхности пирита растворенному кислороду через адсорбированный Fe(II), который в результате окисляется до Fe(III). последний впоследствии восстанавливается до адсорбированного Fe(II) путем быстрого переноса другого электрона с поверхности пирита, и цикл окисления и восстановления затем повторяется.

6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РУД.

6.1 Ассоциации и схемы зонирования микроэлементов.

В список микроэлементов входят следующие: Co, Ni, Ga, Ge, As, Se, Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, W, Au, Hg, Tl, Bi. Пропорции металлов и их концентрации во многом зависят от общих ассоциаций пород и химического состава флюидов. Например, в канадских месторождениях VMS месторождения с преобладанием кислого состава содержат высокие концентрации Pb и Ag, тогда как бимодально-кислые месторождения содержат самые высокие концентрации Au. Во многих случаях микроэлементы ассоциации определяются общим химическим составом различных литологий, с которыми сталкивается жидкость во время гидротермальных процессов циркуляции, и они могут определяться по литологии, расположенной дистальнее месторождения. Например, месторождения Маунт-Рид на Тасмании содержат аномально высокие концентрации Au, которые, по-видимому, происходят из отдаленных высокотитанистых базальтов. VMS, связанные главным образом с мафит- ультрамафитовыми комплексами, обычно характеризуются высокими концентрациями Co, Ni и Se.

Микроэлементы могут осаждаться при смешивании восстановленных гидротермальных жидкостей с нагретой или окружающей морской водой в зависимости от состояния сульфидации жидкости. Современные и древние месторождения VMS охватывают широкий

диапазон состояний сульфидации, основанных на сульфидных минеральных комплексах и связанных с ними комплексах изменений. В условиях низкой и средней сульфидизации микроэлементы могут осаждаться в виде самородных элементов (Bi, Ag, Hg, Sb, Sn). Эти условия, по-видимому, в основном соблюдаются в медно-цинковых месторождениях, связанных с мафитовыми комплексами. В условиях от средней до очень высокой сульфидизации микроэлементы имеют тенденцию закрепляться в сульфосолях таких как фамантинит (Cu_3SbS_4), киноварь (HgS), бертьерит (FeSb_2S_4), висмутинит (Bi_2S_3), антимонит (Sb_2S_3), аргентит (Ag_2S) и теннантит ($[\text{Cu},\text{Fe}]_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$), но могут быть связаны и с самородным Au. В активных морских гидротермальных системах флюиды хай-сульфидейшн связаны с островодужными обстановками, а в древних месторождениях VMS они встречаются в кремнисто-кислых и кислых литологических ассоциациях. Перечень месторождений с высокими характеристиками сульфидации приведен в таблице 16.

Табл. 16.

Современные и древние VMS в состоянии хай-сульфидейшн

Name	Grade, tonnage	Age	Host rocks	Mineralization style	Hypogene alteration	Hypogene sulfides
Hine Hina, Lau Basin	no data	Recent	Andesites	Seafloor massive sulfide	qt, kao, pyro, al, ms, ba	sp, py, marc, bn, cp, tenn, gal, sulf
Undu, Fiji	1.5 × 105 t 6% Cu, 7% Zn	Pliocene	Dacitic pumice breccia	Massive sulfide pods in pipelike body	qt, kao, mont, gyp, ba	py, cp, sp, gal, en, tenn, cv, id
Tsuchihata, Japan	>4.5 Mt 1.2% Cu, Au + Ag	Miocene	Rhyolite dome	Stockwork	qt	py, cp, tetra, en, luz
Kizilkaya, Turkey	10 Mt 1% Cu, 1.5% Zn	Cretaceous	Dacitic volcanics	Stockwork and massive sulfide remnants	qt, ser, kao, dia	py, sp, cp
Brewer, USA	4.6 Mt 14 g/t Au	Late Proterozoic–Early Cambrian	Volcanics and volcanoclastics	Pipe breccia, massive sulfides	and, cord, pyro, al, top, ba, dia, rut, zir	py, en, cv, bn, tenn, caos, Bi, sp, gal, cinn
Boliden, Sweden	8.3 Mt 1.4% Cu, 6.8% As, 15 g/t Au, 50 g/t Ag	Proterozoic	Dacite, qz porphyry, schist	Pipelike massive sulfide	qt, and, musc, dia, cor	py, cp, aspy, po, sp, gal, sulf
Bouaquet, Canada	No. 1: 20.7 Mt 4.5 g/t Au; No. 2: 7.4 Mt 6.1 g/t Au, 16 g/t Ag, 0.6% Cu	Archean	Qtz-sericite schist	Stockwork and massive sulfide	qt, and, ky, musc	py, bn, cp, sp, cc, dig, tenn

Во многих случаях осаждение экзотических минералов, которые представляют собой лишь следовые компоненты, происходит парагенетически поздно и пространственно связано с богатой баритом литологией, что согласуется с увеличением состояния сульфидизации с понижением температуры. Тесная пространственная связь с развитыми аргиллитовыми и алунитовыми изменениями указывает на то, что гидротермальные флюиды были очень кислыми и коррозионными, а состояние высокой сульфидизации может указывать на участие магматических флюидов и газов. Это также может быть источником некоторых микроэлементов, связанных с минералами высокой сульфидизации.

Все месторождения VMS демонстрируют геохимическо/минералогическую зональность, которая зависит от состава флюидов, их смешивания, температуры и пористости/проницаемости. На древних месторождениях VMS трудно проследить эволюцию роста месторождений, поскольку более поздние стадии осаждения сульфидов имеют тенденцию накладываться на более ранние, и обычно существовало несколько стадий

минерализации руды. Однако исследования современных «дымоходов черных курильщиков» на Восточно-Тихоокеанском поднятии и на активном гидротермальном поле ТАГ на Срединно-Атлантическом хребте, дают представление об эволюции роста сульфидов. В некоторой степени эти структуры представляют собой схемы зональности, наблюдаемой в масштабе месторождения, поскольку в обоих случаях минералогическая зональность является функцией химического состава жидкости (смешивание гидротермальной жидкости и морской воды) и крутого температурного градиента (гидротермальная жидкость при температуре до 400°C и окружающая морская вода при температуре 1–2°C). В современных «дымоходных» процессах критической начальной стадией является осаждение ангидрита $[\text{CaSO}_4]$ -каминита $[\text{Mg}_7(\text{SO}_4)_5(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}]$ из кондуктивно нагретой морской воды вследствие обратной растворимости этих минералов. Именно осаждение ангидрита на границе раздела с морской водой стабилизирует рост «труб» и обеспечивает матрицу для осаждения сульфидных фаз. Дымоход продвигается вверх и наружу за счет роста ангидрита. Горячая гидротермальная жидкость, которая циркулирует внутри ангидритовой матрицы вблизи границы с морской водой, быстро охлаждается и осаждает мелкозернистый метастабильный пирротин и богатые железом сфалериты. Ангидрит сульфидная матрица разрастается наружу, внутренняя стенка – пирротин замещен стабильным пиритом в результате примеси гидротермального флюида и морской воды. Доминирующим становится минеральная фаза при росте дымохода. Как только структура дымохода формируется за счет роста ангидрита, гидротермальная жидкость изолируется и высокотемпературные фазы осаждаются. Сульфиды осаждаются на внутренней стенке, так что дымоход растет внутрь (рис. 32), а также наружу, замещая ангидритовую матрицу. Диаметр внутреннего заполненного жидкостью канала поддерживается на равновесном значении в зависимости от низкой скорости жидкости, которая определяет скорость осаждения сульфидов и скорость истирания осажденного материала.

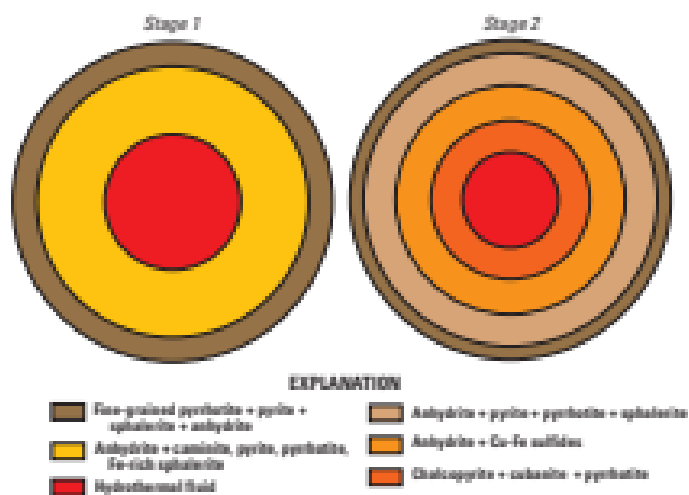


Рис. 32. Идеализированные сечения двух основных стадий роста массивного сульфидного дымохода.

Стадия 1 включает первоначальное осаждение ангидрита с последующим осаждением сульфидов железа и богатого железом сфалерита в пористой сетке ангидритовых минералов. Дымоход растет наружу за счет добавления ангидрита к внешней стенке дымохода из-за нагрева окружающей морской воды горячими гидротермальными растворами, диффундирующими наружу из центрального жидкого ядра. Вторая стадия роста предполагает отложение высокотемпературных сульфидов (халькопирит, изокубанит, пирротин) из гидротермальных флюидов, которые по существу защищены от контакта с прохладной морской водой. Просачивание гидротермальной жидкости через стенку дымохода приводит к охлаждению и осаждению сульфидов с более низкой температурой, таких как сфалерит.

Пути дальнейшей эволюции дымохода: одна последовательность борнита и три последовательности без борнита (последовательность с доминированием халькопирита, последовательность промежуточного твердого раствора халькопирита и кубанитовую последовательность).

Поле черных (и белых) «дымовых труб» само по себе не является экономическим ресурсом. Кроме того, простое скопление обломков черного курильщика на морском дне не могло имитировать четкую геохимическую/минералогическую зональность, обычно наблюдаемую в древних отложениях - оно представляет собой пространственно случайную совокупность сульфидных минералов. С открытием активного кургана TAG на Срединно-Атлантическом хребте - структуры округлой формы с предполагаемыми общими ресурсами массивных сульфидов в 2,7 млн тонн, содержанием меди 2%; было установлено его химическое, минералогическое и вулканологическое сходство с месторождениями VMS кипрского типа (рис. 33).

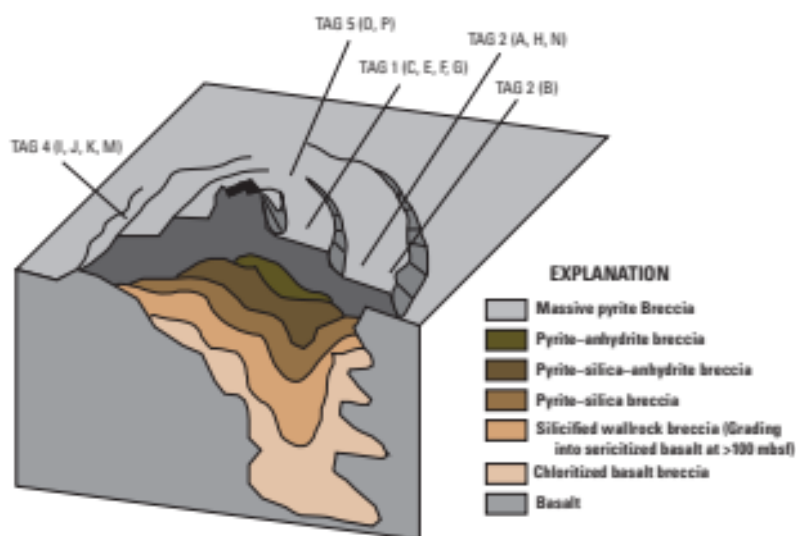


Рис. 33. Идеализированное поперечное сечение Трансатлантического гидротермального поля (TAG).

Поле TAG представляет собой комбинацию неактивных жерл и активных жерл «черного курильщика», насыпи сульфидной брекчии и панциря из оксидов железа (охры) и

выветренных сульфидов. Бурение выявило минералогически и химически зональное месторождение, лежащее над окремненным штокверком. Основное сульфидное тело сложено сложной ассоциацией сульфидно-ангидрит-кварцевой брекчии, но содержит очень низкие концентрации цветных металлов по сравнению с поверхностными образцами. Это происходит из-за непрерывной зональной переработки, которая вызывает растворение низкотемпературных минералов и переотложение на границе раздела морской воды.

Вероятно, самая важная дискоэргия заключалась в выявлении периодических периодов понижения уровня жидкости внутри и под сульфидным холмом, чередующихся с периодами разгрузки жидкости в кургане. Предполагалось, что периодическое поведение является реакцией на: (1) периоды повышенной проницаемости внутри насыпи за счет растворения минералов и гидроразрыва, что позволило добиться диспергированной жидкости с низкими низкими дебитами и ограниченным выносом; (2) периоды окклюзии пористости из-за осаждения минералов (в основном ангидрита, из-за кондуктивного нагрева небольших объемов морской воды), что приводило к сфокусированному, высокоскоростному понижению с повышенным выносом.

При перемещении жидкости от подошвы месторождения (включая нижележащую штокверковую зону) к границе раздела залежь/морская вода образовалась зона усиления. движение высокотемпературных жидкостей преимущественно включает фазы, осажденные ранее из жидкостей с более низкой температурой. Например, преимущественное растворение фаз Zn-S приводит к зонной очистке Cu-Fe-S руды. Периодическое движение жидкостей, недонасыщенных по отношению к некоторым ранее осажденным фазам также приводит к растворению и массопереносу. Общим недостатком является преимущественное перемещение основных и микроэлементов по температурному градиенту, что приводит к очистке, но также приводит к концентрации микроэлементов в низкотемпературной части. Например, в результате растворения и перекристаллизации в кургане TAG образовалось почти чистое месторождение Cu-FeS, выщелоченное из Zn, Ag, Cd, Sb, Pb, Au, которые сейчас переотлагается и концентрируется в пределах верхних 10 м месторождения. В принципе, конечным результатом будет бесплодная пиритовая руда, а также потеря и рассеивание других металлов в толще воды в результате зонального сдерживания и выветривание грунта.

Зональный рейнинг представляет собой полезную модель зональных закономерностей, наблюдаемых в древних отложениях. В задуговых мафических условиях штокверк часто представляет собой подповерхностную брекчию хлорит + пирит и под ядром массивный пирит и пирит + кварцевая брекчия. В бимодальной мафито-кислой обстановке штокверк часто демонстрирует сложную зональную минералогию, которая варьируется от пирротина + пирита + халькопирита до кварца + хлорита и хлорит + сульфид в серците. Сульфидные руды

варьируются от массивного пирита + пирротина + халькопирита до массивного пирита + сфалерита + халькопирита. В бимодальной кислой обстановке массивная руда обычно меняется от халькопирита + пирротина + пирита через пирит-сфалерит + халькопирит, пирит + сфалерит + галенит к пириту + сфалерит + галенит. В кислотно-кремнисто-обломочной обстановке штокверковая зона связана с хлоритом + пирротин + пиритом + халькопиритом. Массивные руды обычно представляют собой пирит + пирротин + халькопирит с минерализацией, расширяющейся наружу до слоистого пирита + сфалерит Au + Ag. Таким образом, зонное измельчение обеспечивает эффективный способ повышения содержания цветных и драгоценных металлов месторождений VMS. В условиях, где преобладают кислые вулканиты, доминирует ассоциация полиметаллов Fe-Zn-Pb-Cu, и эти месторождения часто содержат высокосортные экономичные количества Au, Ag, Sn, Sb, Bi, Co и In, например, на месторождении Кидд-Крик. Такие месторождения обычно имеют богатое медью основание и панцирь Zn-Pb. Кроме того, существует температурно-зависимое фракционирование элементов. Во-первых, формируется высокотемпературный комплекс, включающий ограниченную растворимость Cu, Co, Se, In-Ni. Во-вторых, образуется низкотемпературная свита, определяемая сочетанием растворимости и летучести с участием Zn, Ag, Au, Pb, Hg, Cd, Bi, Sn, Sb, As, Ga, Hg, $\pm$ Tl $\pm$ W. Эти высокосортные металлы могут присутствовать в виде сложных сульфидов, таких как рокзит (CuInS), амальгамы, селениды и сульфосоли.

6.2 Термометрия и геохимия флюидных включений.

В отличие от современных систем VMS, где пробы гидротермальных жидкостей можно отбирать напрямую, такая роскошь не применима к древним системам VMS, где химический состав гидротермальных (и метаморфических) жидкостей можно отбирать только по жидкостным включениям. Небольшие объемы захваченных жидкостей встречаются в различных жильных и рудных минералах, но в большинстве случаев исследования ограничиваются включениями, заключенными либо в жильный кварц, либо в сфалеритовую руду с низким содержанием железа. Флюидные включения чаще всего использовались для измерения температуры захвата и солёности жидкости с использованием микротермометрии, а в редких случаях предпринимались попытки непосредственного измерения содержания газа (CO₂, CH₄, N₂, SO₂, H₂S), концентрации основных катионов (Na, K, Ca, Mg), следовые количества катионов концентрации (рудные элементы: Fe, Cu, Zn, Pb, Ba; жильные элементы: B, Li, Sr, Rb) и основные анионы (Cl, S, Br).

Флюидные включения дают возможность понять различные аспекты процессов рудотложения, включая изменения температуры и солёности в зависимости от эволюции рудотложения, смешивания флюидов и разделения фаз, а также источников флюидов (и, следовательно, источников металлов и анионов). Большинство исследований флюидных

включений в отложениях VMS выявили соленость, близкую к значениям морской воды, и повышенную соленость флюидов, которые обычно интерпретируются как модифицированная морская вода. В этом случае соленость может повышаться в ходе реакций гидратации с минералами горных пород вдоль путей гидротермальных флюидов. В некоторых случаях встречаются очень высокие солености, которые можно интерпретировать как результат кипения жидкости с образованием рассола и пара низкой солености, разделения фаз на глубине, магматической жидкости или взаимодействия жидкости с испарениями. Соленость жидкости важна, поскольку она в значительной степени определяет плотность жидкости, которая, в свою очередь, определяет, действует ли гидротермальная жидкость как плавучая жидкость при смешивании с морской водой и охлаждении или ей не хватает плавучести на границе раздела. В случае плавучих гидротермальных плюмов (как это наблюдается в современных системах черного и белого курильщика), вероятно, >95 процентов захваченных металлов теряются в месте непосредственного выхода газов. В случае застойных гидротермальных флюидов, вероятно, >95 процентов металлов задерживаются в месте выхода флюидов. Таблица 17 иллюстрирует широкое разнообразие температур и солености гидротермальных жидкостей, наблюдаемых в жильных и рудных минералах, участвующих в формировании месторождений VMS.

Табл. 17.

Термометрия флюидных включений и химический состав VMS

Deposit	Mineral	TH °C	Salinity NaCl equivalent	Na mmol	K mmol	Ca mmol	Mg mmol	Mn mmol
Hokuroku District, Japan								
Utsunuki 2	Chalcopyrite	200–400		220–310	9–38			
	Quartz	200–500		76	7		6	
Uchisato West	Pyrite	200–400		280–470				
	Quartz	300–500						
Fukunawa	Pyrite	200–400		63–720	48–130	47–100	1–14	
	Sphalerite	200–400		260–380	56		8	
Farafubu	Sphalerite	200–400		410			5	
Matsunawa	Quartz	200–500		75–120	27–37	37–48	13	
Shikanai	Pyrite	200–400		390	26			
	Quartz	200–500		150–730	3–50	5–30	2	
Gacun, China								
	Barite	99–125	2.3–13.2					
	Sphalerite	125–221	6.3–14.5					
	Quartz	150–310	4.2–10.4					
	Barite	190–217	6.4–9.3					
	Sphalerite	213–258	5.7–12.9					
	Quartz	150–350	6–20.5					
	Sphalerite	185–260	5.1–7.8					
	Quartz	290–319	17.3–21.3					
	Barite	206–307	5.0–16.8					
Iberian Pyrite Belt, Spain and Portugal								
Rio Tinto	Quartz	199–330	2–10					
Salgadinho	Quartz	225–235	4.2–5.7					
Amalcoblar	Quartz	139–214	0.4–7.2					
	Quartz	205–299	1.2–8.3					
	Quartz	306–384	4.3–12.4					
Naves Corvo	Quartz	230–260	2–8	0.000–0.019*				
	Quartz	280–370	–30					
Tharsis	Quartz	170–430	5.2–9.5					
Northern Iberian Pyrite Belt	?	130–280	6–14					
	?	82–110	16–24					
	Quartz	120–270	–4					
Matagami, Quebec								
Bell Allard	Quartz	212±34	15.8±4.7					
Ile d'Or	Quartz	195±18	17.7±4.9					
Orchan West	Quartz	178±10	18.2±2.7					
Matagami Lake	Quartz	233±9	15.5±3					
Bell River Complex	Quartz	175±44	18.2±1.9					
Eskey Creek, British Columbia								
	Quartz	100–210	471–1,741**	43–3,300**				
	Sphalerite	96–200	537–2,650**	233–3,829**				
Halcyon, Tasmania								
	Quartz	170–220	6.6–14.8	1,050–11,900*	013–10,300*		92–1,320*	
	Quartz	165–322		2,910–43,900*	992–8,700*		140–493*	
	Quartz	190–256		1,280–1,220*	473–1,920*		94–335*	

Проведен ряд исследований кремнеобломочно-кислых сопутствующих отложений месторождений Иберийского колчеданного пояса. К ним относятся исследования в Невес-Корво и Салгадиньо в Португалии, а также в Тарсисе, Консепсьоне, Сан-Мигеле, Агуас-Теньядасе, Сан-Тельмо, Рио-Тинто и Азналькольяре в Испании. В Азналькольяре температура и соленость жидкостей увеличиваются с глубиной и по направлению к центральному сильно измененному штокверку в диапазоне 200–400°C. Кроме того, была обнаружена жидкость с низкой температурой и низкой соленостью, что можно интерпретировать либо как охлаждение при смешивании с метеорной жидкостью, либо как наличие охлажденной конденсированной паровой фазы после кипения жидкости. На месторождении Рио-Тинто не обнаружено высокотемпературных жидкостных включений; большинство из них находится в узком диапазоне температур 130–230°C с соленостью от 2 до 10 процентов в эквиваленте NaCl. Доказательства постминерализации перераспределения металлов были обнаружены в метаморфических жидкостях, захваченных включениями на месторождениях Тарсис и месторождении Салгадиньо. Первое исследование особенно интересно тем, что демонстрирует, что температура метаморфических жидкостей достигает максимума при 430°C при давлении 300 МПа, а затем снижается до 170°C при давлении 40 МПа. Эту разницу авторы объясняют переходом от литостатических к гидростатическим условиям.

Подробное исследование жидких включений было проведено на бимодально-кислом месторождении Гакунь в провинции Сычуань, Китай. Оно продемонстрировало рост температуры и солености с глубиной внутри стрингерной зоны с участием флюидов очень высокой солености (17–21% эквивалент NaCl) неизвестного происхождения. В целом, жидкая соленость варьировалась от 4 до 21 процента, более низкие значения связаны с низкотемпературными баритами поздней стадии.

Было проведено несколько исследований жидких включений в кремнисто-кислых месторождениях VMS Японии. В районе Хокуроку они продемонстрировали колебания температуры от 200 до 380°C и очень небольшие изменения солености жидкости (3–6 процентов в эквиваленте NaCl). Наибольший диапазон температур наблюдался у черных рудных минералов (200–330°C), тогда как у желтых он имел ограниченный диапазон (330±50°C).

На кремнисто-кисло-кислом месторождении Хеллиер, Тасмания, выделили три фазы развития жил, связанных с минерализацией. Флюидные включения из этих трех фаз (2А, 2В, 2С) и жильная система постминерализации обеспечивали как температуру, так и соленость. Температуры гомогенизации составляли 170–220°C, включения фазы 2В задерживались при 165–320°C, а включения фазы 2С были пойманы при температуре 190–256°C. Колебания

солености были относительно небольшими (8–11 процентов эквивалента NaCl), а вариации температуры на каждой стадии формирования жил интерпретировались как отражение роста и упадка гидротермальной системы.

Таким образом, флюидные включения в жильных и рудных минералах предоставляют важную информацию об изменчивости температуры и состава флюидов в периоды минерализации, а также об участии метеорных вод и магматических флюидов. Часто данные о солености сами по себе не могут быть однозначно интерпретированы, поскольку участие магматических флюидов, кипение, смешивание и разделение фаз могут вызывать большие изменения солености флюидов. Более ограниченные интерпретации возможны, если данные о жидких включениях сочетаются с другой информацией, такой как информация о стабильном изотопном составе жильных минералов.

6.3 Геохимия стабильных изотопов.

Были получены данные традиционных стабильных изотопов (δD , $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, $\delta^{34}S$) для древних месторождений VMS и для современных морских гидротермальных систем VMS, а также для нетрадиционных стабильных изотопов (B, Fe, Cu, Zn, Mo). При изучении рудных месторождений стабильные изотопы использовались для установления источников рудных жидкостей (H, C, O, S), температур отложения руд (S) и силикатных изменений (O). В месторождениях VMS стабильные изотопы также использовались для установления путей движения жидкости (O), происхождения жидкости (H, O, S), окислительно-восстановительных изменений (C, S) и разделения фаз жидкости (O, H). Нетрадиционные стабильные изотопы использовались для изучения общей изотопной изменчивости в месторождениях VMS, для лучшего понимания причин изотопного фракционирования и определения источников металлов.

$\delta^{18}O$ и δD .

В нескольких исследованиях $\delta^{18}O$ всей породы в подошве (штокверке) и некоторых участках висячего борта месторождений VMS наблюдается систематическое изменение $\delta^{18}O$ в зависимости от интенсивности изменений. Наименьшие значения $\delta^{18}O$ обнаруживаются там, где силикатные изменения наиболее интенсивны, что обычно соответствует центральной зоне серицитовых изменений, например, на м-нии Фукадзава, Япония, Геркулес, Тасмания и Фейтаис-Эстакао, Португалия. Там, где месторождения могут быть пространственно связаны с неглубокими субвулканическими штоками, область низких значений $\delta^{18}O$ образует панцирь над интрузией, от которого узкие зоны изменений с низким $\delta^{18}O$ простираются вверх в более прожилковые зоны. В некоторых случаях существует постепенное увеличение $\delta^{18}O$ вверх по субвулканическим последовательностям, которое, вероятно, отражает восходящее понижение температуры от магматического источника тепла к поверхности. Зоны с низким $\delta^{18}O$

соответствуют областям сфокусированного высокотемпературного флюидного минимума, окруженным зонами с более высоким изменением $\delta^{18}\text{O}$, которые соответствуют минералогическим изменениям более низкой степени, таким как зоны монтмориллонита и цеолита.

Конечное значение изменения $\delta^{18}\text{O}$ определяется рядом переменных (соотношение вода/порода, температура реакции, минералогия изменений, начальное значение $\delta^{18}\text{O}$ в основной породе, жидкое $\delta^{18}\text{O}$) в единую функцию. Для VMS некоторые из этих переменных можно измерить или аппроксимировать. Например, значения жидкого $\delta^{18}\text{O}$ были измерены в активных гидротермальных системах морского дна (в среднем $0,91 \pm 0,37$ промилле, 122 измерения), в жидкостных включениях в жилистом кварце древних отложений VMS ($-0,7 \pm 1,75$ промилле), а также в минеральных парах, в которых предполагается температура. Фракционирование $\delta^{18}\text{O}$ между жидкостью и породой как функция температуры аппроксимируется для кислых систем с использованием либо измеренного значения для олигоклаз-вода, а для основных систем - измеренного значения для битовнит-вода или термодинамического метода. расчет пути реакции. Учитывая эти ограничения, рассчитаны измененные значения $\delta^{18}\text{O}$ породы в зависимости от соотношения вода/порода (W/R) и температуры. Они показали, что существенные отрицательные изменения $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с исходными значениями свежей породы (в данном случае 8 промилле) могут быть достигнуты только при высоких отношениях W/R и при высоких температурах, тогда как относительные положительные изменения $\delta^{18}\text{O}$ могут быть достигнуты только при высоких значениях соотношения W/R и низкой температуры. Этот вывод полностью согласуется с описанным выше распределением $\delta^{18}\text{O}$ в измененных породных комплексах. То есть, горячие гидротермальные флюиды, движущиеся через силикатные комплексы с высокой трещинной пористостью/проницаемостью, приводят к тому, что сфокусированный минимум образует комплексы изменений с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, тогда как дистальный флюид при более низких температурах образует комплексы изменений с более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$.

Важный, но спорный вопрос касается происхождения жидкостей и, следовательно, происхождения металлов в месторождениях VMS. Стабильные изотопы кислорода и водорода дают важную, хотя и несколько неоднозначную информацию в этом отношении, поскольку конкурирующие источники жидкости (морская вода и магматическая жидкость последней стадии) имеют совершенно разные значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD (приблизительно 0 промилль для морской воды $\delta^{18}\text{O}$ и δD , 5 до 10 промилль $\delta^{18}\text{O}$ и от -35 до -50 промилль δD для магматических флюидов). Полезны оценки изменений в составе морской воды или магматических флюидов составов $\delta^{18}\text{O}$ и δD в рудных флюидах. Некоторые процессы, такие как испарение и взаимодействие жидкость/порода, не могут обоснованно вызывать

наблюдаемые изотопные вариации рудной жидкости, тогда как смешивание магматической жидкости и морской воды и (или) изоэнтальпическое кипение являются возможными механизмами.

$\delta^{34}\text{S}$.

Учитывая, что сера является основным металлоидом в месторождениях VMS, доступны многие сотни анализов изотопов серы.

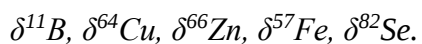
В фанерозойских сульфидах наблюдается значительно более широкий диапазон $\delta^{34}\text{S}$ по сравнению с архейскими и протерозойскими сульфидами. Хотя дихотомия, вероятно, реальна, она также может отражать меньшее количество определений архейских и протерозойских отложений. Тенденция изменения $\delta^{34}\text{S}$ в протерозойских и фанерозойских отложениях VMS близко параллельна кривой древней морской воды, но смещена в сторону более легких значений $\delta^{34}\text{S}$ примерно на 18 промилль. Сульфат морской воды является источником пониженного содержания серы в месторождениях VMS - вывод, который согласуется с подробными исследованиями современных гидротермальных сульфидных систем в условиях открытого океана.

В современных островодужных и задуговых условиях изменчивость $\delta^{34}\text{S}$ более очевидна, при этом большая доля жерловых жидкостей имеет легкий $\delta^{34}\text{S}$. Причины этих сдвигов неочевидны, но могут указывать на источник восстановленной серы помимо морской воды, такой как источник серы в результате диспропорционирования магматического сульфата ($\text{SO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{S} + \text{S}_4^{2-} + 2\text{H}^+$). В современных системах на доминирующую роль морской воды указывает также то, что $\delta^{34}\text{S}$ сульфата ангидрита практически идентичен современному сульфату морской воды. Существуют и другие потенциальные источники восстановленной серы для фанерозойских отложений представляет собой магматическую дегазацию H_2S (и, возможно, SO_2) и сульфидов, выщелоченных из вулканических пород циркулирующей морской водой. Поскольку магматический H_2S и сульфиды в вулканах имеют перекрывающиеся значения (0–5 промилль), невозможно напрямую различить эти два источника. Любой источник будет действовать, чтобы компенсировать содержание сульфидов в морской воде до более легких значений. Уменьшение содержания сульфатов в морской воде может происходить посредством абиотических или биотических процессов. Абиотические процессы включают окислительно-восстановительные реакции между сульфатом и катионами, присутствующими в восстановленной форме (такими как углерод, железо и медь). Биотически-опосредованные реакции включают реакции диспропорционирования с участием сульфатредуцирующих бактерий.

Большинство исследований $\delta^{34}\text{S}$ включают в себя либо d-определение цельной породы, либо анализы минеральных веществ. Однако способность к теперь измеряют на месте

относительно точные и точные значения $\delta^{34}\text{S}$ на единичных сульфидных минеральных зернах демонстрирует дополнительную комплексность. Проанализировали роль в интерпретации изотопного состава серы древних VMS - пирит, сфалерит, галенит, халькопирит и тетраэдрит из позднего девона–месторождение Драй-Крик, раннего Миссисипи в восточно-центральной Аласке и продемонстрировали диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$ от -48 до 23 на мил. Эти изотопные данные интерпретировали как отражающие двухэтапный процесс минерализации. Первый этап включал начальную гидротермальную активность и минерализацию в местном бассейне, открытом для сульфатной морской воды. Значения сульфида $\delta^{34}\text{S}$ li отражаемая переменная смешивание легкой бескислородной поровой жидкости H_2S с кислородным сульфатом морской воды с получением сульфидов ^{34}S со значениями значений от -40 до -10 промилле. Более поздние сульфиды образовались в рассолах типа Красного моря, давая значения ^{34}S от -10 до 9 промилле. Во-вторых, последующее осаждение сульфидов (15–23 промилле) из бескислородных придонных вод (10–60 промилле), образовавшихся, когда бассейн стал закрытым для кислородных морских вод. как с минеральным парагенезисом, так и с вмещающей литологией.

В отличие от фанерозойских отложений, отложения VMS протерозойского и архейского возраста имеют гораздо более ограниченный диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$, в среднем около 0 промилле. Если они действительно репрезентативны, то только если подразумеваются условия окружающей среды. Хотя кривую $\delta^{34}\text{S}$ морской воды невозможно распространить на протерозой и более ранние периоды, согласованность VMS значений $\delta^{34}\text{S}$ (около 0 на тысячу) на протяжении 3 миллиардов лет истории Земли могла быть достигнута только в том случае, если: (а) содержание сульфатов в морской воде было близко к современному значению морской воды (приблизительно 21 на мил), и (b) VMS образовались так же, как и фанерозойские отложения. Оба эти требования могут быть правильными, но нет возможности оценить ни один из критериев (только верхний уровень сульфата) и ограничивает растворимость на дне океана, снижает содержание серы в бескислородных, щелочных условиях.



Первое исследование изотопов бора в современных системах VMS определило концентрации В и значения изотопов в жерловых жидкостях, сделав вывод, что бор выщелачивался из базальтов без фракционирования и что такие данные можно использовать для определения соотношений жидкость/порода и глобального В в океанах. Другие исследования изотопа В в жерловых жидкостях показали, что низкотемпературное удаление бора зависит от скорости растекания.

Экспериментальные исследования показали, что систематика изотопов В в первую очередь отражает пропорции В из морской воды и источников земной коры, что подчеркивает полезность изотопов бора для ограничения изменений морского дна и соотношения вода/порода.

Первое исследование изотопа В древних месторождений VMS предоставило данные по турмалину из 14 месторождений от архейского до ордовикского возраста и показало диапазон значений $\delta^{11}\text{B}$ от -15,7 до -1,5 промилль. Предложено шесть вероятных элементов управления: (1) состав источника В, (2) пострудный региональный метаморфизм (более тяжелый, а не легкий изотоп фракционируется в жидкую фазу, следовательно, метаморфически рекристаллизованный турмалин становится изотопно более легким), (3) соотношение вода/порода, (4) вовлечение морской воды, (5) пластовая температура и (6) вековые изменения морской воды $\delta^{11}\text{B}$. Было высказано предположение, что наиболее важным фактором является состав источника В в литологии вмещающих пород. Было проанализировано шесть образцов турмалина из небольших месторождений VMS протерозойского возраста в Индии, которые показали диапазон $\delta^{11}\text{B}$ от -13,8 до -13,0 промилль, что согласуется с источником В, преимущественно из пелитовых сланцев предгорий, а также, возможно, кислых вулканических пород. Турмалин из крупного месторождения VMS Дери в Индии (также протерозой) - данные $\delta^{11}\text{B}$ для двух образцов турмалина не из рудной зоны - -16,4 и -15,5 промилле, были интерпретированы как отражающие выщелачивание кислых вулканических и глинистых осадочных пород в подошве.

Подробное исследование 15 турмалинов массивных сульфидов из гигантского месторождения Кидд-Крик (архей) показало значения $\delta^{11}\text{B}$ от -13,6 до -7,8 промилль. В сочетании с данными об изотопах О и Н в одних и тех же турмалинах предположено, что в формировании турмалинов (и, как следствие, сульфидов) участвовали три жидкости: (1) слегка модифицированная морская вода, (2) сильно модифицированная морская вода, образовавшаяся в результате предыдущего «подводного кипения» и (3) сверхкритическая жидкость с высокой температурой.

Изотопы элементов-индикаторов применялись к различным типам месторождений, включая медно-порфировые и MVT (типа долины Миссисипи). Месторождения. Использование нетрадиционных стабильных изотопов в месторождениях VMS является относительно новым подходом, который обещает более глубокое понимание источника металлов в системах VMS и различных фракционирований металлов, которые могут возникать во время движения гидротермальных жидкостей и осаждения сульфидных минералов. В окрестностях месторождений VMS фракционирование переходных изотопов металлов, вероятно, будут узкими при повышенных температурах и шире в ситуациях, связанных с

абиотическими окислительно-восстановительными и биотическими реакциями. В Таблице 18 показаны диапазоны содержания изотопов переходных металлов, измеренные для современных и древних месторождений VMS.

Табл.18.

Соотношения изотопов переходных металлов в VMS месторождениях и родственных породах.

Deposit	Analysis type	$\delta^{64}\text{Cu}$ per mil	$\delta^{66}\text{Zn}$ per mil	$\delta^{57}\text{Fe}$ per mil	$\delta^{82}\text{Se}$ per mil	Comments	Reference
BCR-1 Standard	Whole rock			0.08 ± 0.1			
BIR-1 Standard	Whole rock			0.01			
BHVO-1 Standard	Whole rock			0.22 ± 0.13			
ODP Site 801C	Altered basalt			0.12 to 0.23		Fe isotope variations up to 4 per mil could be abiotic and (or) biotic	
	Deep-sea sediments			-0.07 to 0.23			
	Chemical sediments			-2.5 to 1.0			
	Chert			-2.5			
	Fe-oxyhydroxide sediments			-0.52 to 0.39			
	Celadonite			1.86			
Lucky Strike, MAR	Chalcopyrite	1.7 to 4.6, avg. 3.4		-0.12 ± 0.48	-3.22 ± 1.52	Variation in Cu isotopic composition due to sulfide oxidation	Rouxel and others (2004a, b)
	Atacamite	0.5 to 1.2, avg. 1.0					
	Pyrite/marcasite			-2.37 ± 0.46	-3.52 ± 1.15	Se-poor chalcopyrite has 57Fe -1 to -3 per mil. Se-rich chalcopyrite has 57Fe ~ 0 per mil. Abiotic fractionation of Fe isotopes during sulfide precipitation	
Logachev, MAR	Chalcopyrite	-1.0 to 0.7, avg. 0.14				Variation in isotopic composition due to sulfide oxidation	Rouxel and others (2004a, b)
	Atacamite	0.4 to 4.7, avg. 2.6					
	Bornite/covellite	-0.7 to 2.7, avg. 2.1				Variation in isotopic composition due to sulfide oxidation	
Rainbow, MAR	Chalcopyrite/isocubanite	0.11					Rouxel and others (2004a, b)
	Bornite/covellite	3.3					
EPR 21oN	Vent fluids		0.31 ± 0.19			Fluid temperatures: 273–385oC	John and others (2008)
EPR 9oN	Vent fluids		0.56 ± 0.56	-0.54 ± 0.58		Fluid temperatures: 203–383oC	Rouxel and others (2008)
	Chalcopyrite		0.16 ± 0.07	-0.23 ± 0.09			
	Pyrite/sphalerite/galena		0.92 ± 0.28	-0.69 ± 0.02			
	Pyrite/sphalerite		0.40 ± 0.42	-0.88 ± 0.34			
	Pyrite			-0.85 ± 0.50			
TAG, MAR	Vent fluids		0.25 ± 0.15			Fluid temperatures: 290–360oC	
Alexandrinka, Urals	Stockwork	0.12 to 0.30	0.45 to 0.05			Chalcopyrite, sphalerite, galena	Mason and others (2005)
	Main ore	0.28 to 0.32	-0.02 to 0.21			Sphalerite	

В современных гидротермальных сульфидных системах фракционирование как Fe, так и Se зависит от массы. Se и S имеют схожую геохимию. Полезность изотопов Se заключается в том, что соотношение Se/S в морской воде ($6,3 \times 10^{-8}$) сильно отличается от значений мантии

(MORB) ($1,5 \times 10^{-4}$), так что сочетание анализа микроэлементов и изотопных определений имеет потенциал для распознавания различных источников в гидротермальных системах. Изотопный состав Se ($\delta^{82}\text{Se}$) современных гидротермальных сульфидов варьируется примерно на 7 промилль и может быть результатом сочетания окислительно-восстановительных реакций (селенат и селенид в морской воде), биологических реакций и реакций вода/порода. Состав современной морской воды имеет $\delta^{82}\text{Se}$, что отражается на изотопном составе Mn-конкреций (приблизительно -1,5 промилле). Таким образом, это значение неотлично от мантийного значения, так что большие вариации $\delta^{82}\text{Se}$ в сульфидах не могут быть объяснены смешиванием вулканического Se с Se морской воды. Кроме того, соотношение Se/S и концентрация Se в морской воде настолько низки, что даже частичное восстановление окисленных форм Se мало повлияло бы на $\delta^{82}\text{Se}$ сульфидов, если бы морская вода и гидротермальный флюид смешивались напрямую. Однако окислительно-восстановительные реакции являются единственным известным механизмом производства очень легкого Se, и может существовать невидимый резервуар легкого Se, образующийся в результате окислительно-восстановительных реакций морской воды в недрах.

Применение мультиизотопного (S-Se-Fe) подхода к изучению гидротермальных сульфидов морских глубин стало важным вкладом в признание первичных гидротермальных флюидов, которые выделяли сульфиды с изотопными значениями Fe и Se, близкими к магматическим (около 0 на мил), сопровождаемые значениями $\delta^{34}\text{S}$ (около 1,5 на мил), с минимальным участием морской воды. Это согласуется со значительным смешиванием гидротермального флюида и нагретой морской воды, а также с необходимостью наличия глубокого (подповерхностного) резервуара легкого изотопного Se.

Значения $\delta^{57}\text{Fe}$ современных сульфидных минералов, по-видимому, являются функцией окружающей среды, в которой минералы либо росли, либо (или) перерабатывались после осаждения. Существует сильный кинетический эффект при осаждении железосульфидных минералов (пирита, марказита) во время роста активных сульфидных труб, так что значения $\delta^{57}\text{Fe}$ явно отличались от значений вентиляционной жидкости. Однако в неактивных «дымоходах» значения $\delta^{56}\text{Fe}$ были практически идентичны значениям вентиляционной жидкости, что является результатом постседиментационного отжига.

Исследований изотопов Cu и Zn в месторождениях VMS в современных и древних условиях относительно мало. Общий вывод: изотопное фракционирование Zn ($\delta^{66}\text{Zn}$) относительно невелико по сравнению с медью ($\delta^{65}\text{Cu}$), в основном из-за его одновалентного поведения. Небольшие различия в значениях $\delta^{65}\text{Cu}$ первичных сульфидов в штокверковой и массивной сульфидной зонах месторождения VMS Александринка, говорят об измеримых различиях в вариациях $\delta^{66}\text{Zn}$ между первичным халькопиритом и первичным сфалеритом,

первый из которых легче примерно на 0,4 промилль. Эта взаимосвязь интерпретируется как равновесное фракционирование между двумя фазами.

6.4 Радиогенно-изотопная геохимия.

В месторождениях цветных металлов радиогенные изотопы ограничиваются изучением изотопов свинца, в первую очередь галенита, а в последнее время - исследованиями рения-осмия (Re-Os) различных сульфидных фаз.

Месторождения MVT и SEDEX являются основными мировыми источниками Pb. Для этих двух типов месторождений было измерено пропорционально большое количество соотношений изотопов Pb. Месторождения VMS не являются основным источником Pb. В северной части Североамериканских Кордильер изотопы свинца в галените или другой руде, содержащей Pb и незначительное количество U и Th, свидетельствует о том, что для роста радиогенного Pb не требуется делать поправку на возраст. Следовательно, изотопный состав Pb отражает главным образом возраст рудного месторождения (более древние месторождения содержат меньше радиогенного Pb) и, во вторую очередь, геохимию (отношение U/Th) источника Pb. Из значений изотопа Pb для 151 месторождения, только 5 процентов относятся к месторождениям VMS (Хеллиер, Роузбери, Куэ-Ривер [Австралия]; район Вербье [Бельгия]; район Батерст, Бьюкенс, Баттл-Лейк [Канада]; пояс Амбаджи-Сендра [Индия]; Кууроко [Япония]), из которых только районы Батерст и Кууроко были значительными производителями Pb.

Подборка данных по изотопам Pb для сульфидов из различных месторождений VMS, показана в таблице 19.

Табл. 19.

Изотопный состав свинца (Pb) избранных вулканогенных колчеданных месторождений.

Deposit/district	Mineral	Age	$^{206}\text{Pb}/^{203}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{203}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{203}\text{Pb}$	Data source
Tasmania, Australia						
Mount Read	Galena	Cambrian				Sangster and others (2000)
Rosebery-Hercules			38.064	15.598	18.271	
			38.083	15.609	18.273	
			38.081	15.606	18.272	
			38.041	15.594	18.266	
			38.068	15.603	18.279	
			38.041	15.594	18.273	
			38.053	15.583	18.277	
			38.053	15.595	18.272	
			38.138	15.611	18.286	
			38.093	15.608	18.276	
			38.047	15.597	18.268	
Que River			38.191	15.618	18.348	
			38.196	15.628	18.321	
			38.187	15.622	18.332	
			38.162	15.614	18.311	
			38.174	15.619	18.318	
			38.182	15.622	18.323	
			38.231	15.629	18.369	
			38.15	15.619	18.328	
			38.114	15.602	18.317	
			38.22	15.638	18.346	
			38.128	15.614	18.328	
			38.143	15.613	18.331	
			38.166	15.621	18.328	
			38.253	15.644	18.359	
			38.233	15.637	18.355	
Hellyer	Galena		38.219	15.624	18.372	Sangster and others (2000)

Особо следует отметить следующее: (1) данные по изотопам Pb для отдельных районов, как правило, однородны, демонстрируя максимальную вариацию около 2 процентов; (2) изотопная подпись Pb является изотопной подписью протолита, что позволяет предположить, что либо отдельные протолиты изотопно гомогенны, либо гидротермальные системы способны гомогенизировать изотопный состав Pb гетерогенных протолитов; (3) изотопный состав Pb галенитовой руды использовался для определения эволюции свинцовой коры (кривые роста), из чего следует, что рассчитанный модельный возраст должен быть близок к возрасту месторождений.

7. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ.

Объединяющими характеристиками вулканогенных массивных сульфидных месторождений являются (1) ассоциация с вулканическими породами и (2) минерализация гидротермальными растворами на морском дне или вблизи него. В ранних исследованиях эти месторождения назывались стратиформными, пластовыми или эксгаляционными отложениями. Месторождения в вулканических, обломочных осадочных, морских карбонатных и метаморфических комплексах были объединены. Это означало, что все массивные сульфидные месторождения, в том числе находящиеся строго в вулканических комплексах (VMS), в сланцевых бассейнах (SEDEX) и в карбонатных толщах (MVT), были сгруппированы на основе некоторого общего сходства (месторождения полиметаллов, массивные сульфидные месторождения). руд, низко- и среднетемпературных гидротермальных процессов.

Эти ранние попытки классификации указывают на то, что существует более или менее непрерывный спектр типов массивных сульфидных месторождений и что классификацию иногда трудно применять даже сегодня из-за сходного характера характеристик месторождений. Ключевое отличие месторождений VMS заключается в том, что они образовались как массивные сульфиды морского дна из гидротермальных флюидов, вызванных магматическим теплом. Этот процесс минерализации может включать конвекцию морской воды, которая превращается в результате взаимодействия воды и породы в слегка кислую металлоносную жидкость, которая может содержать значительный компонент магматических летучих веществ. В некоторых местах вулканические или интрузивные породы присутствуют только в толще подошвы или находятся на периферии сульфидного месторождения, и в этих случаях необходимо установить генетическую связь с помощью геологии и геохимии.

VMS месторождения имеют явное системное сходство с осадочно-эксгаляционными (SEDEX) объектами и являются переходными к ним. Большинство месторождений SEDEX

встречается в сланцевых бассейнах с небольшим обнажением магматических пород или вообще без них. В отличие от большинства (но не всех) месторождений VMS, они, как правило, богаты цинком, обычно имеют признаки образования флюидных включений из концентрированных (бассейновых) рассолов, образуются при низких и умеренных температурах (50–200°C) и обычно демонстрируют доказательства образования сульфида из местных источников в месте отложения (бактериальный сульфид в поровых водах или растворенный H_2S в бескислородной среде).

Тем не менее, накапливаются свидетельства о том, что некоторые месторождения VMS, особенно в кислото-кремнисто-обломочных условиях, такие как тасманские отложения в вулканах горы Рид, месторождения Батерст (Нью-Брансуик) и месторождения Иберийского пиритового пояса в Испании и Португалии, образовавшиеся из соленых жидкостей в «соляных лужах» на морском дне. Эти отложения состоят из пластинчатых массивных сульфидных тел, образовавшихся в результате отложения в обширных по площади рассольных бассейнах, аналогичных современным отложениям Красного моря (6×14 км, мощность 20 м). Мафито-кремнисто-обломочные отложения, такие как месторождения Бесши, вероятно, также формируются из плотных залежей рассолов, но в большинстве месторождений Бесши не удалось обнаружить свидетельства наличия жидких включений из-за значительной пострудной деформации. Месторождение Винди-Крэгги, Британская Колумбия, имеет хорошо сохранившиеся жидкостные включения, которые указывают на образование из умеренно соленых жидкостей (9–17 мас% эквивалента NaCl), которые могли образовывать отрицательно плавучие рассолы на морском дне.

Наконец, месторождения VMS имеют некоторое системное сходство с эпипермальными месторождениями драгоценных металлов хай-сульфидейшн в морских вулканических породах, вулканогенными марганцевыми месторождениями и железистыми формациями типа Алгома.

Отложения VMS сингенетичны, стратифицированы и частично стратиформны. Месторождения состоят из двух частей: согласованной массивной сульфидной линзы (>60% сульфидных минералов) и несогласной жильной сульфидной минерализации, обычно называемой прожилкой или штокверковой зоной, расположенной в оболочке измененных предгорных вулканических и/или осадочных пород (рис. 34). В некоторых случаях изменены также висячие осадочные или вулканические породы. На некоторых месторождениях стратиформная колчеданная линза охватывает всю промышленную залежь, тогда как на других месторождениях значительные количества руд добываются также из штокверковой зоны.

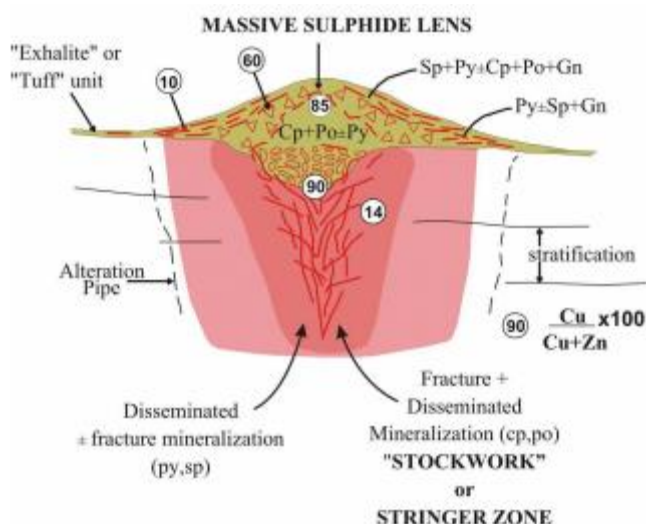


Рис. 34: Идеализированное месторождение VMS, показывающее слоистую линзу массивных сульфидов, перекрывающую несогласованную прожилковую сульфидную зону внутри оболочки измененной породы. (зональность цветных металлов обозначена числами в кружках, при этом самые высокие цифры соответствуют богатству меди, а меньшие числа - больше цинку)

Общепризнано, что отложения VMS формируются сингенетически как продукт гидротермальных систем морского дна, которые сформировались в пространственной, временной и генетической связи с одновременным вулканизмом и/или плутонизмом. Отложения VMS образуются на морском дне и непосредственно под ним в результате выброса высокотемпературного гидротермального флюида с преобладанием морской воды, как показано в модели, представленной на рисунке 35. Модель иллюстрирует шесть основных элементов, которые считаются важными для формирования гидротермальных систем VMS.

1. Источник тепла, который иногда проявляется в виде крупных, похожих на подоконники, синвулканических габиссальных интрузий, которые инициируют, стимулируют и поддерживают долгоживущую высокотемпературную гидротермальную систему.

2. Высокотемпературная реакционная зона, образующаяся в результате взаимодействия выделившейся морской воды с вулканическими и осадочными толщами. В ходе этого взаимодействия металлы «выщелачиваются» из горных пород.

3. Глубоководные синвулканические разломы, концентрирующие питание и разгрузку металлоносного гидротермального флюида.

4. Зоны подошвенных и висячих изменений, являющиеся продуктами взаимодействия приповерхностных толщ со смесью высокотемпературного восходящего гидротермального флюида и окружающей морской воды.

5. Массивное сульфидное месторождение, образовавшееся на морском дне или вблизи него и содержание металлов в котором было уточнено в результате последовательных гидротермальных явлений.

6. Дистальные продукты, в первую очередь эксгалиты, которые представляют собой гидротермальный вклад в фоновую седиментацию.

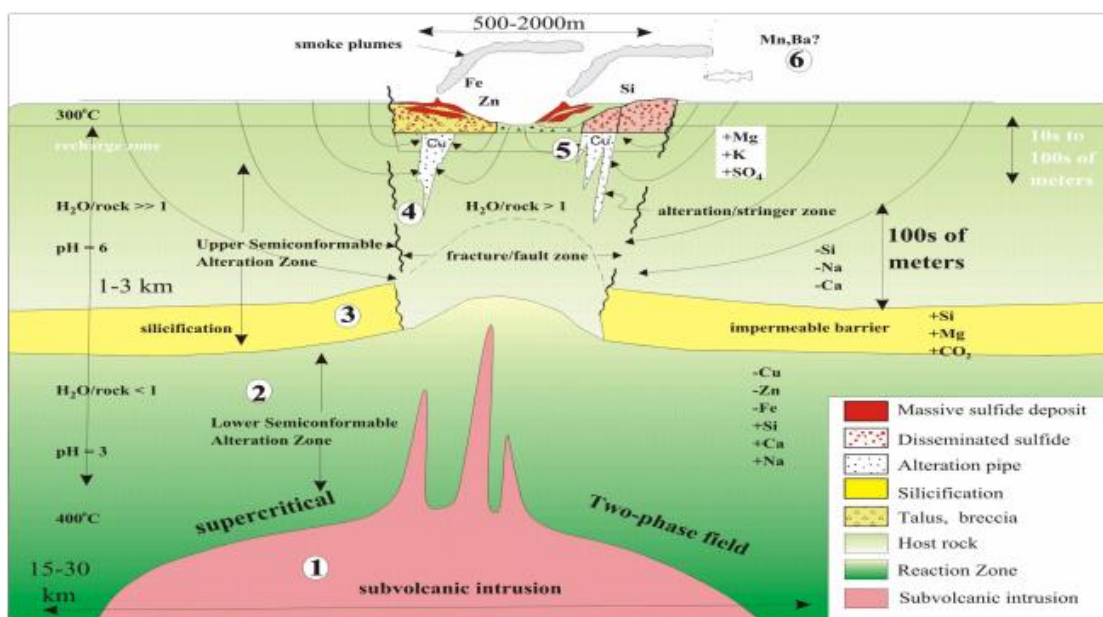


Рис. 35: Схема, иллюстрирующая взаимосвязь между субвулканическими интрузиями, изменениями подводного дна, синвулканическими разломами и образованием отложений VMS

Важно признать, что основные элементы модели VMS, показанные на рисунке 35, в различной степени действуют во всех подводных вулкано-осадочных гидротермальных системах, независимо от того, содержат они месторождения VMS или нет. Таким образом, в контексте гидротермальной модели следует рассмотреть два важных вопроса: 1) какие элементы модели влияют на эффективность и долговечность, необходимые для рудообразующей подводной гидротермальной системы? и 2) есть ли элементы, отсутствующие в текущей модели, чьи включения приведут к образованию VMS (например, магматический вклад металлов)?

7.1. Геодинамическая среда.

Отложения VMS преимущественно образуются во время рифтинга океанических и континентальных вулканических дуг, передних дуг и в задуговых средах растяжения (рис. 36).

Хотя на формирование и сохранение месторождений VMS влияет большое количество факторов, утончение земной коры и рифтогенез имеют важное значение для формирования продуктивной гидротермальной системы. Расширение и утончение коры при рифтогенезе разгерметизирует литосферную мантию, возникающее в результате плавление мантии и связанные с рифтами разломы фокусируют магматическую активность на различных уровнях утонченной коры. Мафические магмы накапливаются у основания утонченной коры и, если рифтинг является длительным, частичное плавление коры приводит к образованию риолитовых расплавов. Такое сочетание расплавов основной мантии и кислой коры приводит к типичному бимодальному вулканизму многих рифтовых сред и сред VMS.

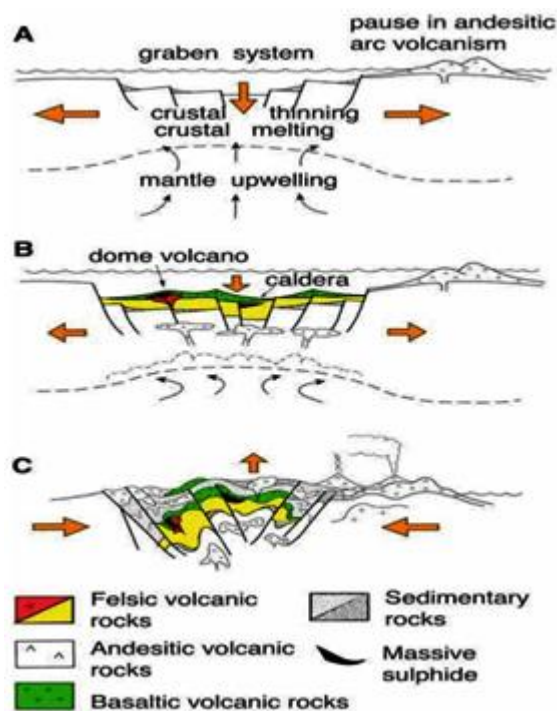


Рис. 36: Рифтинг вулканической дуги, показывающий: А) истончение земной коры, опускание и мантийный апвеллинг; Б) вулканизм и образование месторождений VMS; и С) возврат к сжимающей дуговой среде и деформация рифтовой последовательности.

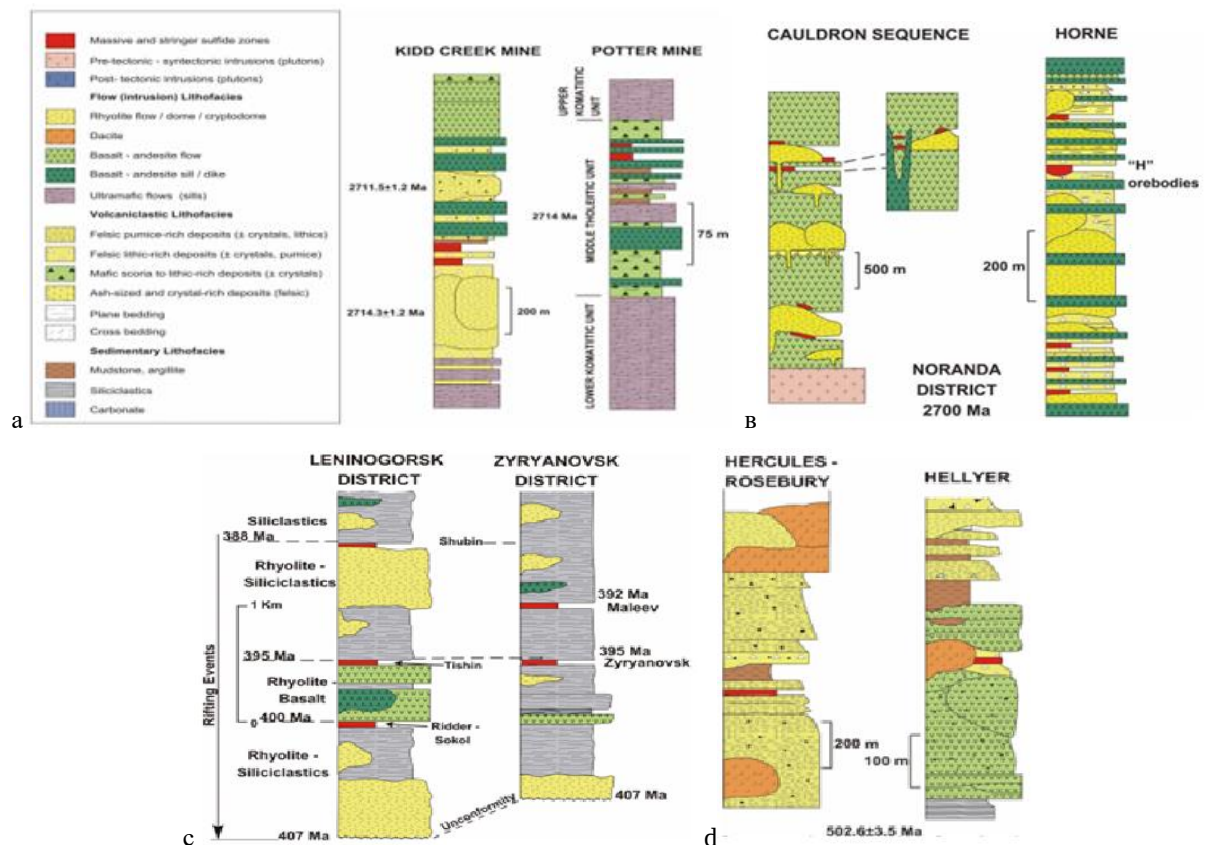
Таким образом, расширение обеспечивает локализованный источник тепла, необходимый для создания и поддержания высокотемпературной гидротермальной системы, и именно глубокая межпластовая структурная проницаемость, обеспечиваемая разломами, возникшими и реактивированными во время рифтогенеза, обеспечивает эффективную гидротермальную циркуляцию и разгрузку; все они являются фундаментальными элементами продуктивной гидротермальной системы VMS. Классификация районов VMS (не месторождений) и основана на всей вулканно-осадочной ассоциации (табл. 20).

Кроме того, предполагаются субвулканические интрузии - источники тепла, которые инициировали и поддерживали образование конвективной гидротермальной системы, которая также поставляла металлы в рудообразующую гидротермальную систему VMS. Однако недавние геохимические и геохронологические исследования показывают, что наиболее объемные фазы субвулканических интрузий были внедрены позже, чем связанные с ними отложения VMS и связанные с ними основные и кислые вулканы. Возникновение этих многофазных субвулканических интрузий указывает на наличие долгоживущих термальных коридоров, в которых повторяющийся вулканизм, связанный с рифтами, и интрузивная активность создают подходящие условия для VMS.

Ключевой характеристикой модели является разнообразный спектр вулканогенно-осадочных сред, благоприятных для формирования VMS. (рис. 37a-f).

Типы месторождений VMS, фации, химические комплексы и тектонические условия
LOTI = низкотитанистый базальт, *MORB* = базальт Срединно-океанического хребта, *EMORB* = обогащенный *MORB*, *BABB* -Базальт бассейна Back Arc, *OIB*- Базальт острова Оушен, *HFSE*-элементы с высокой напряженностью поля.

Type	Typical Facies	Petrochemical Assemblages	Tectonic Setting (Inferred for Archean examples)	Examples
Mafic	Dominantly mafic flows and, 10% felsic flows/domes. Mafic sills and dikes common, minor argillite and chert. (Ophiolitic assemblages)	MORB- L O T I -boninite basalts	Mature intra-oceanic backarcs	South Urals, Russia Central Newfoundland, Canada Troodos, Cyprus Semail, Oman Pontides, Turkey and Albania
Pelitic-mafic	Mafic sills, subordinate flows with argillite, carbonaceous argillite subequal or dominant, minor chert and trace to absent felsic volcanic facies.	MORB, EMORB basalts, Alkaline basalt (OIB)	Sedimented mid-ocean ridges, transforms or backarcs	Outokumpu, Finland Labrador Trough, Windy Craggy, Canada Mid and South Urals, Russia Besshi district, Japan
Bimodal-mafic	Dominantly mafic flows with up to 25% felsic flows/domes and subordinate felsic/mafic volcaniclastic rocks and terrigenous sedimentary rocks (wackes, argillites)	MORB , LOTI, BABB boninite, icelandite (less calc-alkalic and island arc tholeiites) FIII (FIV) >= FII rhyolites	Rifted oceanic arcs	Abitibi, East Slave, Flin Flon, Canada Mid and south Urals, Russia and Kazakhstan Tambo Grande, Peru Zacatecas, Mexico
Bimodal-felsic	Felsic flows/domes, volcaniclastic rocks dominant with 10-40% mafic flows and sills and <10 terrigenous sediments (wackes, argillites). Some portions of succession may be subaerial or shallow water.	MORB, OIB-Alkaline basalt FII (<FIII) rhyolites (HFSE-enriched)	Continental margin arcs and related backarcs	Western Slave, Finlayson Lake, and Dunnage Zone, Myra Falls, Eskay Creek, Canada Skellefte and Bergslagen, Sweden Mount Read Volcanics, Tasmania Pontides, Turkey Hokuroko, Japan
Siliciclastic-felsic	Siliciclastic rocks up to 75 %, felsic volcaniclastic rocks with subordinate flows/domes with <10% mafic flows and sills and minor Fe- and Mn-rich sedimentary rocks (ironformation). Some portions of succession may be subaerial or shallow water.	M O R B , O I B -Alkaline basalt FII (<FIII) rhyolites (HFSE-enriched)	Mature epicontinental backarc	Murchison, W.Australia Rudny Altai, Kazakhstan and Russia Iberian Pyrite Belt, Spain and Portugal Jibelt and Guemessa, Morocco Bathurst, Canada Campo Morado, Mexico



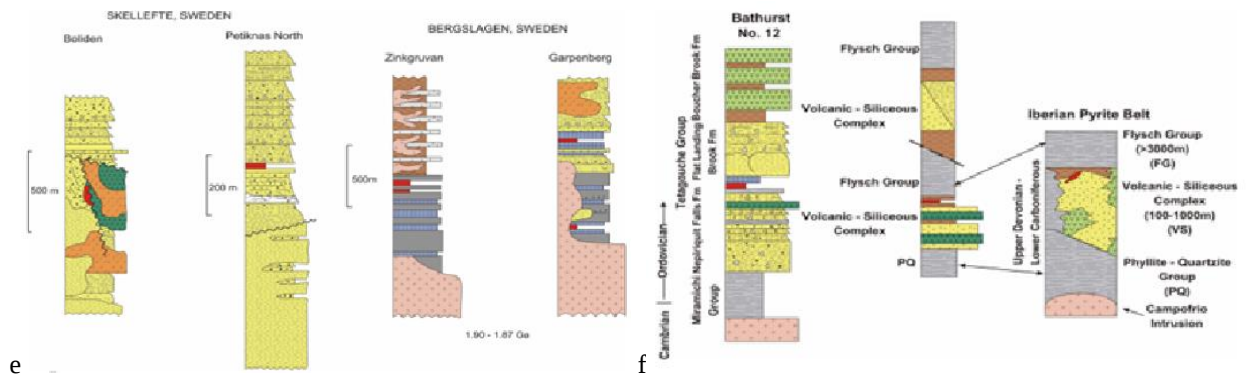


Рис. 37 а Разрез бимодально-основных отложений Кидд Крик и Поттер; в Разрезы Норандской кальдеры, вмещающей месторождение Хорн; с Стратиграфический разрез Алтае-Саянского орогена, основные кремнисто-кислые отложения VMS; d Разрезы отложений VMS в районах Шеллефте и Бергслаген, вулканокластические фации; f Разрез района Батерст и Иберийского пиритового пояса, кремнисто-кислые последовательности.

В настоящее время признано, что многие отложения VMS частично или полностью формируются под морским дном в рыхлых осадочных и вулканокластических литофациях в результате процессов инфильтрации и осаждения сульфидных минералов внутри порового пространства.

VMS встречаются в близжерловой зоне вулканических центров. Эти проксимальные области распознаются и определяются по наличию кислых потоков, куполов и/или криптокуполов и/или скоплений основных и кислых синвулканических даек и/или силлов (рис. 38);

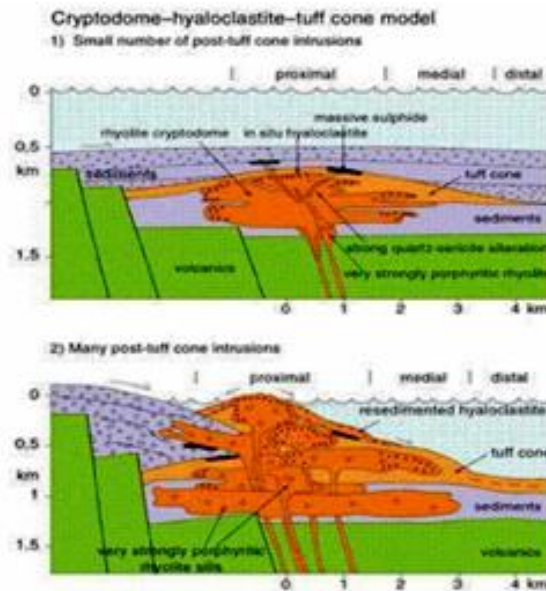


Рис. 38: Расположение массивных сульфидных линз в проксимальном вулканическом центре, отмеченном криптокупольно-гиалокластито-туфовыми конусными вулканами, округ Шеллефте, Швеция.

Эта пространственная и временная связь между проксимальными вулканическими центрами и отложениями VMS отражает лежащий в их основе структурный контроль, где разломы (трещины), которые являются каналами для подъема магмы, обычно являются каналами для восходящего гидротермального флюида.

В масштабе месторождения VMS обычно встречаются в пределах бассейнов, ограниченных разломами - впадин или грабенов, определяемых резкими изменениями фаций, такими как появление мощного потока вулканокластических фаций. В масштабе десятков километров небольшие бассейны масштаба месторождения являются частью более крупных рифтовых бассейнов или вулcano-тектонических впадин (котлов), которые могут включать кальдеры (рис. 39).

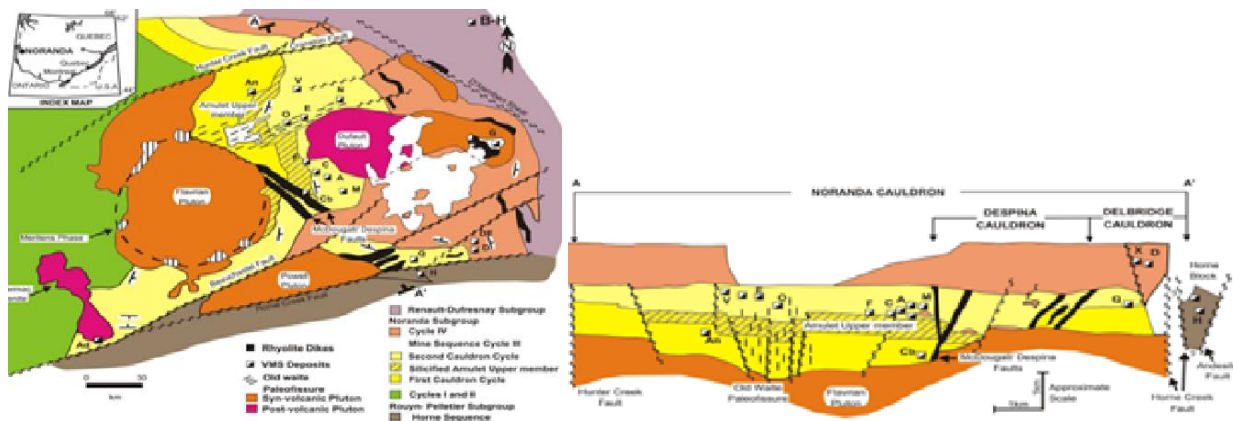


Рис. 39: Геологический план и разрез вулканического комплекса котла Норанда.

VMS в пределах района распределяются по одному или двум стратиграфическим интервалам (рис. 40).

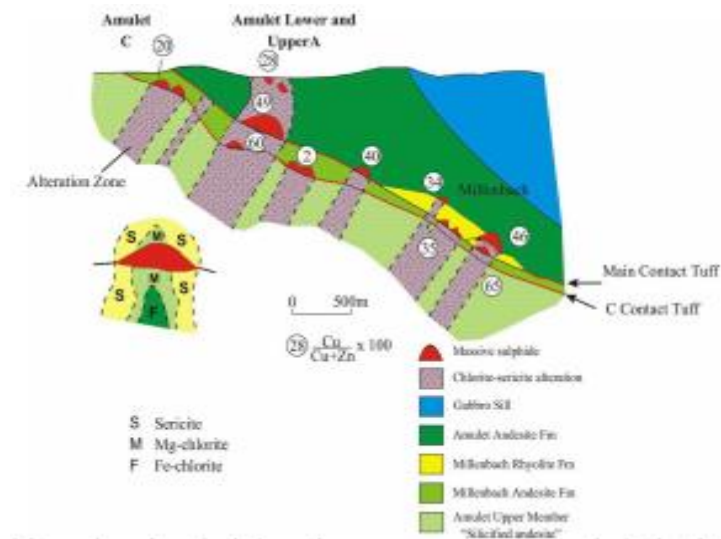


Рис. 40: VMS в котле Норанда - расположение на двух основных эксгалятивных горизонтах.

Региональные полуконформные зоны изменений простираются на десятки километров вниз от палеоморского дна до субвулканических интрузий. Они представлены минералогическими, составными зональностями, которые в толщах, вмещающих базитовых, пелитово-базитовых и бимодально-базитовых отложений, подразделяются на верхнюю (диагенетико-цеолитовые, карбонатные, спилитовые) и нижнюю (эпидот-кварцевые) полусогласные зоны. В основных вулканических фациях эпидот-кварцевые изменения

интерпретируются как частично представляющие высокотемпературную реакционную зону, которая могла обеспечить металлы для рудообразующих флюидов. В метаморфизованных террейнах зональность изменений минералогически усиливается за счет развития характерных крупнозернистых метаморфических комплексов.

Распространение и развитие полусогласных изменений минеральных комплексов отчасти связано с первичной проницаемостью вмещающих литофаций, например, таких как миндалевидные зоны, вдоль контактов потоков (потоковые брекчии и синвулканические разломы). В толщах, где преобладают вулканокластические и кремнистые осадочные фации, гидротермальные комплексы изменений более распространены и встречаются в виде матричного цемента и замещения богатым стеклом обломков.

Отличительные минералогические, изотопные изменения состава всей породы связаны с изменением подошвенных и висячих стенок. Эти зоны изменений образованы взаимодействием восходящего высокотемпературного гидротермального флюида, окружающей морской воды и их смесей с пластами лежачего и висячего бортов, непосредственно прилегающими к месторождению VMS (рис. 41).

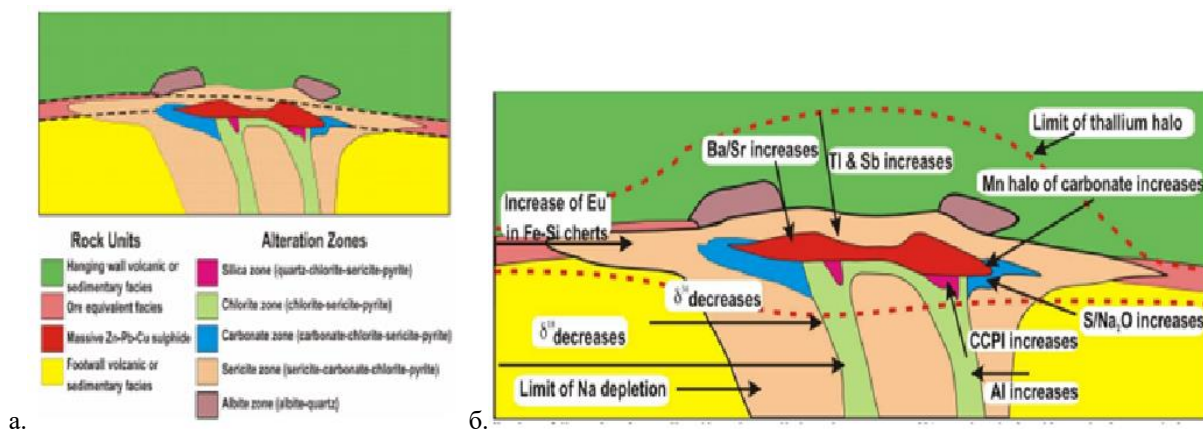


Рис. 41 а) Распределение несогласных зон изменений подошвы и висячей стенки; и б) геохимические и изотопные характеристики зон изменений лежащих и висячих стенок по мере удаления от массивных сульфидов.

«Зональное рафинирование» — это процесс, в результате которого достигается содержание и концентрация металлов, необходимые для образования месторождения. Оно развивается из-за большого температурного градиента: от горячего у основания к более прохладному наверху внутри растущей сульфидной линзы. Высокотемпературные жидкости, попадающие в основание линзы, постепенно откладывают медь внутри основания и внутри линзы, повторно растворяют Zn, Pb (+/-Au) и перемещают их наружу, что приводит к концентрации Zn, Pb и Au вверху. линзы. Зональное рафинирование может отражать изменение температуры и состава гидротермального флюида со временем из-за смены источника флюида или меньшего взаимодействия с более холодной морской водой из-за процессов самоуплотнения. Ему благоприятствует долгоживущая высокотемпературная

гидротермальная система - она характерна для богатых металлами месторождений. Однако в открытых гидротермальных системах, для которых характерны вентиляционные системы «черного курильщика», зафиксированные на современном морском дне, могут привести к почти полному удалению цветных и драгоценных металлов, оставляя после себя насыпь пиритовых сульфидов. Ключевым индикатором долгоживущей гидротермальной системы является продолжение комплексов гидротермальных изменений у подножья висячее крыло благоприятного стратиграфического интервала или горизонта.

7.2 Источники металлов и сопутствующих элементов.

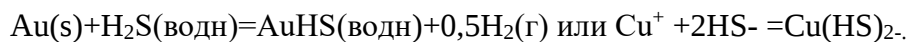
Исследования генезиса руд в месторождениях VMS и современных аналогах морских месторождений в течение последних 30 лет были сосредоточены в основном на моделях взаимодействия воды и горных пород, при этом прямому магматическому вкладу обычно отводится второстепенная или незначительная. Экспериментальные исследования взаимодействия базальта и морской воды при температурах до 425°C показали, что взаимодействие вода/порода без присутствия магматических летучих веществ может объяснить полный спектр наблюдаемых содержаний металлов в гидротермальных жерловых жидкостях, которые были проанализированы с середины 1990-х гг. в океанических хребтах.

Однако хорошо известно, что в результате магматической дегазации в конвективные гидротермальные системы добавляются He, CO₂, CH₄ и H₂S или SO₂. Некоторые исследования последовательно отстаивают важную, возможно, решающую роль поставок металлов магматическими жидкостями. В частности, в бассейне Манус составы металлических осадков, обнаруженных в пузырьках расплава включения и матричное стекло постепенно изменяются от Ni + Cu + Zn + Fe в базальтах и андезибазальтах до Cu + Zn + Fe в андезитах, до Cu + Fe в дацитах, до Fe в риодацитах и до Fe + Zn (+ Pb?) в риолите. Дополнительные доказательства на основе экспериментальных исследований и лазерного анализа ICP-MS отдельных богатых паром жидких включений - Cu и Au вместе с As и Sb преимущественно концентрируются в магматических парах в концентрациях, которые намного выше, чем в рассолах с высоким содержанием Cl. Эти наблюдения в сочетании с исследованиями, которые показывают обогащение Cu, Au, As и Sb в массивных сульфидных отложениях морского дна в риолитовых и риодацитовых обстановках в восточной части бассейна Манус позволяют предположить, что импульсы магматических жидкостей, инжектированные в конвективные системы морской воды, могут быть важными источниками металлов в кислых средах, и что взаимодействие вода/порода может доминировать в поставках металлов в мафических условиях. Альтернативная точка зрения состоит в том, что магматические жидкости, богатые летучими веществами, добавляют кислоту в конвективные гидротермальные системы, и образующиеся в результате очень кислые жидкости (pH <1) способны выщелачивать дополнительные металлы.

Источники лигандов, участвующих в транспорте компонентов руды.

Основным анионом морской воды является Cl с удивительно постоянной концентрацией 543 мМ/л или 19 277 мг/л. Следующим по важности анионом является SO₄ с концентрацией 2600 мг/л или 27 мМ/л, за ним следуют HCO₃ (140 мг/л), Br (65 мг/л) и H₃BO₄ (24 мг/л). Знания о содержании Cl в флюидах, участвующих в формировании отложений VMS, получены на основе изучения флюидных включений и прямого отбора проб активных гидротермальных систем на современном морском дне. Жидкие включения из большинства древних отложений VMS имеют концентрацию Cl, близкую к концентрации Cl в морской воде (3–6 мас.% NaCl), но многие из них имеют гораздо более высокое содержание Cl. Исследования активных систем показали, что основной причиной изменения солености на срединно-океанических хребтах является фазовое разделение на низко- и высокохлоридные флюидные фазы. Значения хлора в отобранных жерловых жидкостях имеют меньший диапазон, чем в жидкостных включениях VMS: от 10 до 200 процентов значений морской воды (0,3–7% масс. NaCl). Бассейны с рассолом Красного моря представляют собой уникальный современный случай, когда конвективная морская вода вступает в реакцию с подземными испаряемыми минералами, в результате чего содержание Cl примерно в 8 раз превышает содержание хлора в морской воде (25 мас.% NaCl), что близко к насыщению NaCl.

Сероводород—еще один анион, который может быть важным металлокомплексобразователем, участвуя в таких реакциях, как:



Сероводород может поступать в циркулирующие гидротермальные жидкости путем (1) гидротермального или бактериального восстановления сульфата морской воды, (2) реакций гидролиза с вулканическим стеклом или сульфидными фазами во вмещающих породах или (3) прямой инъекции магматических летучих веществ. Диоксид серы нестабилен в водных средах и диспропорционирует с SO₄ и H₂S или с SO₄ и самородной серой по следующим реакциям:



Таким образом, реакции диспропорционирования SO₂ также вносят значительный вклад в повышение кислотности гидротермальных флюидов.

Источники флюидов, участвующих в транспорте рудных компонентов.

Подавляющее большинство химических и изотопных исследований состава флюидов в современных и древних месторождениях VMS показывают, что морская вода является доминирующей минерализующей жидкостью. Циркуляция морской воды в отложениях VMS обусловлена магматическим теплом. Получающаяся в результате конвекционная система производит морскую воду с измененным составом в результате реакций с вмещающими

породами и температуры жидкости примерно до 400°C в зоне подъема и в месте гидротермального источника на морском дне.

Другими потенциально важными участниками процесса транспортировки руды являются магматическая вода и связанные с ней летучие вещества. Обычно магматические газы содержат около 90 мольных процентов H_2O , 5–10 мольных процентов CO_2 , 1–2 мольных процента серосодержащих частиц, таких как SO_2 и (или) H_2S , и меньшие количества H_2 , HCl и HF . HCl является особенно важным магматическим летучим веществом в островодужных и задуговых условиях. Все эти виды газов могут напрямую абсорбироваться в конвективные гидротермальные системы морской воды, а существенное добавление магматического компонента приведет к разбавлению Cl за счет добавления H_2O , CO_2 , S и F и снижению pH .

Магматическая жидкость может содержать значительные количества компонентов углерода и серы, а также потенциально значительные металлические компоненты. Некоторые жидкостные включения и экспериментальные данные указывают на то, что магматические пары могут нести исключительно высокое содержание металлов, что повышает вероятность того, что кратковременный магматический импульс с ограниченным объемом может быть очень важным для обеспечения металлов в системе.

Магматическая вода из различных магматических сред имеет δD от -40 до -80 промилль и $\delta^{18}O$ от 6 до 8 промилль, и эти значения могут быть применены к системам MOR. Дуговая и задуговая системы несколько различаются из-за воды, образующейся в результате обезвоживания опускающейся плиты; магматические воды, связанные с дугой, по оценкам, имеют значения δD около -25 промилль. Таким образом, даже небольшие вклады магматической воды должны отличаться отрицательными значениями δD в гидротермальных флюидах.

Обнаруженные жерловые жидкости из области извержения вулкана MOR 1991 года со значениями δD всего лишь -2 на мил. Эти значения, которые являются единственными отрицательными значениями δD , обнаруженными для жерловых жидкостей с участков MOR, могут быть результатом либо небольшого компонента магматической воды, либо открытого системного изобарного процесса фазового разделения. Конвекция морской воды — это процесс, который охлаждает осевые магматические очаги и извлекает тепло из океанической коры. Морская вода не может погасить магму, не испытав разделения фаз. Магматическое смешение вод вместе с реакциями флюид-базальт, сдвигающими $\delta^{18}OH_2O$ в сторону более высоких значений, объясняет изотопную систематику жерл, обедненных D . Однако базальты срединно-океанических хребтов (MORB) имеют тенденцию быть довольно «сухими» и содержать лишь около 0,2% воды; исследования гавайских стекол показали, что они никогда не достигают насыщения водой при глубинах извержения более нескольких сотен метров. То

есть морские или базальтовые лавы не выделяют воду на глубинах более нескольких сотен метров, просто «замерзая» с образованием стекла. Однако полная кристаллизация базальтовой дайки MOR, содержащей только безводные фазы, могла привести к выделению магматической воды. Таким образом, отрицательные значения δD не являются убедительным доказательством магматического существования воды в конвективно-вентиляционной системе. Аналогично, данные о стабильных изотопах и жидких включениях магматического водного компонента в отложениях VMS в целом двусмысленны.

В задуговых тектонических условиях жерловые жидкости с отрицательными значениями δD (-8,1 промилле) были проанализированы из жерлового поля DESMOS в бассейне Манус. Это гидротермальное поле состоит из пород от андезитовых до риодацитовых, а образующие их магмы значительно более богаты водой, чем MORB. Это указывает на то, что гидротермальные жидкости из восточных участков бассейна Манус имеют химический состав, соответствующий смеси двух третей морской воды и одной трети магматической воды, богатой летучими веществами.

Сероводород также может быть добавлен в гидротермальные системы в результате магматической дегазации, но доказательства этого процесса для систем MOR неоднозначны, поскольку H_2S образуется в изобилии в результате выщелачивания магматических сульфидов из базальтовых пород во время взаимодействия вода/порода. Исследования $\delta^{34}SH_2S$ в вентиляционных жидкостях черного курильщика MOR показали, что некоторое количество сульфатов, полученных из морской воды, включается в результате реакций сульфатредукции, что приводит к положительным значениям $\delta^{34}S$, наблюдаемым в образцах вентиляционных жидкостей H_2S и массивных сульфидов.

Фельзитовая магма имеет тенденцию быть более окисляющей по сравнению с мафитовой магмой, поэтому ожидается, что SO_2 будет доминирующим магматическим сернистым газом. Различные исследователи использовали реакции диспропорционирования SO_2 (по H_2S и SO_4) для объяснения отрицательных значений $\delta^{34}S$ (от -3 до -18 на мил) H_2S и сульфидных минералов, а также значений $\delta^{34}SSO_4$ ниже, чем в морской воде (10–17 на мил) в связанном SO_4 . Химические данные по изотопам серы объясняют отрицательные значения $\delta^{34}S$ сульфидов, связанных с дуговыми и задуговыми вулканическими системами VMS, и убедительно предполагают происхождение серы из магматических паров SO_2 .

7.3 Процессы химического переноса.

Лигандами, наиболее важными для транспорта металлических элементов при рудообразовании, являются Cl и HS, исходя из современного состояния знаний о водных комплексах в гидротермальных растворах. Cl является важным комплексообразователем, который значительно увеличивает растворимость благородных металлов (Fe, Cu, Pb, Zn) в

гидротермальных растворах. Комплексообразование сульфида (MeHS) важно для повышения растворимости некоторых металлов, особенно Cu и Au .

Расчеты геохимических реакций, учитывающие все возможные водные соединения и их влияние на растворимость минералов, показали, что флюиды, содержащие морскую воду или более высокую соленость, способны переносить металлы и сульфиды при температуре выше 200°C , и что отложение рудных флюидов VMS происходит главным образом из-за изменения температуры, когда гидротермальные флюиды смешиваются с холодными окружающими придонными водами. Последовательность сульфидных, сульфатных и силикатных минералов (рис. 42), образующихся в результате смешения 350°C флюида с холодной окружающей придонной морской водой, показало, что охлаждение является важнейшим фактором.

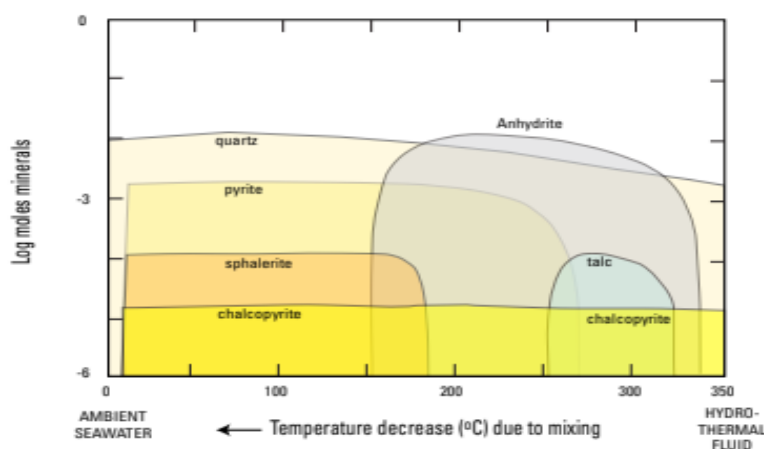


Рис. 42. Диаграмма хода реакции, показывающая стабильность минералов и количества, образовавшиеся в результате постепенного смешивания воды горячих источников Восточно-Тихоокеанского поднятия с температурой 350°C (правая сторона) с холодной (2°C) придонной морской водой (ближе к левой стороне диаграммы).

Несмотря на разбавление гидротермального флюида, происходят обильные минеральные осадки, а охлаждение является причиной выпадения пирита, халькопирита, сфалерита и кварца. Ангидрит, тальк и барит выпадают в осадок в результате смешивания и добавления сульфата и магния из морской воды. Прогнозируемая последовательность минералов, особенно халькопирит→ангидрит→пиритсфалерит, хорошо согласуется с последовательностью в некоторых массивных сульфидных месторождениях и трубах морского дна.

7.4 Термобарические и геодинамические условия рудообразования.

Циркуляция флюидов в подводных гидротермальных системах обусловлена теплом субвулканических интрузивов. В принципе, природу переноса жидкости и массы в подводных гидротермальных системах можно представить как простую задачу (рис. 43).

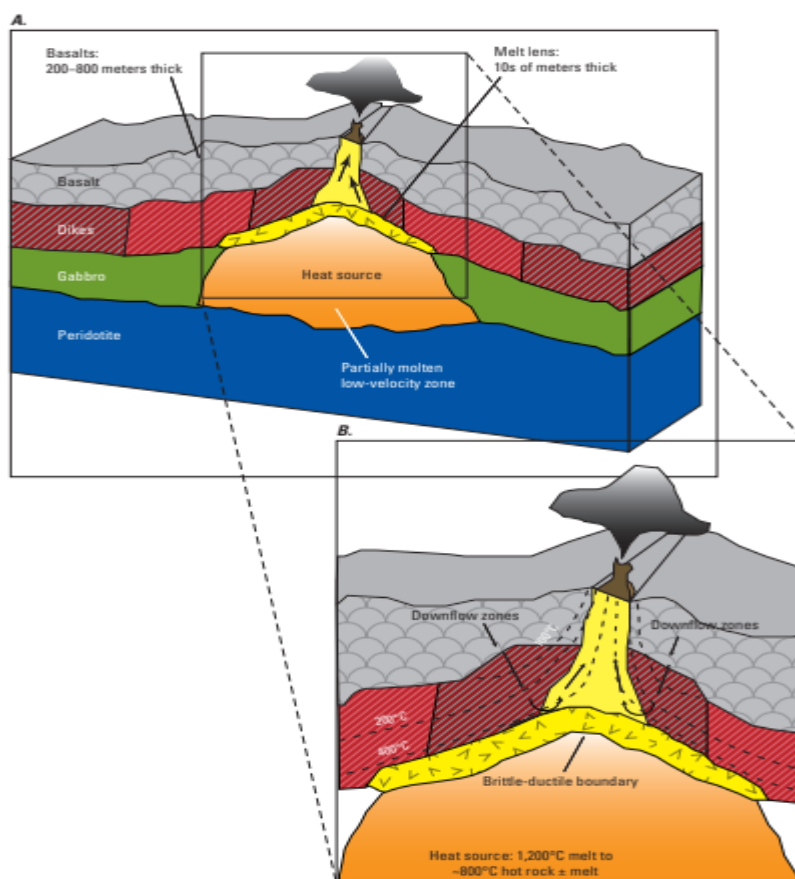


Рис. 43. Схематическое сечение типичной архитектуры земной коры срединно-океанических хребтов.

А. Поперечное сечение, показывающее подушечные лавы и подушечные хребты, слоистые дайки, габбро (включая конвективный осевой магматический очаг) и ультраосновные породы.

В. Более детальный вид, показывающий магматический источник тепла, хрупко-пластическую переходную зону и предполагаемые модели циркуляции гидротермальных флюидов, включая множественные зоны нисходящего потока и сфокусированную зону восходящего потока под осью хребта и жерла черного курильщика на морском дне в пределах осевой рифтовой зоны.

Конвекция вызывается магматическим теплом, поэтому существует симметричная зона нижнего и нижнего пределов, где холодная морская вода заряжает систему, и более сфокусированная зона верхнего уровня, где нагретая жидкость плавно и быстро поднимается к морскому дну. В представляющих интерес системах обычно преобладают один или два типа горных пород и одна жидкость – морская вода. Однако на практике этот процесс очень сложен. Недавние достижения в моделировании, которые учитывают динамику, связанную с внедрением даек, передачей тепла от магматического очага к гидротермальной системе, а также конвекцией и пополнением магмы внутри очага, позволяют реалистично аппроксимировать двухфазный минимум в системе $\text{NaCl-H}_2\text{O}$. Это позволяет моделировать различные химические, физические и транспортные процессы в фазах паров низкой солености

и рассоле высокой солености. Эти модели ведут к лучшему пониманию временной эволюции морских гидротермальных систем и судьбы рассолов, образующихся в недрах путем разделения фаз.

Было обобщено множество исследований по моделированию жидкости в древних и современных системах VMS и использовано совмещение модели реактивного транспорта и модели проницаемости трещин, чтобы понять условия, необходимые для формирования крупного месторождения VMS. Пришли к выводу, что для формирования месторождений VMS среднего размера (около 1,2 млн тонн общего количества цинка и меди) требуется 5000 лет, а для образования сверхгигантских месторождений (>12 млн тонн цинка или 24 млн тонн меди) требуется гораздо больше времени (>35 000 лет) или гораздо более высокое содержание металлов в жидкости (>100 ppm).

7.5 Характер каналов движения продуктивных флюидопотоков.

Многочисленные исследования активных гидротермальных источников на морском дне показывают, что сфокусированный высокоскоростной поток (1–2 м/с) обычно возникает в жидкостях черного курильщика с самой высокой температурой. Эти низкие скорости требуют открытых каналов для жидкости. Стрингерные или питающие зоны наблюдаются в ряде случаев на современном морском дне или при бурении массивных сульфидных отложений. По аналогии штокверковые зоны, древних месторождений VMS, представляют собой питающие зоны под массивными сульфидными телами.

Более глубокие части восходящих систем менее известны. Одна из областей предполагаемого глубокого мощного поднятия находится в грабене Солеа на Кипре, где массивные эпидот-кварцевые изменения, развитые в меловых лавах, отражают сильные реакции вода/порода, вызванные высокотемпературными гидротермальными жидкостями. Подобные зоны наблюдались над субвулканическими интрузиями и в других офиолитовых системах VMS.

Зоны подпитки охарактеризовать труднее, поскольку эти системы более диффузны и возникающие в результате изменения менее интенсивны. Изменения стенок обширны и в некоторых случаях полуконформны, что указывает на низкую или умеренную температуру в широкой зоне перезарядки.

Природа ловушек и взаимодействия со стенками, вызывающих осаждение руды.

В системах VMS охлаждение подошвы считается основной причиной осаждения сульфидов, а изменения вмещающих пород в основном считаются менее значимыми для осаждения руд. Однако наблюдения за быстрым окислением сульфидов на морском дне привели к предположению о различных механизмах, сохранивших древние руды. К ним относятся бескислородные (в том числе сульфидные) придонные воды, покрывающие лавы

или химические осадки кремнезема, сульфатных минералов, которые покрывают и изолируют систему от окисляющих придонных вод.

Строение и состав широко распространенных изменений висячих стенок на месторождениях VMS являются свидетельством остаточной конвекции гидротермальных растворов из-за продолжающегося охлаждения нижележащих плутонов после периода рудообразования.

8. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ.

8.1 Геологические.

Признание рифтовой среды VMS имеет важное значение для выбора района поисков. Рифты характеризуются характерными ассоциациями и изменениями горных пород, включая:

- 1) предрифтовые вулканические, вулканогенно-осадочные или осадочные последовательности, которые могут быть частью океанического острова, окраиной континента или эпиконтинентальной последовательностью;
- 2) синрифтовая последовательность, характеризующаяся бимодальным вулканическим или вулканогенно-осадочным комплексом, в котором преобладают либо базальты (или андезибазальты), либо риолитовые вулканиты;
- 3) в ряде случаев (бимодальные кислые и кремнисто-кислые отложения) пострифтовая термическая последовательность опусканий, характеризующаяся хорошо стратифицированными морскими осадочными породами с вулканическими породами или без них, или дифференцированными дуговыми вулканическими породами, свидетельствующими о возврате к сжимающему дуговому тектоническому режиму;
- 4) свидетельства осадочных структур, вулканических фаций и окаменелостей широко распространенной подводной среды и быстрого погружения из наземной или мелководной морской среды в глубоководную морскую среду (например, район VMS Осетрового озера);
- 5) обширные рои синвулканических даек как свидетельство рифтинга и опускания (например, район Норанда);
- 6) широко распространенные от умеренных до сильных региональные и локальные участки гидротермальных изменений и металлических минерализация (жилы цветных и/или драгоценных металлов, вкрапленные сульфидные зоны) в пред- и синрифтовых толщах; и
- 7) наличие комагматических субвулканических интрузий, состоящих из тоналита, трондьемита, кварцевого диорита и габбро и чьи кислые фазы геохимически эквивалентны ассоциированным кислым вулканическим породам (например, Флаврианский плутон, Норанда; плутон залива Бейдельман).

Эти особенности можно наблюдать во время региональных поисках. Синрифтовые вулканические породы можно распознать с помощью литогеохимии. Например, состав микроэлементов позволяет распознать благоприятные среды вулканической дуги и задней

дуги по сравнению менее перспективными средами океанского дна и океанских островов. Доказательства присутствия этих дуг могут включать присутствие бонинитов и низкотитанистых базальтов и коматиитов. Эти типы пород являются продуктом массового плавления литосферной мантии на стадиях зарождающегося дугового развития и последующего дугового рифтинга. Другой потенциально значимой ассоциацией является появление исландита и/или высокотитанистых андезитов в некоторых районах VMS, особенно бимодальмафитового типа. Описана связь между андезитом с высоким содержанием железа и титана и массивными сульфидами на Галапагосском хребте. Сланцы и/или андезиты с высоким содержанием Ti (Fe) также были обнаружены в Норанде, на месторождении Сан-Николас в Мексике, на месторождениях Тамбо-Гранде в Перу, месторождении Маттаби и месторождении Флин-Флон.

Состав отличительных типов кислых вулканических пород, которые содержат множество месторождений VMS, также используется для определения перспективности. Вулканические породы кислого состава, связанные с отложениями VMS, имеют специфический состав. В каждом случае эти высококремнистые риолитовые расплавы образуются при высоких температурах (800-1000°C) в результате частичного плавления коры на неглубоких (<15 км) уровнях в рифтовой среде. Более того, даже если определена перспективная последовательность вулканических дуг, конкретные составы базальтов и риолитов (например, базальт срединно-океанических хребтов, бонинит и риолит с высоким содержанием кремния) могут использоваться для определения событий рифтогенеза, которые ограничивают благоприятные рудные интервалы (горизонты) в километрах от любого месторождения VMS. Таким образом, петрохимия бимодальных вулканических комплексов используется во время региональных поисков для определения рифтовых последовательностей и условий, благоприятствующих образованию VMS.

Крупные вулканотектонические структуры опускания являются проявлением подводных рифтовых сред морского дна, и их распознавание будет наиболее важным на стадии прогнозно-поисковых исследований, но их очень трудно распознать даже в хорошо изученных районах VMS. Наличие субвулканических интрузий является одним из способов распознавания центральных вулканических комплексов и, возможно, вулканотектонических структур опускания. Сосредоточение высоких геотермических градиентов внутри этих структур опускания приводит к характерному скоплению отложений VMS. Присутствие 14 месторождений VMS в котле Норанда является примером такого кластерного эффекта, что делает этот тип месторождений еще более важным объектом поисков.

Перерывы в вулканизме, которые могут определяться тонкой обломочно-химической осадочной толщей (эксгалитом), и/или резким изменением литофаций. Наличие

эксплятивных единиц используется для определения перспективных контактов, тогда как распределение и состав содержащихся в них металлов, микроэлементов и РЗЭ (например, Eu) используются для определения направления поисков вдоль этих контактов. Минералогические, геохимические и изотопные характеристики, связанные с гидротермальными изменениями, широко использовались в качестве векторов поисковых работ.

Подробные геологические карты обеспечивают важнейшую основу. Для регионов, где отсутствуют известные месторождения, ориентиром первого порядка является возраст вулканогенно-осадочной толщи относительно возраста последовательностей в других частях мира, содержащих значительную минерализацию VMS. База данных показывает периоды времени в геологической летописи, в течение которых образовались значительные месторождения VMS. Используя эти возрастные данные, можно сделать вывод, что во всем мире в докембрии основная минерализация VMS происходила в период 2,75–2,65 млрд лет, 2,05–1,85 млрд лет и 1,00–0,65 млрд лет назад. Вулканогенно-осадочные террейны с возрастом вне этих временных периодов, в том числе >3,25 млрд лет, 2,65–2,00 млрд лет и 1,85–1,00 млрд лет с меньшей вероятностью содержат крупные (>30 млн тонн) месторождения. Такие пробелы в вековом распределении докембрийских отложений VMS отражают эволюцию фундаментальных процессов в земной коре, особенно тектоники плит и связанного с ней формирования крупных континентальных блоков. В фанерозое месторождения VMS сформировались в основном в период 500–300 млн лет назад (поздний кембрий–поздний карбон). Не известны длительные периоды (>50 млн лет), в которых отсутствуют значительные месторождения VMS. Мало месторождений с возрастом менее 15 млн лет назад (средний миоцен) - в результате ограниченной обдукции более молодых морских вулканогенно-осадочных толщ на континенты.

В пределах комплексов, содержащих месторождения, ключевыми ориентирами являются (1) благоприятные морские вулканогенно-осадочные толщи, включая кислые или мафийские лавы или туфы, грубые брекчии и риолитовые купола, которые содержат минерализацию в пределах одного и того же комплекса; (2) перспективные структуры, включающие пластовые тела и дискордантные жилы; (3) эксгалиты, особенно содержащие барит и (или) высокие концентрации Cu, Zn или Pb; (4) синвулканические структуры, такие как разломы роста, кальдеры и пересечения разломов, которые могут иметь концентрированный минимум жидкости и локализованную сульфидную минерализацию; (5) местные мелкозернистые, высокоуглеродистые или графитовые осадочные породы, которые фиксируют перерывы в вулканизме и в большинстве случаев указывают на одновозрастные бескислородные сульфидные придонные воды, которые предотвращали выветривание морского дна и

окисление сульфидов; (6) крупные синвулканические силлы и (или) дайки, которые обычно встречаются у основания образований, служивших источниками тепла для привода гидротермальных систем; (7) обильный хлорит или мусковит и их метаморфизованные эквиваленты (включая минералы, богатые Al), как свидетельство изменений типа VMS.; и (8) обильные турмалин и (или) ганит; а также диагностическая минералогия метаморфизованных зон изменений, подчеркивающая различия между блоками зеленосланцевой и гранулитовой фаций. В последней преобладают гнейсы и диагностические минералы, если они не затронуты ретроградным метаморфизмом, включая кордиерит, диопсид, ортопироксен, гранат, калиевый полевой шпат, биотит и Al-силикаты, особенно кианит и силлиманит.

8.2 Геохимические.

Геохимия горных пород традиционно использовалась для определения, картирования и векторизации зон изменений VMS, для дифференциации типов вулканических пород и для разработки хеомстратиграфии, которая помогает стратиграфической корреляции и отслеживанию благоприятных рудосодержащих единиц. Литогеохимическое опробование поверхности и керна скважин позволяет создавать трехмерную базу данных для эффективного геохимического нацеливания. Образцы почвы (растительности) отбираются для определения целей на закрытых площадях.

Геохимические критерии поисков VMS можно разделить на категории, которые фокусируются на следующих типах среды: (1) горные породы, (2) минералы, (3) речные отложения и концентрации тяжелых минералов, (4) ледниковые тиллы, (5) озерные отложения, 6 – воды, 7 – почвы и почвенные газы.

Геохимия горных пород направлена на поиск повышенного содержания цветных и благородных металлов и благоприятных индикаторов гидротермальных изменений типа VMS. Магматические породы в перспективных поясах обычно имеют геохимические признаки, отражающие формирование в различных геодинамических условиях, включая океанические спрединговые хребты, рифтовые дуги и задние дуги, а также рифтовые окраины континентов. Доминирующим является толеитовый-переходный бимодальный магматизм; щелочные и субщелочные вулканические породы по сравнению с этим редки. В докембрийских террейнах благоприятные условия для месторождений VMS включают, помимо прочего, высокотемпературные риолиты, имеющие диагностический состав, включая высокие значения Zr (>300 ppm), отношения $Y/Zr < 7$, отрицательные аномалии Eu (нормированный на хондрит базис [CN]), отношения $(La/Yb)_{CN} < 7$, а соотношение $(Gd/Yb)_{CN} < 2$). В фанерозойских террейнах составы кислых (и мафитовых) магматических пород, связанных с отложениями VMS, сильно различаются. Вариации состава сульфидных месторождений, измененных вмещающих пород и связанных с ними эксгалитов используются как возможные ориентиры

при поисках руд. Отношение металлов $100\text{Zn}/(\text{Zn} + \text{Pb})$ использовалось в вулканах Маунт-Рид на Тасмании, чтобы отличить VMS от концентраций сульфидов, образованных другими типами минерализации. Геохимические векторы, предложенные для вмещающих пород, включают «ящик изменений», который сочетает в себе индекс изменения Исикавы, $100(\text{K}_2\text{O} + \text{MgO})/(\text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$, с хлорит-карбонат-пиритовым индексом $100(\text{MgO} + \text{FeO})/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{K}_2\text{O})$. Увеличение значений обоих параметров отражает интенсивность изменений, при которых серицит, хлорит, карбонат и пирит замещают натриевый полевой шпат и стекло в вулканических породах. Эта схема может иметь преимущества перед предыдущими подходами, например, основанными на химических приростах и потерях во время изменений, и ее лучше всего применять к кислым вулканическим породам в сочетании с минералогическими и текстурными данными по анализируемым образцам. Был разработан нормативный индекс минеральных изменений, который менее чувствителен к литологическим различиям между образцами и лучше идентифицирует гидротермальные минеральные комплексы, связанные с рудой.

В региональном масштабе гидротермальный минимум, связанный с минерализацией VMS, может образовывать характерные минеральные ассоциации и минеральный состав, отличающийся от метаморфизма зеленосланцевой фации, в котором гидротермально измененные вулканические породы преимущественно содержат обильные железистые хлориты, ферроактинолиты и крупнозернистые клинозоизиты. Потеря Na_2O во время изменения VMS является отличительной чертой этого типа месторождений. Другие предполагаемые факторы изменения вмещающих пород включают увеличение значений Tl , Sb , Ba/Sr , $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах и содержания Mn в карбонатах по отношению к руде. Другим возможным вектором являются изменения в минералогии и минерально-химическом составе вмещающих пород, вызванные сульфидно-окисдно-силикатными равновесиями, возникшими в ходе метаморфизма. Этот процесс и его применение при поисках связано с ореолами и пропорциями богатых Mg и (или) Zn силикатов и богатых Zn оксидов, интенсивность которых увеличивается по мере приближения к руде. Составы минералов, образовавшихся во время VMS и позже наложенные метаморфические процессы были в центре прогнозных построений, включая исследования турмалина, богатого Zn ставролита, рутила и магнетита. Наличие высоких концентраций золота в некоторых месторождениях привело к признанию сфалерита с низким содержанием железа и определенных равновесий сульфидизации в качестве ориентиров для систем, богатых золотом. На некоторых террейнах основная геохимия эксгалитов, связанных с VMS, может использоваться в качестве поисковых векторов. В районе Батерст в Нью-Брансуике, Канада, эксгалиты хорошо обнажены на двух основных стратиграфических уровнях. Эти эксгалиты, состоящие из различных фаций образования железа (сульфид,

карбонат, силикат, оксид), послужили центром детальных минералогических и геохимических исследований поясов Брансуик и Хит-Стил. Они позволили создать наиболее полные базы данных, об обширных по латерали эксгалитах, связанных с древней минерализацией VMS, и обеспечили основу для оценки использования геохимии эксгалитов при поисках высокотемпературных гидротермальных центров и, как следствие, массивных сульфидных рудных тел. На основе данных по эксгалитам была построена диаграмма, показывающая идеализированные минералогические и композиционные зональности для проксимальных и дистальных условий относительно одного исходного месторождения VMS. Среди многих выявленных параметров в качестве диагностических для проксимальных эксгалитов (<500 м от массивного сульфида) было предложено наличие халькопирита, сфалерита и (или) галенита; высокие концентрации Cu, Pb, Zn, Ag, As, Au, Bi, Cd, Hg, In, Sb, Sn и Tl; высокие отношения Fe/Ti, Ba/Ti и Eu/Eu*, (где Eu/Eu* — величина европиевой аномалии). Эти параметры состава использовали вместе с другими (например, P/T) для определения индекса гидротермальных проявлений, который показывает самые высокие значения в трех крупнейших месторождениях VMS в поясе Хит-Стил и вблизи них. Эксгалационная яшма, связанная с минерализацией VMS в районе Лёккен в Норвегии, которую можно проследить по простиранию на 4–6 км, демонстрирует закономерность, в которой отношения As/Fe и Sb/Fe увеличиваются по направлению к массивному сульфидному объекту. В других регионах, где «выдохи» могут быть не обширными в латеральном направлении, благоприятными факторами близости к месторождениям VMS относятся: наличие сульфидов цветных металлов (халькопирит, сфалерит, галенит), повышенное содержание микроэлементов, таких как Cu, Zn, Pb и Tl, а также положительные аномалии Eu. Месторождение Вест 45 в Квинсленде, Австралия, было обнаружено путем выявления большой положительной аномалии европия в образце эксгалативной яшмы.

Другие образцы среды с переменным успехом использовались при поисках VMS. Речные отложения являются частью многих программ поисков и оценки регионального масштаба, основанных на разграничении геохимических аномалий, которые отражают эрозию сульфидсодержащих пород из известных месторождений. Тяжелые индикаторные минералы также могут быть полезны в поисковых программах на ледниковых шлейфах, где спессартин или другие устойчивые минералы, могут являться регистраторами минерализации типа VMS. Озерные отложения были использованы в некоторых региональных геохимических исследованиях. Геохимические исследования почв, как правило, ограничивались локализованными объектами, которые были уже очерченны геологическими особенностями или геофизическими аномалиями. Рекогносцировочные исследования почвы способствовали обнаружению скрытого месторождения VMS Лысая гора на севере штата Мэн. Почвенные

газы также оказались полезными из-за их подвижности в вадозной зоне и ледниковых покровах.

8.3 Геофизические.

Вулканогенные месторождения массивных сульфидов обычно имеют сильные геофизические контрасты с вмещающими породами из-за существенных различий в физических и химических свойствах между рудой и вмещающими породами. К таким свойствам относятся плотность, магнитная напряженность и восприимчивость, гравитация, электрическое сопротивление и акустическая скорость. Электрический собственный потенциал или переходные реакции на изменяющиеся во времени электромагнитные поля также могут использоваться для обнаружения погребенных сульфидных объектов. Обычно сульфидное тело представляет собой согласованную линзу, подстилаемую несогласным штокверком или стрингерной зоной с жильной минерализацией (рис. 44)

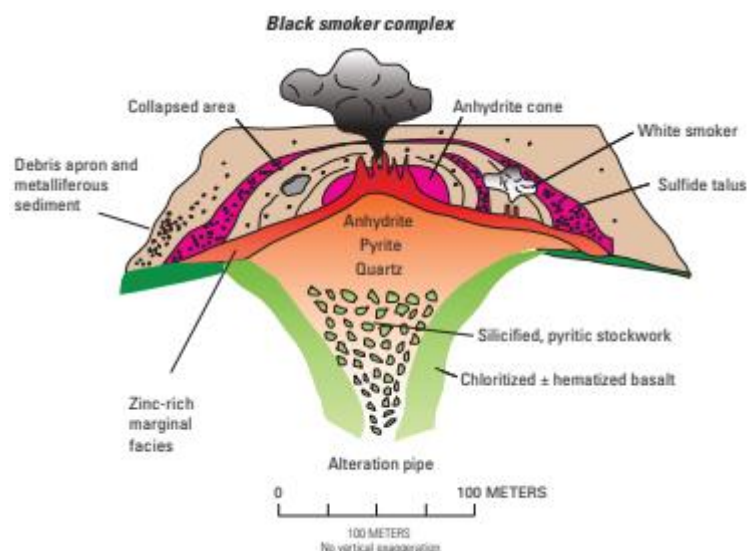


Рис. 44. Принципиальный разрез современного (TAG) сульфидного месторождения.
(согласованная полумассивная и массивная сульфидная линза, подстилаемая дискордантной штокверковой жильной системой и связанной с ней ореолом изменений).

Судя по форме и глубине рудного тела, содержание сульфидов в руде дает значительные геофизические признаки - электромагнитные, гравиметрические и магнитные отклики и, таким образом, предоставляют большой потенциал для геофизического обнаружения рудных тел (табл. 21).

Геофизические исследования (рис. 45) успешно применяются для выявления рудных тел и используются на ранних поисковых стадиях. Для сульфидных месторождений непосредственными векторами поисков становятся контрасты магнитных, электромагнитных и гравитационных (плотностных) свойств; гамма-спектроскопия представляет собой косвенный метод, основанный на химических контрастах, связанных с приповерхностными изменениями, главным образом, в виде обогащения или истощения запасов калия внутри и вокруг месторождения.

Применение геофизических методов при поисках VMS месторождений.
(O - представляет собой высокоэффективные методы, X - умеренно эффективные).

Geophysical method		
Air or ground	Application	VMS deposits
Electric		
Air	Geological Framework	X
Ground	Direct Targeting	O
Electromagnetic		
Air	Geological Framework	X
Air	Direct Targeting	O
Ground	Geological Framework	X
Ground	Direct Targeting	O
Magnetic		
Air	Geological Framework	O
Air	Direct Targeting	O
Ground	Geological Framework	O
Ground	Direct Targeting	O
Gravity		
Air	Geological Framework	X
Air	Direct Targeting	O
Ground	Geological Framework	X
Ground	Direct Targeting	O
Radiometric		
Air	Geological Framework	O
Air	Direct Targeting	X
Ground	Geological Framework	X
Ground	Direct Targeting	X
Seismic		
Ground	Geological Framework	X
Ground	Direct Targeting	X

Наиболее распространенным сульфидным минералом в месторождениях VMS является пирит, который часто связан с другими сульфидами, такими как пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит. Другие возможные несульфидные минералы, связанные с месторождениями VMS, включают магнетит, гематит и касситерит; барит может присутствовать в виде жильного минерала. Все эти минералы имеют относительно высокие значения удельного веса (4,0–7,5 г/см³; табл. 22), что резко контрастирует с существенно более низкими плотностями, измеренные в их осадочных или вулканических вмещающих породах. Плотность вмещающей породы в рудном районе Батерст 2,70–2,84 г/см³.

Электрические методы эффективны при идентификации VMS, поскольку они реагируют на электропроводность горных пород и минералов, которая может изменяться на 20 порядков. Из-за такого большого потенциального диапазона значений были разработаны различные электрические методы, использующие: измерение проводимости, удельного сопротивления (обратного значения проводимости), наведенной поляризации, электромагнетизма и спектров гамма-излучения (табл. 22). Электрические методы в настоящее время являются наиболее используемыми при поисках месторождений VMS (например, MegaTEM, Titan24 и скважинные методы).

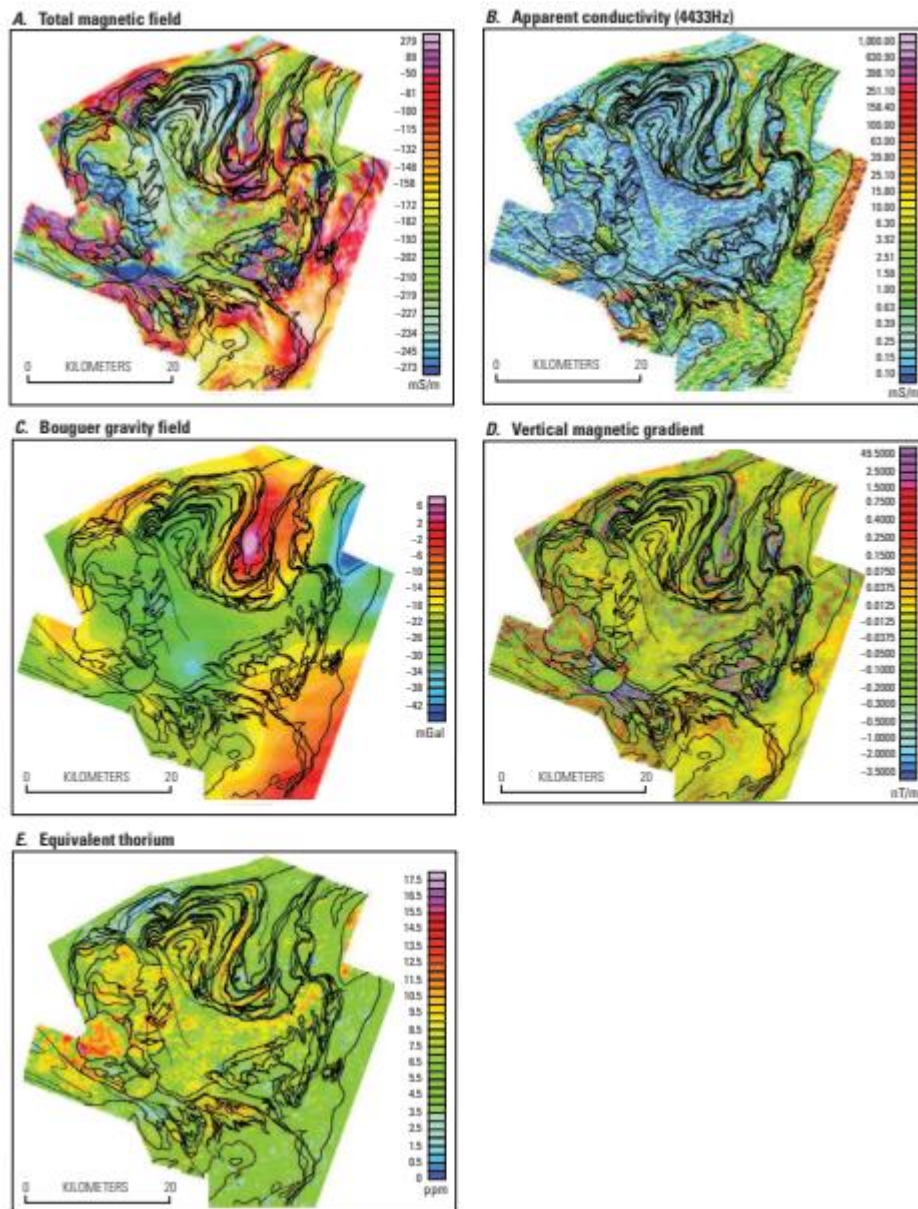


Рис.45. Аэрогеофизические исследования рудного района Батерст.

А. Карта общей напряженности магнитного поля. (теплые цвета - области высоких значений магнитной напряженности, более холодные - низкие значения; области красноватой и желтой окраски - магнетитсодержащие базальты). В. Карта кажущейся высокочастотной проводимости; (области красного и желтого цвета - черные сульфидсодержащие сланцы, обладающие высокой проводимостью). С. Карта гравитационное поля Буге. D. Карта вертикального магнитного градиента, E. Карта аномалий тория (отмечены красным и желтым - граниты и кислые вулканические породы).

Вулканогенные массивные сульфидные отложения обладают высокой проводимостью (рис. 45Б), превышающие 500 мСм/м и по величине близки к графиту и соленой воде. По сравнению с магматическими и метаморфическими породами с типичной проводимостью <1 мСм/м и осадочными породами с проводимостью от 1 до 500 мСм/м, контраст между отложениями VMS и вмещающей породой может быть значительным и может быть полезным физическим свойством. Однако осложняющим фактором может быть обводненная толща, перекрывающая рудное тело. Бескислородные осадочные горизонты, содержащие графит или сульфид, также обладают высокой проводимостью, и их трудно отличить от массивных сульфидных руд. Данные электросопротивления полезны при расчете кажущегося удельного

сопротивления на разных глубинах, что приводит к получению сечений истинного удельного сопротивления. Их можно использовать для создания трехмерной геометрии рудных тел на глубине. Исследования электросопротивления также используются для оценки мощности вскрышных пород, что затем может быть использовано для улучшения интерпретации данных гравиметрических исследований. Проводимость, обратная удельному сопротивлению, также может использоваться для картирования вскрышных пород.

Табл. 22.

Физические свойства (плотность, магнитная восприимчивость, электропроводность)									
Rock type	Density (g/cc)			Magnetic (SI x 10 ⁻³)			Conductivity (mS/m)		
	Min.	Max.	Ave.	Min.	Max.	Ave.	Min.	Max.	Ave.
Sediments and sedimentary rocks									
Overburden			1.92						
Soil	1.2	2.4	1.92	0.01	1.26				
Clay	1.63	2.6	2.21				10	300	
Glaciolacustrine clay						0.25	10	200	
Gravel	1.7	2.4	2				0.1	2	
Sand	1.7	2.3	2				0.1	2	
Glacial till							0.5	20	
Saprolite (mafic)							50	500	
Saprolite (felsic)							5	50	
Sandstone	1.61	2.76	2.35	0	20	0.4	1	200	
Shale	1.77	3.2	2.4	0.01	18	0.6	30	200	
Argillite							0.07	83.3	
Iron formation							0.05	3,300	
Limestone	1.93	2.9	2.55	0	3	0.3	0.001	1	
Dolomite	2.28	2.9	2.7	0	0.9	0.1	0.001	1	
Conglomerate							0.1	1	
Greywacke	2.6	2.7	2.65				0.09	0.24	
Coal			1.35			0.03	2	100	
Red sediments			2.24	0.01	0.1				
Igneous rocks									
Rhyolite			2.52	0.2	35				
Andesite			2.61			160			
Granite			2.64			2.5			
Granodiorite			2.73						
Porphyry			2.74			60			
Quartz porphyry						20			
Quartz diorite			2.79						
Quartz diorite, dacite						83			
Diorite			2.85			85			
Diabase			2.91						
Olivine diabase						55			
Basalt			2.99			25			
Gabbro			3.03			70			
Hornblende gabbro			3.08			70			
Peridotite			3.15			250			
Obsidian			2.3						
Pyroxenite			3.17			125			
Monzonite						85			
Acid igneous rocks			2.61			8			
Basic igneous rocks			2.79			25			

Rock type	Density (g/cc)			Magnetic (SI x 10 ⁻³)			Conductivity (mS/m)		
	Min.	Max.	Ave.	Min.	Max.	Ave.	Min.	Max.	Ave.
Phonolite			2.59						
Trachyte			2.6			49			
Nepheline syenite			2.61						
Syenite			2.77			49			
Anorthosite			2.78						
Norite			2.92						
Metamorphic rocks									
Quartzite			2.6			4			
Schist			2.64			1.4			
Marble			2.75						
Serpentine			2.78						
Slate			2.79			6			
Gneiss			2.8						
Amphibolite			2.96			0.7			
Eclogite			3.37						
Granulite			2.65						
Phyllite			2.74						
Quartz slate			2.77						
Chlorite schist			2.87						
Skarn	2.95	3.15				2.5			1.25
Hornfels	2.9	3				0.31			0.05
Sulfide minerals									
Chalcopyrite			4.2	0.02	0.4		1.11	6.67	
Galena			7.7			-0.03	1.11	1.47	
Pyrite			5	0.03	5.3		1.67	8.33	
Pyrrhotite			5		3,200		6.25	5	
Sphalerite			3.75	-0.03	0.75		0.08	3.70	
Other									
Magnetite			5.04	1,000	5,700				
Graphite			2.5	-0.08	0.2		1.01	3.57	

Исследования наведенной поляризации (IP) измеряют заряжаемость и временную разницу в реакции электромагнитного поля, которая связана со способностью материала сохранять электрические заряды. Исследования вызванной поляризации очень эффективны при обнаружении рассеянных сульфидных тел. Обычно эти сульфиды встречаются в измененном ореоле, окружающем массивное сульфидное рудное тело, и могут быть связаны с глинами, которые также вызывают значительные реакции IP.

Электромагнитные методы могут напрямую обнаруживать проводящие элементы, такие как месторождения цветных металлов, где между рудными телами и их резистивными вмещающими породами возникают значительные различия в значениях проводимости. Значения электропроводности почв, горных пород и рудных тел, измеряемые в миллисмансах на метр, варьируются в пределах нескольких порядков: от $3,57 \times 10^9$ мСм/м для графита до 5×10^8 мСм/м для пирротина и до 0,01 мСм/м для гравия и песка. Как воздушные, так и наземные электромагнитные методы эффективны при обнаружении массивной сульфидной минерализации, но только в том случае, если зерна сульфида в месторождении электрически связаны. В случаях, когда зерна сульфидов не связаны электрически, например, в штокверке вкрапленных сульфидов под основным массивным сульфидным рудным телом,

индуцированная поляризация может быть успешно использована для обнаружения этих и других вкрапленных сульфидов. Поскольку содержание воды сильно влияет на проводимость пласта, показано, что разница проводимости между влажным и сухим туфом различается в 100 раз. Насыщенная водой покрывающая порода может давать значения проводимости, которые эффективно маскируют VMS. минерализацию.

Магнитные данные высокого разрешения могут быть инструментом для определения геологической структуры и часто показывают контрастные закономерности, отражающие различия в литологическом составе, структурах, а также типе и степени изменений. Эффективность магнитных исследований зависит от наличия магнетита или других минералов с высокими значениями магнитной восприимчивости (рис. 45А; таблицы 21, 22). Рудные тела часто идентифицируются по оконтуриванию магнитных аномалий.

По сравнению с аномалиями, наблюдаемыми на картах полной магнитной напряженности, вертикальные градиентные аномалии, как правило, более ограничены и связаны с близко расположенными геологическими единицами, которые производят отчетливые магнитные аномалии. Карты вертикальных градиентов обычно используются для оконтуривания месторождений VMS (рис. 45).

Многие сульфидные минералы обладают высокими значениями магнитной восприимчивости что приводит к заметным магнитным аномалиям, связанным с рудными телами VMS. В некоторых случаях сильная магнитная сигнатура месторождения связана с минерализацией. Например, богатое медью месторождение VMS, содержащее халькопирит, может иметь сильную магнитную аномалию из-за его ассоциации с пирротинном, высокомагнитным, но нерентабельным минералом (табл. 21). Очень высокие значения магнитной восприимчивости наблюдаются у пирротина (3200×10^{-3} СИ) и пирита (5×10^{-3} СИ), которые являются наиболее распространенными минералами, связанным с месторождениями VMS. По сравнению с более низкими значениями, измеренными в большинстве осадочных и вулканических вмещающих пород, этот сильный контраст значений приводит к положительным магнитным аномалиям в обследуемые территории.

Другие распространенные сульфидные минералы в месторождениях ВМС, такие как халькопирит, сфалерит и галенит, имеют более низкие значения магнитной восприимчивости, которые аналогичны значениям, обнаруженным для их осадочных и вулканических вмещающих пород, и, таким образом, не способствуют возникновению каких-либо магнитных аномалий, связанных с рудным телом ВМС. Сфалерит не имеет выраженных геофизических свойств, которые позволили бы его идентифицировать с использованием обычных геофизических методов и, по сути, обнаружение любых Zn-содержащих сульфидов затруднено. Магнетит и гематит — распространенные минералы железа., которые могут быть

связаны во времени и пространстве с VMS; высокие значения магнитной восприимчивости этих минералов приводит к усилению магнитных аномалий. Тот факт, что с рудными телами связаны сульфиды с высокими значениями магнитной восприимчивости, облегчает их идентификацию. Кроме того, несulfидные минералы с высокими значениями восприимчивости, такие как магнетит (5500×10^{-3} СИ) и гематит (40×10^{-3} СИ) (табл. 22), также распространены в некоторых месторождениях. Магнетит в месторождениях VMS обычно встречается в ядре штокверка и в центральной части перекрывающей сульфидной линзы.

В других случаях гидротермальные изменения пород под массивными сульфидными отложениями могут приводить к разрушению магнитных фаз и приводить к аномально низким магнитным сигналам, во многом похожим на зоны гидротермальных изменений вокруг термальных бассейнов.

Гравиметрические исследования могут быть использованы для обнаружения избыточной массы (рис. 46), которая может указывать на наличие потенциального рудного тела на глубине, и для оценки размеров избыточной массы; гравиметрические исследования могут использоваться в сочетании с исследованиями проводимости для оценки того, вызвана ли аномалия проводимости графитовым телом низкой плотности на глубине или зоной сульфидной минерализации высокой плотности. Минералы месторождений VMS, имеют относительно высокие значения удельного веса, что резко контрастирует с более низкими значениями удельного веса, измеренными в их осадочных и вулканических вмещающих породах. Гравитационные максимумы типичны для районов VMS и сосредоточены над рудными телами (рис. 45B, 47).

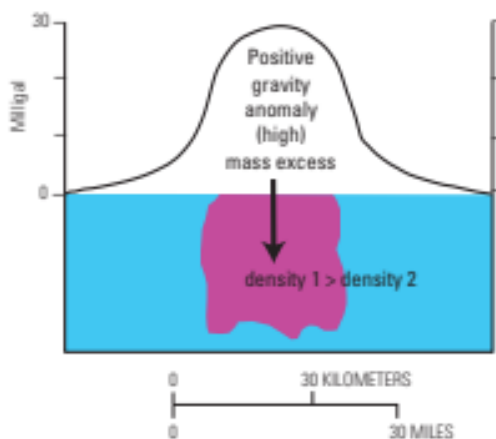


Рис. 46. Схема, показывающая, что избыточная масса способствует усилению гравитационного поля и создает гравитационный максимум.

При ГРП гравиметрические исследования обычно следуют за другими геофизическими (магнитными, электрическими или электромагнитными) и геохимическими исследованиями и используются для обнаружения размеров и тоннажа рудного тела.

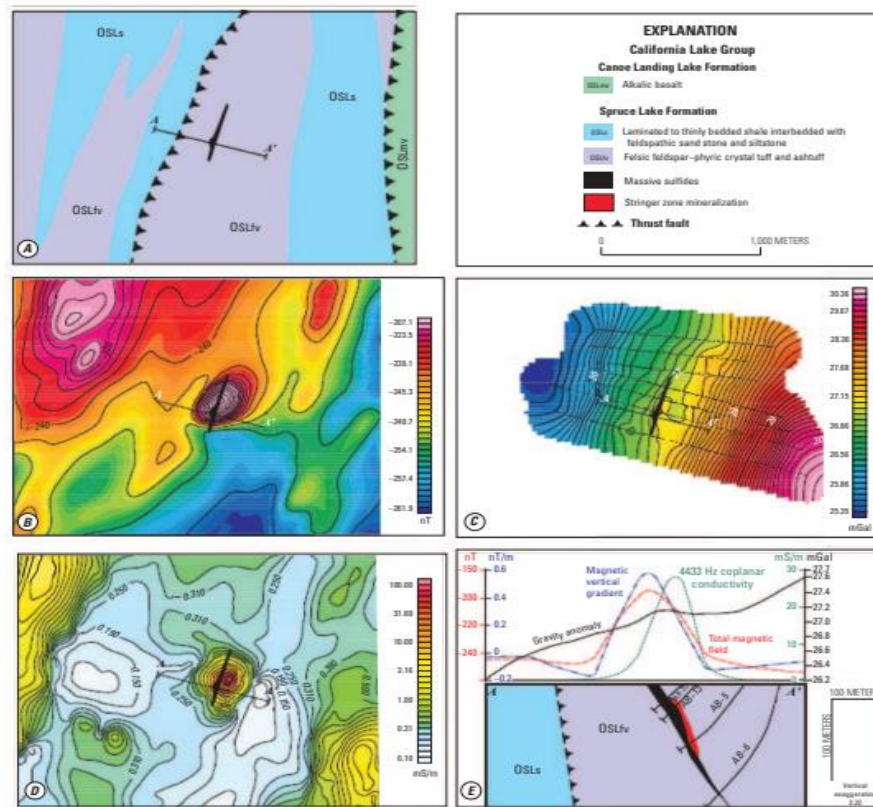


Рис. 47. Геологические и геофизические карты района Батерст, Нью-Брансуик.

А. Геологическая карта. В. Полная магнитная напряженность. С. Гравиметрическая карта. Д. Проводимость. Е: Профили общего магнитного поля, вертикального магнитного градиента, гравитационной аномалии и профиля проводимости.

Гамма-спектрометрия может быть эффективной при геологическом картировании и определении минерализации в зависимости от нескольких факторов, в том числе (1) когда измеримые различия в распределении радиоактивных элементов могут быть связаны с различиями в литологии вмещающих пород, (2) когда содержание калия в породе были изменены в результате метасоматических процессов. Соотношения радиоактивных элементов К, U и Th можно применять для минимизации воздействия влаги в почве, геометрии источника и воздействия коренных пород. Преимущественная мобилизация отдельных радиоэлементов в ответ на конкретные геохимические условия позволяет использовать соотношения радиоэлементов в качестве чувствительных векторов при определении местонахождения области минерализации. Калий-измененные мафитовые и кислые вулканические породы, связанные с месторождением VMS на острове Пилли, Ньюфаундленд, фиксируются гамма-спектрометрическими данными, полученными с воздуха и на земле (рис. 48).

В районе Батерст отчетливые тенденции в содержании К, U и Th очевидны внутри и между кислыми вулканическими и вулканокластическими породами. Эти тенденции отражают различные первичные литохимические вариации и последующие гидротермальные изменения и (или) наложения метаморфизма фации зеленых сланцев. Хотя подвижность щелочных элементов, связанная с гидротермальными изменениями и метаморфизмом, влияет на

значение K в этих условиях, концентрации неподвижного элемента Th можно сравнивать с другими неподвижными элементами с высокой напряженностью поля, чтобы помочь в корреляция и установление стратиграфической основы.

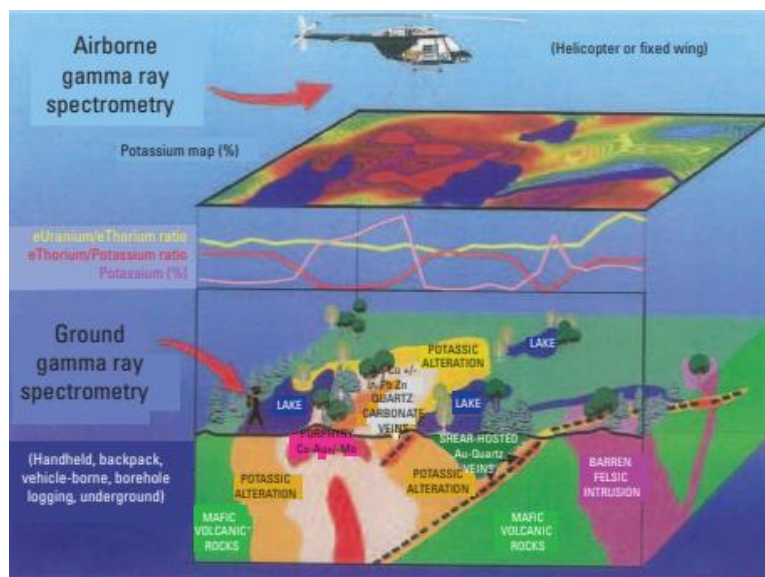


Рис. 48. Схематическая диаграмма, показывающая воздушные и наземные радиометрические исследования.

Сейсмические методы.

Поскольку поверхностные и приповерхностные источники VMS истощены, современные исследования месторождений VMS должны быть сосредоточены на выявлении минерализации на больших глубинах, что требует более сложных методологий. Сейсмическая томография используется для обнаружения рудных тел. Сейсмическая отражательная способность контролируется несколькими факторами, но одним из важнейших факторов является разница в импедансе между литологиями. Импеданс определяется как произведение плотности и скорости продольной волны в данном материале. Измерения удельного веса и скорости обычных силикатных пород и рудных минералов показывают, что рудные минералы имеют значительно более высокие значения плотности и широкий диапазон скоростей и, следовательно, имеют тенденцию иметь более высокие импедансы, чем вмещающие их породы. Разница в величине импеданса между рудным телом и вмещающей его породой может быть достаточно значительной, чтобы привести к отражениям высокой амплитуды и идентификации рудного тела (рис. 49)

Скорости наиболее распространенных сульфидных минералов весьма изменчивы и колеблются от 8,04 км/с для пирита до 4,68 км/с для пирротина. Для сравнения, измеренные плотности составляют от 5,02 г/см³ для пирита до 4,63 г/см³ для пирротина.

Рудные минералы, связанные с рудами с преобладанием пирита, увеличивают скорость с увеличением плотности, тогда как руды с преобладанием сфалерита, халькопирита и пирротина обычно имеют значения скорости, которые уменьшаются с увеличением плотности. Эта тенденция снижения значений скорости с увеличением значений плотности еще более

выражена для мафитовой пустой породы с пирротинном. Значения плотности вмещающих пород имеют гораздо более узкий и меньший диапазон значений плотности и имеют широкий диапазон скоростей.

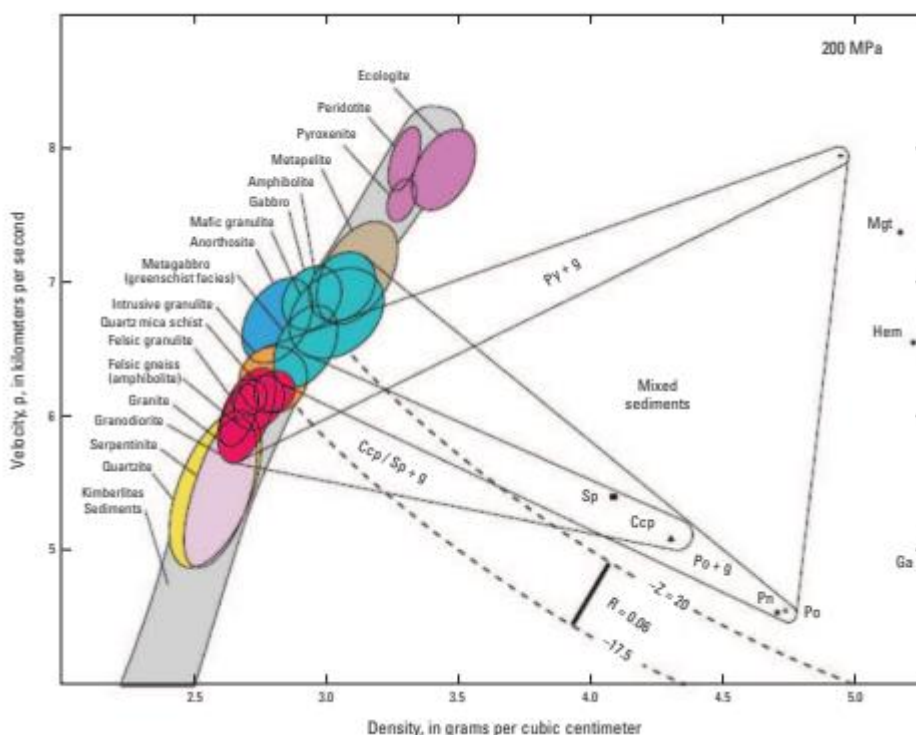


Рис. 49. Значения скорости различных типов горных пород и рудных минералов в зависимости от их плотности с линиями постоянного акустического импеданса (Z). Наложена также кривая Нафа-Дрейка (показана серым цветом) для обычных типов горных пород при стандартном всестороннем давлении 200 МПа (мегапаскалей).

Успешная сейсмическая визуализация VMS зависит от размера, формы и ориентации/наклона рудного тела и параметров регистрации, используемых в сейсмической разведке. При сейсмическом проиллинге существующие глубокие скважины используются в качестве мест для добычи залежей массивных сульфидов, как правило, с преобладанием пирита, и, учитывая их высокие акустические импедансы, они являются отличными кандидатами для методов сейсмической разведки высокого разрешения. На рис. 50 показан профиль сейсмических отражений с высоким разрешением через месторождение MSa в рудном районе Батерст.

Таким образом, при поисках VMS использовался разнообразный набор геофизических методов как в региональном, так и в локальном масштабе. В региональных программах и в районах, где отсутствуют подробные геологические карты, авиационные исследования, сочетающие электромагнитные и магнитные измерения, могут дать ценную информацию о геологических особенностях, связанных с залеганием месторождений VMS, включая структуры, интрузивные тела и зоны изменений. Многие месторождения были обнаружены в ходе воздушных и наземных электромагнитных исследований, некоторые наиболее

примечательных из них — рудное тело Кидд-Крик в Онтарио, рудное тело Игар-Хит-Стил и рудные тела Брансуик № 6 в Брансуике и ряд других.

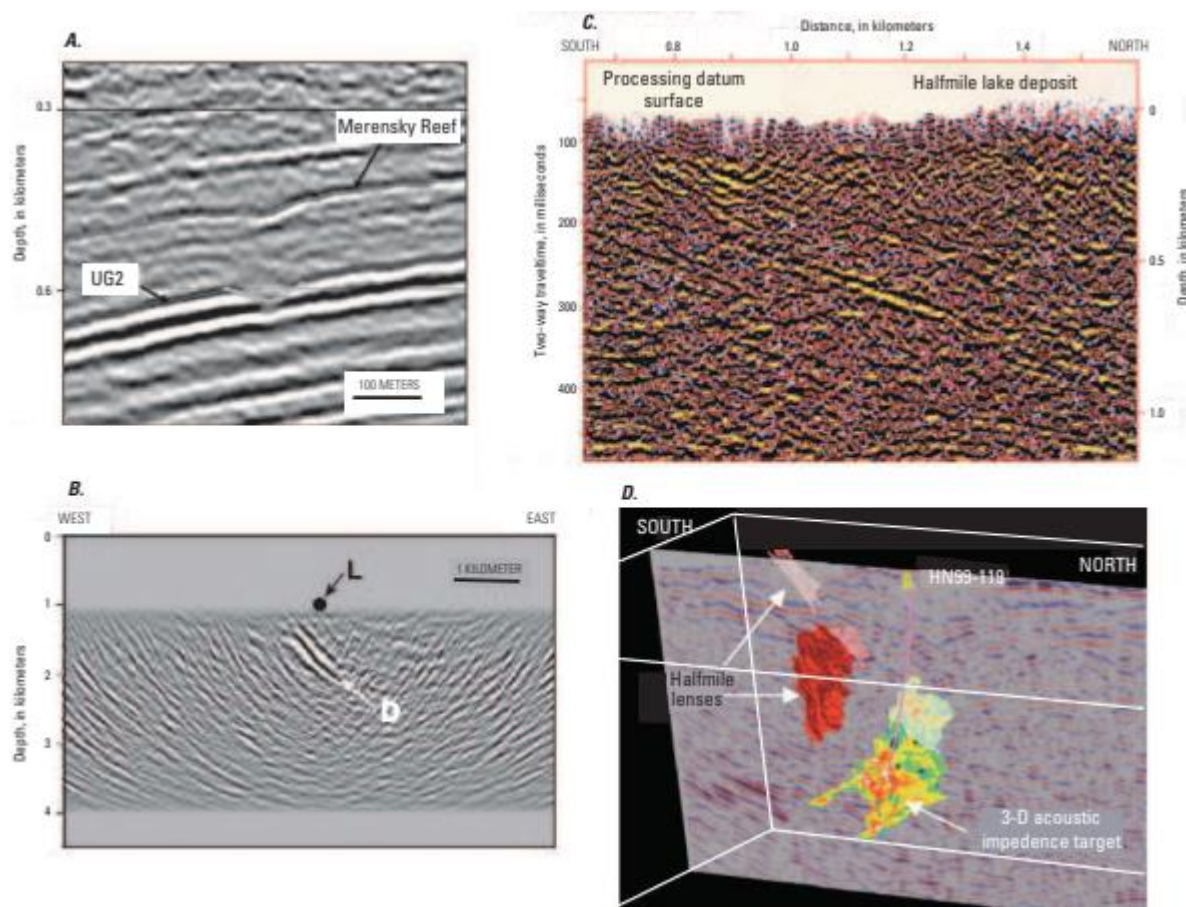


Рис. 50. Профили сейсмических отражений через VMS.

А. Профиль, показывающий сульфидно-платиноидный риф Меренского в комплексе Бушвелд, Южная Африка; В. Трехмерный профиль над месторождением Лувикур, Валь д'Ор, Квебек (D — отражение, приписываемое зоне изменений). С. Двумерное многоканальное сейсмическое изображение месторождения на озере Халфмайл. D. Поперечное сечение трехмерного сейсмического куба, показывающее месторождение, обнаруженное с помощью сейсмических методов на глубине 1300 м.

Электромагнитный метод имеет два основных недостатка: во-первых, отчетливые аномалии также могут быть вызваны неминерализованными структурами, включая углеродистые или графитовые осадочные породы, не содержащие сульфидов, и истощенную покрывающую толщу. Вторым ограничением является сложность электромагнитного оконтуривания богатых цинком месторождений из-за плохой проводимости сфалерита по сравнению с другими сульфидными минералами. Отложения, содержащие значительное количество магнетита или пирротина, если они не залегают глубоко, создают характерные магнитные аномалии, как по данным авиационных, так и наземных исследований. Магнитные данные также могут быть полезны для определения границ субвулканических интрузий и определения, исходя из предположения, что такие интрузии являются источниками тепла, гидротермальных систем. Рассеянные сульфиды можно определить с помощью индуцированной поляризации, которая нацелена на зерна сульфида, которые не связаны электрически.

Гравитационные исследования особенно полезны для выявления образований с высокой плотностью, таких как богатые баритом эксгалиты или массивные сульфиды, богатые цинком.

Радиометрические исследования, обычно используемые при аэрофотосъемке вместе с магнитными и электромагнитными измерениями, включают гамма-спектроскопию для K, U и Th, что может очертить богатые калием зоны изменений, которые окружают многие месторождения.

Геофизические методы, которые пока не широко используются в поисках VMS, включают электрохимические, сейсмические исследования высокого разрешения, окислительно-восстановительные методы и исследования спонтанного потенциала, а также различные методы дистанционного зондирования.

8.4 Элементы-индикаторы.

Среди многочисленных стабильных и радиогенных изотопных систем изотопы кислорода имеют наибольшие перспективы для прямого применения в поисках и оценке ресурсов объектов VMS. Кислород вокруг многих месторождений имеет изотопные ореолы. Например, вариации изотопов кислорода в районе Хокуроку в Японии, определяют общую закономерность, в которой значения $\delta^{18}\text{O}$ по породе коррелируют с комплексом изменений, независимо от литологии вмещающих пород. Месторождение Фукадзава демонстрируют прогрессивный рост значений (примерно 8 промилль) от внешней зоны цеолита до внутренней хлорит-серицитовой зоны. Аналогичная региональная зональность была определена в районе VMS Вест-Шаста в Калифорнии, включая наличие синвулканического плутона, который, вероятно, был источником тепла что привело к возникновению гидротермальной системы. Сопоставимые результаты были получены региональными изотопными исследованиями кислорода в округе Норанда в Квебеке, панорамном районе в Западной Австралии, Пиренейский пиритовый пояс Испании и районе Осетровых озер в Онтарио. Исключением является месторождение Палмейрополис в Бразилии, в котором отсутствует изотопный контраст кислорода между гидротермальными слабоизмененными и неизмененными вмещающими породами, возможно из-за изотопной гомогенизации во время интенсивного метаморфизма. Детальные исследования локальных зон изменений выявляют их характерные особенности, например, на месторождении Брюс в Аризоне и месторождениях Кидд-Крик и Геко в Онтарио.

8.5 Методы выявления скрытых месторождений.

Геофизические исследования были особенно важны в таких районах, как северный Висконсин, где благоприятные вулканические территории покрыты ледниковыми покровами. Месторождение Крэндон в Висконсине, которое является одним из крупнейших месторождений VMS в США (68 Мт), и несколько других более мелких месторождений

(Фламбо, Торнапл, Пеликан, Линн) были открыты с помощью аэромагнитной разведки с последующими наземными магнитными исследованиями и бурением. Гигантское месторождение Kidd в провинции Онтарио также было скрытым месторождением, которое было обнаружено в результате аэроэлектромагнитных исследований.

Массивная сульфидная минерализация встречается в вулканических, вулканокластических и осадочных породах, которые обычно имеют низкую и умеренную плотность. Массивная сульфидная минерализация с пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом и галенитом обладает высокой плотностью. Заметные контрасты между физическими свойствами минералов, образовавшихся в результате минерализации VMS, и вмещающих их пород делают скрытые месторождения идеально подходящими для геофизических поисков. Геофизические исследования сыграли также решающую роль в выявлении VMS в морских условиях на больших глубинах. Методы VidMenSti оказались очень успешными при обнаружении месторождений на глубине в 300 м, сейсмические отражения с высоким разрешением позволяют обнаружить объекты на еще больших глубинах.

Комбинированные авиационные электромагнитные и магнитные исследования, а также скважинные исследования TDEM стали основным инструментом открытий большинства месторождений VMS. Аэрогравиметрические исследования становятся все более распространенными как в качестве инструмента картографирования, так и в качестве инструмента прямого обнаружения. Так в ряде районов они обнаружили, определили форму и размер рудных тел. Нетрадиционные геофизические методы, такие как магнитотеллурика, Титан 34, Megatem™ и др. с высоким разрешением и глубиной в настоящее время широко используются для идентификации скрытых объектов.

8.6 Критерии перспективных площадей различных уровней.

Обширные исследования многих районов VMS по всему миру и обширная инвентаризация минерализации на современном морском дне позволяют использовать некоторые прогностические критерии для определения кластеров месторождений.

1. Районы VMS встречаются внутри крупных вулканических построек, кальдер и структур земной коры. Районы Норанда и Батерст являются двумя хорошо документированными примерами.

2. Крупные месторождения, более 50-100 млн тонн, встречаются редко. Некоторые крупные месторождения связаны с основной долгоживущей структурой земной коры (например, Кидд-Крик), или с мощными последовательностями вулканокластических пород (например, Батерст), или встречаются в более стабильных рифтовых условиях континентальной окраины (например, Иберийский пиритовый пояс). Большие месторождения, как правило, связаны с крупными, диффузными низкотемпературными системами изменений

и кислыми вулканокластическими и/или кремнеземными литофациями, включая тонкие, но обширные по латерали образования Fe и Fe-Mn.

3. Месторождения полиметаллов и драгоценных металлов могут быть связаны с региональными, местными и композиционными особенностями. Месторождения, связанные с террейнами с преобладанием основных пород, обычно содержат медь и медь-цинк. Крупные месторождения, такие как Кидд-Крик, Флин-Флон и Хорн, содержат исключительные запасы меди, золота и/или другие металлы (например, In и Sn в Кидд-Крик). Континентальные окраины и рифтовые дуговые структуры с кислыми вулканокластическими и осадочными вмещающими породами имеют более высокие концентрации Pb-Zn (например, Цинкгруван, Бергслеген) или концентрации Pb-Au-Ag (Роузберри, Тасмания; Петикнас, Швеция; Эскай-Крик, Канада; Гринс-Крик, Аляска). Исключение составляет Невес Корво, который имеет большие запасы Cu-Sn и пространственно связан с экструзивами риолита.

4. Сильно метаморфизованные отложения, обычно встречающиеся в архейских или протерозойских террейнах, обычно содержат более крупнозернистые сульфиды, и, следовательно, извлечение металлов обычно лучше, чем мелкокристаллических сульфидов в некоторых менее метаморфизованных районах. Рекристаллизация также может усложнить извлечение из-за прорастания металлов и замещения вредных металлов, например, Se и Tl, но также может термически и механически «очистить» отложения таких металлов, как Hg, As и Sb.

Перспективный участок при оценке минеральных ресурсов определяется как территория, геологические особенности которой допускают появление одного или нескольких типов месторождений. Благоприятная геология является наиболее важным критерием для определения перспективности:

- наличие подводной вулканогенно-осадочной толщи, возраст которой попадает во временной период формирования многочисленных месторождений VMS с большим совокупным тоннажем и содержанием полиметаллов;
- свидетельства геодинамической обстановки растяжения и синвулканических разломов, что отражено в характерном составе вулканических и синвулканических интрузивных пород;
- наличие грубых вулканических брекчий или кислых куполов, указывающих на близость к вулканическому центру;
- появление эксгалитов, особенно содержащих сульфиды цветных металлов или крупных положительных европиевых аномалий;
- наличие зон изменений, представленных обильным хлоритом и мусковитом, или их метаморфизованными эквивалентами; и

• возникновение крупных субвулканических силлов как источников тепла гидротермальных систем.

Другими положительными критериями являются аномально высокое содержание цветных металлов в отложениях ручья, наличие обильных минералов-индикаторов, таких как ганит или спессартиновый гранат, а также геофизические данные, которые позволяют предположить наличие зон гидротермальных изменений или перспективных аномалий под различными покровами.

Интеграция геологических, минеральных, геохимических и геофизических данных с использованием информационных систем (ГИС) и аналогичных методов пространственного анализа обеспечивает надежную основу для оценок степени перспективности. Такой подход к оценке перспективности был использован в районе Шеллефте в Швеции, что привело к положительным результатам.

Различные масштабы карт могут оказывать существенное влияние на форму и размер перспективных площадей. Использование крупномасштабных геологических карт может привести к обобщению и расширению перспективной площади на основе включения различных типов оруденения, встречающихся в локальных условиях. Использование более обобщенных карт при анализе способствует включению геологических параметров, которые не являются благоприятными для данного типа месторождений и таким образом создают обманчивое впечатление о перспективности. Количественно оценить эту проблему масштаба карты можно с помощью анализа распределения Пуассона, показав, что геологическая карта, имеющая в два раза большую детализацию, чем более обобщенная карта, уменьшит площадь перспективной площади на 50 процентов.

Появление 3D-ГИС-визуализации и моделирования привело к интеграции магнитных данных высокого разрешения, гравитации, ЭМ, удельного сопротивления, картографирования вулканических литофаций, геохимии изменений и др. для эффективных поисков. Такое моделирование в Норанде, например, выявило открытие Западного Ансила (табл. 23).

Табл. 23:

Поисковые методы выявления месторождений VMS

	Выбор перспективной площади (поиски Greenfields)	Выявление месторождения (ГРП Brownfields)
Геология	Сбор геологических данных. Картирование рифтовых систем, субвулканических интрузий, а также гидротермально-метасоматических изменений. в масштабе 1:10 000 – 1:20 000.	Детальное картирование (м-б 1:5000 - 1:2000) рудолокализирующих разломов, субвулканических тел, зон изменений. Заверочное бурение, составление 3D ГИС поисковой модели
Геохимия	Опробование (крупные, следовые, редкоземельные элементы) для идентификации рифтогенных и интрузивных пород. Опробование (основных и	Опробование для идентификации типа пород (хеомстратиграфия для корреляции благоприятных стратиграфических интервалов и решению структурных проблем (мажорные, рассеянные и редкоземельные элементы).

	микроэлементов, металлов и изотопов кислорода) для характеристики изменений и минерализации.	Опробование поверхностных обнажений и керна для определения зональности изменений (основные и микроэлементы, металлы и минералогические (XRD) и минерально-химические данные). При необходимости отбор проб почвы, растительности или воды.
Геофизика	Компиляция предыдущих геофизических исследований. Аэрогеофизические исследования (МАГ, ЭМ, радиометрия, гравиметрия?).	Наземные и скважинные геофизические исследования (МАГ, ЕМ, IP, гравитация... в зависимости от типа минерализации и размера месторождения – экономические параметры.

8.7 Показатели, влияющие на оценку параметров месторождений.

На параметры месторождений влияют несколько факторов. Было отмечено, что 47% месторождений VMS на территории Канады встречаются только в шести районах. Возможные объяснения этих скоплений отложений VMS, охватывающих площади в среднем 32 км в диаметре, включают наличие обильных кислых вулканических пород и связанных с ними вулканических центров, а также преимущественное залегание в предполагаемых подводных кальдерах. Эта группировка месторождений была также подчеркнута тем фактом, что диаметр каждой группы сгруппированных месторождений отражает масштабы систем гидротермальных изменений регионального масштаба. Распределение месторождений внутри каждого района связано с распределением синвулканических разломов над субвулканическими интрузиями. В случае района Норанда площадное распределение отложений VMS близко соответствует очертаниям гидротермально измененных пород кальдеры Норанды.

В современных условиях средняя плотность гидротермальных жерловых полей колеблется от 1,9 до 6,6 участков на 100 км длины. Этот диапазон плотностей включает данные для задугового хребта Валу Фа, дуг Тонга и Кермадек, а также срединно-океанических хребтов в восточной части Тихого океана. Самые крупные VMS на срединно-океанических хребтах, как правило, встречаются там, где скорость распространения от медленной до средней. Расчеты, основанные на тепловом потоке, теоретически предполагают наличие как минимум одного жерла черного курильщика на каждый 1 км длины хребта, но их распределение неравномерно, и большие скопления жерл черного курильщика встречаются на гораздо больших расстояниях - примерно 50–100 км. В древних условиях расстояние между месторождениями связано с различными процессами, в результате чего диаметр, по оценкам, составляет 5 км для масштаба проксимальных гидротермальных изменений вокруг каждого месторождения.

Подробный статистический анализ обеспечивает наиболее надежную основу для оценки плотности неразведанных месторождений VMS для оценки минерально-сырьевых ресурсов. Используются частотные распределения плотности месторождений для 38 хорошо изученных

зон по всему миру. Было определено, что 90 процентов контрольных территорий имеют более 100 месторождений VMS на 100 000 км² и что как масштаб карты, так и размеры контрольных территорий являются показателями плотности месторождений. Масштабы карты, используемые для разграничения перспективных площадей, также необходимо учитывать, поскольку они напрямую влияют на пространственное и частотное распределение и, следовательно, на плотность VMS. Поэтому для оценки минеральных ресурсов следует использовать наиболее подробные геологические карты, чтобы максимизировать базу знаний для экспертов VMS при оценке количества неоткрытых месторождений на данной площади.

Оценки размеров неразведанных месторождений основаны главным образом на статистических данных по содержаниям и тоннажу для данного типа месторождений. Крупнейшие запасы металлов обычно содержатся в нескольких гигантских рудных объектах, поэтому очень мелкие или бедные месторождения не существенно влияют на распределение сортности и тоннажа. Подробные статистические исследования зафиксировали несколько ключевых взаимосвязей между основными типами месторождений полезных ископаемых, включая VMS: (1) распределение тоннажа примерно логарифмически нормальное, (2) размер месторождения обратно коррелирует с плотностью месторождения, и (3) общее количество минерализованной породы пропорционально размеру среднего месторождения. Таким образом, зависимости, полученные в результате статистических исследований, в том числе между размерами площадей и плотностью месторождений, могут использоваться вместе с моделями содержания и тоннажа в качестве показателей количества неоткрытых месторождений и общего количества необнаруженных металлов. Также важны особенности блоков ЗК, которые, вероятно, определяют обеспеченность металлами, включая возникновение и расположение гигантских и сверхгигантских месторождений.

8.8 Направления будущих исследований.

Существуют некоторые недостатки современной модели VMS, которые следует учитывать при разработке прогнозно-поисковых программ ГРП:

1. Неопределенность относительно источника цветных и драгоценных металлов в месторождениях VMS. Являются ли металлы полностью образованными в результате выщелачивания коренных пород морской водой в зонах высокотемпературных реакций, или же существует прямой или косвенный магматический вклад в гидротермальную систему VMS? Если предпочтение отдается первому процессу, следует уделять больше внимания пониманию, распознаванию и определению высокотемпературных зон реакции. Однако, второй процесс благоприятствует более глубокому пониманию поведения металлов и серы во время частичного плавления, магматического фракционирования и эволюции подводных

вулканов. Решение, вероятно, лежит между двумя источниками металлов в зависимости от того, насколько развиты и богаты летучими веществами связанные с ними магмы.

2. Почему одни месторождения богаты золотом, а другие нет? Богатый золотом характер месторождений VMS объясняется процессами зональной очистки, магматическим вкладом, кипением и фазовым разделением восходящих гидротермальных флюидов и, в некоторых случаях, наложением более поздних гидротермальных и тектонических событий. Если кипение имеет решающее значение, то глубина воды также становится критической, равно как и необходимость разработки критериев, позволяющих различать пласты, отложившиеся на мелководье и в более глубоких водных средах. Очевидно, что обогащение Au в месторождениях VMS все еще плохо изучено, и крайне важно разработать более надежные критерии поисков.

3. Какие конкретные региональные тектонические и магматические процессы рифтогенеза приводят к образованию вулканов, минерализованных VMS, по сравнению с вулканами, не минерализованными, и как можно последовательно распознать первые?

4. Почему рентабельные месторождения VMS в конкретном районе (вулканическом комплексе) чаще всего располагаются всего на одном-двух стратиграфических горизонтах (или интервалах)?

5. В некоторых районах будет только одно месторождение VMS, тогда как в других - несколько. Почему это так и как выделять перспективные площади, которые потенциально могут содержать кластер экономически жизнеспособных месторождений VMS?

Ниже приводится краткий список тех областей, которые заслуживают дальнейшего изучения и внимания.

Образование сверхгигантских месторождений

- Объемы материнской породы или магмы, необходимые для магматической модели гидротермального оруденения, источники металлов;
- Геохимическая дискриминация уникальных магматических руд;
- Составы газовой-жидких включений в рудных минералах VMS на основе новых методов определения концентрации металлов во время образования руды и для понимания магматического переноса металлов паром, а не магматическими рассолами;
- Долговечность гидротермальных систем (улучшения геохронология).

Сопоставление региональных и локальных факторов:

- Взаимосвязь производства тепла и магматических летучих веществ магматических тел для месторождений VMS;
- Локализация оруденения – вертикальная и латеральная;
- Пострудные плутоны и богатые золотом месторождения VMS;

- Ультрамафитовые ассоциации (коматииты);
- Физическая вулканология и фациальная архитектура вулканических пород.

Новое моделирование потока флюидов.

- Новые программы с новыми возможностями - TOUGHREACT, GWB и др;
- Продолжительность и массоперенос гидротермальных систем;
- Реактивный транспорт и изменение растворимости вследствие растворения.
- Влияние магматических летучих импульсов на конвективные системы;
- Низкий уровень жидкости в подвесных настенных системах.

Временные и пространственные причины сохранения месторождений:

- Аноксия,
- Извержение вулкана,
- Оползни,
- Подводная минерализация и
- Кремнезем или аргиллит/аргиллитовая покрывка.

Новые методы поиска скрытых месторождений.

- Тяжелые минералы;
- Геохимия, новые изотопные системы (Fe, Cu, Zn, ^{33}S), лазерный и ионный микрозондовый анализ;
- Дистальные, загадочные изменения;
- Новые геофизические методы.

ИСТОЧНИКИ:

Gibson, H. L., Allen, R. L., Riverin, G., Lane, T. E. «THE VMS MODEL: ADVANCES AND APPLICATION TO EXPLORATION TARGETING». Plenary Session: «Ore Deposits and Exploration Technology» 2007.

Pat Shanks III, Roland Thurston, Randolph A. Koski, Dan L. Mosier, Klaus J. Schulz, Lisa A. Morgan, John F. Slack, W. Ian Ridley, Cynthia Dusel-Bacon, Robert R. Seal II and Nadine Piatak «VOLCANOGENIC MASSIVE SULFIDE OCCURRENCE MODEL». U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey 2012.