

УДК 553.435 (470.7)

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОЛЧЕДАНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ КАК ОТРАЖЕНИЕ РЕЖИМОВ ВУЛКАНИЗМА

© 2012 г. В. В. Масленников

*Институт минералогии УрО РАН
456317, г. Миасс Челябинской обл.
E-mail: mas@mineralogy.ru*

Поступила в редакцию 25.05.2012 г.

На Урале и в других колчеданосных регионах выделены четыре типа режимов вулканизма: интенсивный, умеренный, затухающий и эпизодический, характеризующие интенсивность чередований событий вулканической деятельности и осадконакопления. В ряду нарастают отношения объемов вулканогенно-осадочных и осадочных фаций к эффузивным, наблюдается смена морфогенетических типов колчеданных залежей – от слабо разрушенных сульфидных труб, колонн и холмов к сильно разрушенным сульфидным холмам, грубообломочным рудокластическим линзам с реликтами холмов и пластообразным залежам тонкослоистых сульфидных турбидитов и диагенитов. Предполагается, что проявление того или иного режима вулканизма зависит от глубины залегания кровли рудогенерирующей магматической камеры. Режимы вулканизма, в свою очередь, определяют эволюционную “зрелость” магматогенно-гидротермальных ячеек и гидротермально-гипергенных колчеданообразующих систем, что сказывается на составе колчеданных месторождений. Для уральских колчеданных месторождений в этом же ряду намечается смена теллуридных и арсенидных минеральных ассоциаций электрум-галенит-блекловорудными, снижается отношение Ag/Te и Au/Te . **В целом, наблюдается снижение содержания Se и Co в халькопирите сульфидных труб “курильщиков” в соответствии с уменьшением интенсивности сопутствующего вулканизма.**

Ключевые слова: *колчеданные месторождения, Урал, вулканизм, морфогенетические типы, рудные фации, пригидротермальная фауна.*

ВВЕДЕНИЕ

В основу современной классификации положена связь составов колчеданных месторождений с составами рудовмещающих вулканогенных формаций [14–19]. В настоящее время вулканогенные колчеданные месторождения подразделяются на три главных подсемейства или рудно-формационных типа: 1) кипрский (подтип бесси) тип, к которому относятся медно-колчеданные месторождения, связанные с офиолитовыми формациями; 2) уральский тип (аналог типа норанда), включающий медно-цинково-колчеданные месторождения риолит-базальтовой ассоциации; в) тип куроко (подтипы малокавказский, алтайский, баймакский, понтийский и др.) с барит-колчеданно-полиметаллическими месторождениями, залегающими среди кремнекислых дифференциатов базальт-риолитовых и андезит-дацит-риолитовых серий [4, 9–11, 24, 27–30, 47–51, 68–73]. Формирование каждого рудно-формационного типа связывается с определенными геотектоническими обстановками колчеданообразования. Обзор последних данных по рудно-формационной классификации колчеданных месторождений Урала и геотектоническим обстоя-

тельствам колчеданообразования приводится в известных монографиях [6, 21, 23, 30, 31, 41–44].

Подразделение на рудно-формационные типы представляется удобным, в том числе и применительно к современным колчеданным проявлениям в океанах и задуговых бассейнах. Вместе с тем, выявленные зависимости составов колчеданных месторождений от составов вулканитов не являются строгими, имеют многочисленные исключения и не объясняют все многообразие месторождений колчеданного семейства [56]. В пределах одного рудовмещающего комплекса встречаются колчеданные месторождения, которые могут быть отнесены к различным рудно-формационным типам. Назрела необходимость развития существующей рудно-формационной классификации. В связи с этим, в последнее десятилетие появилась классификация, подразделяющая колчеданные месторождения на 5 классов по составу вмещающих пород: 1) мафический; 2) бимодальный мафический; 3) бимодальный фельзитический; 4) мафический пелитовый; 5) фельзитический силикокластический [53]. Еще дальше продвинулась фациальная классификация колчеданосных комплексов с подразделением их на эффузивные, вулканокластические и осадочные литостратиграфические типы [55, 58]. Эмпириче-

ское выделение новых классов вулканогенных колчеданных месторождений по фациальной принадлежности рудовмещающих пород позволило по-новому объяснить особенности некоторых колчеданных месторождений. Однако в идеале, для того чтобы иметь развитие, классификация колчеданных месторождений должна опираться на генетическую основу [56]. Форма рудных тел, возникшая при тектонических деформациях, например, [27], может быть лишь одним из элементов реконструкций, которые должны включать, в первую очередь, признаки сингенетического морфогенеза. Структурный план месторождений и форма рудных тел обнаруживают зависимость от типов вулканических сооружений, к которым они приурочены. Установлено, что на вулкано-куполах формировались рудные тела, имеющие форму выпуклой линзы, а в синвулканических депрессиях отлагались пластообразные линзы с плоской или вогнутой кровлей [27, 47].

Современная модель донного колчеданообразования предполагает не только рудогенерирующую роль эволюционирующего субвулканического очага и окружающих раскаленных вулканитов, взаимодействующих с морской водой, но и субмаринную модель роста и разрушения сульфидных труб и холмов, включающую процессы гидротермального и субмаринного гипергенного (гальмиролитического или диагенетического) преобразования сульфидных отложений [5, 21, 34, 35, 52, 56, 58, 68 и др.]. В предшествующие десятилетия на Урале и в некоторых других колчеданоносных регионах реконструированы сульфидные холмы, имеющие различную степень разрушения [12, 13, 22, 26, 34–37, 39, 57, 59, 60, 66, 71–73]. Выделение морфогенетических рядов колчеданных залежей открывает перспективы использования морфогенетических типов сульфидных залежей и соотношений рудных фаций в качестве элементов рудно-фациальной и рудно-формационной классификации. Вместе с тем, остаются не выясненными причины разнообразия форм колчеданных залежей в конкретных месторождениях, колчеданоносных районах и регионах. До сих пор не определены индикаторы режимов вулканизма, не выявлены основные закономерности эволюции режимов вулканизма применительно к конкретным геотектоническим обстановкам колчеданообразования, не показано влияние режимов вулканизма на развитие процессов формирования и преобразования формы колчеданных залежей. Для более глубокого понимания причин разнообразия месторождений колчеданного семейства необходимы комплексные работы по корреляции формы рудных тел, соотношений рудных, эффузивных и седиментационных фаций.

В данной статье на основе результатов литолого-фациальных и рудно-фациальных исследований обосновывается зависимость формы и состава колчеданных залежей от режимов вулканизма, рассмо-

трены признаки этих режимов. На Урале распространены различные морфогенетические типы колчеданных залежей (рис. 1). В статье основное внимание уделяется сравнительному анализу строения геологических разрезов и морфогенетических типов колчеданных залежей в различных колчеданоносных регионах (рис. 2, 3). На примере Урала представлены рудно-фациальные реконструкции колчеданных залежей образующих морфогенетический ряд (рис. 4). Генетические интерпретации обосновываются диаграммами. Основные результаты получены автором в последние годы в процессе выполнения российских и международных проектов, посвященных глобальному сравнению месторождений колчеданного семейства на Урале, Рудном Алтае, Кавказе, Понтидах, Японии, Аппалачах, Кипре, в Иберийском поясе и поясе Джебилет (Марокко).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Один из методов исследований – фациально-циклический анализ рудовмещающих толщ колчеданных месторождений [34, 36, 37, 45, 46], который включает литолого-фациальные и литостратиграфические исследования в сочетании с выявлением и оценкой периодичности эволюции соотношений эффузивных и вулканогенно-осадочных фаций в геологическом разрезе каждого из колчеданных месторождений. В идеальном случае элементарный эруптивный цикл представляет собой смену эффузивных и лавокластических фаций рудными донными гидротермальными, кластогенными фациями, которые перекрываются слоистыми гиалокластическими тефроидами и осадочными породами. Оценка полноты эффузивно-гидротермально-осадочных циклов является необходимым условием успешной реконструкции режимов вулканизма.

Основные результаты, представленные в статье, получены на основе рудно-фациального метода анализа колчеданных месторождений [20, 23, 35, 37–39]. Рудно-фациальные исследования направлены на прослеживание и определение соотношений придонных и донных гидротермальных рудных фаций, продуктов их разрушения и субмаринного гипергенеза. При этом под термином рудная “фа́ция” (от латинского *facies* – **лицо, облик**) понимается часть рудного тела, которая отличается от другой части по комплексу текстурных, структурных, минералогических, геохимических и других генетических признаков, отражающих условия колчеданообразования [36]. Поскольку в рудах колчеданных месторождений, также как и современных “черных курильщиков” распространена оруденелая фауна [7, 25, 32, 62–64], проводились сопутствующие рудно-биофациальные исследования, предусматривающие выяснение условий локализации и сохранности гидротермальной биоты [35, 36].

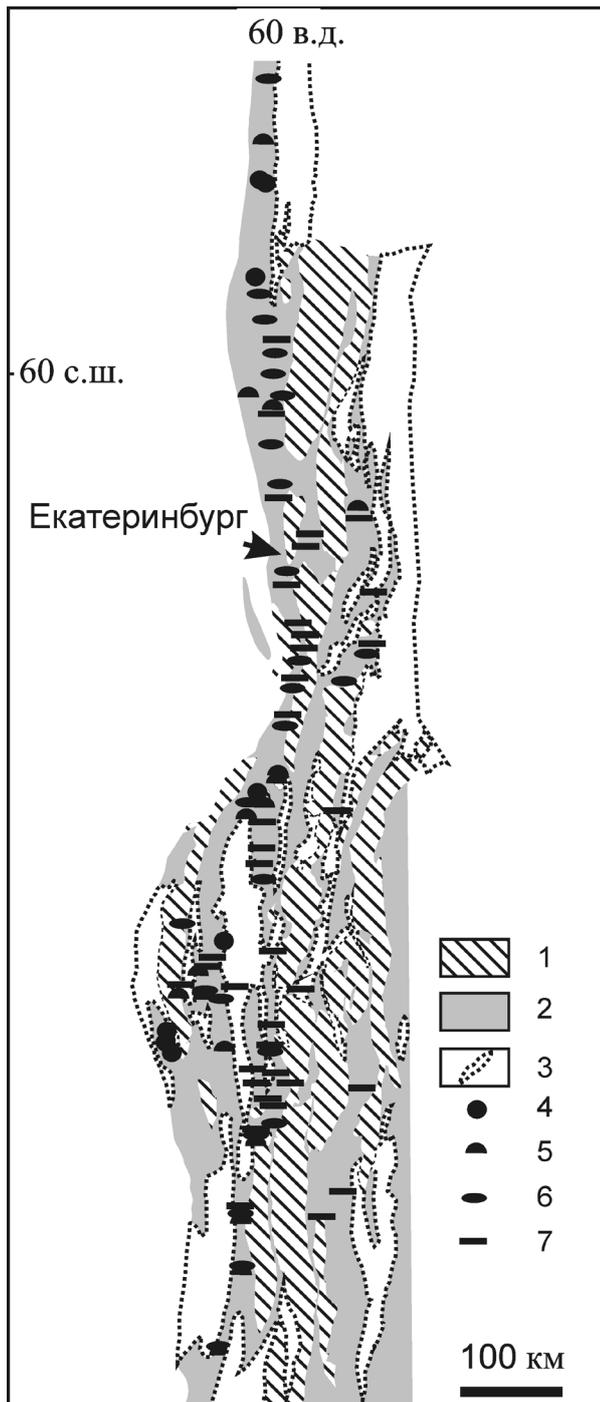


Рис. 1. Карта-схема распространения морфогенетических типов колчеданных месторождений Урала (составлена с использованием материалов [28, 29, 41, 42, 39, 65]).

1 – метаморфизованные палеозойские комплексы; 2 – вулканогенные палеозойские комплексы; 3 – вулканогенно-осадочные и осадочные верхнепалеозойские комплексы; 4 – морфогенетические типы колчеданных залежей; 5 – сульфидные холмы слабо разрушенные; 6 – сульфидные холмы сильно разрушенные; 7 – рудокластические линзы с реликтами сульфидных холмов, 7 – пластообразные залежи, сложенные сульфидными турбидитами и их диагенитами.

Данные по типохимизму халькопирита получены автором методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией в Университете Тасмании. Метод хорошо зарекомендовал себя при изучении распределения элементов-примесей в сульфидных трубах “курильщиков” [39, 65].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение режимов вулканизма по соотношению седиментационных и эффузивных фаций

Режим вулканизма – интенсивность чередования активных периодов и перерывов в вулканической деятельности. С вулканизмом связано обновление магматической камеры, генерирующей колчеданосные гидротермальные растворы. Перерывы в вулканической деятельности необходимы для развития процессов осадконакопления, в том числе, донного гидротермального формирования, разрушения и преобразования колчеданных залежей. Режимы вулканизма отражают интенсивность и динамику глубинных процессов в колчеданосных структурах растяжения. Количественным выражением режимов вулканизма может быть отношение эффузивных (Э) и седиментационных (вулканокластических и осадочных) фаций (О), участвующих в конкретном геологическом разрезе. В данной статье используются средние значения отношений $O/\bar{Э}$, рассчитанные для 100 м мощностей подрудных и надрудных толщ.

Предполагается, что с падением интенсивности вулканизма нарастают отношения седиментационных фаций к эффузивным. На Урале и в других колчеданосных регионах выделены четыре главных режима вулканизма и седиментации: 1) интенсивный эффузивный, 2) умеренный осадочно-эффузивный, 3) затухающий или эффузивно-осадочный затухающий и 4) эпизодический с редкими проявлениями фаций дистального вулканизма и доминирующими вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями. Соответственно, в данном ряду с падением интенсивности вулканизма нарастает отношение седиментационных фаций к эффузивным. В этой связи проведено сопоставление геологических разрезов колчеданных месторождений Урала и других регионов (рис. 2, 3).

В колчеданосных разрезах, сформированных в режиме *интенсивного* вулканизма, наблюдается частое чередование эффузивных потоков, среди которых встречаются лишь очень редкие мало-мощные вулканогенно-осадочные слои и прослои, ассоциирующие с колчеданными залежами. Отношения $O/\bar{Э}$ в элементарных циклах этих геологических разрезов обычно варьирует от 0.01 до 0.1. Наряду с кислыми эффузивами, встречаются потоки базальтового состава. Типичными предста-

вителями на Урале являются геологические разрезы колчеданных месторождений уральского типа в Сибайском, Медногорском, Учалинском и Верхнеуральском районах, сформированные в задуговых бассейнах энсиматических островных дуг. Эти же признаки интенсивного вулканизма характерны для нижних частей геологических разрезов большинства полициклических колчеданных месторождений Урала. Среди других колчеданосных регионов следует отметить район архейских медноцинково-колчеданных месторождений группы Норанда (Канада), сложенный вулканидами риолит-базальтовой формации. Среди месторождений базальтовой формации к этому же типу относится геологический разрез месторождения Байда (Оман), очевидно, характеризующий высокоспредиинговые условия вулканизма. Гораздо реже геологические разрезы, свидетельствующие об этом типе вулканизма, образованы базальт-риолитовыми комплексами с месторождениями, относимыми к баймакскому типу (Валенторское и Таш-Тау). Однако, скорее всего, они являются переходными к следующему типу рудовмещающих комплексов. В целом, предполагается, что в древних структурах таким режимом вулканизма на ранних стадиях развития обладали некоторые задуговые и междуговые колчеданосные зоны растяжения. Среди современных аналогов рудовмещающих толщ гидротермальных систем “черных курильщиков”, могут быть выделены высокоспредиинговые центры. Очевидно, в этом же режиме формируется колчеданосное Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), где в историческое время произошло несколько извержений, захоронивших сульфидные трубы “черных курильщиков” [2, 3]. Для ВТП характерны малоглубинные магматические очаги, высокие скорости спрединга, активный вулканизм, минимальные мощности осадков в осевой зоне и неразрушенные “черные курильщики”, участками перекрытые молодыми лавовыми потоками [2]. В низкоспредиинговых рифтах этот режим вулканизма проявился локально, на участках, где развиты молодые базальтовые вулканы (поле Брокен Спур в Атлантическом СОХ).

Режим умеренного вулканизма во многих колчеданосных районах привел к чередованию эффузивных тел с вулканогенно-осадочными горизонтами. На Урале рудовмещающие толщи этого типа – полициклические и, в основном, риолит-дацитового состава (Гайское, Октябрьское, Узельга), иногда с прослоями вулканокластитов базальтового состава. Не исключено, что цикличность вулканизма связана с начавшимся постепенным ослаблением глубинных процессов рифтогенеза. Геологические разрезы, образованные в условиях умеренного вулканизма, имеют немного большее отношение O/\bar{E} (0.1–0.2 до 0.3) по сравнению с геологическими разрезами, отражающими интенсивный

режим вулканизма. Характерные особенности эффузивных фаций кислого состава – широкое развитие флюидальных лав, ксенокластолав, игнимбритовидных гиалокластитов, а также ксенолавокластитов и ксеногиалокластитов, содержащих многочисленные ксенокласты глубинных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород. Рудоконтролирующие вулканогенно-осадочные горизонты отличаются присутствием ксенолавокластогенных отложений. Предполагается, что при повторных раздвигах и извержениях лавами захватывалось значительное количество эдафогенного материала, обрушавшегося в зияющие трещины [35].

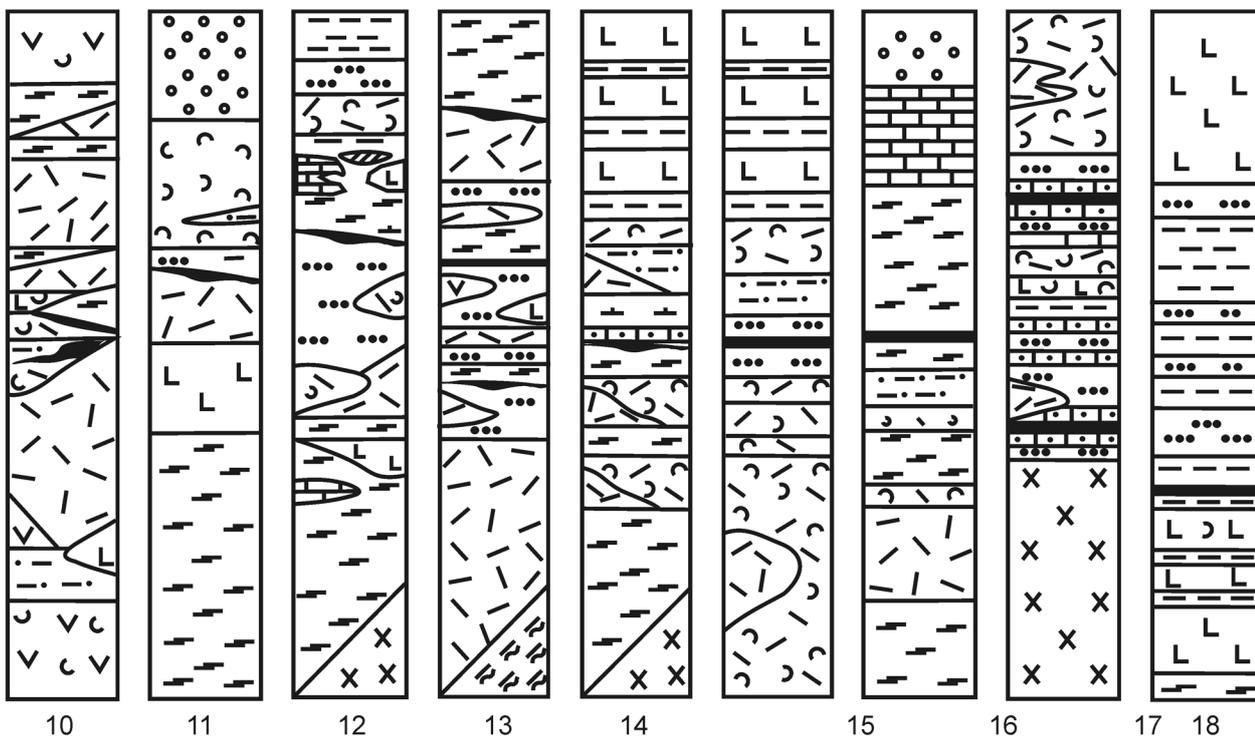
К этой же группе относятся некоторые колчеданные месторождения задуговых бассейнов энсиалических островных дуг (Балд Маунтин в Аппалачах, Сафьяновское на Урале, Николаевское, Малеевское, Орловское на Рудном Алтае, Хеллиер в Тасмании), залегающие в полициклических осадочно-вулканогенных комплексах. Полный ряд от интенсивного к умеренному и затухающему режимам вулканизма характерен для циклических базальтовых комплексов Кипра (рис. 2, колонка 2). Современными примерами являются колчеданосные районы задуговых бассейнов (Манус, Лау, Фиджи) в западной части Тихого океана и, вероятно, некоторые районы низкоспредиинговых СОХ Атлантического океана (район поля Рейнбоу).

Режим *затухающего* или слабого вулканизма в геологических разрезах представлен эффузивным основанием, перекрытым мощными вулканогенно-осадочными или осадочными толщами, содержащими редкие лавовые потоки. Отношение O/\bar{E} обычно составляет 0.3–0.7. Рудные залежи располагаются как на границе эффузивных и вулканогенно-осадочных комплексов, так и на вулканогенно-осадочных толщах, содержащих лавовые потоки. Нередко надрудные вулканогенно-осадочные толщи содержат ограниченное количество эффузивных тел (Подольское, Александринское, Балта-Тау, Летнее, Осенее) или в идеальном случае непосредственно перекрываются вулканогенно-осадочными и осадочными породами (Дегтярское, Бабарык, Зимнее, Светлинское, Ворошиловское). Следует заметить, что полициклические разрезы, несущие признаки интенсивного или умеренного вулканизма, могут завершаться элементарными эффузивно-осадочными циклами, отражающими переход к режиму затухающего вулканизма (Узельга-5, Талганское) (рис. 3, колонка 10).

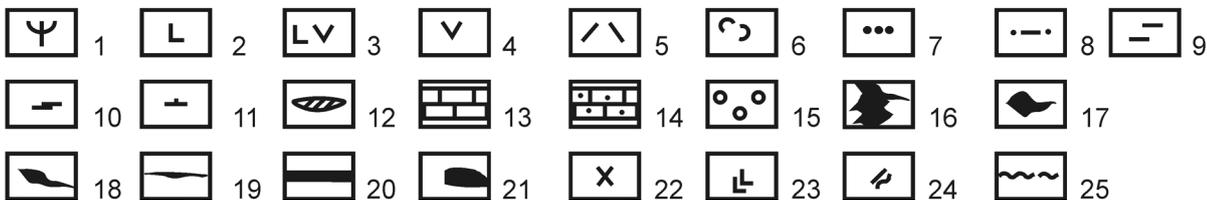
В других регионах колчеданные месторождения, сформированные в режиме затухающего или слабого вулканизма, распространены более широко, чем на Урале. Чаще всего они связаны с зонами растяжения в энсиалических островодужных (Хокуроко, Рудный Алтай) или эпиконтинентальных (Брансвик в Канаде, Иберийский пояс в Испании) палеобассейнах, а также в бассейнах, сформирова-



Хокуроко Урупский Иберийский Лениногорский Батурст Розбери Драа Сфар Гарпенберг Бесси



200M



рованных на гетерогенном основании (Понтиды). Однако сходный режим вулканизма и седиментации возникал на заключительных стадиях развития почти всех типов колчеданосных структур растяжения.

Режим *эпизодического* вулканизма отличается от предыдущих редким или “случайным” появлением вулканической деятельности при сохранении сейсмо-тектонической активности, включающей процессы растяжения и погружения рифтовых долин. Этот режим более всего характерен для рифтов эпиконтинентальных морей или внутриконтинентальных рифтов, заполненных колчеданосными вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями, полностью перекрывшими вулканические комплексы. Объемы вулканогенно-осадочных и осадочных литофаций существенно доминируют над эффузивными. На Южном Урале в этом режиме вулканизма и седиментации формировалось Амурское колчеданно-полиметаллическое месторождение (рис. 3, колонка 18). Очевидно, в этих же условиях образовались и другие месторождения флизчайского типа.

Эпизодический режим кислого вулканизма проявился на колчеданно-полиметаллических месторождениях Марокко, ассоциирующих с углеродистыми алевропелитами (рис. 2, колонка 16). В провинции Бергслеген (Швеция) колчеданосные разрезы месторождений Зинкгрувен и Гарпенберг, сложенные в основном карбонатно-пелитовыми отложениями и редкими потоками риолитов, очевидно, также формировались в эпизодическом режиме вулканизма (рис. 2, колонка 17). К этой же группе относятся рудовмещающие комплексы месторождений бесси типа, залегающие среди базальтовых тефротурбидитов (Зимнее и Маук на Урале, Бесси и Имори в Японии, Винди Крэгги в Британской Колумбии). Эти месторождения сформированы в надсубдук-

ционной обстановке [10] или в окраинно-континентальных рифтах [68].

Крайними членами последнего ряда являются осадочные рудовмещающие комплексы, в которых наблюдаются слабые признаки дистального вулканизма и крупные стратиформные свинцово-цинковые месторождения (Маунт-Айза и Мак-Артур-Ривер в Австралии, Жайрем в Центральном Казахстане и др.).

Морфогенетические типы колчеданных залежей

На основе результатов рудно-фациального анализа рудных залежей на колчеданных месторождениях Урала и других регионов выявлены слабо разрушенные сульфидные холмы, умеренно разрушенные холмы, рудокластические линзы с реликтами донных гидротермальных построек и линзообразные пласты, сложенные в основном обломочными рудами, среди которых преобладают дистальные турбидиты (рис. 4). Более общий анализ древних и современных колчеданных месторождений позволяет построить полный ряд морфогенетических или рудно-фациальных типов колчеданных месторождений, в котором наблюдается переход сульфидных труб и колонн к холмам и пластообразным рудным телам:

1. Сульфидные башни, трубы и колонны с небольшими рудокластическими конусами у подножья представлены молодыми сульфидными постройками в современных океанах. Высота построек нередко превышает их распространение по простиранию. $L/M = 0.1-1$. Этот тип гидротермальных построек распространен на современных гидротермальных полях Тихого и Атлантического океанов.

2. Слабо разрушенные донные гидротермальные сульфидные холмы с крутыми склонами, с преобладанием гидротермальных массивных руд и элювиальных рудных брекчий по сравнению с второстепенными мелкообломочными рудокластическими фациями (Милленбах и Балд Маунтин в Аппалачах, Валенторское, Озерное, Яман-Касинское, Комсомольское, Ново-Шемурское и, возможно, Таш-Тау на Урале, Маднеули

Рис. 2. Ряд схематических колонок геологических разрезов типовых колчеданосных районов и рудных полей мира, характеризующий смену морфогенетических типов колчеданных залежей в зависимости от соотношения седиментационных и эффузивных фаций или режимов вулканизма: интенсивного (1–5), умеренного (6–8), затухающего (9–15) и эпизодического (16–18) (составлено по данным личных наблюдений с использованием материалов [20, 53–58, 60, 61, 68, 70–73]).

1 – серпентиниты; 2 – базальты; 3 – базальты, андезибазальты и андезиты нерасчлененные; 4 – андезиты и андезибазальты нерасчлененные; 5 – риолиты, дациты, андезидациты нерасчлененные; 6 – грубообломочные лавокластиты и гиалокластиты различного состава; 7 – гравийно-псаммитовые гиалокластитовые тефроиды различного состава нерасчлененные; 8 – переслаивание псаммитовых тефроидов, алевролитов и кремнистых пород; 9 – кремнистые породы (силициты и яшмы) с прослоями тефроидов; 10 – углеродистые алевропелиты с прослоями тефроидов и полимиктовых песчаников; 11 – госсаниты – магнетитовые и гематитовые продукты окисления сульфидных турбидитов; 12 – гематит-кварцевые джаспериты и яшмы, иногда с марганцевыми рудами (умбритами); 13 – известняки; 14 – переслаивание известняков с вулканомиктовыми отложениями; 15 – полимиктовые конгломераты; 16 – столбообразные многоэтажные срастания сульфидных холмов; 17 – донные колчеданные холмы слабо разрушенные; 18 – донные колчеданные холмы сильно разрушенные; 19 – рудокластические пластообразные линзы с реликтами гидротермальных построек; 20 – пластообразные колчеданные залежи слоистых сульфидных турбидитов; 21 – фрагменты колчеданных залежей среди субвулканических тел (скрины); 22 – плагиограниты, диориты синвулканические, 23 – долериты и габбро синвулканические; 24 – метаморфические сланцы нерасчлененные; 25 – тектонические границы надвинутых пластин.

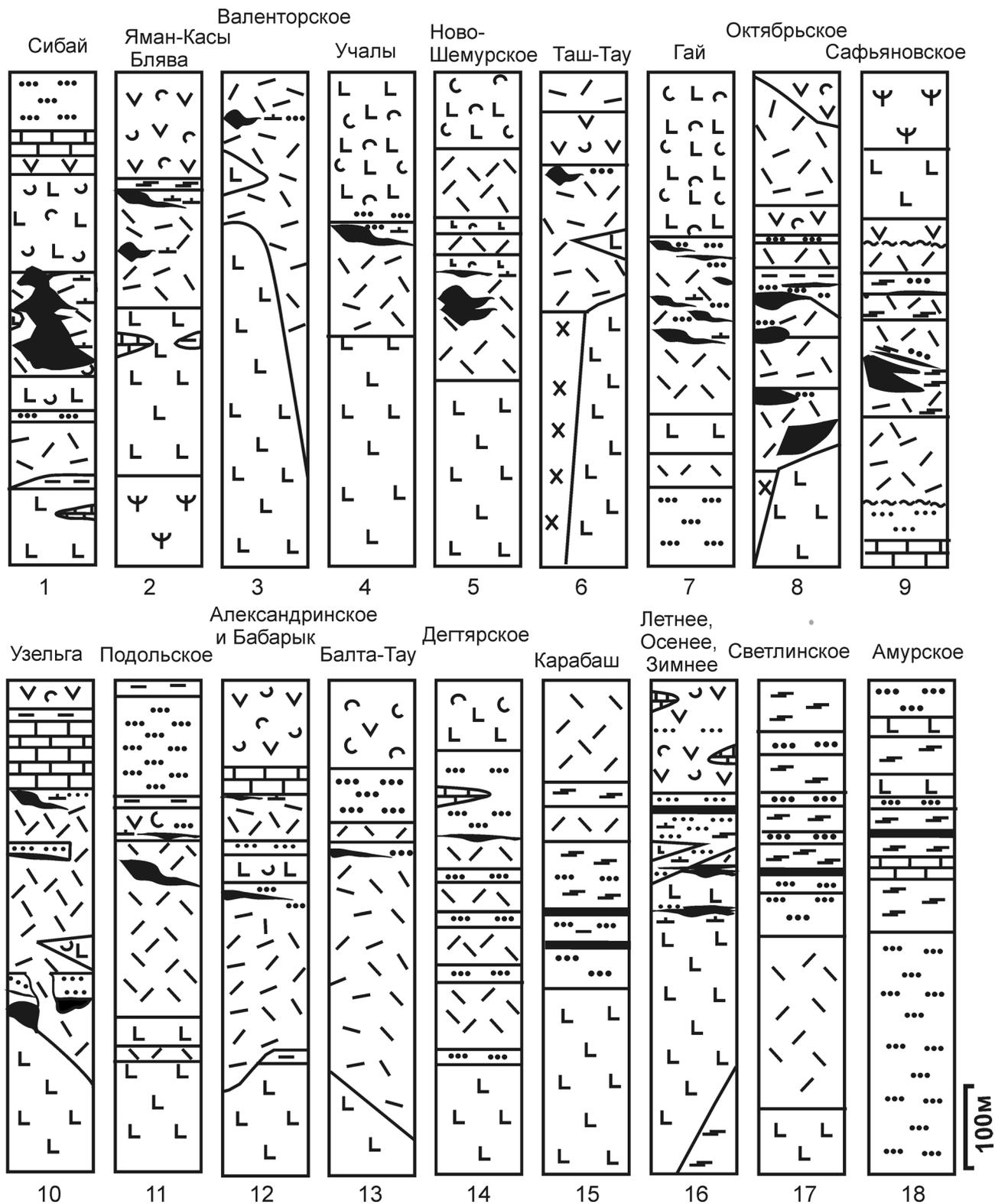


Рис. 3 Ряд схематических колонок геологических разрезов колчеданных месторождений Урала, характеризующий смену интенсивного режима вулканизма (1–6) умеренным (7–10), затухающим (11–17) и эпизодическим (18) (составлена по данным личных наблюдений с использованием материалов [20, 27–31, 40–42, 47–51, 69 и др.]).

Условные обозначения см. рис. 2.

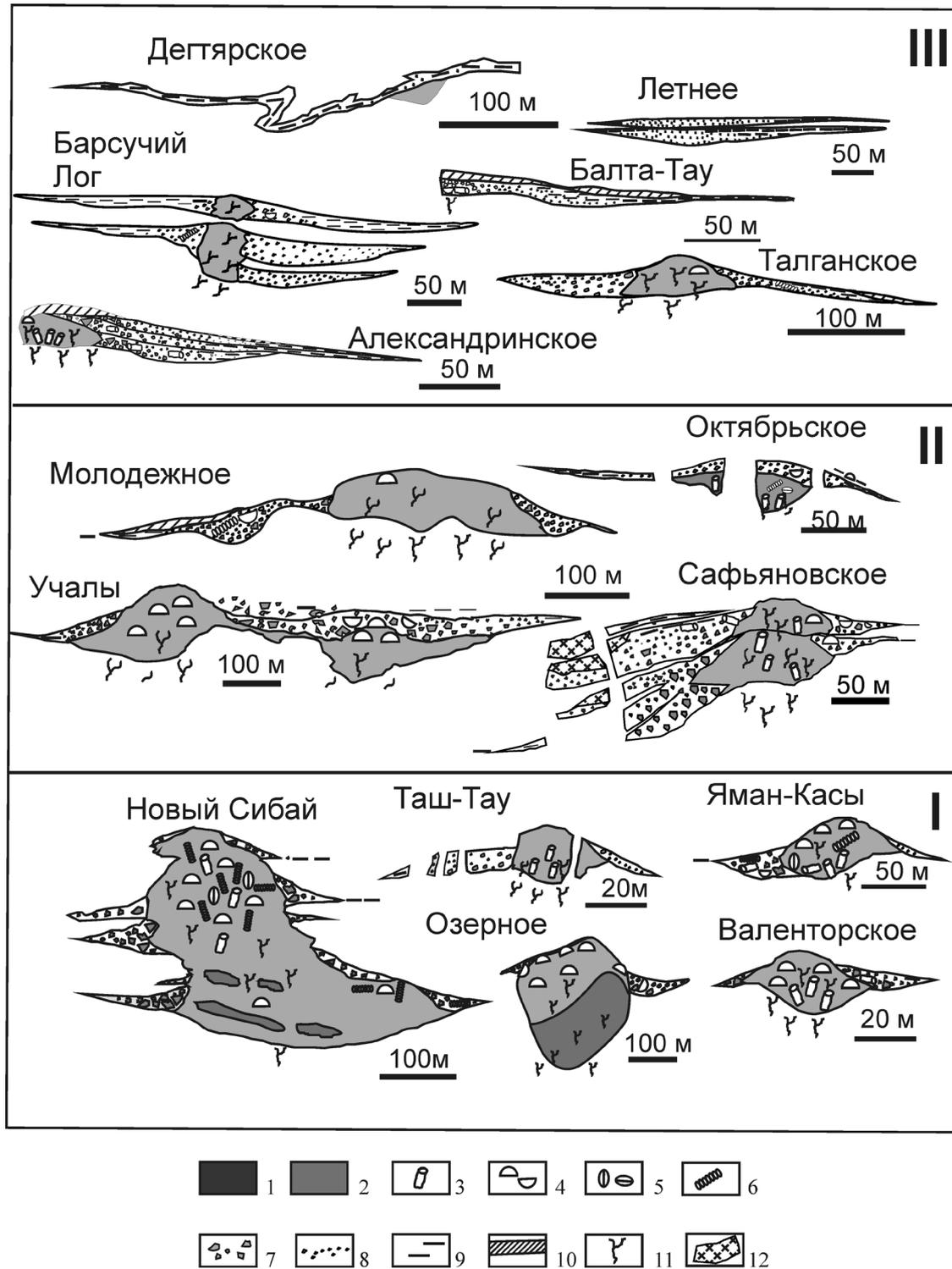


Рис. 4. Морфогенетический ряд рудных залежей колчеданных месторождений Урала от слабо разрушенных сульфидных холмов к сильно разрушенным холмам, рудокластическим линзам с реликтами холмов и линзопластообразным залежам сульфидных турбидитов и диагенитов (составлено с использованием материалов [20, 36, 46, 47, 50]).

1 – массивные пирротиновые рудные фации гидротермального преобразования; 2 – донные гидротермальные и придонные гидротермально-преобразованные пиритовые, халькопирит-пиритовые руды; 3 – места находок труб “черных курильщиков”; 4 – донные гидротермальные корки колломорфного пирита; 5 – оруденелые моллюски; 6 – оруденелые “трубчатые черви”; 7 – сульфидные брекчии; 8 – сульфидные гравелиты и песчаники; 9 – тонкослоистые сульфидные турбидиты и продукты их диагенетического преобразования (диагениты); 10 – барититы; 11 – штокверковые сульфидные руды; 12 – гидротермально-метасоматические халькопиритовые руды.

на Кавказе). В эту же группу включены многоэтажные постройки сросшихся холмов (Новый Сибай на Урале). $L/M = 2-4$.

3. Сильно эродированные гидротермальные сульфидные холмы с пологими склонами, переходящие в чашеобразные линзы с преобладанием грубообломочного рудокластического материала над мелкообломочным (Блявинское, Узельгинское, Чебачье, Учалинское, Молодежное, Жарлы-Аша, Сафьяновское, Октябрьское, Подольское, Приорское на Урале, Николаевское на Рудном Алтае, Хеллиер в Западной Тасмании, некоторые месторождения Кипра, Кызыл-Таштыг в Восточной Туве, Худесское на Кавказе). $L/M = 4-7$.

4. Рудокластические залежи с реликтовыми гидротермальными постройками (Александринское, Бабарык, Джуса, Восточно-Подольское на Урале, Урупское на Кавказе) $L/M = 8-14$.

5. Переотложенные пластообразные и лентовидные залежи с преобладанием мелкообломочных рудокластитов и полосчатых продуктов их придонного преобразования (Балта-Тау, Летнее, Зимнее, Акжарская группа, Маукское, Восточно-Семеновское, Восточно-Молодежное на Урале, Иртышское на Рудном Алтае, Бесси в Японии, Батурст-12 в Канаде, Розбери в Западной Тасмании). $L/M = 15-40$ и более.

Этот ряд завершается лентовидными залежами тонкослоистых сульфидных диагенитов, развитых на свинцово-цинковых стратиформных месторождениях вулканогенно-осадочной и осадочной ассоциаций.

Предложенная морфогенетическая или рудно-фациальная классификация может быть элементом рудно-формационной классификации (табл. 1).

На примере Урала построена карта-схема распределения морфогенетических типов сульфид-

ных построек, сформированных в различных геодинамических обстановках (рис. 1). Показано, что в Сакмарском и Карпинско-Тарньерском спрединговых бассейнах, характеризующихся интенсивным вулканизмом в предостроводужный этап развития Урала, значительное место занимают слабо и сильно разрушенные сульфидные холмы (Яман-Касы, Комсомольское, Блява – в Сакмарской зоне, Валенторское, Шемур – в Карпинско-Тарньерской зоне). В бассейнах Западно- и Восточно-Магнитогорской энсиматических островных дуг (Урал) встречаются залежи всех морфогенетических типов при преобладании сульфидных холмов на нижних стратиграфических уровнях и рудокластических слоистых линз – на верхних уровнях (например, Гайское, Маканское, Узельгинское рудные поля). Относительное количество холмообразных залежей уменьшается в восточном направлении.

Зависимость формы и рудно-фациальных особенностей колчеданных залежей от режимов вулканизма

Отношение длины рудного тела (L) к его максимальной мощности (M), отражающее, как предполагается, степень разрушения сульфидного холма, должно зависеть от времени нахождения сульфидной постройки на дне бассейна, то есть от режима вулканизма в данной области колчеданообразования, который характеризуется, в свою очередь, соотношением вулканогенно-осадочных (O) и эффузивных (Σ) фаций. На примере 170 месторождений мира доказана значимая прямая корреляционная зависимость L/M от O/Σ : коэффициент корреляции составляет $+0.54$ (рис. 5). Очевидно, каж-

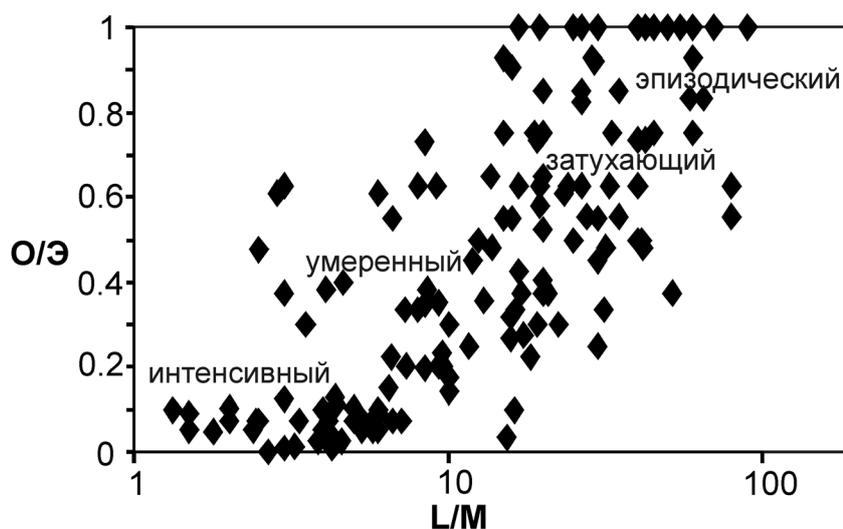


Рис. 5. Диаграмма отношений вулканогенно-осадочных фаций (O) к эффузивным (Σ) и отношений длины рудных залежей (L) к их максимальной мощности (M) указывает на связь формы колчеданных залежей с режимами вулканизма (составлена с использованием [20, 27–31, 36, 40–42, 47–51, 53–60, 68–73]).

дый режим вулканизма представлен своими морфогенетическими типами колчеданных залежей.

Колчеданные залежи, сформированные в условиях *интенсивного* вулканизма, имеют в основном холмообразную форму (Новый Сибай, Узельга-2, Юбилейное-6, Яман-Касы, Озерное, Валенторское – на Урале, Байда – в Омани, Милленбах – в Квебеке), характеризуются преобладанием гидротермальных рудных фаций над грубообломочными кластогенными, присутствием обильных гидротермальных теллуридов и сульфоарсенидов при ограниченном количестве блеклых руд и сульфосолей. Тонкослоистые сульфидные турбидиты встречаются крайне редко и только на выклинках рудных залежей. Катастрофическое захоронение определило сохранность холмообразной формы рудных тел, первичных гидротермально-осадочных сульфидных корок, кластогенных руд, труб “черных и белых курильщиков” и оруденелой фауны.

Режиму *умеренного* вулканизма сопутствовали многочисленные колчеданные месторождения, содержащие крупные линзовидные колчеданные залежи, связанные с риолит-базальтовыми (Узельга-4, Октябрьское, Учалинское, Гайское, Молодежное – на Урале, Балд Маунтин – в Аппалачах) и базальт-риолитовыми (Сафьяновское – на Урале, Николаевское – на Рудном Алтае, Хеллиер – в Тасмании) комплексами. Большинство рудных залежей относится к третьему и, в меньшей степени, к четвертому морфогенетическим типам. Такие же постройки, образованные в условиях перехода от интенсивного к умеренному режиму вулканизма характерны для некоторых медно-колчеданных месторождений Кипра и Ньюфаундленда, ассоциирующих с базальтовыми эффузивами (кипрский тип). В рудных залежах, представляющих собой сильно эродированные сульфидные холмы, значительное место занимают грубообломочные рудокластические отложения, иногда содержащие обломки сульфидных труб “черных курильщиков” и оруденелой фауны. По сравнению с предыдущим морфогенетическим типом рудных тел, в данном типе более интенсивно проявлены процессы субмаринного гипергенеза обломочных отложений. На месторождениях уральского типа в дополнение к теллуридам появляются блеклые руды, иногда акцессорные сульфиды серебра и меди. Современными представителями этого типа колчеданных залежей являются гидротермальные сульфидоносные поля медленно-спредингового Срединно-Атлантического хребта (Рейнбоу, ТАГ, Логачев, Семенов, Снейк-Пит). Сульфидные постройки на этих полях сильно разрушены, обильный грубообломочный рудокластический материал на флангах сменяется сульфидными турбидитами и мощными горизонтами металлоносных осадков.

Режим *затухающего* вулканизма является наиболее благоприятным для формирования линзо-

образных сульфидных пластов, иногда содержащих реликты донных гидротермальных сульфидных построек. По форме и соотношению рудные тела, за редким исключением, соответствуют четвертому и пятому морфогенетическим типам. В рудных телах, наряду с грубообломочными сульфидными брекчиями, значительные объемы занимают сульфидные турбидиты, преобразованные в диагениты. С начальной стадией затухания вулканизма, очевидно, связано формирование Александринского и Подольского месторождений (Урал), имеющих переходные признаки с рудными залежами, сформированными в умеренном режиме вулканизма. Более очевидными представителями этого типа являются месторождения Карибу в Аппалачах, Рио-Тинто и Тарсис в Иберийском поясе, Розбери в Тасманийском поясе, Урупское на Кавказе, Балта-Тау, Дегтярское, Бабарык и Восточно-Молодежное на Урале, Артемьевское на Рудном Алтае. Среди акцессорных минералов в рудах доминируют блеклые руды, встречаются сульфиды и сульфосоли серебра и меди. Теллуриды встречаются крайне редко и представлены, главным образом, гесситом.

В рудовмещающих комплексах, сформированных в условиях *эпизодического* вулканизма, доминируют ленточные тонкослоистые рудные отложения. В ряде случаев может быть доказано, что они сложены многократно переотложенными дистальными сульфидными турбидитами, подвергнутыми значительным диагенетическим преобразованиям. Например, в этом же режиме формировалось Зимнее медно-колчеданное месторождение (Урал), залегающее среди базальтовых турбидитов, перекрывших базальтовое основание задугового Домбаровского рифта. В рудах месторождения слои пирита переслаиваются со слоями магнетита и силицитов. В основании пиритовых слоев наблюдаются знаки нагрузки, доказывающие их принадлежность к турбидитам. Аналогичные признаки автором установлены на месторождении Маук, а также на месторождениях бесси типа в Японии. Проблематичным является происхождение сульфидных месторождений филизчайского типа, сформированных в вулканогенно-осадочных толщах. Возможно, часть из них, как например, Амурское, имеет рудокластическое происхождение [21]. Еще более проблематичным является генезис сульфидных диагенитов стратиформных свинцово-цинковых месторождений Маунт-Айза и Мак-Артур-Ривер в Австралии и Жайрем в Центральном Казахстане. В слоистых рудах этих месторождений автором обнаружены прослойки сульфидных песчаников. Однако, эти песчаники не являются простыми продуктами разрушения курильщиков, а сложены фрагментами сульфидных слоев соседних диагенитов. Последнее свидетельствует о значительной продолжительности периодов седиментации и о многократном седиментационном и диагенетическом переотло-

Таблица 1. Морфогенетическая типизация современных и древних вулканогенных колчеданных месторождений (некоторые типичные представители)

Морфотипы колчеданных залежей	Формационные классы колчеданных месторождений			
	ультрамафитовый	базальтовый	риолит-базальтовый	базальт-риолитовый и андезит-дацит-риолитовый
1. Трубы и колонны	Рейнбоу (САХ)	ВТП и Брокен Спур (САХ), Байда (Оман)	Возможно, в западной части Тихоокеанского кольца	Суийо (Идзу-Бонинская вулканическая дуга)
2. Сульфидные холмы слабо разрушенные	Эргани Маден (Понтиды)	Юбилейное-4 (Урал), ТАГ (САХ), Байда (Оман)	Маттагами-Лейк (Канада), Сибай, Яман-Касы, Валенторское, Комсомольское Узельга-2 (Урал)	Таш-Тау (Урал)
3. Сульфидные холмы сильно разрушенные	Логачев (САХ), Дергамышское (Урал)	Снейк-Пит (САХ), Скуриотисса (Кипр)	Молодежное, Узельга-4, Учалы (Урал), Хеллиер (Тасмания)	Орловское, Малеевское, Николаевское (Рудный Алтай), Октябрьское (Урал)
4. Рудокластические линзы с реликтами холмов	Семенов-2 (САХ), Ишкининское (Урал)	Галапагос (Тихий океан), Худесское (С. Кавказ), Менез Гвен (САХ)	Гай (Стержневая), Октябрьское, Узельга-5, Талганское, Подольское (Урал)	Артемьевское (Рудный Алтай), Александринское, Джуса, Барсучий Лог (Урал), Рио Тинто, Тарсис (Иберийский пояс)
5. Сульфидные пласты слоистые	Оутокумпу (Финляндия), Ивановское (Урал)	Бесси, Имори (Япония), Зимнее (Урал) Винди Крэгги (Британская Колумбия)	Восточно-Молодежное, Ворошиловское (Урал)	Балта-Тау, Бабарык (Урал), Зинкгруван, Гарпенберг (Швеция), Брансвик-12 (Канада), Тишинское (Рудный Алтай), Розбери (Тасмания)

жении руд. В слоистых рудах этих месторождений среди аксессуарных минералов встречаются сульфосоли свинца и серебра, теллуриды отсутствуют.

Выявленные изменения рудно-фациальных и минералогических особенностей колчеданных залежей согласуются с изменениями в соотношениях эффузивных и вулканогенно-осадочных фаций и, соответственно, отражают связь с режимами вулканизма. В представленном ряду режимов вулканизма в рудных залежах уменьшается количество донных и придонных гидротермальных фаций, постепенно исчезают колломорфные руды, ухудшается сохранность фрагментов труб “черных курильщиков” и сульфидизированной фауны, увеличивается количество мелкообломочных сульфидных отложений и степень их диagenетической дифференциации.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Режимы вулканизма и “зрелость” рудогенерирующих гидротермально-метасоматических систем

В современной модели колчеданообразования рассматривается важная рудоконтролирующая

роль синвулканических очагов. С.Н. Иванов [24] предположил, что появление плагиогранитов в верхах колчеданоносных палеобазальтовых толщ свидетельствует о попадании в промежуточные очаги воды или переплавлении осветленных выщелоченных базальтов вблизи каналов извержений. Взаимодействие циркулирующих по разломам океанических вод с раскаленными базальтами и магматическим расплавом в апикальной части вулканических очагов приводило к плагиогранитизации и выносу железа, меди, цинка и других рудных элементов. Возможность таких процессов доказывается многочисленными экспериментами по кратковременному взаимодействию базальтов с морской водой [52]. Кровля малоглубинных апобазальтовых тел плагиогранитов вскрыта на многих колчеданных месторождениях Урала (Макан, Подол, Таш-Тау, Узельга, Александринское и др.). Поверхностными индикаторами таких колчеданообразующих очагов, “скрытых” под толщей вулканитов, являются ксенокласты плагиогранитов, нередко встречающиеся в ксенолавокластитах рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтов. С удалением от колчеданоносных палеогидротермальных полей ксенолиты и ксенокласты плагиогранитов ис-

чезают [35]. Природные процессы взаимодействия базальтовых магм и раскаленных базальтов с морской водой, вероятно, приводили к высокотемпературному метасоматическому преобразованию, плагиогранитизации базальтов и переплавлению апо-базальтовых метасоматитов в кровле базальтовых малоглубинных магматических очагов. Реальность этого процесса доказана экспериментальными [1, 44], петрографическими данными и расчетами баланса металлов [43]. На всех изученных автором колчеданных месторождениях распространены лавовые потоки риолитового и дацитового состава, содержащие реликты включений частично растворенных диабазов. Аналогичная ассимиляционная модель используется при объяснении появления средних и кислых вулканитов в Галапагосском колчеданосном рифте в восточной части Тихого океана [67]. Ассимиляция метасоматитов, наряду с моделями кристаллизационной дифференциации и ликвации флюидонасыщенных магм, может служить важным элементом более общей модели, увязывающей в одно целое режимы вулканизма и особенности колчеданообразования, поскольку любой процесс дифференциации магм основного состава, приводящий к появлению кислых вулканитов, требует времени и прерывается крупными извержениями базальтов.

Скорее всего, динамика вулканизма зависит от глубины залегания магматических очагов. В высокоспрединговых СОХ (Восточно-Тихоокеанское поднятие), характеризующихся интенсивным вулканизмом, глубина кровли магматических камер небольшая – 1–2 км. В низкоспрединговых СОХ и задуговых бассейнах глубина залегания магматических камер составляет 3–4 км [3]. Очевидно, что магматические камеры в основании внутриконтинентальных рифтов залегают на гораздо больших глубинах. Соответственно, в ряду от океанических рифтов к островодужным и внутриконтинентальным уменьшается интенсивность вулканизма, и его место и время постепенно занимает осадконакопление.

От режима вулканизма в определенной мере зависит степень дифференциации колчеданообразующих вулканогенно-магматических систем. Очевидно, что наименее дифференцированные системы образованы в условиях интенсивного вулканизма. Для них характерно преобладание недифференцированных базальтовых формаций. Циклический характер вулканизма приводил в большинстве случаев к формированию риолит-базальтовых комплексов. Затухающий режим вулканизма способствовал развитию дифференцированных комплексов базальт-риолитового и андезит-дацит-риолитового составов.

Каждая геотектоническая обстановка колчеданообразования, очевидно, должна характеризоваться своими режимами вулканизма, а также своими вариантами эволюции вулканической деятельности. В энсиматических островодужных бассей-

нах режим интенсивного базальтового вулканизма сменяется умеренным риолит-базальтовым, затухающим кислым и эпизодическим режимами, характеризующимися редкими излияниями базальтовых лав. Однако, в энсиматических островодужных и эпиконтинентальных рифтогенных комплексах имеются примеры обратной эволюции, когда осадконакопление сменялось сначала эпизодическим вулканизмом, затем циклическим и затухающим и вновь эпизодическим (Бергслаген, Рудный Алатай). В этих комплексах нередко отсутствуют признаки интенсивного вулканизма, что вероятно связано с более глубоким заложением магматических камер.

Важнейший элемент эндогенной модели генерации рудообразующих флюидов, который зависит от режимов вулканизма – “зрелость” магматогенно-гидротермально-метасоматической системы. В целом, по мере “созревания” гидротермальной системы в рудных отложениях увеличивается количество барита, сульфосолей и галенита, нарастает значение Ba-Pb- Zn-Cu-As ассоциаций по сравнению с Fe-Co-Ni-Cu ассоциациями. Это находится в соответствии с трехэтапной моделью последовательного гидротермального разложения породообразующих и аксессуарных минералов – носителей рудных элементов в ряду: 1) оливин, пироксен (Fe, Cu, Co, Ni), шпинелиды (V, Zn) → 2) роговая обманка (Bi), цинковистые хлориты (Zn), титаномагнетит (V, W) → 3) полевые шпаты (Pb, Ba, Ti). В представленной модели предполагается, что скорость эволюции гидротермально-метасоматических систем, в свою очередь, определяется составом рудовмещающего субстрата: в офиолитовых комплексах – минимальная, в риодацитовых – максимальная [38].

Незрелые гидротермальные системы характерны для высокоспрединговых рифтов (например, Восточно-Тихоокеанского поднятия), где кровля высокостоящей магматической камеры не успевает преобразоваться под воздействием нисходящих океанских вод из-за частых извержений и обновлений базальтового субстрата. Состав сульфидных построек в этом случае отражает состав слабо преобразованных базальтов. Процессы кислотного выщелачивания ограничиваются лишь разложением неустойчивых пироксенов и поступлением железа и кобальта в раствор. Элементом-индикатором незрелых гидротермальных систем (например, ВТП 9° с.ш.) служат высокие содержания Fe и Co в колчеданных рудах [3].

Не менее чутким индикатором режимов вулканизма оказывается Se, содержания которого лишь частично зависят от состава вулканитов [38]. При взаимодействии гидротермального флюида с морской водой наименее устойчивым к окислению являются селено-водородные соединения, по сравнению с сероводородными. В соответствии с этим, по мере “старения” магматогенно-гидротермальной системы в колчеданных рудах должно уменьшать-

ся количество Se. Чтобы проверить эту идею, проведено сравнение содержаний Co и Se в сульфидных трубах курильщиков, сформировавшихся на одноименных породах – базальтах (рис. 6). Установлено, что наиболее селенистым является халькопирит “черных курильщиков”, сформированных на “молодых” активно действующих гидротермальных полях высоко- и среднесрединговых СОХ (ВТП, Гора Осевая в Тихом океане, Брокен Спур, Снейк Пит и Лаки Страйк в Атлантическом океане). В эту же группу попадают рудокласты сульфидных труб некоторых затухающих гидротермальных полей (Менез Гвен, Галапагос). Вероятно, трубы “черных курильщиков”, встречающиеся в виде рудокластов, формировались на ранних стадиях развития магматогенно-гидротермальных систем этих полей, когда проявления вулканизма были интенсивными. Напротив, курильщики наиболее древней зрелой колчеданной залежи поля ТАГ [2, 3] характеризуются минимальными содержаниями Co и Se (рис. 6). Невысокие содержания Co и Se установлены в халькопирите курильщиков гидротермальных полей низко срединговых современных (Венский лес, Ц. Лау, С. Лау) и древних (Кюре, Юбилейное) колчеданных месторождений, залегающих на базальтах. Рудные залежи этих месторождений перекрыты седиментационными фациями, свидетельствующими о возможности значительного “созревания” магматогенно-гидротермальных систем.

Не менее интересным выглядит распределение Se и Co в халькопирите курильщиков, сформированных на бимодальных мафитовых и фельзитовых комплексах.

Халькопирит сульфидных труб, сформированных в условиях интенсивного вулканизма (месторождения Яман-Касы, Николаевское, Молодежное) отличаются высокими содержаниями этих химических элементов (рис. 6). Следует заметить, что крайними членами ряда с минимальными содержаниями Se в халькопирите являются “курильщики” из колчеданных месторождений, сформированных в условиях затухающего вулканизма (большинство месторождений провинции Хокуроко, Талган на Урале, Заречное на Рудном Алтае) Исключение представляет Валенторское месторождение, сформированное в интенсивном режиме вулканизма. Здесь при повышенных содержаниях Se отмечаются крайне незначительные количества Co. Очевидно это месторождение, так же как и месторождения Кутлулар и Чейли, сформированные в условиях умеренного вулканизма, являются переходными членами единого ряда.

В “незрелых” гидротермально-метасоматических системах перенос Zn на начальном этапе преобразования во многом, вероятно, сдерживается временным образованием цинковистых разновидностей смектитов и шпинелидов. Разложение цинковистых алюмосиликатов и шпинелидов, также амфиболов и полевых шпатов, поставляющих Bi, Pb, Tl и Ba, должно происходить в более зрелую стадию развития гидротермальной системы [38]. Особенно быстро процесс “созревания” гидротермально-метасоматической системы реализуется в комплексах, богатых кислыми вулканитами. Большинство сульфидных построек, залегающих на кислых вулканитах, по этой при-

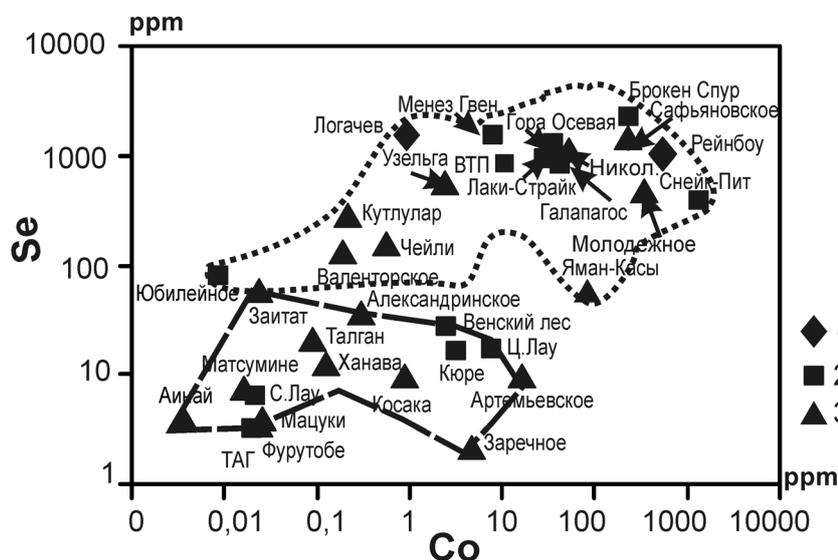


Рис. 6. Диаграмма содержаний Se-Co в халькопирите “курильщиков”, сформированных на ультрамафитовых (1), базальтовых (2) и бимодальных риолит-базальтовых (3) комплексах.

Пунктиром обведены “курильщики”, сформированные в высоко- и среднесрединговых зонах, характеризующихся в большинстве случаев интенсивным вулканизмом. Штрихом выделено поле колчеданных месторождений, которые формировались при умеренном и затухающем режимах вулканизма.

чине обогащено галенитом и баритом. Однако, когда гидротермальные постройки залегают на базальтовом основании зрелых гидротермальных систем средне- и низкоскоростных спрединговых рифтов и горячих точек (Гора Осевая в Тихом океане, Менез Гвен в САХ), в них появляется обильный барит – свидетель разложения полевых шпатов [33].

Таким образом, в “незрелых” гидротермально-метасоматических системах формировались в основном высокожелезистые медные и медно-цинковые колчеданные залежи, тогда как в “зрелых” – барит-колчеданно-полиметаллические. Особенно хорошо эта зависимость прослеживается при сравнении минералого-геохимических особенностей сульфидных труб “черных и серых курильщиков” [38]. Первые характерны для “незрелых” гидротермальных систем базальтовых и риолит-базальтовых комплексов, вторые доминируют в базальт-риолитовых комплексах, обычно характеризующихся высокой “зрелостью” гидротермальных систем. По мере “созревания” гидротермально-метасоматической системы и уменьшения ее восстановительного потенциала пирротиновые, сульфидарсенидные и теллуридные ассоциации сменяются электрум-галенит-блекловорудными.

С этих позиций опосредованное влияние режимов вулканизма на состав колчеданных месторождений становится очевидным.

Режимы вулканизма и “зрелость” гидротермально-гипергенных систем

Результаты исследований продуктов субмаринного гипергенеза колчеданных руд успешно реализуются при развитии теории колчеданообразования [20, 56, 59]. Модель субмаринного гипергенеза (гальмиролиза) и его влияние на состав колчеданных залежей рассмотрены в более ранних работах автора [35, 36].

Как показывают рудно-фациальные исследования колчеданных месторождений “зрелость” субмаринных гидротермально-гипергенных систем колчеданообразования так же, как и “зрелость” гидротермально-метасоматических систем, во многом, зависит от режимов вулканизма, предопределяющего продолжительность экспозиции гидротермальных сульфидных построек на морском дне. В представленном ряду режимов вулканизма нарастает относительный объем субмаринных гипергенных рудных фаций или диагенитов, наследующих зоны придонного окисления (баритовые, магнетитовые, гематитовые), выщелачивания (кварцевые, баритовые) и повторного моносльфидного обогащения (халькопиритовые, сфалеритовые, борнитовые, галенитовые, теннантитовые и др.). Выделенный ряд коррелирует со степенью разрушения сульфидных построек и полнотой придонного преобразования рудокластических отложений. Следо-

вательно, одним из основных факторов, определяющих особенности колчеданообразования, можно считать характер режима вулканизма, разнообразно проявившийся в виде чередования событий вулканизма, сейсмичности, тектонических движений и осадконакопления на конкретном участке развития колчеданоносной структуры. Этим же фактором определяются степень подводного выветривания (гальмиролиза) сульфидных построек, интенсивность их разрушения и, соответственно, соотношение гидротермальных, кластогенных и гальмиролитических рудных отложений. Наблюдающаяся в морфогенетическом ряду уральских колчеданных месторождений смена теллуридных ассоциаций золото-галенит-блекловорудными подтверждается диаграммами $Ag/Te-L/M$ и $Au/Te-L/M$ (рис. 7) [35, 36, 59]. Прямые корреляции этих отношений обусловлены различиями в “зрелости” как гидротермально-метасоматических, так и гидротермально-гипергенных систем колчеданообразования. Вероятно, предполагаемое влияние метаморфизма на перераспределение золота в рудах колчеданных месторождений [6, 61] является менее существенным, чем участие сингенетических процессов колчеданообразования [27, 36].

ВЫВОДЫ

1. Реконструкция онтогенеза неметаморфизованных колчеданных залежей по модели роста и разрушения “черного курильщика” на новом этапе показала влияние режимов вулканизма на форму, рудно-фациальный и минеральный состав колчеданных залежей. На Урале и в других колчеданоносных регионах выделены четыре режима вулканизма: интенсивный, умеренный, затухающий и эпизодический, отражающие интенсивность чередований событий вулканической деятельности и осадконакопления. В ряду от первого к четвертому режиму нарастают отношения объемов вулканогенно-осадочных и осадочных фаций к эффузивным, наблюдается смена морфогенетических типов колчеданных залежей от слабо разрушенных труб, колонн и холмов к сильно разрушенным рудным линзам и пластообразным залежам сульфидных турбидитов и диагенитов, намечается смена теллуридных и арсенидных минеральных ассоциаций электрум-галенит-сульфосольными. Индикаторами режимов вулканизма могут быть отношения седиментационных фаций к эффузивным в рудовмещающих комплексах колчеданных месторождений, а также отношения кластогенных и субмаринных гипергенных рудных фаций к донным гидротермальным.

2. Предполагается, что проявление того или иного режима вулканизма зависит от глубины залегания кровли рудогенерирующей магматической камеры, характерной для каждой геодинамической обстановки. Глубина увеличивается в ря-

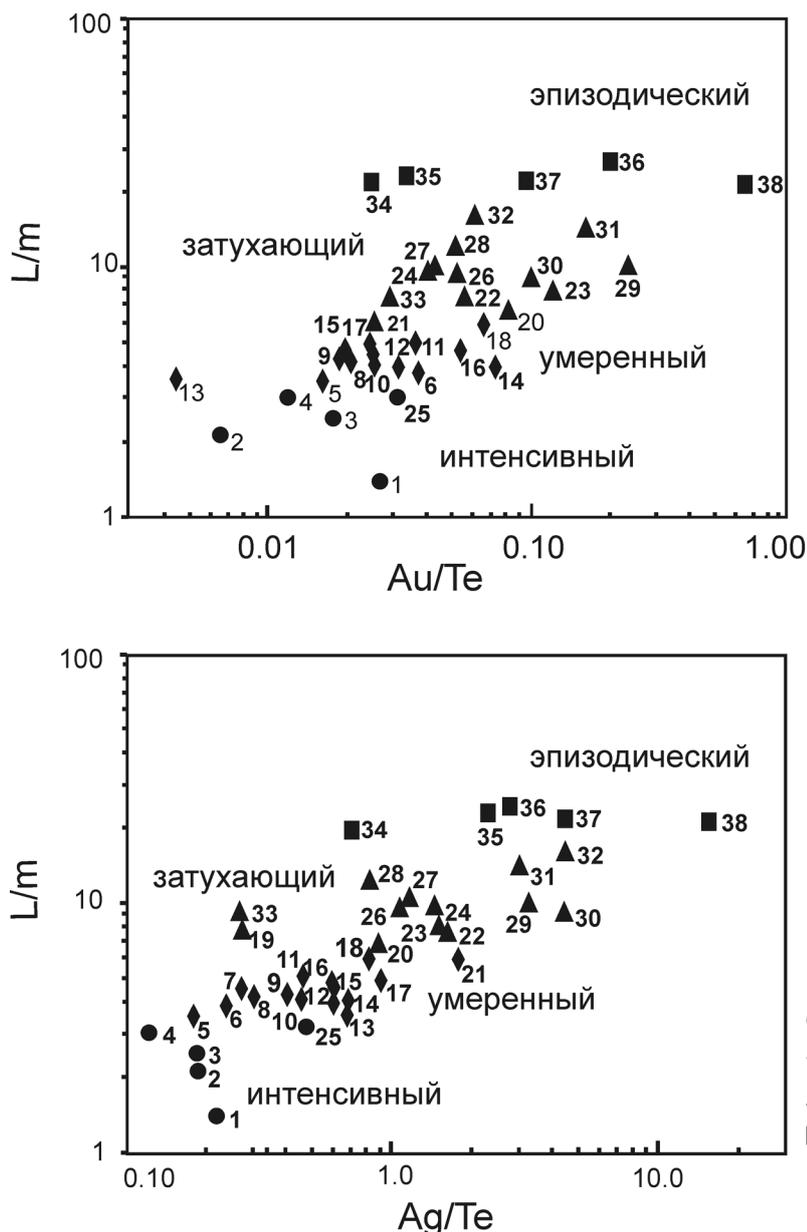


Рис 7. Зависимость Au/Te и Ag/Te от формы колчеданных залежей Урала (L – средняя протяженность залежей, M – максимальная мощность залежей) (составлена с использованием коллекции геохимических данных Е.С. Контаря, а также материалов автора [38]).

1 – сульфидные холмы с крутыми склонами, слабо разрушенные; 2 – сульфидные холмы с пологими склонами, умеренно разрушенные; 3 – чашеобразные линзы с разрушенными реликтами сульфидных холмов; 4 – пластообразные залежи с полностью разрушенными сульфидными постройками. Месторождения: 1 – Сибайское, 2 – Озерное, 3 – Яман-Касы, 4 – Комсомольское, 5 – Ново-Шайтанское, 6 – Гайское (среднее по верхним и нижним рудным телам), 7 – Учалинское, 8 – Блявинское, 9 – Левихинское, 10 – Узельгинское, 11 – Красногвардейское, 12 – Чебачье, 13 – Приорское, 14 – Чернушинское, 15 – Молодежное, 16 – Юбилейное, 17 – Шемурское, 18 – Тарньерское, 19 – Гайское (стрежневая линза), 20 – Октябрьское, 21 – Весеннее, 22 – Султановское, 23 – Таш-Тау, 24 – Александринское, 25 – Чебачье, 26 – Талганское, 27 – XIX Партсъезда, 28 – Подольское, 29 – Бакр-Тау, 30 – Сафьяновское, 31 – им. III Интернационала, 32 – Осеннее, 33 – Кабанское, 34 – Маук, 35 – Летнее, 36 – Барсучий Лог, 37 – Дегтярское, 38 – Джусинское.

ду от высокспрединговых СОХ к островодужным, эпиконтинентальным и внутриконтинентальным рифтам. Режимы вулканизма, в свою очередь, определяют эволюционную “зрелость” магматогенных гидротермально-метасоматических и

гидротермально-гипергенных колчеданообразующих систем, что сказывается на составе и масштабах [8] колчеданных месторождений.

3. Развитие этого направления исследований видится в продолжении литолого-фациальных,

фациально-циклических и рудно-фациальных исследований. Большие перспективы имеет изучение и сравнение типохимизма сульфидных одноименных рудных фаций для оценки “зрелости” колчеданообразующих систем и, соответственно, распознавания роли режимов вулканизма.

Автор благодарит своих учителей: профессоров В.А. Прокина, В.Ф. Рудницкого и В.В. Зайкова за помощь в развитии этого направления исследований.

Работы выполнены в рамках проекта Программы Президиума РАН, финансируемого Уральским отделением РАН (проект (12-Р-5-1003), а также реализации ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 гг. (проект (ГК № П237).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анфилогов В.Н., Пуртов В.К.* Механизм взаимодействия поровых растворов с магматическими телами // *Геохимия*. 1976. № 9. С. 1400–1403.
2. *Богданов А.Ю., Лешин А.Ю., Ульянов А.А. и др.* Начальная фаза гидротермального рудонакопления на поле 9° 50' с.ш. ВТП // *Океанология*. 2006. Т. 46, № 1. С. 1–14.
3. *Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г.* Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
4. *Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П.* Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М., 1977. 153 с.
5. *Бортников Н.С., Викентьев И.В.* Современное сульфидное минералообразование в мировом океане // *Геология рудных месторождений*. 2005. Т. 47, № 1. С. 16–50.
6. *Викентьев И.В.* Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный Мир, 2004. 344 с.
7. *Галкин С.В.* Гидротермальные сообщества мирового океана. М.: Геос, 2002. 220 с.
8. *Дергачев А.Л.* Эволюция вулканогенного колчеданообразования в истории Земли. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2010. 58 с.
9. *Еремин Н.И.* Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М.: МГУ, 1983. 256 с.
10. *Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Позднякова Н.В., Сергеева Н.Е.* Эпохи вулканогенного колчеданного рудообразования в истории Земли // *Геология рудных месторождений*. 2002. № 4. С. 259–275.
11. *Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е., Позднякова Н.В.* Типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации // *Геология рудных месторождений*. 2000. Т. 42, № 2. С. 177–190.
12. *Жабин А.Г.* Особенности рудных тел гидротермально-осадочной фации рудоотложения // *Геология рудных месторождений*. 1977. № 1. С. 51–69.
13. *Жабин А.Г., Шарфман В.С., Самсонова Н.С.* Реконструкция обстановки девонского вулканогенно-осадочного сульфидоотложения // *Геология рудных месторождений*. 1974. Т. XIII, № 2. С. 60–75.
14. *Заварицкий А.Н.* Геологический очерк месторождений медных руд на Урале. Ч. 1 // *Л., Тр. Геол. ком.* Вып. 122, 1927. 157 с.
15. *Заварицкий А.Н.* Геологический очерк месторождений медных руд на Урале. Ч. 2 // *Л., Тр. Геол. Ком.* Вып. 173, 1929. 179 с.
16. *Заварицкий А.Н.* Колчеданное месторождение Бялява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще // *Тр. ГИН АН СССР*. 1936. № 5. С. 26–66.
17. *Заварицкий А.Н.* Медные месторождения Урала // *Вестник АН СССР*. 1943. № 6. С. 42–50.
18. *Заварицкий А.Н.* О генезисе колчеданных месторождений // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1943. № 3. С. 3–18.
19. *Заварицкий А.Н.* Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях // *Колчеданные месторождения Урала*. М.: Изд. АН СССР, 1950. С. 7–18.
20. *Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданосных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 2006. 428 с.
21. *Зайков В.В.* Амурское цинково-колчеданное месторождение (Южный Урал) // *Металлогения древних и современных океанов-2007*. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 184–190.
22. *Зайков В.В., Масленников В.В.* О придонных сульфидных постройках на колчеданных месторождениях Урала // *Докл. АН СССР*. 1987. Т. 293, № 1. С. 181–184.
23. *Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р.* Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.
24. *Иванов С.Н.* Введение // *Колчеданные месторождения СССР*. М.: Наука, 1983. С. 3–14.
25. *Иванов С.Н., Курицына Г.А., Ходалевиц Н.А.* Новые данные о генезисе колчеданных месторождений Урала // *Генетические проблемы руд.*: докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 100–105.
26. *Кадзивара И.* Признаки сингенетического происхождения руд куроко на руднике Саканаи // *Вулканизм и рудообразование*. М.: Мир, 1973. С. 163–168.
27. *Колчеданные месторождения мира* / М.Б. Бородаевская, А.И. Горжевский, А.И. Кривцов и др. М.: Недра, 1979. 284 с.
28. *Контарь Е.С.* Количественная оценка колчеданообразования // *Геология рудных месторождений*. 2002. Т. 44, № 6. С. 543–555.
29. *Контарь Е.С., Либарова Л.Е.* Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 233 с.
30. *Коротеев В.А., Сазонов В.Н.* Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 259 с.
31. *Кривцов А.И.* Палеовулканизм эвгеосинклиналичных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1979. 169 с.
32. *Кузнецов А.П., Масленников В.В.* История гидротермальной фауны океана. М.: ВНИРО, 2000. 118 с.
33. *Лешин А.Ю., Богданов Ю.А., Масленников В.В. и др.* Сульфидные минералы нерудного гидротермально-

- го поля Менез Гвен // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 4. С. 343–362.
34. Масленников В.В. Литологический контроль медно-колчеданных руд (на примере Сибайского и Октябрьского месторождений Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 141 с.
 35. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
 36. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
 37. Масленников В.В., Зайков В.В. Метод рудно-фациального анализа в геологии колчеданных месторождений. Челябинск: ЮУрГУ, 2006. 224 с.
 38. Масленников В.В., Леин А.Ю., Масленникова С.П., Богданов Ю.А. Фанерозойские “черные курильщики” как индикаторы состава рудовмещающих комплексов // Литосфера. 2010. № 3. С. 153–162.
 39. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских “черных курильщиков” (на примере Урала). Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.
 40. Медно-колчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения / В.А. Прокин, В.М. Нечухин, П.Ф. Сопко и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.
 41. Медно-колчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / В.А. Прокин, Ф.П. Буслаев, М.И. Исмагилов и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. 241 с.
 42. Медно-колчеданные месторождения Урала: Условия формирования / В.А. Прокин, И.Б. Серавкин, Ф.П., Буслаев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.
 43. Прокин В.А. Причины связи колчеданных месторождений с вулканогенными породами // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Т. 1. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 173–174.
 44. Пуртов В.К., Егорова Л.Г., Котляров В.А. Экспериментальная характеристика системы базальт– P_2O_5 – K_2O – $NaCl$ – SiO_2 при температурах 600–800°C и давлении 1 кбар // Уральский минерал. сборник № 6. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 149–161.
 45. Рудницкий В.Ф. Фациально-циклический анализ геологических разрезов уральских колчеданных месторождений // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 1. С. 78–96.
 46. Рудницкий В.Ф., Алексеев В.П., Масленников В.В. О цикличности в формировании вулканогенных отложений колчеданных месторождений Узельгинского рудного поля (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1980. С. 689–692.
 47. Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 272 с.
 48. Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: Гилем, 2010. 284 с.
 49. Сурин Т.Н. Метасоматоз и колчеданное рудообразование. Верхнеуральский район. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. 103 с.
 50. Учалинское медно-цинково-колчеданное месторождение “уральского” типа / И.Б. Серавкин, С.Е. Знаменский, В.Н. Скуратов и др. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 192 с.
 51. Филатов Е.И., Ширай Е.П. Формационный анализ рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 144 с.
 52. Эдмонд Д.М., Дамм К. Горячие источники на дне океана // В мире науки. № 6. М., МГУ, 1983. С. 46–60.
 53. Barrie C.T., Hannington M.D. Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings // Reviews in Economic Geology. 1999. V. 8. P. 1–11.
 54. Dube B., Grosselin P., Mercier-Langevin P. et al. Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits // Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication / Eds. by W.D. Goodfellow. 2007. № 5. P. 75–94.
 55. Franklin J.M., Gibson H.L., Galley A.G., Jonasson I.R. Volcanogenic massive sulfide deposits // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 523–560.
 56. Franklin J.M., Sangster D.M., Lydon J.W. Volcanic-associated massive sulfide deposits // Econ. Geol. 1981. V. 75. P. 485–627.
 57. Galley A.G., Hannington M.D., I.R. Jonasson Volcanogenic massive sulfide deposits // Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication / Eds. by W.D. Goodfellow. 2007. № 5. P. 141–161.
 58. Gibson H.L., Morton R.L., Hudak G.L. Submarine volcanic processes, deposits and environments favorable for the location of volcanic-associated massive sulfide depositset // Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient setting. Review in Economic Geology. 1999. V. 8. P. 13–51.
 59. Herrington R., Maslennikov V., Zaykov V. et al. Classification of VMS deposits lessons from the Uralides // Ore Geology Review. 2005. V. 27. P. 203–237.
 60. Large R.R. Australian volcanic-hosted massive sulphide deposits: features, styles and genetic models // Econ. Geol. 1992. V. 84. P. 469–478.
 61. Leistel J.M., Marcoux E., Deschamps Y., Joubert V. Antithetic behaviour of gold in the volcanogenic massive sulfide deposits of the Iberian Belt // Mineral. Depos. 1998. V. 33. C. 82–87.
 62. Little C.T.S., Danelian T., Herrington R.J., Haymon R.M. Early Jurassic hydrothermal vent community from Franciscan Complex, California // J. Paleontology. 2004. V. 78. Is. 3. P. 542–559.
 63. Little C.T.S., Maslennikov V.V., Morris N.J., Gubanov A.P. Two Palaeozoic hydrothermal vent communities from the Southern Ural mountains, Russia // Palaeontology. 1999. № 6. P. 3–30.
 64. Little C.T.S., Herrington R.J., Maslennikov V.V. et al. Silurian high-temperature hydrothermal vent community from the Southern Urals, Russia // Nature. 1997. V. 385. № 9. P. 3–6.
 65. Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V. Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy VHMS (the Southern Urals, Russia) using laser ablation

- inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) // *Econ. Geol.* 2009. V. 104, № 8. P. 1111–1141.
66. *Maslennikov V.V., Zaykov V.V., Zaykova E.V.* Paleohydrothermal fields and ore formation conditions at massive sulphide deposits in the Uralian paleocean // *Geodynamics and metallogeny: Theory and implications for applied geology* / Eds. N.V. Mezhelovsky, A.F. Morozov, G.S. Gusev, V.S. Popov. Moscow: Geokart., 2000. P. 339–358.
67. *Perfit M.R., Ridley W.I., Jonasson I.R.* Geologic, petrologic and geochemical relationships between magmatism and massive sulfide mineralization along Eastern Galapagos spreading center // *Reviews in Econ. Geol. (SEG)*. 1998. V. 8, Ch. 4. P. 75–100.
68. *Pirajno F.* *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer: Geological Survey of Western Australia, 2009. 1250 p.
69. *Prokin V.A., Buslaev F.P.* Massive cooper-zinc sulfide deposits in the Urals // *Ore Geology Reviews*. 1999. V. 14. P. 1–69.
70. *Sawkins F.J.* *Metal deposits in relation to plate tectonics*. Springer: Berlin, 1990. 461 p
71. *Tornos F.* Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: The Iberian Pyrite belt // *Ore Geology Reviews*. 2006. P. 259–307.
72. *Tornos F., Chiaradia M.* Plumbotectonic evolution of the Ossa Morena zone, Iberian Peninsula: Tracing the influence of mantle-crust interaction in ore forming processes // *Econ. Geol.* 2004. V. 99. P. 965–985.
73. *Tornos F., Solomon M., Conde C., Spiro B.F.* Formation of Tharsis massive sulfide deposit, Iberian belt. Geological, litho-geochemical, and stable isotope evidence for deposition in brine pool // *Econ. Geol.* 2008. V. 103. P. 185–214.

Рецензент В.П. Молошаз

Morphogenetic types of massive sulfide deposits as a reflection of volcanic regimes

V. V. Maslennikov

Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS.

Intensive, moderate, wanning and episodic regimes of volcanism have been identified at the Urals and other massive sulfide-bearing regions. Each volcanic regime is characterized by its own intensity of volcanic activity alternated with sedimentation events. In the range of the regimes, ratios of volcano-sedimentary lithofacies increase in opposite to effusive facies. This increasing is consistent with morphogenetic range from massive sulfide mounds to seafloor altered clastic sulfide strata. The change from telluride and sulfoarsenide to electrum-galena-fahlores assemblages is observed in the same range of the Urals VMS deposits. It is suggested, that regime of volcanism depends on the depth of subvolcanic magma chamber. Each regime constrains evolutionary maturity of magmatic-hydrothermal and seafloor hydrothermal-supergene systems which influenced the composition of VMS deposits. In chalcopyrite of chimneys Se and Co decrease in accordance with diminution of volcanic intensity.

Key words: massive sulfide deposits, the Urals, volcanic regimes, morphogenetic types, ore facies, nearvent fauna.