

GEOLOGİYA

УДК 24.49.07

**ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
МАЛОГО КАВКАЗА И ВОСТОЧНЫХ
ПОНТИД И ИХ ГЕНЕЗИС****В.М.БАБА-ЗАДЕ*, Ш.Ф.АБДУЛЛАЕВА*,
С.А.КЕКЕЛИЯ**, М.А.КЕКЕЛИЯ******* Бакинский Государственный Университет****** Институт Геологии Грузии****vbabazade@mail.ru, sergokekelia@yahoo.com**

В странах Южного Кавказа и Турции наиболее представительные золотосодержащие вулканогенные месторождения известны в толщах, слагающих фрагменты Понтийско-Южнокавказской палеодуги, активно функционировавшей в течение мезозойского времени. В это время под дугу, которая являлась краевой частью Евразийского континента, субдуцировалась океаническая кора. Отдельные сегменты дуги различались своим геодинамическим развитием, в связи с чем в них возникали разнотипные вулканогенные месторождения. На западе, в пределах Понтид (Турция), помимо эпигенетических, известны и гидротермально-осадочные залежи. Примером последних может служить месторождение Чаели (Маденкой).

В статье вкратце охарактеризованы геологические обстановки нахождения месторождений Турции, Азербайджана, Армении и Грузии. Большинство из них могут быть отнесены к типу Куроко и отличаются характером накопления руд: в Турции известны медно-цинковые залежи, сформированные, по-видимому, в условиях глубоководного морского бассейна, а восточнее – мы имеем примеры лишь эпигенетических месторождений. Кроме того, в Болнисском районе разрабатывается Маднеульское месторождение, которое являет собой пример полиформационного месторождения и поэтому уникально. Здесь в ограниченном пространстве (так называемая биклиальная структура на склоне крупного вулкана) сосредоточены баритовые залежи, барит-полиметаллические жилы, золотоносные вторичные кварциты и крупномасштабные штокверки медных руд. Судя по соотношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ одни из вулканитов, с которыми пространственно ассоциируют руды, могли быть продуктами «дифференциации» неистощенной мантии, а магмы других, по-видимому, зарождались в низах верхней коры.

Кедабекский и Алавердский рудные районы интересны тем, что в них в юрских вулканодепрессиях сосредоточены медные, медно-цинковые и барит-сульфидные руды,

а в приподнятых клиновидных блоках, ограничивающих вулканодепрессию, известны меднопорфировые месторождения – Карадагское и Техутское. Все месторождения Кедабекского и Алавердского рудных районов, включая, медно-порфировое, являются промышленно значимыми.

На базе собранного литературного материала, который накапливался в течение десятилетий, а также собственных данных была создана мысленная логическая геолого-генетическая модель вулканогенных месторождений.

Аналитические работы (определение рудных и редких элементов, изотопные соотношения серы в сульфидах руд, изотопные соотношения кислорода в кварце руд, термобарогеохимические исследования) были выполнены в соответствующих лабораториях геологической службы США (г. Денвер).

Растворы, из которых отлагались сульфиды, были близки по солености к морской воде, являлись слабокислыми; медьсодержащие сульфиды были сформированы при максимальных температурах 410-390 °С, а барит-сульфидные при ~280 °С. По всей вероятности, давление флюида на эпигенетических месторождениях не превышало 200 бар. Стабильное накопление гидротермально-осадочных залежей происходило на дне моря, глубина которого достигала 2-3 км. По всей видимости, вскипания флюида не происходило, а минеральная зональность в залежах, сходных с современными «рудными холмами», объяснима перераспределением рудообразующих компонентов в результате разрушения «холмов», их диффузии с нижних уровней на верхние в процессе «вымывания» руд рудоносными флюидами. Многие исследователи минеральную зональность в гидротермально-осадочных залежах объясняют подобным образом.

Месторождения вулканогенной природы несмотря на то, что формируются в сходных РТХ-условиях, имеют свой «облик», учет которого крайне важен при прогнозировании месторождений в конкретных районах.

Ключевые слова: месторождение, рудный район, палеодуга, включение, флюид, изотоп.

Предисловие

В центральной части Альпийского Средиземноморско-Гималайского горно-складчатого пояса сохранены фрагменты палеоостровной дуги и прилегающих к ней задуговых и внутридуговых морских палеобассейнов (на рис. 1 выделены серым цветом). Именно в пределах этих структур и сосредоточены промышленно значимые альпийские золотосодержащие вулканогенные месторождения цветных металлов. Из публикаций авторитетных геологов [32, 49, 61, 70] следует, что к числу важнейших тектонических событий, предопределивших геологический облик альпид этого сегмента горно-складчатого сооружения, относятся: 1) отторжение Иранской микроплиты от края Гондваны в перми-триасе и ее присоединение к активной Евразийской окраине Восточно-Тихоокеанского типа; 2) раскрытие в конце триаса – начале юры рифта, преобразованного в одну из ветвей океана Неотетис; 3) обдукция в сеноне океанических комплексов, по образному высказыванию А.Л.Книппера обозначающая «смерть» океана [32]. Здесь взаимодействовали в течение альпийского цикла Скифская и Южнокавказско-Понтийская (активная палеоокраина Евразийского континента) с Гондванскими блоками (Киршехирским,

Анатолийским, Таврским, Даралагезским и другими). В настоящее время эти подвижные блоки земной коры (террейны) разделены шовными зонами (сутурами), большая часть которых маркируется ультрабазитовым меланжем.

Важно отметить, что отмеченные выше геологические события сопровождались: 1) дивергенцией микроплит (триас-ранний байос) и активизацией мантийного диапиризма; 2) конвергенцией (поздний байос-начало позднего мела) с характерным островодужным вулканизмом как в приподнятых блоках (острова), так и морских депрессиях, размещенных на Южнокавказско-Понтийской микроплите. Максимум активизации островодужного вулканизма приходится на байос-позднюю юру в пределах Южного Кавказа, а в Понтидах - на турон-сантон. А.Йылмаз с соавторами [71] показали, что в геодинамическом развитии палеоостроводужной системы отмечаются различия. Начало коллизии в западной и восточной частях палеоостроводужной системы было одновременным, что было отмечено А.Мониным и Л.Зоненшайном [32], а также С.Диксоном и Дж.Перерье [52]: если «соприкосновение» Южнокавказского и Даралагезского блока произошло в коньяке, то Понтид с Анатолидами – в кампане.

Здесь, на активной окраине Евразийского континента возникали термоаномалии, размещение которых было избирательным и совпадало с областями, испытывавшими наибольшие напряжения – зонами влияния трансформных разломов. Именно в этих местах, в условиях конвергентного взаимодействия микроплит, проявилась вулканическая активизация, а также гидротермальная деятельность.

В течение конвергенции микроплит сначала (юра) возникли эпигенетические золотосодержащие вулканогенные месторождения меди и барит-полиметаллов (Кедабек, Битти-Булаг, Ново-Гореловка, Гюльятаг, Джаньятаг, Кяпаз, Алаверди, Шамлуг, Кафан, Ахтала), а в раннем меле – медно-порфиновые типа Карадаг, Дамирли, Техут. Все они обнаружены в Азербайджане и Армении. В активизированных на раннем этапе коллизии задуговых вулканодепрессиях сформировались эпигенетические медные, золотые, барит-полиметаллические месторождения типа Болниси (Грузия), Дагкесаман (Азербайджан) и др. На западе, в Восточных Понтидах в позднем меле, в интрадуговых морских бассейнах скапливались вулканогенно-осадочные медно-цинковые руды (Чаели и др., Турция), а также были образованы масштабные эпигенетические руды – месторождение Мургул и другие.

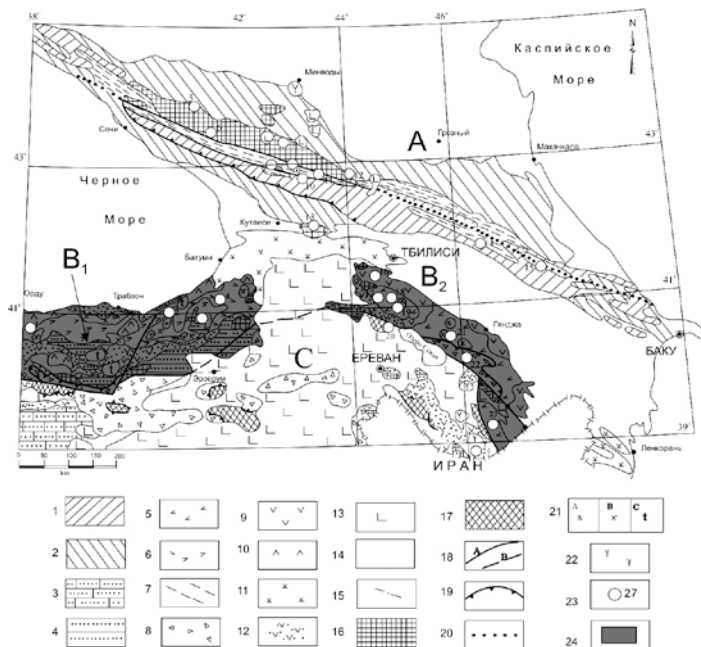


Рис.1. Распределение основных рудных месторождений в пределах Восточной Турции и Кавказа.

1 - склон и поднятие Южнокавказского микроконтинента (юра – ранний мел, Большой Кавказ); 2 - шельфовая зона Скифского и Южно-Кавказского микроконтинентов (юра – палеоген, Большой Кавказ); 3 - шельфовая зона Анатолийского и Даралагезского микроконтинентов (мел – палеоген); 4 - шельфовая зона Понтийского микроконтинента (ранняя юра, Восточные Понтиды); 5 - Малокавказская энсиалическая островная дуга (байос – ранний мел); 6 - Понтийская энсиалическая островная дуга (мел); 7 - глубоководные бассейны краевого палеоморя (ранняя – средняя юра); 8 - океанические зоны в аллохтонном залегании; 9 - Малокавказская задуговая вулканодепрессия (поздний мел); 10 - Понтийская задуговая вулканодепрессия (поздний мел); 11 - внутриплитные рифтогенные вулканоструктуры (эоцен – олигоцен, Малый Кавказ); 12 - эоценовые вулканодепрессии, наложенные на доколлизийные структуры (Понтиды, Малый Кавказ, Анатолиды); 13 - молодые вулканические плато (олигоцен – четвертичный); 14 - орогенные трюги (олигоцен – четвертичный); 15 - терригенно-вулканические породы (дизская серия, девон – триас), интродуцированные среднеюрскими гранитоидами; 16 - доальпийский фундамент Скифской и Южнокавказской микроплит (докембрий? – палеозой); 17 - доальпийский фундамент Анатолид и Даралагеца (Северо-Иранская микроплита, докембрий – палеозой); 18 - тектонические швы, разделяющие основные геоблоки (взбросы и сдвиги, А – установленные, В – предполагаемые); 19 - надвиги; 20 - предполагаемая граница между Скифской и Южнокавказской микроплитами (перекрыта надвигами); 21 - гранитоиды (а – ранний мел, в – поздний мел, с – эоцен – олигоцен); 22 - монзониты, сиениты (олигоцен – миоцен); 23 - месторождения полезных ископаемых; 24 - фрагменты палеоостровной дуги.

Наиболее значительные рудные месторождения Восточных Понтид и Кавказа: 1-Ашикой (Cu), 2-Лаканос (Cu, Zn, Pb), 3-Чаели-Маденкой (Cu, Zn), 4-Мургул (Cu,Zn), 5-Уруп (Cu), 6-Кти-Теберда (W), 7-Тырны-Ауз (W), 8-Лухра (Au), 9-Цана (As, Au), 10-Лухуми (As), 11-Зопхито (Au, Sb), 12-Садон (Pb, Zn), 13-Чиатура (Mn), 14-Филизчай (Zn, Pb,Cu), 15-Кизил-Дере (Cu), 16-Маднеули (Cu, Au, Zn, Pb), 17-Алаверди (Cu), 18-Шамлуг (Cu), 19-Техут (Cu), 20-Меградзор (Au), 21-Дашкесан (Fe, Co), 22- Зод (Au), 23- Кафан (Cu), 24- Каджаран Cu, Mo), 25 – Човдар (Au), 26 - Кедабек (Cu), 27 – Карадаг (Cu).

Микроплиты: Евразийского палеоконтинента: А- Скифская, В-Понтийско-Южнокавказская (В₁ –Восточные Понтиды, В₂ – Южный Кавказ); Афро-Аравийского палеоконтинента: С- Северо-Иранская.

Месторождения проявляют четкие связи с определенными вулканитами литогеодинимических комплексов палеоостроводужных сооружений. Одни, например некоторые месторождения Турции, образуют единые пространственно-временные ассоциации с вмещающими их вулканитами, другие – большинство месторождений – были образованы несколько позже вулканитов, но время их формирования не выходило за рамки становления породных вулканических комплексов.

Общеизвестно, что рудные месторождения размещены в верхней, 10-ти километровой «кромке» земной коры. Самую верхнюю позицию занимают вулканогенные месторождения цветных и благородных металлов (0 – 1км). О них и пойдет речь в настоящем сообщении. В качестве примеров будут приведены геологические позиции месторождений Восточных Понтидов (Турция), Болнисского (Грузия), Кедабекского (Азербайджан) и Алавердского (Армения) рудных районов, а также медно-порфиновые месторождения Карадаг и Техут, размещенные в приподнятых блоках, вблизи от Кедабекских и Алавердских золото-медноколчеданных вулканогенных месторождений.

Восточные Понтиды (Турция) и их рудоносность

Выяснено, что в Восточных Понтидах (Турция), развивавшихся в альпийское время по типу островной палеодуги, вулcano-плутоническая деятельность привела к формированию значительных скоплений золото-содержащих вулканогенных и плутоногенных руд цветных металлов. Причем вулканогенные месторождения были образованы в вулканодепрессиях, представляющих собой в сеноман-кампане части внутридуговых морских бассейнов, а плутоногенные медно- и молибден-порфиновые - в связи со становлением гранитоидов в приподнятых по отношению к депрессиям блоках. Промышленными месторождениями являются Ашикой, Лаханос, Кутлулар, Чаели, Мургул, Черратепе и Гузейяйла (Cu, Mo). Следует подчеркнуть, что Восточные Понтиды являются тем единственным регионом Понтийско-Южнокавказской островной палеодуги, где выявлены гидротермально-осадочные скопления руд цветных металлов. Их примерами служат месторождения Чаели (Маденкой) и Ашикой. На месторождении Чаели, которое геологи называют жемчужиной Понтидов, сосредоточены значительные запасы цветных металлов (15,9 млн. тонн руды с содержанием меди 4,4%, цинка – 6,1%, золота – 0,8г/т и серебра – 44г/т). Месторождение было введено в эксплуатацию в 1994 году. Здесь массивные сульфидные руды (VMS) образуют залежь длиною (по простиранию) в 920м; она прослежена на глубину до 650м; максимальная мощность ее 100м. Залежь перекрыта, как и на месторождениях типа Куроко в Японии, маломощным (до 2-х м) слоем яшмовидных кварцитов. Этот слой перекрыт толщей переслаивающихся туффитов и покровов базальтов, над которыми залегают зеленые туфы с прослоями до-

ломитов, содержащими обломки фораминифер. Залежь разделена, как допускают турецкие геологи, синрудным разломом на две части. В связи с этим, тело состоит из двух взаимно перекрывающихся «линз». Рудное тело состоит из массивных сульфидов, большая часть которых брекчирована и небольшого количества нерудных минералов – барита, доломита, кварца, серицита и каолинита. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом и в незначительном количестве – галенитом, борнитом, тетраэдритом. Внутри тела выделены, как и на месторождениях типа Куроко, желтые (обогащенные халькопиритом) и чёрные (обогащенные сфалеритом) руды. Содержание сфалерита в матриксе брекчированных чёрных руд превышает 10%. Под залежью массивных руд проявлена прожилково-вкрапленная минерализация. Гидротермально-осадочная постройка, которая сохранилась в поздне меловых вулканитах в виде рудной залежи, подвергалась неоднократному брекчированию под воздействием взрывных явлений при функционировании гидросистемы. Кластические руды предпочтительно размещены в верхних частях залежи. Массивные желтые руды и их порошкообразные разности слагают нижние части тела и характерны для наиболее мощных частей залежи. Массивные руды залегают на гиалокластитах, состоящих, в основном, из ориентированных «обломков» фельзитов. Гиалокластиты интенсивно изменены: пиритизированы и каолинизированы. Здесь проявлены идиоморфные выделения пирита, а матрикс состоит из слюнистых и глинистых минералов. Под гиалокластитами размещены фельзиты с редкими порфиоровыми выделениями кварца и полевого шпата. На отмеченные породы наложен кварц-пирит-халькопиритовый штокерк.

Другой тип гидротермально-осадочной минерализации был обнаружен в аллохтоне, по-видимому, перемещенном в палеоостровную структуру из окраинного морского бассейна Палеотетиса. Породы, слагающие аллохтон, известны в литературе под названием «комплекса Кюре»; возраст их триасовый (?), состоят они из ультрабазитовых тектонических «пластин», перемежающихся глинистых сланцев и покровов базальтов, представленных островодужными и океаническими толеитами, а также породами деплетированной мантии. По [67], в местах проявления рудной минерализации наблюдается геологическая картина, сходная с Кипрской: в нижней части разреза известны серпентинизированные перидотиты, над которыми проявлены габбро, дайковый долеритовый комплекс и зеленокаменно измененные пиллоу-лавы базальтов. Лавы, заключающие долеритовые дайки, перекрыты глинистыми сланцами. Именно под последними, на пиллоу-лавах располагаются медьсодержащие массивные сульфидные залежи. Следует согласиться с М.Гюнер [53], который отнес «облагороженные» медью серноколчеданные залежи к кипрскому типу VMS.

На других эксплуатируемых месторождениях Понтид проявлена эпигенетическая сфалерит-халькопиритовая минерализация.

В работах турецких и западноевропейских геологов имеются сведения о составе и строении вулканических толщ, вмещающих месторождения цветных металлов Восточных Понтид [48; и др.] Фундаментом для поздне меловых пород – носителей месторождений – служат вулканиты андезитового состава и терригены ниже - среднеюрского возраста [62], а также верхнеюрско–меловой комплекс с незначительными медными и золотыми проявлениями. В 60-х годах прошлого столетия, среди поздне меловых вулканитов были выделены 4 серии: верхняя дацитовая, верхняя базальтовая, нижняя дацитовая и нижняя базальтовая. Позднее [48] рудоносные поздне меловые осадки были объединены в 2 серии: верхняя представлена базальтами, чередующимися с красными известняками и «пурпурными туфами» (скорее всего, туффитами); нижняя - дацитовыми туфобрекчиями и песчанистыми туффитами. Месторождения были сформированы при завершении становления дацитовых толщ, либо в начале функционирования вулканов, из которых изливались основные лавы (верхняя серия). Подчеркивается, что район развития медной минерализации состоит из грабенов и горстов, которые разделены разломами СВ и ЮЗ направлений. Возраст дацитовой серии по микрофауне был определен как сенонский, а по данным радиометрических определений возраст крупных гранит-гранодиорит-диоритовых интрузий района соответствует 30 млн.лет (поздний олигоцен-миоцен, [48]). Все без исключения исследователи отмечают несогласие между породами верхней и нижней серий. Согласно [48], базальты верхней серии являются покровными образованиями – пиллоу-лавами. Вулканиты обеих серий смяты в складки, оси которых имеют СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ направления, причем, первые являются более древними.

В породах дацитовой серии наблюдаются повсеместные изменения типа пропилитизации, а в местах проявления кварц-серицитовых метасоматитов и сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация. Массивные гидротермально-осадочные залежи размещены на дацитовых туфах (вероятно, туффитах) и перекрываются пурпурными туфами. В низах базальтовой серии установлены согласные линзы массивных руд незначительных размеров, а также гипсовые горизонты. Для краевых частей рудной залежи месторождения Чаели характерны марганцевые минералы.

По данным [47], бимодальные вулканиты, в которых размещены VMS, ассоциируют с крупными кальдерами и кремнекислыми куполами. VMS были известны и на месторождениях Мургул, Чераттепе, Кутлюлер, Котаракдере, Хрзит и Лаханос.

Из фондового и опубликованного материалов следует, что массивные руды цветных металлов Понтид были сформированы на морском дне глубоководных бассейнов, и до диагенетических преобразований осадков рудные залежи представляли собой «рудные холмы». Морские бассейны, по всей вероятности, являлись интрадуговыми, а их дно в позднем мелу

претерпело рифтинг, о чем свидетельствуют состав вулканитов, а также дайки базальтов, секущих как рудную залежь, так и верхние базальты и пурпурные туфы. Породы, перекрывающие рудную залежь Чаели, практически не изменены, если не считать диагенетические преобразования. В розовых известняках верхней серии была найдена фауна сенона.

Отмечается [47], что для кластических руд Чаели характерна хорошо выраженная слоистость; руды состоят, в основном, из угловатых и полуокатанных обломков сульфидов (сфалерита, пирита и халькопирита). Обломки пирита имеют фрамбоидальную и колломорфную структуры. Вероятнее всего, кластические руды образуются в результате разрушения «осадочных» и переотложения последних на склоне и у подножья рудного холма (наподобие подводного коллювия).

Мы располагаем двумя анализами изотопов серы (из халькопирита +3,1 и сфалерита +4,8; определены в лаборатории USGS г. Денвера, США), которые вряд ли могут быть использованы в генетических целях. Мы можем лишь предполагать, что сера сульфидов была заимствована из биогенного источника. На месторождении Чаели в кварцах жил, заполняющих вместе с сульфидами восходящие ветви перемещения гидротерм, отсутствуют газовой-жидкие включения, что, по-видимому, указывает на большие глубины моря в период рудообразования.

Массивные руды золотоносны: золото встречается в сфалерите в виде включений размером в 200 мк. Исследователи в рудной залежи видят вертикальную неярко выраженную зональность (сверху-вниз): сфалерит-галенит-барит-халькопирит; пирит-халькопирит-глины; пирит-халькопирит-кварц. Размеры кристаллов пирита увеличиваются с глубиной. В южном направлении, где по-видимому располагался палеосклон рудного холма, мощность кластических руд растёт и здесь под осадочными рудами отсутствуют штокверки, в то время как на севере, под желтыми рудами размещены прожилково-вкрапленные, часть которых имеет экономическое значение.

Было выяснено, что в районе Кюре, на месторождении Ашикой-Тайконду [50] базальты офиолитового комплекса по химическим характеристикам относятся к образованиям зон спрединга. Допускается, что в ранней юре спрединговая зона располагалась в задуговом бассейне.

Примерами штокверково-жилых месторождений, очень напоминающих медные руды Маднеули (Грузия), являются в Понтидах - Лаханос и Мургул, связанные с позднемиоценовыми вулканитами. На Лаханосе штокверк сфалерит-пирит-халькопиритового состава проявлен в дацитовом штоке. Прожилково-вкрапленная минерализация сосредоточена в ареале развития кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов. Сходную с Лаханосом геологическую позицию занимает месторождение Мургул. Здесь штокверк пирит-халькопиритовых руд ограничен сверху кварцево-железистыми (яшмовидными) образованиями, на уровне которых были

размещены гипсовые линзы. Рудовмещающие лавы дацитов эродированы и несогласно перекрыты кампан-маастрихтскими вулканитами. Вблизи Мургула, на участке Кызылгай [58] были известны гидротермально-осадочные залежи с «черными» и «желтыми» рудами, для которых были характерны колломорфные полосчатые и фрамбоидальные текстуры. Здесь рудовмещающие породы с угловым несогласием перекрыты андезито-дацитовыми лавами.

В заключение отметим, что в Восточных Понтидах известны и собственно золотые проявления, например, Бехсесик [69] и Марадит [62] в позднемеловых вулканитах, а также в эоценовых кварцевых диоритах. Промышленную ценность золотых проявлений еще предстоит определить.

Болнисский рудный район (Грузия) и его рудоносность

Меловая вулcano-тектоническая депрессия Болнисского рудного района была заложена в задуговом остаточном морском бассейне в конце конвергенции, а окончательно оформилась в начале коллизии Южнокавказской и Иранской литосферных микроплит. Депрессия выполнена альб-кампанскими вулканогенно-терригенными отложениями, внутри которых нами выделены три комплекса. Нижний доколлизийный (альб-туронский) слагается субмаринными терригенно-вулканогенными осадками с редкими горизонтами лав андезитов и в основании - мергелистыми известняками. Внутри нижнего комплекса картируются жерловины вулканов трещинного типа, которые залечены диоритовыми телами. Магмовыводящими структурами для наземных кремнекислых вулканитов служили узлы сопряжения субширотных ранних и более поздних нарушений СВ простирания. Вслед за излиянием игнимбритов и фельзитовых кислых вулканитов произошло проседание вулканоструктуры. Рудоносными элементами являются синвулканические куполовидные «вздутия», образованные в местах выжимания риодацитовых экструзий на склонах крупных вулканических построек. Для полей развития кислых и среднекислых эффузивов характерны экструзивные купола (Маднеули), среднемасштабные кальдеры обрушения (Давид-Гареджи), лавовые купола (Дарбази, Мушевани).

Как отмечалось ранее [25], рудоносные вулканиты на диаграмме FMA обособляются в два самостоятельных тренда дифференциации, расположенные в известково-щелочном поле. Одни породы являются нормально щелочными и глиноземистыми андезитами, другие – риодацитами. Для последних характерен рост содержаний K_2O по отношению к Na_2O от ранних дифференциатов к поздним.

Средний комплекс (коньяк-сантон), предпочтительно риодацитового состава, является рудовмещающим; он был сформирован в результате функционирования в субаэральных условиях, по крайней мере, пяти вул-

канов центрального типа и слагается вулканофациями, отвечающими жерлово-прижерловым зонам (брекчиевые игнимбриты, глыбовые туфы, эксплозивные брекчии с рудной минерализацией, экструзии и лавовые купола) и зонам склона и подножия (в основном, разнообломочные туфы дацит-риолитового состава, туффиты, лахары, лавы риолитов и игнимбритов). Характерной особенностью комплекса являются выжатые на склонах вулканов лавовые купола, под которыми и наблюдаются рудные скопления.

Верхний вулканический комплекс, вероятнее всего, был образован в конце мела и является контрастным - базальт-андезит-риолитовым; в его пределах распознаются реликты трех вулканов центрального типа. К комплексу в качестве комагматов отнесены гранодиориты и гранодиорит-порфиры, занимающие центральную часть основания вулканодепрессии и, как нам представляется, «ответственные» за формирование медно-золотой минерализации района. На наиболее крупном Маднеульском месторождении, на котором отрабатывались в начале лишь баритовые, а сегодня извлекаются медные и золотые руды, совмещены, на наш взгляд, разновозрастные медная, барит-полиметаллическая и золотая (во вторичных кварцитах) минерализации; на мелких Цителисопельском - медная и золотая, на Сакдрисском - золотая и барит-полиметаллическая; на Давид-Гареджинском - баритовая, барит-полиметаллическая и золото-серебряная. На примере Маднеули видно, что рудонакоплению предшествовал этап формирования метасоматической колонны, верхние части которой заняты монокварцитами - сольфатарными образованиями, нижние - кварц-серицитовыми метасоматитами, а фланги и глубокие горизонты - пропилитами. На Маднеули, под экраном лавовых куполов, отчетливо выделяются два рудных уровня: верхний - баритовый и барит-полиметаллический и нижний - медноколчеданный. На верхнем и частично нижнем проявлены «тела» золотоносных кварцитов.

На месторождениях Болнисского района грузинскими геологами выполнен большой объем термобарогеохимических исследований. По данным предыдущих исследователей [4, 25] двухфазовые газово-жидкие включения в кварце медноколчеданных руд гомогенизировались при 320-370°C (максимумы - 350-420°C), медно-цинковых руд - при 280-300°C, в баритах барит-полиметаллических - при 260-270°C, а в баритах собственно баритовых руд - при 120°C. По данным криометрических исследований флюидных включений, солёность растворов, отлагавших медные и полиметаллические руды, оказалась невысокой и равна ~ 40 грамм-эквивалент NaCl на литр раствора. Растворы были хлоридно-сульфатными калий-натровыми, содержали азот и CO₂. Отмечены также тяжелые углеводороды и метан, суммарная концентрация которых не превышала 4 мол%. Данные по изотопному составу серы следующие: в сульфидах величины $\delta^{34}\text{S}$ незначительно отклоняются от метеоритного стандарта; в

большинстве сульфатов величины $\delta^{34}\text{S}$ колеблются в пределах от +10 до +20‰. Данные по изотопам углерода, водорода и кислорода неоднозначны и могут быть интерпретированы в пользу участия как метеорных, так и магматогенных вод в рудообразовательном процессе. Так, величины $\delta^{13}\text{C}$ в кальците и во флюидных включениях группируются вокруг значений $-7,1 \pm 2,1\%$ и $+0,3 \pm 1,6\%$; изотопный состав водорода (δD воды) флюидов изменяется в пределах $-70 - -90\%$, а современных вод региона от -50 до -70% ; $\delta^{18}\text{O}$ в кварце медных руд колеблется от $+10,35$ до $+9,25\%$, а в барите барит-полиметаллических руд в пределах $-1,07$ до $-1,53\%$.

Отметим также, что в Болнисском районе промышленно значимые вулканогенные месторождения размещены в верхних частях блоков эффузивно-осадочных пород турона-сантона, в местах осложнения последних экструзивными и лавовыми куполами. Блоки ограничены разломами СЗ и СВ простираний, которые и являются магмо- и рудовыводящими. На Маднеульском месторождении экструзии и лавовые купола выжимались по системам нарушений, которые в совокупности образуют «кольцевую» структуру. Под покровами лав риодацитов в результате гидротермального «коллапса» были сформированы взрывчатые брекчии, преобразованные во вторичные кварциты, кварц-гидрослюдистые с хлоритом метасоматиты и пропилиты. Важно подчеркнуть, что пропилитизации подвергнуты и незатронутые брекчированием туффиты, в которых видны следы первичного их напластования. На карьере видим (его восточная часть, горизонт 957м) тектонические контакты (нарушения с глиной трения) пропилитизированных туффитов с интенсивно окварцованной и импрегнированной сульфидами взрывчатой брекчией. Нашими полевыми исследованиями было подтверждено, что Маднеульская вулcano-купольная постройка размещена на склоне Далидагского палеовулкана, сложенного, помимо пирокластолитов андезито-дацитов, также покровами игнимбригов и лав риодацитов. Вблизи Маднеульской известны следующие рудоносные вулканоструктуры: 1) Давид-Гареджинская барит-полиметаллическая кальдерного типа, где минерализованными являются озёрные отложения, перекрытые игнимбригами и 2) Сакдрисская золотоносная, выраженная крутым СВ нарушением, вдоль которого эффузивы риодацитов и туффиты превращены во вторичные кварциты. Работами последних лет доказана промышленная значимость Сакдрисского месторождения (21т золота при среднем содержании золота 2-3г/т). В настоящее время на Маднеули обрабатываются относительно бедные медные прожилково-вкрапленные руды.

Авторы настоящего сообщения располагают данными по изотопному составу стронция и концентрациям рубидия и стронция в породах, размещенных вблизи вулканогенных месторождений. Оказалось, что базальты Болнисского района ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,704910$) могли быть продуктами

дифференциации неистощенной мантии, а риодациты на месторождении Мургул (Турция) могли зародиться в низах коры ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,707739$); риолиты месторождения Маднеули - в низах верхней коры ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,710269$). О коровом источнике магм риолитов и игнимбригов свидетельствуют и установленные в них европиевые отношения (для риолитов – $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,65-0,68$, игнимбригов – $0, 52-0,58$), а также обогащение пород легкими РЗЭ и крупноионными литофильными элементами [18].

Таблица 1

**Химические анализы магматических пород
Болнисского рудного района (TiO_2 - в %, редкие элементы - в ppm)**

№ образцов	1-99	2-99	12-99	32-99	7-99	8-99	14-99	15-99	18-99	22-99
Породы	Риолиты				Базальты		Андезито-базальты		Дациты	
TiO_2	0.63	0.53	0.44	0.40	1.13	0.99	1.00	1.01	0.23	0.22
Y	44	49	52	58	36	34	141	145	35	33
Zr	224	190	226	222	90	82	388	383	56	57
La	17.97	14.12	19.11	26.71	18.50	19.04	43.42	46.54	8.72	8.59
Ce	38.45	31.20	39.79	57.25	40.06	39.34	88.68	92.61	15.47	15.29
Pr	4.54	4.03	5.19	7.01	5.30	5.04	10.01	11.02	1.80	1.89
Nd	17.86	11.75	18.61	28.31	18.63	14.87	37.19	40.65	5.91	6.79
Sm	4.19	3.46	4.97	5.58	4.34	4.05	8.20	7.00	1.42	1.55
Eu	1.01	0.87	1.32	1.35	1.43	1.39	1.62	1.74	0.42	0.41
Gd	3.64	3.99	5.39	4.66	4.14	3.96	5.72	6.32	1.01	1.06
Dy	3.57	4.12	6.24	3.96	3.63	3.52	4.81	5.02	0.92	0.98
Er	2.47	2.52	4.19	4.39	2.02	2.11	2.91	2.95	0.62	0.56
Yb	2.33	2.19	4.40	2.31	1.71	1.59	2.32	2.38	0.41	0.42
Lu	0.37	0.34	0.66	0.36	0.28	0.24	0.35	0.36	0.07	0.08
La_n/Yb_n	5.2	4.6	2.9	7.8	7.5	7.6	12.7	13.6	14	13.5
La_n/Sm_n	2.7	2.5	2.3	2.9	2.7	2.9	3.3	4.1	3.5	3.3
Zr/Y	5	4.3	3.8	2.7	4.1	3.7	10.7	10.9	11.2	9.5

Нам представляется уместным привести геохимические данные по породам, вмещающим месторождение Рапу-Рапу (Филиппины), опубликованные в научной литературе [64]. Массивные сульфидные залежи месторождения Рапу-Рапу пространственно ассоциируют с дацитами, испытавшими зеленокаменное перерождение. Это месторождение относится к типу Куроко. В разрезе юрской рудовмещающей толщи, помимо рудовмещающих дацитов, установлены мафические и кварц-полевошпатовые осадочные породы. Дациты близки по своим химическим характеристикам к дацитам задугового бассейна Сумису; основные породы характеризуются низкими содержаниями TiO_2 ($\leq 0,9\%$) и Zr (40-50ppm), низким отношением Zr/Y (2,5-3) и небольшим содержанием РЗЭ. Основные породы являются типичными представителями толеитов островных дуг и сопоставимы с миоценовыми андезито-базальтами месторождения

Куроко и олигоценовыми базальтами дуги Фиджи. Исследователи полагают, что обогащенные РЗЭ вулканические породы месторождения Рапу-Рапу сформировались на стадии активного рифтогенеза океанической дуги или задугового юрского бассейна [64]. Любопытно, что на тех же Филиппинах известно месторождение Канатуан, которое сформировалось в обстановке незрелой дуги, что подтверждается резким уменьшением содержания легких РЗЭ в кислых и основных породах. Наши данные (см. табл. 1) свидетельствуют о том, что отношения Zr/Y более высокие (для дацитов 9,5-11,2; для риолитов 2,7; для базальтов 3,7-4,1) и, вероятно, мы имеем дело с более зрелой палеодугой (таблица 1).

Кедабекский рудный район (Азербайджан) и его рудоносность

Кедабекский рудный район как один из крупных на Кавказе районов с длительной историей золотомедедобывающей промышленности, с его золото-медноколчеданным и золото-медно-порфировым оруденением является наиболее типичным по развитию верхнебайосских вулканогенных комплексов.

Расположен он в осевой полосе крупного Шамкирского горст-поднятия, осложненного верхнеюрским-нижнемеловым Аджикенд-Дашкесанским наложенным прогибом. Дизъюнктивный каркас его складывается из двух систем разрывных нарушений: ранней, северо-западной и более поздней, северо-восточной. К первой из них принадлежит и прослеживающаяся на юго-западе района зона Главного Кедабекского разлома.

Особое место в структуре рудного района отводится ее центральной части, где расположено известное Кедабекское золото-медноколчеданное рудное поле, контролируемое вулкано-купольной структурой и осложненное радиальными разрывными нарушениями. Здесь же размещены Битти-Булагское, Ново-Гореловское, Масхитское и др. месторождения и рудопроявления золото-медноколчеданных, золото-медно-мышьяковых, золото-медно-полиметаллических руд, представляющие в совокупности Кедабекскую рудно-магматическую систему.

Рудные тела приурочены к верхним горизонтам толщи риолитов, риодацитов; они повсеместно превращены во вторичные кварциты. Часть рудных тел сконцентрирована в основных вулканитах раннего байоса. Эти толщи прорваны дайками, связанными со становлением андезитобазальт-плагиориолитовой и базальт-андезит-дацит-риолитовой формаций, а также комагматичными с ними мезозойских плагиогранитов (Атабек-Славянский интрузив) и габбро-диоритов, кварц-диоритов и др. (Кедабекский интрузив), которые по всему комплексу признаков могут быть объединены в вулкано-плутоническую ассоциацию.

На площади Кедабекского золото-медноколчеданного месторожде-

ния и смежной территории развиты полукольцевые и овальные структуры, выявленные дешифрированием АФС и КС, по ландшафтным и геоморфологическим особенностям. Одна из этих структур проходит западнее сел. Арыхдам по оврагу левого притока р. Миссу через восточный склон г. Кызылджадаг в сторону Битти-Булагского золотосодержащего медно-мышьякового месторождения. К северу от последнего, дизъюнктив прослеживания по руслу р. Бадачай через с. Агамалы до сел. Саманлых. Разлом сопровождается широкой полосой гидротермально-измененных пород с вкрапленностью сульфидной минерализации и контролирует размещение Кедабекского, Битти-Булагского и Саманлыгского месторождений. Другой полукольцевой разлом протягивается вначале в близмеридиональном (340°) направлении до сел. Хархар, затем изгибаясь меняет свое направление до север-северо-восточного. В зоне этого разлома размещаются Паракендское, Синеярское, Маарифское, Хархарское и Карадагское золото-содержащие медно-порфиновые месторождения и проявления.

Основные рудные тела Кедабекского месторождения (Карл-шток, Федоров-шток) приурочены к наиболее приподнятым частям блоков в узле пересечения полукольцевого разлома с субмеридиональным нарушением, протягивающимся по центральной части месторождения. В пострудный этап, при возобновившихся тектонических подвижках, оформившиеся блоки месторождения были повторно смещены относительно друг друга, по которым и сброшена часть Федоров-штока.

Естественный интерес представляет предположение о многоэтажности Кедабекского месторождения. Как известно, в нижнем вулканогенном комплексе наиболее заметные и охватывающие большие площади гидротермальные изменения проявляются вдоль наиболее древних структур субмеридионального простирания, сопровождающихся, обычно, серией непротяженных, параллельных и боковых сколов и отрывов, которые чаще образует несколько систем трещин. Простираясь в основном параллельно к главному разлому эти "сопровождающие" трещины отличаются от последнего величиной углов падения или иногда падают навстречу ему. Эти оперяющие трещины, вкуче составляющие мощную зону трещиноватости с гидротермальными изменениями вмещающих пород нижней вулканогенной толщи, нередко с сульфидной минерализацией, могут служить геологической средой для возникновения залежей. Сказанное усиливается фактом нахождения колчеданного оруденения в нижней вулканогенной толще за пределами Кедабекского рудного поля в одноименном и в других рудных районах Сомхито-Карабахской зоны (Битти-Булагское и др.). Возвращаясь к вопросу о предполагаемой многоэтажности колчеданного оруденения в Кедабекском рудном поле, отметим, что известен целый ряд месторождений с многоэтажными залежами колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд: Гайское золото-медноколчеданное месторождение Урала характеризуется многоэтаж-

ностью рудных залежей, на Урупском месторождении Северного Кавказа установлено четыре горизонта рудных тел, отстоящих друг от друга на 30-50 м в колонне вулканогенных пород мощностью 1500 м, на Озерном месторождении Бурятии в толще вулканогенных пород также мощностью 1500 м, размещено десять субпараллельных пластообразных залежей колчеданно-полиметаллических руд и т.д.

Общую морфологию и структурные особенности Карадагского рудного поля как центральной части Кедабекского рудного района определяет Маариф-Карадагский рудоконтролирующий (ограничивающий) разлом северо-западного (субмеридионального) направления, а также диагональные рудоподводящие разломы, к которым приурочены зоны дробления и смятия, небольшие зоны эруптивных брекчий, субвулканические и гидротермальные образования. Зоны повышенной трещиноватости, примыкающие к этим разломам, оказались вмещалищем позднеюрских (раннемеловых ?) штокверков золотосодержащего Cu-Mo-порфирирового оруденения. Пространство между рудоконтролирующими разломами вследствие динамических напряжений представляет собой сильно трещиноватый блок, в котором трещины располагаются перпендикулярно к рудоподводящему (Карадагскому) разлому. Направление их субширотное или северо-восточное. Сеть этих трещин вмещает свиты субвулканических даек кварц диоритовых порфиритов и прожилково-жильные минерализованные зоны.

В пределах Маариф-Карадагского рудоконтролирующего разлома выделяются также Маарифское и Масхитское рудные поля с аналогичным месторождениям Карадагской группы оруденением. Предполагается также развитие медно-порфирировых руд на глубоких горизонтах медно-мышьякового месторождения Битти-Булаг.

Кедабекское месторождение было сформировано при температурах 295-305°C.

Алавердский рудный район (Армения) и его рудоносность

В Алавердском районе медьсодержащие штокоподобные рудные тела сосредоточены в позднебайосских горизонтах алевролитов и песчаников, а вертикальные жильобразные - в риодацитовых гиалокластитах и эффузивах андезито-базальтов раннебайосского возраста. Жильные тела маркированы узкими зонами кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов. Кроме этого авторы статьи исследовали и расположенное вблизи с Алавердским Техутское медно-порфирировое месторождение, которое размещено в Шнох-Кохбском тоналитовом интрузиве раннемелового возраста.

Согласно данным K-Ar метода, возраст фанеритовых интрузий является неокомским (133 ± 8 млн. лет). «Фоновые» (фанеритовые) магматические породы, а также порфирировые тела, являются существенно натриевыми и высокоглиноземистыми и относятся к группе тоналитов [23].

По данным В.Ярошевича [46], изучавшего газовой-жидкие включения, флюиды, из которых происходило выпадение рудного вещества, были хлоридно-натриево-калиевыми, высококонцентрированными (50-20 вес% или 30-40г/кг в пересчете на NaCl); минералообразование происходило в интервале 400-220° С, давление могло превышать 100кбар; сульфидная сера на Техутском месторождении характеризуется малой дисперсией величины $\delta^{34}\text{S}$ и приближается к метеорному стандарту; сульфатная сера утяжелена (ангидрит) относительно сульфидной на 13,5%. Изотопный состав кислорода воды включений колеблется от +3,0 до -4,1%, что может свидетельствовать о некотором разбавлении магматических вод (флюидов) метеорными.

Алавердский рудный район, охватывающий крайнюю юго-западную часть Сомхито-Кафанской тектонической зоны – фрагмента палеоостроводужного сооружения, в своей центральной части слагается, в основном, байос-батским и позднеюрско-раннемеловым вулканическими комплексами. Алавердская вулканоструктура была сформирована, по крайней мере, в результате трёх мощных фаз вулканической активности. В начале (ранний байос) функционировали вулканы трещинного типа и изливались на поверхность лавы андезито-базальтов и в меньшей степени – базальтов. На наш взгляд, эти образования являются досубдукционными, сформированными в период дивергенции Южнокавказской и Северо-Иранской литосферных микроплит. В позднем байосе на широких полях лав предыдущих излияний были образованы две вулканодепрессии, которые заполнились лавами андезито-дацитов, их брекчиями и пирокластолитами, а также, на позднем этапе функционирования вулканов центрального типа и риодацитами, их пирокластолитами и гиалокластитам. В наиболее эродированных частях жерловин вулканов обнажены Ахпатская плагиогранитная и Ахтальская гранодиорит-порфировая интрузии. Наиболее поздняя фаза вулканизма среднеюрского времени проявилась, по-видимому, в бате. Например, в западной части Алавердского рудного поля картируются жерловые и прижерловые фации локального вулкана, представленные глыбовыми и агломератовыми брекчиями андезито-базальтов. Эти фации интенсивно размывались по мере роста вулкана, что привело к образованию на восточном его склоне шельфов стратифицированного коллювия. Важно отметить, что на диаграмме AFM [25] тренд дифференциации раннебайосских вулканитов размещен в переходной зоне между толеитовым полем и известково-щелочной полосой, а тренды более поздних среднеюрских вулканитов - в пределах известково-щелочной полосы. В районе, по общегеологическим данным, выделяются четыре группы эндогенных месторождений цветных металлов. Предполагается, что наиболее ранними являются барит-полиметаллические руды, приуроченные к апикальной части Ахтальской интрузии. Алавердское медное месторождение было сформировано, по-видимому,

в позднем байосе-бате, а Шамлугское - в поздней юре, поскольку массивные медноколчеданные штоки здесь экранированы позднеюрскими риодацитами. Наиболее молодой минерализацией субдукционного этапа развития палеоостроводужного сооружения является упомянутое выше медно-порфировое Техутское месторождение, проявляющее парагенную связь с раннемеловым толеитовым комплексом. Из имеющихся данных (температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце руд [4, 25]) следует, что Алавердское месторождение было сформировано при температурах 205-280°C, Шамлугское - при 185-210°C, а Ахталское - при 170±200°C. Из газов во включениях установлены N₂, CO₂ и в небольшом количестве вода. В водных вытяжках из газовой-жидких включений руд Кафанского месторождения, которое является аналогом Алавердского, установлены высокие концентрации SO₄²⁻, Ca, Na. Кроме того, в водных вытяжках, наряду с обычными катионами (K, Na, Ca, Mg), были выявлены и значительные концентрации тяжелых металлов. В месторождениях Кедабекского и Алавердского районов изотопный состав серы сульфидов практически близок к составу метеоритной серы. Пириты ранней кварц-пиритовой стадии минералообразования характеризуются значением δ³⁴S = 4,9 ‰, а в халькопирит-пирит-сфалеритовой стадии - 1,2-1,5‰, что можно объяснить облегчением серы сульфидов за счет накопления ³⁴S в барите и ангидрите. Изотопный состав серы халькопирита 2,6‰ и сфалерита 4,2 и 7,2 ‰ свидетельствует в пользу стадийного формирования руд Кедабекского месторождения. Изотопный состав кислорода в кварце из медных месторождений Кедабекского рудного района оказался равным: +8,9 - 11,3%, Мехманинского рудного района (Азербайджан), +6,9 - 12,8‰, медно-молибденового месторождения Парагачай (Даралагезский блок, Азербайджан) - +9,7‰, Алавердского рудного района +10,3±0,5‰. Водород воды из флюидных включений (Алавердское месторождение) характеризуется значениями δD, равными -75±0,5‰. К этому следует добавить новые данные по изотопным соотношениям серы сульфидов и кислорода из кварца, взятых на месторождениях Болнисского, Кедабекского и Алавердского районов (см. табл. 2 и 3). Анализы выполнены в лаборатории USGS (г. Денвер, США). В этой же лаборатории определены температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце из эпигенетических месторождений Малого Кавказа. На Маднеули из медных руд температуры гомогенизации жидких включений оказались равными 315-325° С, на Кедабекском золото-медноколчеданном месторождении 295-305°C, на золото-колчеданном месторождении Кязаз - 300-320°C, на полисульфидном месторождении Ахтала (Армения) - 245-250° С, на медно-порфировых месторождениях Техут (Армения) - 325-330° С, Карадаг (Азербайджан) - 340-345°C (табл. 4).

Таблица 2

Отношения изотопов серы в сульфидах

№	Месторождения, № образцов, минералы	$\delta^{34}\text{S b}\text{‰}$
1	Маднеули, 9, пирит	3.3
2	Маднеули, 9, пирит	3.6
3	Маднеули, 32, пирит	-1.2
4	Маднеули, 32, пирит	-1.3
5	Маднеули, 33, халькопирит	-1.4
6	Маднеули, 35, халькопирит	2.5
7	Маднеули, 40, пирит	2.2
8	Маднеули, 40, пирит	3.3
9	Маднеули, 41, пирит	2.7
10	Кедабек, Az KS 3 PY, пирит	1,5
11	Кедабек, Az 51 CPY, халькопирит	2,6
12	Карадаг, Az 1008a PY, пирит	2,0
13	Битти-Булаг, AzA 12 2PY, пирит	-2,3
14	Битти-Булаг, Az A 12, энаргит	-4,0
15	Кедабек, Az G 413, сфалерит	4,2
16	Новогореловка, AzF 431, сфалерит	4,8
17	Гюльятаг, Az 63 1PY, пирит	-1,4
18	Дамирли, Az62 1 PY, пирит	-1,0
19	Парагачай, Az 85 3PY, пирит	0,9
20	Кедабек, Az 731 PY, пирит	1,2
21	Карадаг, Az 1008b CPY, халькопирит	2,5
22	Кедабек, BMFR 1, сфалерит	7,2
23	Алаверди, 1, халькопирит	2,6
24	Шамлуг, 2, халькопирит	0,9
25	Шамлуг, 3, халькопирит	0,3
26	Техут, 9, халькопирит	1,4

Изотопные соотношения кислорода из кварца медных и медно-молибденовых руд месторождений Маднеули (Грузия), Кедабек, Битти-Булаг, Гюльятаг, Джаньятаг, Дамирли, Карадаг, Парагачай (Азербайджан) и Техут (Армения) (табл. 3) могут свидетельствовать в пользу участия магматогенных вод в рудообразовательном процессе [39]. На эпигенетических месторождениях Малокавказской островной палеодуги соотношения изотопов серы из сульфидов неоднозначны, но авторам настоящего сообщения представляется, что большая часть серы имела магматогенный источник. Здесь же отметим, что эти данные не противоречат результатам термобарогеохимических исследований, выполненных ранее в лаборатории Кавказского института минерального сырья (результаты приведены выше).

Таблица 3

Отношения изотопов кислорода в кварце руд

№	Описание образцов	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
1	Маднеули- 32, пирит-халькопиритовые руды	9.1
2	Маднеули- 33, , пирит-халькопиритовые руды	8.1
3	Маднеули- 34, , пирит-халькопиритовые руды	9.0
4	Маднеули- 35, , пирит-халькопиритовые руды	9.2
5	Маднеули- 33, пирит-халькопиритовые руды	11.4
6	Карадаг – Azer 1008-v, медно-порфиновые руды	10,2
7	Карадаг – Azer 1008-B, медно-порфиновые руды	11,3
8	Карадаг – Azer 1008 e, медно-порфиновые руды	11,1
9	Битти-Булаг – Azer A13-3, пирит-энаргитовые руды	9,4
10	Дамирли – Azer 62-2, медно-порфиновые руды	12,8
11	Парагачай – Azer 53-3, медно-молибденовые руды	9,7
12	Гюльятаг – Azer 63-3, пирит-халькопиритовые руды	12,8
13	Джаныятаг – Azer 611, пирит-халькопиритовые руды	6,9
14	Кедабек – Azer Vb-1, пирит-халькопиритовых руды	8,9
15	Техут – 9, медно-порфиновые руды	10.05

Таблица 4

Результаты термометрического анализа

№	Номера образцов	Температура замерзания газово-жидких включений	Температура гомогенизации газово-жидких включений
1	Маднеули 1	-0.9	320
2	“ 2	-1.0	318
3	“ 3	-1.3	325
4	“ 4	-1.2	320
5	“ 5	-1.0	322
6	“ 6	-1.6	325
7	“ 7	-1.2	320
8	“ 8	-0.8	315
9	“ 9	-0.9	318
10	“ 10	-2.1	328
11	“ 11	-1.9	325
12	“ 12	-0.9	315
13	“ 13	-1.2	320
14	“ 14	-0.9	325
15	“ 15	-0.9	325
16	“ 16	-1.2	325
17	“ 17	-1.0	315
18	“ 17	-1.2	315
19	“ 18	-1.2	318
20	Кедабек – Azeri 45-1	-1.0	300
21	“ 2	-1.2	300
20	“ 3	-0.9	302
21	“ 4	-0.9	300
22	“ 5	-1.1	305
23	“ 6	-0.8	298
24	“ 7	-0.8	295
25	“ 8	-1.0	302
26	“ 9	-1.2	305
27	“ 10	-0.8	300

28	Карадаг – Azeri 38-1	-1.5	310
29	“ 2	-1.2	305
32	“ 3	-1.4	305
33	“ 4	-0.9	305
34	“ 5	-0.7	300
35	“ 6	-1.3	310
36	“ 7	-1.4	345
37	Кяпаз – Azeri-Карз -1	-0.7	300
38	“ 2	-1.0	320
39	“ 3	-1.1	315
40	“ 4	-1.0	315
41	“ 5	-0.9	310
42	Ахтала 1	-1.7	248
43	“ 2	-1.6	245
44	“ 3	-1.5	245
45	“ 4	-1.7	245
46	“ 5	-1.6	246
47	“ 6	-1.9	248
48	“ 7	-1.8	248
49	“ 8	-1.7	250
50	“ 9	-1.7	245
51	“ 10	-1.6	245
52	“ 11	-1.6	246
53	“ 12	-1.5	246
54	Техуг 1	-1.0	330
55	“ 2	-0.6	325
56	“ 3	-0.8	328
57	“ 4	-0.7	320
58	“ 5	-0.5	320
59	“ 6	-0.8	325
60	“ 7	-1.0	330
61	“ 8	-1.3	330

Геолого-генетическая модель золотосодержащих вулканогенных месторождений цветных металлов палеоостроводужных сооружений

Вулканогенные месторождения сосредоточены в геологических комплексах, которые были образованы в процессе взаимодействия океанической и континентальной плит. Обычно это зона активных окраин континентов, под которые субдуцирует океаническая кора. Активные окраины на определенных этапах геологической истории были раздроблены и воспринимаются как «скопления» микроплит.

Еще в 80-х годах прошлого столетия многие ученые, среди которых следует отметить [2, 22, 31, 37], выделяли блоки земной коры, которые соответствовали (с учётом принципа актуализма) фрагментам как пассивных, так и активных окраин континентов. Внутри фрагментов возможно распознать геологические образования, вмещающие те или иные рудные скопления. В нашем случае мы имеем дело с альпийскими фрагментами Понтийско-Малокавказской островной дуги, для которой харак-

терны месторождения как вулканогенно-осадочные, так и эпипермальные (эпигенетические), известные в литературе как тип Куроко [43]. Одни из них представляли собой среду рудонакопления и для рудоносной системы выполняли роль либо физического, либо геохимического барьеров, другие рассматривались как источник рудного вещества, а также как источник энергообеспечения. Эти металлогенические категории интенсивно используются в генетических построениях. Также нередко оперируют понятием «рудогенерирующая система». Её следует воспринимать как совокупность взаимодействующих элементов, выступающих в заданном отношении как целое [40]. Целостность таких систем определяется их эмерджентностью, так называемыми познавательными свойствами. Ф.А.Летников [29] подчеркивал, что геологические системы различных уровней (Земля в целом, составные части её «уровней», например, магматические и флюидные системы) обладают синергетическими или другими словами – самоорганизующими свойствами. Синергизм характерен для целостной системы, отклонение которой от состояния равновесия сопровождается бифуркацией (её разветвлением). Причем переток энергии происходит по схеме: внешний источник, например, магматическое тело – диссинативная система (флюиды, поровые или пластовые воды) – внешняя среда. Геологические системы и, в первую очередь диссинативные, отличают «шоковые» явления (взрывные, фазовые переходы), и они многовариантны.

Рудный процесс отождествляется с развитием высокоэнергетичной геологической системы, практически открытой для подвижных её компонентов (в понимании Д.С.Коржинского, 1982). В качестве макроэлементов диссипативных флюидных систем выступают: 1) области формирования флюидов (о них имеются спорные и противоречивые мнения ученых [45]); 2) пути их перемещения; 3) области разгрузки со структурами (физическими) и геохимическими барьерами, где и происходит накопление рудного вещества.

В настоящем сообщении предложена мысленно-логическая модель развития рудогенерирующих систем и, в первую очередь, её та часть, которая ответственна за выпадение и конусирование рудных компонентов. В модели вычленены те признаки-факторы, которые необходимы и достаточны для протекания рудообразующих процессов. С целью обоснования логичности приводимых построений, помимо общегеологических, привлечены данные термобарогеохимии, а также изотопные соотношения ведущих рудослагающих элементов. Важно подчеркнуть, что генетическую модель следует воспринимать как некую абстракцию, в которой учитывается главным образом не внешнее сходство индивидуумов (месторождений, рудных тел), а стандартность протекающих в системе процессов.

Ещё раз отметим, что по данным изотопных соотношений стронция и концентрациям рубидия, базальты и дациты вблизи вулканогенных месторождений являются продуктами «дифференциации» неистощенной

мантии, а магма риолитов Маднеульского и Мургульского месторождений скорее всего имеет источником низы земной коры.

По геофизическим данным [36], корневые части магматических тел под островными дугами с развитой сиалической корой обычно размещены на глубинах 60-80 км. Поскольку эти глубины отвечают низам коры, исследователи [10, 36, 41] предполагают связь магм орогенных серий с частичным плавлением амфиболитов.

Обычно под вулканическим куполом (пример Маднеули) или над куполом Чаели обнаруживаются следы интенсивной деятельности гидротерм - гидротермальные изменения пород и рудонакопления. Представления о магматическом источнике флюидов вулканогенных месторождений в последние 20 лет потеряли свою привлекательность из-за трудностей, связанных с необходимостью объяснения вовлечения в гидротермальный процесс значительных объемов воды. Сам механизм отделения флюидов мыслится относительно кратковременным явлением. «Следы» последнего в магматических телах выражены аутометасоматическими изменениями, равномерным распределением субмикроскопических индивидов окислов и сульфидов в кристаллах силикатов или в межзерновом пространстве породообразующих минералов. Результаты изотопно-геохимических исследований по вулканогенным месторождениям склоняют исследователей к выводу о большой доле метеорных вод в гидросистемах [38]. Эксперименты также свидетельствуют о малой доле воды магм в гидросистемах, не превышающей 0,0005% от общей массы воды [16].

Общеизвестным является факт взаимосвязи рудных компонентов с их содержанием в рудовмещающих породах [8, 42]. Причем, для гидротермально измененных пород, вблизи скоплений руд, характерен дефицит металлов. Экспериментальные работы [16, 56] по экстракции элементов из пород при РТ-условиях, соответствующих функционированию флюидов, также подтверждают возможность рассмотрения рудовмещающих магматических и осадочных образований как источник металлов.

Гидротермальные растворы с рудными элементами близки по солености к морской воде, и в то же время они обогащены в сравнении с морской водой на несколько порядков Fe, Ag, Pb, Cu и Zn [59]. Начальное перераспределение и выделение рудных компонентов связано с условиями кристаллизации магматических пород с определенным компонентным составом. В базальтах срединно-океанических хребтов, а ранее и в кремнекислых образованиях выявлены [35] сферические агрегаты окисно-рудных выделений ликвационной природы. В рудных субщелочных эффузивах рифтовой долины срединно-океанического хребта также обнаружены сульфиды в виде «капель» во вкрапленниках клинопироксена и полевого шпата [3]. В этих рудных ликватах определены никелистый пирротин, сфалерит, халькопирит, серебро, альбит и калишпат. Дальнейший путь миграции рудных элементов в вулканических областях опреде-

ляется вовлечением, как полагают некоторые исследователи [33], морских и пластовых метеорных вод в конвективный поток в связи с уменьшением их плотности под влиянием тепловой аномалии внедрившихся в вулканиты интрузий. Агрессивные нагретые воды приобретают свойства и состав рудоносных флюидов, взаимодействуя с интрузиями и вулканитами.

Масштабный рудогенез по материалам, собранным в Мировом океане [15, 20, 21, 37], осуществляется последовательно в процессе: 1) кристаллизации магм; 2) взаимодействия приобретших «агрессивность» поверхностных вод с вулканитами; 3) стабильного функционирования физико-химического барьера в области разгрузки гидротерм (будь то морское дно или приповерхностная зона земной коры).

Вулканогенные месторождения цветных металлов характеризуются следующими особенностями:

1. Как осадочно-гидротермальные, так и прожилково-вкрапленные месторождения приурочены к вулканодепрессиям. Первые тяготеют к их осевым зонам, вторые занимают прибортовые части и контролируются экстрезивными куполами.

2. Компонентный состав руд проявляет зависимость от петрохимических особенностей рудоносных вулканитов и их комагматов. С калинатровыми риодацитами предпочтительно ассоциирует барит-полиметаллическая, а с андезито-базальтами и натриевыми риолитами – медноцинковая [28] минерализация.

3. Масштабы промышленной минерализации зависимы от объема рудоносных депрессий (заполняющих их вулканитов) и от количества металлов в последних [25].

4. В пределах рудных узлов пути миграции флюидов обозначены гидротермальными изменениями. Зона нисходящих ветвей обозначена аргиллизитами (гидрослюда-монтмориллонитовые и хлорит-монтмориллонитовые новообразования); надинтрузивные и фланговые части депрессий масштабно пропилизитизированы.

На барит-сульфидных приповерхностных и малоглубинных месторождениях восходящие ветви терм (зоны разгрузки) маркированы эксплозивными брекчиями, а гидротермальные изменения последних выражены вторичными кварцитами и кварц-адуляр-серицитовыми (гидрослюдистыми) метасоматитами.

Недавно [60], в результате экспериментов, продолжавшихся в течение 5-29 дней, были воспроизведены условия формирования гидротермальных изменений пород при взаимодействии морской воды с фельзитами. Из последних выносятся K и Na, а породы обогащаются Mg и Ca. Формируются смектиты, а из гидротерм, обогащенных компонентами пород, выделяются барит, ангидрит и гипсы.

5. Барит-сульфидные руды, обычно размещенные во вторичных кварцитах (Маднеули), характеризуются не ярко выраженной минераль-

ной зональностью: барит-сульфидные и баритовые в жильных зонах книзу сменяются сфалерит-галенит-халькопиритовыми ассоциациями. Интересно, что прожилково-вкрапленные тела сверху ограничены экраном (эффузиями, субвулканическими пологими телами), а снизу гипсовыми зонами и яшмовидными кварцитами с небольшими телами мелкозернистого пирита, «облагороженного» местами халькопиритом. Штокверки медно-пиритовых и цинковых руд в верхней части вмещают шпирсы, выполненные друзами кварца, пирита, халькопирита, нередко, возможно гипергенным, борнитом и ковеллином. Над медной минерализацией, кроме гипс-ангидритовых линз, проявлены и кварц-гематитовые скопления. Отмеченная для медно-цинковой прожилково-вкрапленной минерализации минеральная картина характерна и для гидротермально-осадочных залежей типа Куроко в Турции. Это в свое время отмечали Т.Мацукама и Е. Хорикоси [30].

6. Флюиды, формирующие вулканогенные месторождения, являлись слабокислыми хлоридно-натриевыми, с невысокой соленостью [34, 38, 43].

Невысокая соленость флюидов характерна и для современного сульфидонакопления в Мировом океане [11, 12]. Однако, зафиксированы и рассолы (до 30мол% - экв. NaCl при температуре 200-400° С) для некоторых полей сульфидообразования [12]. Данные по Малокавказским месторождениям не противоречат этому [5, 24, 25].

В работе [68], в которой обобщены сведения о коровых флюидах, показано, что температура является одним из главных факторов, влияющих на концентрацию металлов в растворе. Металлы Fe, Mn, Zn Pb в растворе скорее всего находятся в хлоридных комплексах. Например, для цинка $ZnCl_3$ и $ZnCl_4^{2-}$ [63]. Концентрация отмеченных выше металлов также увеличивается с концентрацией хлорида. Металлы скорее всего сконцентрированы в рассолах - в эвапоритах, из которых формируются Pb-Zn месторождения типа Миссисипи-Миссури.

Максимальные температуры рудоотложения, по мнению исследователей [43], сопоставимы с температурами вскипания раствора. В областях современного вулканизма «подошва» парообразования гидротерм с температурами более 270°С размещена на глубинах 300-400м [38].

По данным Малокавказского региона максимальные температуры гомогенизации на медных месторождениях оказались равными 410-390°С, а барит-сульфидных ~280°С [46]. По нашим данным, максимальные давления флюидов на эпигенетических месторождениях цветных металлов (см. табл. 4, а также использованные для определения давления диаграммы [65]) приближались к 150-200бар, а минералообразование происходило на глубинах 400-600м от палеоповерхностей.

7. Известные данные по изотопному составу водорода и кислорода флюидных включений в кварце, барите и кальците вулканогенных барит-

полиметаллических руд ранее были интерпретированы в пользу высокой доли участия метеорных вод в рудообразовательном процессе. Для медных руд метеорная вода могла уступать магматогенной [27, 43, 46].

Полученные нами результаты по определению изотопов кислорода в лаборатории геологической службы США (г.Денвер), также не противоречат этим данным.

8. Данные изотопного состава серы сульфидов и сульфатов, как уже отмечалось, неоднозначны: изотопный состав серы сульфидов приближается к составу метеоритной серы, а сульфаты утяжелены на $14 \pm 3\%$ [46]. В качестве примера гидротермально-осадочных барит-сульфидных месторождений, где сера сульфидов облегчена ($\delta^3S = -2 - -11\%$; неопубликованные данные В.Буадзе), можно привести месторождение Уэд Эль Кебир в Алжире.

9. Вскипание флюида на большинстве месторождений с гидротермально-осадочными залежами вовсе не происходило или происходило, возможно, до выхода терм на морское дно, способствуя тем самым подготовке рудовыводящих систем. Наиболее благоприятные условия для стабильного накопления гидротермально-осадочных руд создавались на дне морских бассейнов, глубины которых колебались в пределах 2-3 км [12, 66]. Меньшие глубины моря, с учетом физико-химических особенностей рудослагающих минералов, не являются запретными, но они не благоприятствуют стабильному протеканию рудонакопления в связи с апвеллингом и беспокойной морской обстановкой шельфовых и переходных зон.

Началу функционирования гидросистем в вулканических комплексах, как нам представляется, предшествовали следующие события: в локальных депрессиях морских бассейнов (задуговых или интрадуговых) отлагались терригенно-вулканогенные осадки; затем активизировалась вулканическая деятельность, в результате чего накопились андезит-дацит-риолитовые комплексы; на завершающей стадии вулканизма изливались андезито-базальты и в небольшом объеме натриевые риолиты. Вслед за спадом вулканической активности, выраженным в их размыве и формировании туффитов, внедрились интрузии, кристаллизация которых происходила на глубинах ~2 км от поверхности, а возможно и глубже. Отметим, что гидротермально-осадочные залежи, сформированные за счет «черных курильщиков», судя по современным данным, были образованы вслед за завершением накопления андезит-дацит-риолитовых комплексов (залежи, как это следует из наблюдений на месторождениях типа Куроко, размещены на куполах риодацитов). Минеральная зональность, которую мы видим в гидротермально-осадочных залежах, объяснима перераспределением рудообразующих компонентов в результате разрушения «холмов» и их диффузии с нижних уровней на верхние в процессе «вымывания» руд флюидами [19, 54]. Примером может слу-

жить современная рудная постройка в Тихом океане, на хребте Эксплуарер, где высокотемпературные сульфиды подстилают слои более низкотемпературных Fe-Mn сульфидов, барита и кремнезёма. По Г.Д.Гричуку [17], ангидрит-пиритовая постройка (им предложена термодинамическая модель) со временем замещается более поздним кремнеземно-сульфидным веществом. Появление ангидрита в «рудных холмах» объясняется вовлечением морских вод в зоны разгрузки. Морская вода нагревается, в результате чего из них отлагается ангидрит [44].

К сожалению, как мы отмечали выше, нам не удалось изучить газожидкие включения на месторождении Чаели (Маденкой, Турция). Поэтому мы привлекли данные по месторождениям, которые представляются авторам представителями типа Куроко [51]. Речь идет о гидротермально-осадочных залежах Кермадегской островной дуги. Термобарогеохимические исследования газожидких включений показали, что солёность гидротермального раствора варьирует от 1,75 до 3,9 вес.% NaCl-экв.; температура гомогенизации колеблется в пределах 175 – 322°C. Преобладают двухфазные включения и имеются редкие монофазные водные. Средняя солёность приближается к солёности морской воды (3,2 вес.% NaCl-экв.). Здесь нет физических признаков кипения, таких как сосуществование обогащенных газом и обогащенных жидкостью включений при равных значениях температуры. Отметим также, что методом газовой хроматографии в массивных сульфидах установлены: H₂O (99,8 – 99,98 мол%), CO₂ (0,03 – 0,17), N₂ (0,004 – 0,23) и CH₄ (0,002 – 0,026). Авторы отмеченной статьи предполагают, что часть метана abiогенного происхождения. Многочисленные примеры месторождений, как гидротермально-осадочного, так и эпигенетического типа, подтверждают ранее высказанную мысль [34] о стандартности РТХ - условий рудонакопления на вулканогенных месторождениях.

Для месторождений типа Маднеули, формирование которых происходило вслед за выжиманием куполов риодацитов (баритовые и барит-полиметаллические тела), а также позднее, в результате внедрения порфировидных гранодиоритов (штокверковая вкрапленная медная минерализация), путь образования был иным. Перед началом интенсивной вулканической деятельности, повлекшей за собой рудоотложение, существовали на обширной территории континентальные условия: для вулканодепрессий был характерен артезианский режим с захороненными морскими водами. Палеодепрессии были ограничены выступами гидрогеологических массивов. Вслед за внедрением риодацитов и излиянием игнимбритов и фельзитов, в зонах пластовых вод, которые разогревались и насыщались легколетучими компонентами магм, последовали катастрофические взрывы.

Последние привели к образованию взрывных брекчий под водонепроницаемым экраном. В депрессиях были сформированы две гид-

рохимические зоны: верхняя – сульфатно-аммониевая и нижняя – хлоридно-натриевая. Граница между ними обозначена гипс-ангидритовыми скоплениями, яшмовидными кварцитами с сульфидами железа. Гидрохимической зональности способствовали, на наш взгляд: 1) вначале вскипание раствора с температурой более 350°C с высокой ассоциированностью комплексных соединений [9] на приповерхностных глубинах с разделением на жидкую и парогазовые фазы (с выделением сульфидов, кварца, карбоната, в некоторых местах – адуляра); 2) затем вынос летучих (H_2S , SO_2 , HCl , CO_2 , NH_4 и др.) в приповерхностную зону и их окисление (формируются вторичные кварциты); 3) вскипание раствора, удерживающее часть растворенных кислотных компонентов, в первую очередь, сероводород.

Отметим, что в условиях морского дна дестабилизация раствора в связи с падением температуры и его окислением может привести к массовому выпадению рудного вещества. Поскольку «черные курильщики» состоят, в основном, из пиритовых, пирротиновых и сфалеритовых взвесей, то не исключено, что медь- и цинксодержащие растворы транспортировали металлы в форме гидросульфидных комплексов. Обогащение гидротерм вулканодепрессий осуществлялось, по всей вероятности, в процессе дегазации неглубоко залегающего магматического очага (интрузии, которые мы наблюдаем под рудными телами). Судя по экспериментам [34], среди газов с температурой до 600°C преобладает сероводород, а при более высокой температуре – сернистый газ. Последний в смеси с флюидом ($t = 500\text{-}600^\circ\text{C}$) способен генерировать сероводород и серную кислоту.

Уровни минералообразования эпигенетических месторождений в общих чертах сравнимы с зонами труб «черных курильщиков», граничные аномальные физико-химические параметры которых обусловили одновременную кристаллизацию ангидрита и сульфидов железа. Этим условиям отвечают зоны гидросистем с минимальными активностями $>\text{PO}_2$, совпадающими с нижней границей поля устойчивости барита при равных активностях $\text{H}_2\text{S} - \text{SO}_4^{2-}$ [43]. В барит-сульфидных залежах зональное распределение металлов объяснимо: 1) различной устойчивостью комплексных соединений [34, 43]; 2) большей зависимостью растворимости медных минералов от температуры по сравнению с растворимостью сфалерита и галенита [43]; 3) зависимостью осаждения металла от концентрации S^{-2} . При равных концентрациях металлов в растворе для выпадения меди и цинка требуются более высокие концентрации H_2S , чем для свинца [14]; 4) действием сероводородного барьера, эффективность которого определяется малыми концентрациями S^{-2} [26].

Можно предположить также, что в зонах разгрузки флюидов ΣS оказывается достаточным для выпадения меди, в то время как свинец,

цинк и серебро проявляют тенденцию прохождения сероводородного барьера со сменой лиганда. Избыточный анион – осадитель (известное явление в аналитической химии) выступает в роли растворителя – комплекс-сообразователя.

Думается также, что в полиформационных месторождениях типа Маднеули образование золотосодержащих кварцевых прожилков совпадает во времени с доминированием взрывчатых трещин и отмеченной выше гидрохимической зональностью в пределах вулканоструктур. Садка золота, кварца и малых количеств сульфидов воспринимается как одноактный процесс, связанный с дестабилизацией флюида магматогенной природы в условиях высокого окислительного потенциала уровня развития вторичных кварцитов. Ch. Heinrich [55] отмечал, что в условиях высоких температур магматические воды с невысокой солёностью способны транспортировать золото. Его вывод основан на физико-химических исследованиях. Одним из главных условий является достаточное количество H_2S , которое выполняет роль лиганда (бисульфатного комплекса). Парообразные магматические флюиды «сжижаются» в жидкость без гетерогенного фазового перехода в условиях высоких давлений. Эти флюиды являются «виновниками» значительных калиевых и пропиловых изменений вмещающих эпитеpmальных месторождений пород. В статье Ch. Heinrich [55] речь идет о Au-Cu – порфировых месторождениях, но, на наш взгляд, результаты исследований этого автора могут быть использованы и в случае с золотосодержащими месторождениями типа Маднеули. Несмотря на то, что флюиды, формирующие Au-содержащие низкосульфидные эпитеpmальные месторождения, содержат значительное количество метеорных вод, их золотой «запас» поступал из незначительной части магматических пароконденсированных флюидов.

В заключение подчеркиваем ещё раз, что гидротермально-осадочные залежи типа «рудных холмов» свою зональность приобретают в процессе перекристаллизации, растворения и переотложения рудных масс. Обычно подавление сульфидообразования наступает там, где температуры достигают зон с высоким парциальным давлением кислорода – за пределами депрессии и над залежами: выпадают окислы Fe и Mn, образуются яшмы в надрудных толщах. Исследователи [27] формирование больших и плотных масс серноколчеданных залежей объясняют более высокой, по сравнению с эпигенетическими месторождениями, обеспеченностью гидросистем водой в субмаринных условиях. Нам представляется, что и сам механизм рудонакопления на морском дне (часто повторяющийся сброс рудного вещества) был определяющим при формировании массивных сульфидных скоплений.

Заключение

Из вышеизложенного можно заключить, что рудные месторождения палеоостроводужных сооружений, в частности Понтийско-Малокавказской дуги, следует ожидать в следующих геологических обстановках: в жерлах и на склонах палеовулканов, размещенных в вулканодепрессиях; рудные тела в кремнекислых частях вулканогенно-осадочных толщ или над ними (в случае с гидротермально-осадочными залежами); как правило, руды перекрыты основными вулканитами, но могут быть и исключения - например Маднеульское месторождение; на флангах рудных тел и в их висячем боку часто наблюдаем скопления гипсов; минеральный состав практически идентичен на всех месторождениях меди. Исключение составляет Маднеульское месторождение Грузии, где в одной вулканоструктуре пространственно сближены разноэтапные золотые, барит-сульфидные и медные руды. Обратим внимание на состав рудовмещающих толщ: а) в Кедабекском и Алавердском рудных районах, в разрезе среднеюрской толщи маломощные хемогенно-осадочные отложения сменяются сверху вниз гиалокластитамы, скоплениями подводного коллювия, тефроидными турбидитами, лавами дацитов и андезитов; рудовмещающая толща перекрыта позднеюрским комплексом, представляющим собой чередование покровов андезито-базальтов с разнообломочными карбонатсодержащими туффитами; б) в Болнисском районе - рудовмещающие стратифицированные осадки (туффиты с редкими покровами дацитов или кратерно-озёрные отложения) перекрыты игнимбритами (наземными образованиями) и лавами риодацитов; в) вулканоструктура Чаели, которая включает гидротермально-осадочные руды, слагается надрудными базальтами (пиллоу-лавами), чередующимися с известняками и «пурпурными» туфами, а также пропицитизированными дацитами. На последних и залегают массивные сульфидные руды, под которыми в кварц-хлорит-гидрслюдистых метасоматитах проявлены прожилково-вкрапленные медные руды. По мнению турецких геологов, вулканоструктура представляет собой крупную кальдеру, которая размещалась на дне морского глубоководного бассейна.

Руды Малокавказских месторождений являются явно эпигенетическими: в Кедабекском и Алавердском рудных районах прожилково-вкрапленная и жильная минерализация наложена на гиалокластиты и туффиты; в Болниси проявлена прожилково-вкрапленная медная минерализация в окварцованных туффитах, а также вкрапленная золотая и барит-сульфидная в виде жил и пологих залежей - во вторичных кварцитах. Руды месторождения Чаели сходны с «рудными холмами» современных срединно-океанических хребтов и зон рифтинга окраинных морей.

Рудные тела в Кедабекском и Алавердском рудном районах размещены в чехле узких зон кварц-серит-хлоритовых метасоматитов; в Болнисском районе проявлена вертикальная метасоматическая колонна: в верхней части -

вторичные кварциты (приповерхностные сольфатарные изменения), а в нижней – более высокотемпературное окварцевание (кварц-хлорит-сульфидные метасоматиты с незначительным количеством серицита). Рудные метасоматиты окружены чехлом пропилитов. На месторождениях типа Чаели (Маденкой) под гидротермально-осадочными залежами, в подстилающих их дацитах на фоне региональных пропилитов прожилково-вкрапленные «желтые» руды окружены кварц-гидрослюдистыми метасоматитами. Последние маркируют пути продвижения гидротермальных растворов к морскому палеодну.

В Кедабекском и Алавердском рудных районах проявлены штоки и маломощные линзо-жилы (группа северных линз в Кедабеке) медных руд; в Болнисском районе предпочительно проявлены крупнообъемные медные штокверки; в Восточных Понтидах, наряду со штокверками, мощные залежи линзообразных массивных сульфидных руд, состоящих, в основном, из пирита, халькопирита и сфалерита.

Понятно, что данные различия обусловлены отличными геодинамическими режимами развития отдельных блоков земной коры палеоостроводужного сооружения.

Термобарогеохимические исследования показали, что основные месторождения меди и золото в качестве одного из главных попутных компонентов руд, несмотря на различие в механизме рудоотложения, были сформированы в сходных РТХ условиях и относятся поэтому к единому генетическому вулканогенному классу месторождений.

Получен вывод о том, что, в зависимости от стадии геологического исследования, требуется знание характеристик, описывающих как рудно-магматическую систему в целом, так и её составные части. Поиски гидротермально-осадочных залежей руд цветных металлов на территории Грузии, Азербайджана и Армении, в пределах Малокавказской палеодуги обречены, по мнению авторов, на неудачу, поскольку здесь отсутствуют «геодинамические основания» для их накопления. В предложенной ранее поисковой модели для конкретного - Болнисского рудного района Грузии были учтены, в первую очередь, отношения параметров рудной минерализации к масштабам тектонической вулканодепрессии - объему тех составляющих заполнения депрессии, которые рассматриваются в качестве источника рудного вещества, объему «породного» бассейна, обеспечивающего гидросистему достаточным количеством воды, объему метасоматических преобразований. Важно учитывать при прогнозировании на стадии геологосъёмочных работ масштаба 1:50 000 геофизические и геохимические данные. Так, в Болнисском районе чётко оконтуриваются площади, соответствующие надочаговым (зонам, перекрывающим магматические тела) структурам и отвечающие минерализованным блокам. В гравитационном поле минерализованные блоки выражены гравитационными минимумами небольшой интенсивности. Нарушения скрытые,

но имеющие рудоконтролирующее значение, прослеживаются дискретными геофизическими полями. Вдоль них фиксируются гравитационные ступени, они также проявлены пограничными зонами «соприкасающихся» аномальных полей Δg и $(\Delta T)_a$, где резко изменяется их напряженность и морфология. Что касается геохимических данных, то вокруг медных руд проявлены ореолы титана, циркония, мышьяка, цинка, молибдена, висмута, меди, марганца, йода. Золотоносные кварциты маркируются ореолами серебра, золота, мышьяка, висмута и йода.

Отметим также, что прогноз рудных скоплений следует осуществлять с учетом характеристик эталонного объекта: морфоструктурных особенностей верхних частей рудно-магматических палеосистем, степени дифференцированности магм риодацитового состава, зависимости масштабов и строения рудных тел от морфологических особенностей куполов, строения кальдер, характера предрудной и синрудной переработок пород, компонентного состава литогеохимических ореолов.

Работа была выполнена при финансовой поддержке: Фонда Развития Науки при Президенте Азербайджанской Республики и Грузинского (Национального научного фонда им. Шота Руставели) фонда

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаева Ш.Ф. Некоторые закономерности в локализации оруденения Дагкесаманского золото-полиметаллического месторождения // Вестник Бакинского Университета. Серия естественных наук, 2007, №3, с. 84-93.
2. Абрамович И.И., Клушин И.Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л.: Недра, 1987, 247с.
3. Акимцев В.А., Шарапов В.Н. «Рудные» эффузивы борта рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта. Доклады Академии Наук России, т. 331, 1993, №3, с.329-331.
4. Аревадзе В.А. Физико-химические условия формирования эндогенных месторождений Закавказья. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук в форме научного доклада. Тбилиси, Мецниереба, 1989, 65с.
5. Баба-заде В.М.Махмудов А.И., Рамазанов В.Г. Медно- и молибден-порфиоровые месторождения. Баку: Азернешр, 1990, 377 с.
6. Баба-заде В.М. Колчеданная металлогения и эволюция мезокайнозойского вулканизма Малого Кавказа // Вестник Бакинского Университета. Серия естественных наук, 1999, №4 с. 113-132.
7. Баба-заде В.М., Абдуллаева Ш.Ф. Благороднометалльные рудно-магматические системы. Баку: Изд. Бакинского Университета, 2012, 276 с.
8. Баранов А.Н., Архангельский А.Н. Л.Н.Овчинников (ред.): Научные основы геохимического метода прогноза скрытых колчеданных месторождений по ореолам выноса. Теория и практика геохимических поисков в современных условиях. Москва, ИМГРЭ, 1990, с.108-124.
9. Барнс Х.Л. Растворимость рудных минералов. Х.Л. Барнс (ред.). Геохимия гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1982, с.176-193.
10. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П. Магматогенез вулканических формаций. Новосибирск: Наука, 1983, 243с.

11. Бортников Н.С., Симонов В.А., Богданов Ю.А. Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида. Геология рудных месторождений, 2004, т. 46, № 1, с.74-87.
12. Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в мировом океане. Геология рудных месторождений, 2005, т. 47, №1, с.16-50.
13. Габлина И.Ф., Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С.и др. Ассоциации сульфидов меди в современных океанских рудах гидротермального поля Логачёв (Срединно- Атлантический хребет, 140451). Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, №4, с.329-349.
14. Ганеев И.Г. Перенос вещества гидротермальными растворами. Записки Всесоюзного Минералогического общества, 1989, в. 1, с.3-16.
15. Гринберг Г.А., Краснов С.Г., Айнемер А.И. и др. Гидротермальное сульфидное оруденение в океане. Советская геология, 1990, №12, с.81—91.
16. Гричук Д.В., Борисов М.В., Мельникова Г.Л. Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре: оценки эволюции раствора. Геология рудных месторождений, 1984, № 4, с.3-24.
17. Гричук Д.В. Модель образования колчеданного рудного тела в субмаринной гидротермальной системе. В.Е. Попов (ред.) Модели вулканогенно-осадочных рудообразующих систем. Тезисы докладов международной конференции. С-Петербург, 1999, с.19-21.
18. Гугушвили В.И., Кекелия М.А., Мун Ч., Нацвлишвили М.П. Коровые и мантийные источники мелового вулканизма и сульфидного рудообразования в Болнисском рудном районе. Труды ГИН АН Грузии, новая серия, в.117, 2002, с.412-419.
19. Ельянова Е.А. Формирование состава и строения руд при современном и древнем колчеданообразовании. Советская геология, 1989, № 12, с.17-26.
20. Ельянова Е.А., Мирлин Е.Г. Океанический рудогенез. Советская геология, 1990, №6, с.47-55.
21. Ельянова Е.А. Формирование современных и древних субмаринных колчеданных руд: состав и строение. В.Е. Попов (ред.). Модели вулканогенно-осадочных рудообразующих систем. Тезисы докладов международной конференции. С-Петербург, 1999, с.26-27.
22. Зоненшайн А.П., Ковалёв А.А. (ред.). Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974, 471 с.
23. Кекелия С.А., Чичинадзе Л.Л., Старостин В.И. Геолого-структурные особенности локализации медно-порфирового оруденения в колчеданосной провинции. Геология рудных месторождений, 1985, № 1, с.71-79.
24. Кекелия С.А., Ярошевич В.З., Ратман И.П. Геолого-генетические модели альпийских вулканогенных месторождений цветных металлов Средиземноморского металлогенического пояса. Геология и геофизика, 1991, №8, с.71-79.
25. Кекелия С.А., Амбокадзе А.Н., Ратман И.П. Вулканогенные месторождения цветных металлов палеоостроводужных сооружений и методика их прогнозирования. Тбилиси: Мецниереба, 1993, 96 с.
26. Крайнов С.П., Матвеев Л.И., Соломин Г.А. Геохимические условия осаждения цинка и свинца из рассолов седиментационных бассейнов на сульфидном барьере. Геохимия, 1988, №2, с.1708-1719.
27. Кривцов А.И., Богданов Ю.В., Бородаевская М.Б., Генкин А.Д., Курбанов Н.К., Лихачев А.П., Мигачев И.Ф.(редакторы). Меднорудные месторождения –типы и условия образования. М.: Недра, 1987, 197с.
28. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. М.: Недра, 1989, 288с.
29. Летников Ф.А. К проблеме синергетики геологических систем. Геология и Геофи-

- зика, 1993, № 1, с.34-56.
30. Мацукама Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений Куроко в Японии. Т.Тацуми (ред.) Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с.129-151.
 31. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984, 496 с.
 32. Монин А.С., Зоненшайн Л.П. (редакторы). История океана Тетис. М.: Институт океанологии, 155 с.
 33. Нортон Д., Кэтл А.М. Термальные аспекты рудоотложения. Х.Л. Барнс (ред): Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, с.481-496.
 34. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988, 255с.
 35. Прокопцев Г.Н., Прокопцев Н.Г. Образование металлогенных гидротерм на дне океана. Известия Академии Наук СССР, серия геологическая, 1990, №4, с.34-44.
 36. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981, 584 с.
 37. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986, 160 с.
 38. Сияжков В.И. Общие рудогенетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1986, 243 с.
 39. Тейлор Х.А. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях. Х.Л. Барнс (ред.). Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, с.200-237.
 40. Тюхтин В.И. (ред.). Диалектика познания сложных систем. М.: Мысль, 1988, 317 с.
 41. Уилли Р.Дж. Петрогенез и физика Земли. Х.С.Йодер (ред.) Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983, с.468-503.
 42. Фарфель Л.С. Прогнозирование рудных месторождений. М.: Недра, 1988,150 с.
 43. Франклин Дж.М., Лайдон Дж.У., Сангстер Д.Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации. Б.С. Скиннер (ред.) Генезис рудных месторождений, т.2. М.: Мир, 1984, с.39-252.
 44. Черкашев Г.А., Жирнов Е.А., Степанова Т.В., Мозгова Н.Н. Зональность и модель формирования океанских сульфидных построек (по материалам глубоководного бурения). В.Е.Попов (ред.) Модели вулканогенно-осадочных рудообразующих систем. Тезисы докладов международной конференции. С-Петербург, 1999, с.141-142.
 45. Чухров Ф.В. (ред.). Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, 340 с.
 46. Ярошевич В.З. Генетические особенности месторождений основных рудных формаций Кавказа по данным изотопных исследований. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1985, 23 с.
 47. Akçay M., Arar M. Geology, mineralogy and geochemistry of the Çayeli massive sulfide ore deposit, Rize, NE Turkey. In: A. Stanley (ed), Mineral Deposits: Processes to processing, Balkema, Rotterdam, 1999, p.459-462.
 48. Altun Y. 1977. Geology of the Çayeli-Madenköy copper-zinc deposit and the problems related to mineralization. Ankara, Mineral Res. Expl. Bull., 89, p.10-24.
 49. Biju-Duval B., Dercourt J., Le Richon X. From the Tethys ocean to Mediterranean seas; a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. Histoire Structural de Bassins Mediterraneens, 1977, p.143-164.
 50. Çakir Ü. Geological characteristics of the Aşıköy-Toykondu (Küre-Kastamonu) massive sulfide deposits. Mineral. Res. Expl. Bull., 117, Ankara, 1995, p.29-40.
 51. de Ronde C.E.J., Faure K., Bray C.J., Chappell D.A., Ian C. Wright I.C. Hydrothermal fluids associated with seafloor mineralization at two southern Kermadec arc volcanoes, offshore New Zeland. Mineralium Deposita, 38, 2003, p.217-233.
 52. Dixon, C.J., Pereira, J. Plate Tectonics and Mineralization in the Tethyan Region. Mineralium Deposita, 9, 1974, p.185-198.

53. Güner M. Sulphide ores and geology of the Küre area Pontid in N Turkey. *Mineral Research and Exploration Bulletin*, 1980, p.65-109.
54. Hannington M.D., Peter J.M., Scott S.D. Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits. *Econ. Geol.*, v. 81, 1986, p.1867-1883.
55. Heinrich Ch.A. The physical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. *Mineralium Deposita*, 39, 2005, p.864-889.
56. Hodgson C.L., Lyndon S.M. The geological setting of the volcanogenic massive sulfide deposits and active hydrothermal systems: some implications for explorations. *Canadian Mining Metallurgical Bull.*, v.70, 1977, p.95-106.
57. Kekelia S., Kekelia M., Otkhmezuri Z., Moon Ch., Ozgür N. Ore-forming systems in volcanogenic-sedimentary sequences by the example of non-ferrous metal deposits of the Caucasus and Eastern Pontides. *Ankara (Turkey), Mineral. Res. Expl. Bull.*, 129, 2004, p.1-16.
58. Lethch Graig H.B. Mineralogy and textures of the Lakhanos and Kizilkaya massive sulphide deposits, Northeastern Turkey, and their similarity to Kuroko ores. *Mineral deposita*, 16, 1981, p. 241-257.
59. Mottl M.J., Holland H.D., Corr R.F. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalts seawater. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species. *Geochim et acta.* v.43, 1979, p.869-884.
60. Ogawa Y., Shikazono N., Ishiyama D., Sato H., Mizuta T. An experimental study on felsic rock - artificial seawater interaction: implications for hydrothermal alteration and sulfate formation in the Kuroko mining area of Japan. *Mineralium Deposita*, 39, 2005, p.813-821.
61. Okay A.I., Şahintürk, O. Geology of the Eastern Pontides. In: Robinson A.G. (ed) *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region.* American Association Petroleum Geologists Memoir, 68, 1997, p.291-311.
62. Popović R. Auriferous mineralization in the Murgul-Artvin-Maradit area (Northeastern Turkey). *Mineral Res. Expl. Bull.*, 129, 2004, p.17-29.
63. Seward T.M. The formation of lead (II) chloride complexes to 300°C: A spectrophotometric study: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.48, 1984, p. 121-134
64. Sherlock R.L., Barret T.I., Lewis P.D. Geological setting of the Rapu Rapu gold-rich volcanogenic massive sulfide deposits, Albay Province, Philippines. *Mineralium deposita*, 38, 2003, p.813-830.
65. Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H.M. A practical guide to fluid inclusion studies. Blaskie, Glasgow and London, 1985, 239 p.
66. Stackelberg I., Van and the shipboard scientific party. Hydrothermal sulfide deposits in backarc spreading centers in the Southwest Pacific. *BGC Circular*, 27, 1985, 3-14.
67. Ustaömer T., Robertson A.H.F. Late Paleozoic-Early Mesozoic marginal basins along the active southern continental margin of Eurasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions. *Geological Journal*, 120, 1993, p.1-20.
68. Yardley Bruce W.D. Metal concentrations in Crustal Fluids and Their Relationship to Ore formation. *Economic Geology*, V.100, №4, 2005, 613 p.
69. Yigit O., Nelson E.P., Hitzman M.W. Early Tertiary epithermal gold mineralization, Bahçecik prospect, northeastern Turkey. *Mineralium Deposita*, 35, 2000, p.689-696.
70. Yılmaz A., Adamia Sh., Chabukiani A., Chkhotua T., Erdoğan K., Tuzcu S., Karabiyik-oğlu M. Structural correlation of the Southern Transcaucasus (Georgia) - Eastern Pontides (Turkey). In: Bozkurt E., Winchester L.A , Piper J.D.A (ed). *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area.* Geological Society Special Publication, 173, 17, London, 2000, p.185-198.
71. Yılmaz Y., Tüysüz O., Yiğitbaşı E., Genç S., Şengör A.M.C. Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson A.C. (ed) *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region.* American Association Petroleum Geologists Memoir, 68, 1997, p.183-226.

KİÇİK QAFQAZIN VƏ ŞƏRQİ PONTİDLƏRİN VULKANOGEN QIZILSAXLAYAN ƏLVAN METAL YATAQLARI VƏ ONLARIN GENEZİSİ

V.M.BABAZADƏ, Ş.F.ABDULLAYEVA, S.A.KEKELİYA, M.A.KEKELİYA

XÜLASƏ

Cənubi Qafqaz ölkələrində və Türkiyədə əhəmiyyətli vulkanogen qızılşaxlayan əlvan metal yataqları mezozoy dövründə çox fəal olmuş Pont – Cənubi Qafqaz paleoqövsünün fraqmentlərini təşkil edən qatlarda yerləşmişdir. Bu dövrdə Avrasiya kontinentinin kənar hissəsi olan qövsün altına okean qabığı subduksiya etmişdir. Qövsün ayrı-ayrı seqmentləri geodinamik inkişaflarına görə fərqləndiklərindən müxtəlif tipli vulkanogen yataqlar yaranmışdır. Qərbdə, Pontidlərin (Türkiyə) hüdudunda epigenetikdən başqa, hidrotermal-çökmə filiz kütlələri də əmələ gəlmişdir. Axırncılara misal olaraq Çayeli (Mədənkoy) yatağını göstərmək olar.

Məqalədə qısaca olaraq Türkiyə, Azərbaycan, Ermənistan və Gürcüstandakı yataqların geoloji yerləşmə şəraitləri təsvir olunur. Bu yataqların böyük əksəriyyəti Kuroko tipinə aid edilə bilər, onlar yalnız filizlərin toplanma şəraitinə görə fərqlənirlər: Türkiyədə mis-sink filizi kütlələri, çox güman, dərin sulu dəniz hövzəsi şəraitində formalaşmışdır, əyalətin qərbində isə yalnız epigenetik yataqlar rast gəlinir. Bundan başqa, Bolnisi rayonunda Madneuli yatağı istismar edilir ki, o da poliformasion yataqların tipik nümayəndəsi hesab oluna bilər; bu səbəbdən o, unikaldir. Burada məhdud məkanda (iri vulkanın yamacındakı biklinal struktur) barıt kütlələri, barıt-polimetall damarları, qızılşaxlayan törəmə kvarsitlər və iri ölçülü mis filizi ştokverkləri cəmləşmişdir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nisbətini nəzərə alaraq, filizlərin məkanca assosiasiya yaratdığı vulkanitlərdən biri doymamış mantiyanın diferensiasiya məhsulu ola bilərdi, digər filizlərin məqması isə, çox güman, üst qabığın aşağılarında yaranmışdır.

Gədəbəy və Allahverdi filiz rayonları onunla maraqlı doğururlar ki, onlarda yuranan vulkan depressiyalarında mis, mis-sink, barıt-sulfid filizləri, vulkan depressiyalarını təcrid edən paz şəkilli qalxmış bloklarda isə Qaradağ və Texut kimi mis-porfir yataqları formalaşmışdır. Gədəbəy və Allahverdi filiz rayonlarının, demək olar ki, böyük əksər yataqları, o cümlədən mis porfirilər sənaye əhəmiyyətlidirlər.

Toplanmış ədəbiyyat materialı və habelə müəlliflərin şəxsi mülahizələri əsasında vulkanogen yataqların geoloji-genetik modelləri təklif edilmişdir.

Analitik tədqiqatlar (filiz və nadir elementlərin təyin edilməsi, sulfid filizlərindəki kükürdün izotop nisbətləri, filizlərin kvarsındakı kvarsın izotop nisbətləri, termobarogeokimyəvi tədqiqatlar) ABŞ-ın Geoloji Xidmət İdarəçisinin (Denver şəh.) müvafiq laboratoriyalarında yerinə yetirilmişdir.

Sulfidlərin çökmüş olduqları məhlullar duzluluqlarına görə dəniz suyuna yaxın zəif turş olmuşlar; missaxlayan sulfidlər maksimum 410-390°C, barıt-sulfid filizləri təxminən 280°C temperaturda əmələ gəlmişlər. Çox güman ki, epigenetik yataqlarda flüidin təzyiqi 200 bardan artıq olmamışdır. Hidrotermal-çökmə filiz kütlələrinin stabil olaraq toplanma dərinliyi 2-3 km-ə çatan dəniz dibində baş vermişdir. Yəqin ki, flüidin qaynaması baş verməmişdir, filiz kütlələrində müasir «filiz təpəciklərindəki» kimi mineraloji zonallığa gəldikdə isə, bu, yəqin ki, «təpəciklərin» dağılması nəticəsində filizəmələgətirən komponentlərin dağılması, onların aşağı səviyyədə yuxarı horizontlara diffuziyası nəticəsində baş vermişdir.

Vulkanogen mənşəli yataqlar oxşar PTX şəraitlərində formalaşmalarına baxmayaraq, özlərinə xas olan xüsusiyyətlərini qoruyub saxlayırlar; bu faktı konkret filiz rayonlarında yataqların proqnozlaşdırılması zamanı nəzərə almaq lazımdır.

Açar sözlər: yataqlar, filiz rayonu, paleoqövs, daxilolma, flüid, izotop.

GOLD-CONTAINING VOLCANOGENIC DEPOSITS OF NON-FERROUS METALS OF THE LESSER CAUCASUS AND THE EASTERN PONTIDES AND THEIR GENESIS

V.M.BABA-ZADEH, Sh.F.ABDULLAYEVA, S.A.KEKELIA, M.A.KEKELIA

SUMMARY

In the Caucasian states and Turkey, the most important gold-containing volcanogenic copper deposits have been found in rocks that form fragments of the Pontian-South Caucasian paleoisland arc. This paleoisland arc was actively functioning during the whole Mesozoic time representing the south margin of the Eurasian continent under which oceanic crust of the Tethys had been subducted (Fig. 1). Different segments of the arc differ from one another by their structure and geodynamic evolution that conditioned the origin of various types of volcanogenic ore deposits.

The paper presents brief characteristics of geological environments of ore deposit occurrences in Turkey, Azerbaijan, Armenia and Georgia. All of them can be attributed to Kuroko-type deposits, being distinguished by the character of ore accumulation. To the west, in Turkey, there are epigenetic and hydrothermal-sedimentary copper-zinc deposits that were, most likely, formed in deep restricted basinal settings. An example of the latter is the Çayeli (Madenköy) deposit. To the east, in the Caucasus, we have predominantly only epigenetic deposits. Besides, in the Bolnisi mining district (Georgia) there is the Madneuli deposit which represents an example of polyformational deposit, being in this respect a unique one. Here, within the restricted territory (the so-called biclinal structure on the slope of a large volcano), have been concentrated various kinds of mineralization: barite, barite-polymetallic, gold-bearing secondary quartzite, large-scale stockworks of copper ores. Judged by the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, some volcanites which are spatially associated with ores, might have been products of the “differentiation” of undepleted mantle, or other magmas that were generated in the lower part of the earth crust.

In the Kedabek and Alaverdi ore districts, there are Jurassic volcano depressions that host copper, copper-zinc and barite-sulfide ores; besides, in an uplifted blocks bounding a volcanodepression is located the Garadag and the Tekhut porphyry copper deposit. All the deposits of the Kedabek and the Alaverdi districts, including porphyry copper, contain economic reserves of ores.

On the basis of available literature material accumulated during the last decades and our own data, there has been created a mental-logical geological-genetic model of volcanogenic deposits. Analytical laboratory works (identification of ore and rare elements, isotopic ratios of oxygen in quartz from ores, thermobarogeochemical studies) have been performed in relevant laboratories of the U.S. Geological Survey in Denver, Colorado.

Solutions from which sulfides were precipitated had salinity very close to that of the sea water, being slightly-acidic; copper-bearing sulfidic ores were formed at maximum temperatures of 410-390°C, and barite-sulfidic ores – at about 280°C. Most probably, the pressure in fluids at epigenetic deposits did not exceed 200 bars. The stable accumulation of hydrothermal-sedimentary ores proceeded at the sea bottom, at depths of about 2-3km. The boiling up of fluids did not probably occur, and the mineral zonality similar to that which is observed in present-day “ore hills” may be explained by the subsequent re-distribution of ore-forming components as a result of the destruction of the “hills”, and their diffusion from lower levels to upper ones during the process of ore leaching by ore-bearing fluids.

Key words: deposit, ore deposits, paleoisland, inclusion, fluid, isotopic.

Поступила в редакцию: 25.01.2012 г.

Подписано к печати: 29.03.2012 г.