

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 553.078

С. Кекелия, д-р геол.-минерал. наук, глав. науч. сотр.

E-mail: sergokekelia@yahoo.com, тел: +995 592082390,

М. Кекелия, д-р геол.-минерал. наук, зав. отделом

E-mail: kekelia33@yahoo.com, тел: +995 599716984,

Н. Попхадзе, академ., д-р по геологии, науч. сотруд.

E-mail: nino_popkhadze@yahoo.com, тел: +995 599 161694,

Н. Гагнидзе, академ., д-р по геологии, науч. сотр.

E-mail: nonagagnidze@gmail.com, тел: +995 595 515286

Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили
Геологический институт, ул. Палитковской, 31, г. Тбилиси, 0186, Грузия

ВУЛКАНОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНЫХ СООРУЖЕНИЙ И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА РУД (на примере рудных объектов Грузии, Армении и Турции)

(Рекомендовано членом редакционной коллегии д-ром геол.-минерал. наук, проф. В.М. Загнитком)

Цель: изучение окорудного пространства вулканогенных месторождений цветных металлов палеоостроводужных сооружений (на примере Маднеульского месторождения) и определение условий их формирования с использованием геохимических и термобарогеохимических исследований.

Методы: выполнено картирование карьера Маднеульского месторождения, определены содержания редких и рассеянных элементов на приборе ICP-MS, в Геологической службе США и Кавказском институте минерального сырья проведены термобарогеохимические исследования и определён изотопный состав кислорода и водорода в рудах.

Результаты: выявлены структурные особенности месторождения, характер окорудного пространства, определён минеральный состав метасоматитов и доказана многоэтапность формирования месторождений.

Научная новизна: высказаны соображения о генезисе вулканогенных месторождений альпийских палеоостроводужных сооружений с учётом выполненных авторами термобарогеохимических исследований, а также с привлечением существующих в научном мире представлений о генезисе месторождений.

Практическая значимость: описанные особенности окорудного пространства могут быть с успехом использованы в других регионах в процессе поисков месторождений вулканогенного класса.

Ключевые слова: Кавказ, вулканогенные месторождения, структура, цветные металлы, метасоматические изменения.

Введение. В центральной части Альпийско-Гималайского горного пояса сохранились фрагменты палеоостровных дуг и прилегающих к ним структур – задуговых и внутридуговых морских палеобассейнов. Одной из таких палеодуг является Понтийско-Южнокавказская (на рис. 1 фрагменты палеодуги выделены серым цветом). Именно в её вулканоструктурах сосредоточены наиболее крупные по масштабам месторождения цветных металлов колчеданного семейства. В альпийскую эпоху максимум вулканической активности приходился на востоке палеоструктуры – на байос-позднюю юру, а на западе (в Турции и Грузии) – на мел. 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 выражению А. Книппера, обозначающая "смерть" океана [19]. Здесь взаимодействовали в течение альпийского цикла Скифская и Южнокавказско-Понтийская (активная палеоокраина Евразийского континента) с Гондванскими блоками (Кирсехирским, Анатолийским, Таврским, Даралагезским и другими). В настоящее время эти подвижные блоки земной коры (террейны) разделены шовными зонами (сутурами), большая часть которых маркируется ультрабазитовым меланжем. 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, проявлялась вулканическая активность, а также гидротермальная деятельность.

Результаты. На турецкой территории промышленными месторождениями колчеданного семейства являются Ашикей, Лаханос, Кутлулар, Чаели, Мургул, Черратепе. Здесь же размещено медно-молибденпорфировое месторождение Гузеляйла. 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 Ашикей и Чаели (Маденкой). На месторождении Чаели руды (запасы меди более 800 тыс. т) сосредоточены в одной залежи, которая прослежена по простиранию на 920 м, ее максимальная мощность 100 м [28]. Здесь вулканоструктура складывается надрудными базальтами (пиллоу-лавами), чередующимися с известняками и "пурпурными" туфами, а также пропилитизированными дацитами. На последних и залегают массивные сульфидные руды, под которыми проявлены кварц-хлорит (с серицитом), метасоматиты с прожилками и вкрапленностью сульфидов. Внутри тела выделены, как и на месторождениях типа Куроко, желтые (обогащенные халькопиритом) и черные (обогащенные сфалеритом) руды. Рудная залежь, которая сохранилась в позднемиоценовых вулканиках, подвергалась неоднократному брекчированию под воздействием взрывных явлений в процессе функционирования гидросистемы. Массивные руды залегают на гиадокластитах, состоящих в основном из ориентированных "обломков" фельзитов. Гиадокластиты интенсивно изменены: пиритизированы и каолинитизированы. Под гиадокластитами размещены фельзиты с редкими порфировыми выделениями кварца и полевого шпата. На отмеченные породы наложен кварц-пирит-халькопиритовый штокер. Отмечается [27], что для кластических руд Чаели характерна хорошо выраженная слоистость; руды состоят в основном из угловатых и полуокатанных обломков сульфидов (сфалерита, пирита и халькопирита).

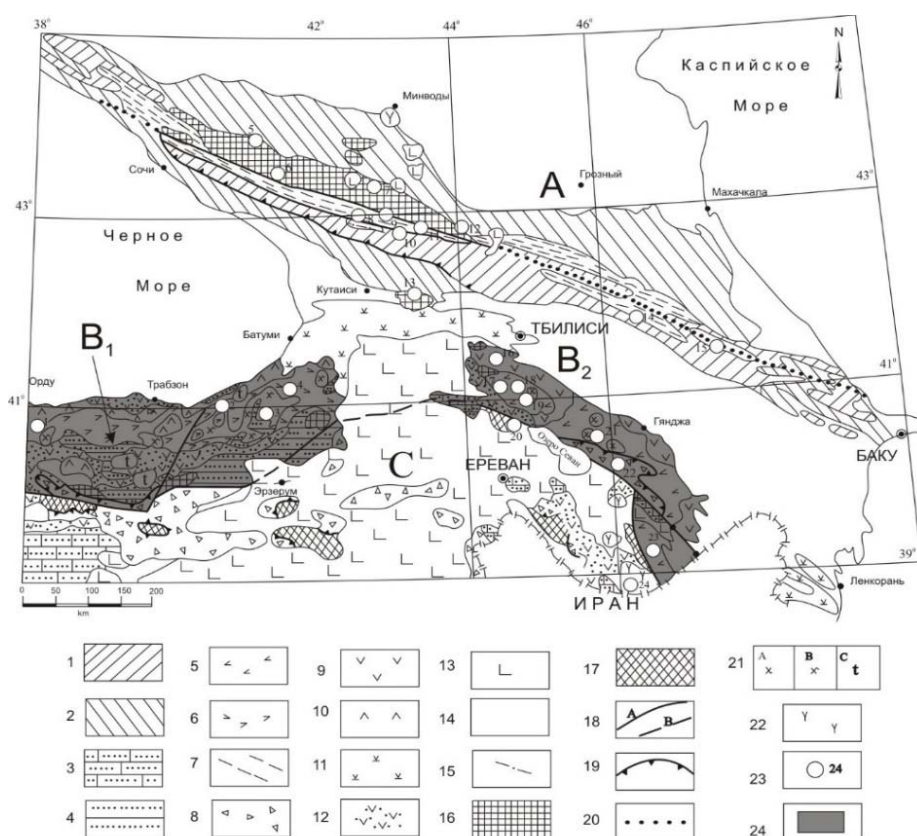


Рис. 1. Распределение основных рудных месторождений в пределах Восточной Турции и Кавказа:

- 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 (дизкая серия, девон – триас), интродуцированные среднеюрскими гранитоидами; 16 – доальпийский фундамент Скифской и Южнокавказской микроплит (докембрий? – палеозой); 17 – доальпийский фундамент Анатолид и Даралагеза (Североиракская 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 (перекрывается надвигами); 21 – гранитоиды (а – ранний мел, в – поздний мел, с – эоцен – олигоцен); 22 – монзониты, сиениты (олигоцен – миоцен); 23 – месторождения полезных ископаемых; 24 – фрагменты палеостроительной дуги.
- Наиболее значительные рудные месторождения Восточных Понтидов и Кавказа: 1 – Ашикой (Cu); 2 – Лаханос (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 – Чиагура (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).

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

Другой тип гидротермально-осадочной минерализации (Ашикей) был обнаружен в аллохтоне, по-видимому, перемещенном в палеостроительную структуру из окраинного морского бассейна Палеотетиса. По данным [41], в местах проявления рудной минерализации наблюдается геологическая картина, сходная с Кипрской. Следует согласиться с М. Гюннером [31], который отнес "облагороженные" медью серноколчеданные залежи к кипрскому типу VMS. Было выяснено, что в районе Кюре, на месторождении Ашикей-Тайконду [29], базальты офиолитового комплекса по химическим характеристикам относятся к образованиям зон спрединга. Допускается, что в триасе – ранней юре спрединговая зона располагалась в задуговом бассейне.

Примерами прожилково-вкрапленных руд в Понтидах являются месторождения Мургул, Кутлулар, Черратаре и Лаханос. 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 Кизилкая [37], были известны гидротермально-осадочные залежи с "черными" и "желтыми" рудами, для которых характерны коллоидные полосчатые и фрамбоидальные текстуры.

Медно-свинцово-цинковая прожилково-вкрапленная минерализация – отличительная черта грузинских и армянских месторождений (запасы меди в каждом из них не превышали 400–450 тыс. т). Уникальным в рудно-геологическом смысле является грузинское месторождение Маднеули, в пределах которого пространственно сближены разноэтапные золотые, барит-сульфидные и мед-

ные руды (рис. 2). Меловая вулкано-тектоническая депрессия представляла собой часть задугового бассейна. Вулканоструктура складывается тремя комплексами, которые являются результатом функционирования в течение альба-кампана в начале вулканов трещинного типа, а затем и центральных [14]. Верхний комплекс – контрастный базальт-андезит-риодацитовый – завершает вулканическую деятельность. Рудоносными являются куполовидные "вздутия", образованные в местах выжимания риодацитовых экзтрузий среднего риодацитового комплекса (в состав которого входят игнимбриты, экзтрузии и лавы риолитов и риодацитов на склонах крупных вулканических построек). Последние слагаются андезитоидами нижнего вулканогенно-осадочного комплекса.

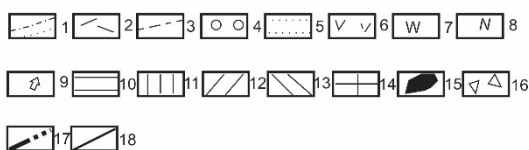
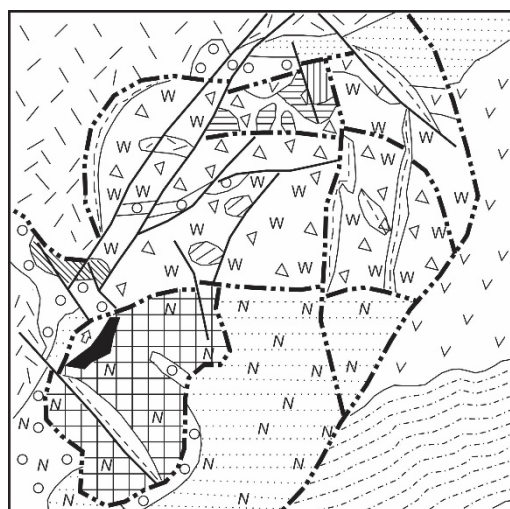
Рудоносные блоки ограничены разломами СЗ и СВ простираний, которые и являются магмо- и рудовыводящими. Под покровами лав риодацитов в результате гидротермального "коллапса" были сформированы эксплозивные брекчии, преобразованные во вторичные кварциты, кварц-гидрослюдистые с хлоритом метасоматиты и пропилиты. Нашими полевыми исследованиями было подтверждено, что Маднеульская вулкано-купольная постройка размещена на склоне Далидагского палеовулкана, сложенного, помимо пирокластических андезитодацитов, также покровами игнимбритов и лав риодацитов.

Важными и обязательными элементами рудоносной вулканоструктуры являются поздние гипабиссальные тела гранодиорит-порфиров, являющиеся, по-видимому, коматитами кампанского андезито-базальтового комплекса. На рис. 2 (одном из горизонтальных срезов месторождения) показано взаимоотношение руд и окорудных метасоматитов. Под игнимбритами и лавами куполов установлена следующая метасоматическая колонна: на верхних горизонтах и центральных частях – монокварциты, которые на глубине и флангах сменяются кварц-серпичит-хлоритовыми метасоматитами, а последние – пропилитизированными и огипсованными (часто с андалузитом) туффитами. На месторождении отчетливо выделяются два рудных уровня: верхний баритополиметаллический с золотом в кварцитах и нижний – в основном сложенный медными (с пиритом) прожилково-вкрапленными рудами.

Следует подчеркнуть, что баритовые, баритополиметаллические и медные руды разобщены в пространстве и, вероятно, являются разновозрастными. Золотое оруденение во "вторичных кварцитах" является наиболее ранним. Остается впечатление, что интенсивные преобразования пород с образованием метасоматической колонны внутри купольной маднеульской структуры предшествовали основному рудному процессу. Рудоносный блок ограничен разломами СЗ и СВ простираний, которые являлись магмо- и рудовыводящими. По нашим данным [36], базальты района ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0/0704910$) могли быть продуктами дифференциации неистощенной мантии, а риолиты маднеульского месторождения – продуктами верхней коры ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710269$). О коровом источнике риолитов и игнимбритов свидетельствует и установленные в них европиевые отношения (для риолитов $= \text{Eu}/\text{Eu}^* = 0/65-0/68$; игнимбритов – $0,52-0,58$), а также обогащение пород легкими РЗЭ и крупноионными литофильными элементами – K, Rb, Ba, Sr [8].

По данным Т.Ш. Гогишвили [14], метасоматическими изменениями была охвачена практически вся Болнисская вулкандепрессия (рис. 3). В палеодепрессии уверенно картируются метасоматические формации кислотного выщелачивания. Так, на представленной схеме в зоне кислотного выщелачивания выделяются вторичные кварциты (опал-алунитовые, кварц-гидрослюдистые, реже андалузит, кварц-серпичитовые и кварц-серпичит-хлоритовые); в зоне щелочного метасоматоза – кварц-адуляр-серпичитовые; в зоне кремнещелочного метасоматоза (пропилитах) – альбит-хлорит-пиритовые; альбит-хлорит-эпидот-гематитовые и альбит-хлорит-ангидритовые; в фельшпатоидах – кварц-калишпат-альбитовые, кварц-альбит-калишпат-хлоритовые, альбит-хлорит-адуляр-цеолитовые.

Распределения типоморфных слоистых силикатов, как и данные определения температур методом гомогенизации [2], свидетельствуют о наиболее высокотемпературных условиях минералообразования на уровне развития медных руд, где распространены слабо гидратированные слюды с высокотемпературной 2М политипной модификацией. На уровне развития барит-полиметаллических руд установлены гидротермальные слюды с низкотемпературной модификацией 1М.



Нам представляется уместным привести геохимические данные по породам, вмещающим месторождение Рапу-Рапу (Филиппины), опубликованные в научной лите-

Рис. 2. Геолого-структурная карта карьера месторождения Маднеули:

- 1 – экзтрузия риодацитов; 2 – лавы риолитов;
- 3 – субвулканические риолиты; 4 – витрокластические туфы;
- 5 – псаммо-псефитовые туффиты; 6 – агломеративные и псаммо-псефитовые ксенотуфы; 7 – вторичные кварциты;
- 8 – кварц-серпичит-хлоритовые метасоматиты; 9 – скопления гипса-ангидрита; руды: 10 – баритовые;
- 11 – массивные барит-свинцово-цинковые;
- 12 – прожилковые полиметаллические (с малой примесью барита или без него);
- 13 – прожилковые медно-цинковые; 14 – прожилково-вкрапленные медные; 15 – сплошные мелкозернистые колчеданные;
- 16 – эксплозивная брекчия; 17 – пологие разрывы;
- 18 – близвертикальные разрывы

ратуре [38]. 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. Дацинты близки по своим химическим характеристикам к дацитам задугового бассейна Сумису; основные породы характеризуются низкими содержаниями TiO_2 ($\leq 0,9\%$) и Zr (40–50 ppm), низким отношением Zr/Y (2,5–3) и небольшим содержанием РЗЭ. Основные породы являются типичными представителями толщ островных дуг и сопоставимы с миоценовыми андезито-базальтами месторождения Кууроко и олигоценowymi базальтами дуги Фиджи. Исследователи полагают, что обогащенные РЗЭ вулканические породы месторождения Рапу-Рапу сформировались на стадии активного рифтогенеза океанической дуги или задугового юрского бассейна [38]. 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 [36] свидетельст-

вуют 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.

В среднеюрских вулканитах Армении были размещены медные и барит-полиметаллические ныне отработанные месторождения – Алавердское, Шамлугское, Ахтальское, Кафанское. В Алавердском районе в разрезе среднеюрской толщи маломощные хемогенно-осадочные отложения сменяются сверху вниз гиакокластитами, скоплениями подводного коллювия, тефроидными турбидитами, лавами дацитов, андезитов и андезито-базальтов; рудовмещающая толща перекрыта позднеюрским вулканогенным комплексом [14].

Различия в характере руд отдельных сегментов палеостроительной дуги проявляют прямую зависимость от геодинамических режимов функционирования вулканов. Отметим также, что на Малом Кавказе поиски гидротермально-осадочных залежей руд цветных металлов (подобных рудам месторождения Чаели, Турция) обречены на явную неудачу, поскольку здесь отсутствуют "геодинамические основания" для их накопления.

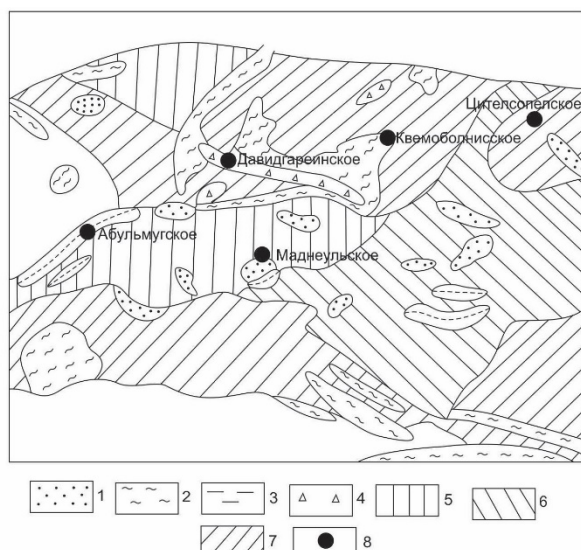


Рис. 3. Схема размещения метасоматических формаций в Болисском районе (по Т.Ш. Гогишвили).

Зоны кислотного выщелачивания: 1 – вторичные кварциты (опал-алунитовые, кварц-гидрослюдастые, реже андалузит-диаспоровые); 2 – аргиллизиты (гидрослюда-монтмориллонитовые, каолинит-алунитовые, хлорит-монтмориллонитовые); 3 – кварц-серицитовые и кварц-серицит-пиритовые.

Зоны щелочного метасоматоза:

4 – кварц-адуляр-серицитовые и гидроксидные.

Зоны кремнещелочного метасоматоза (пропилиты):

5 – альбит-хлорит-серицит-пиритовые;

6 – альбит-хлорит-серицит-пиритовые и альбит-хлорит-ангидритовые; фельшпатофиры; 7 – кварц-калишпат-альбитовые; кварц-альбит-калишпат-хлоритовые, альбит-хлорит-адуляр-цеолитовые, 8 – месторождения

Заключение. В заключении обратим внимание на возможные условия формирования руд.

Представления о магматическом источнике флюидов вулканогенных месторождений в последние годы потеряли свою привлекательность из-за трудностей, связанных с необходимостью объяснения вовлечения в гидротермальный процесс значительных объемов воды. Сам механизм отделения флюидов из магматических камер мыслится как относительно кратковременное явление. "Следы" последнего в магматических (интрузивных) телах выражены автометасоматическими изменениями, равномерным распределением субмикроскопических индивидов окислов в межзерновом пространстве породообразующих минералов. Изотопно-геохимические исследования склоняют исследователей к мысли о большой доле метеорных вод в гидросистемах вулканогенных месторождений [23, 25]. Экспериментальные работы [7, 34] по экстракции элементов из пород при РТ-условиях, соответствующих функционированию флюидов, допускают возможность рассмотрения магматических и осадочных образований в качестве источника металлов для вулканогенных месторождений.

На Малом Кавказе выполнен большой объем изотопно-геохимических и термобарогеохимических исследований, на основании которых, а также литературных дан-

ных по другим регионам, мы можем утверждать, что вулканогенные (колчеданного типа) месторождения отличаются следующие особенности:

1. Компонентный состав руд проявляет зависимость от петрохимических особенностей пород. Так, например, с андезито-базальтами и натриевыми риолитами ассоциирует медно-цинковая минерализация [17]. Было замечено, что рудоносные породы Срединно-океанических хребтов [21] включают сферические агрегаты окисно-рудных скоплений. В субщелочных эффузивах рифтовой долины Срединно-океанического хребта также обнаружены сульфиды в виде "капель" во вкрапленниках клинопироксена и полевого шпата [1]. Отсюда можно предположить, что некоторые из магматитов были изначально продуктивными.

2. В пределах рудных узлов пути миграции гидротерм обозначены изменениями минерального состава пород. В нисходящих ветвях проявлены аргиллизиты, а надинтрузивные и фланговые зоны масштабно пропилитизированы.

3. Барит-сульфидные руды во вторичных кварцитах проявляют (напр., на Маднеули) неярковыраженную вертикальную зональность. Штокверки медных и медно-цинковых руд часто перекрыты гипсоангидритовыми линзами, а перекрывающие их породы гематитизированы. Эта кар-

тина характерна и для гидротермально-осадочных залежей типа Куроко. Об этом писали еще в конце 60-х гг. прошлого столетия Т. Мацукама и Е. Хорикоси [18].

4. По солености гидротермальные растворы близки к морской воде, но обогащены по сравнению с последней Fe, Ag, Pb, Cu и Zn [35]. Невысокая соленость – характерная особенность флюидов для зон современного рудообразования [3]. Этому не противоречат данные и по Малокавказским месторождениям [13, 14]. На Малокавказских месторождениях максимальная температура минералообразования установлена методом гомогенизации и равна 410–390 °С для медных, а для барит-полиметаллических – 280 °С [26]; давления соответствовали 150–200 барам (были использованы диаграммы, опубликованные в работе [39]). По данным Д. Аревадзе и В. Ярошевича [2, 26], выполнившим криометрические исследования газово-жидких включений в прозрачных минералах руд, на Маднеули соленость флюидов, отлагавших медные и барит-цинково-свинцовые руды, была низкой – менее 40 гр-экв NaCl на литр раствора. Растворы характеризовались хлоридно-сульфатным, калий-натриевым составом. Эти данные подтверждены и результатами химических анализов водных вытяжек из кварца, сульфидов и барита.

5. Как известно из научной литературы [4, 40], наиболее благоприятные условия для стабильного накопления руд гидротермально-осадочных залежей создавались на дне морских бассейнов, глубины которых колебались в пределах 2–3 км.

6. Данные по изотопному составу водорода и кислорода флюидных включений в кварце, барите и кальците вулканогенных барит-полиметаллических руд интерпретируются в пользу высокой доли участия метеорных вод в рудообразовательном процессе. В то же время метеорная вода для некоторых медных месторождений могла уступать магматогенной [17, 25, 26].

По материалам, собранным в Мировом океане [6, 10–12, 22], можно заключить, что масштабный рудогенез осуществляется в случае протекания последовательных процессов: 1) кристаллизации магм; 2) взаимодействия приобретших "агрессивность" нагретых поверхностных вод с магматитами (причем тепловым источником являются внедрившиеся в вулканогенно-осадочные комплексы интрузии); 3) стабильного функционирования физико-химического барьера в области разгрузки гидротерм (впадины морского дна или закрытые структуры приповерхностных зон земной коры).

Развитие и функционирование гидросистем в вулканических комплексах можно представить следующим образом: в начале в задуговых и интрадуговых палеобассейнах – в локальных депрессиях отлагались вулканогенно-осадочные образования (причем, как правило, вулканогенные породы были известково-щелочными); вслед за спадом вулканической деятельности (в период инверсии вулканоструктур) внедрялись интрузии, кристаллизация которых происходила на глубинах около 2 км от поверхности или 1 км от морского дна. Гидротермально-осадочные залежи сходны по минеральному составу и структуре с современными потухшими "черными курильщиками". В них минеральная зональность объяснима перераспределением рудообразующих компонентов в результате разрушения "рудных холмов" и их диффузии с нижних на верхние уровни [9, 32].

На Кармадгерской островной дуге в вулканитах известны гидротермально-осадочные залежи типа Куроко [30]. По данным термогеохимических исследований соленость гидротермального раствора варьировала от 2,2 до 3,9 вес. % NaCl-экв. Температура гомогенизации колебалась от 175 до 322 °С. Мы привели этот пример, чтобы подчеркнуть стандартность физико-химических

условий формирования руд цветных металлов независимо от способа их отложения – эпигенетического или гидротермально-осадочного.

В условиях морского дна дестабилизация флюида происходит в связи с падением температуры и его окислением. Здесь допускается, с учетом состава взвесей, выбрасываемых "черными курильщиками" (пирит, пирротин, сфалерит), что металлы транспортировались в форме гидросульфитных комплексов. 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 кислорода, совпадающими с нижней границей устойчивости барита при равных активностях H_2S – SO_4^{2-} [24, 25, 36].

Зональность в эпигенетических барит-сульфидных залежах вулканогенных месторождений объясняется комплексом причин: 1) большей зависимостью растворимости медных минералов от температуры по сравнению с растворимостью сфалерита и галенита или различной устойчивостью комплексных соединений [20, 25]; 2) зависимостью осаждения металла от концентрации S^{2-} : так, при равных концентрациях металлов в растворе для выпадения меди и цинка требуется более высокая концентрация H_2S , чем для свинца [5]. Следует учитывать и действие сероводородного барьера, эффективность которого определяется малыми концентрациями S^{2-} [15].

Несколько слов и об образовании золотосодержащих кварцевых прожилков на Маднеули. Как нам представляется, они были образованы одновременно с формированием взрывных брекчий (начальный период гидротермального коллапса). Выпадение золота, кварца и малых количеств сульфидов во вторичных кварцитах на Маднеули, видимо, происходило в период дестабилизации флюида магматогенной природы. Ч. Хейнрих [33], который изучал Cu-Au порфировые месторождения, отметил, что в условиях высоких температур магматические воды с невысокой соленостью способны транспортировать золото. А также то, что одним из главных условий транспортировки золота является достаточное количество H_2S . Магматические флюиды в условиях высоких давлений "сжижаются" в жидкость без гетерогенного фазового перехода, и их влияние на окружающую среду выражается калиевыми и пропиловыми изменениями.

Список использованных источников

- Акимцев В.А. "Рудные" эффузивы борты рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта / В.А. Акимцев, В.Н. Шарапов // Докл. РАН. – 1993. – 331, № 3. – С. 329–331.
- Аревадзе В.А. Физико-химические условия формирования эндогенных месторождений Закавказья : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / В.А. Аревадзе. – Тбилиси : Мецниереба, 1989. – 54 с.
- Бортников Н.С. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в мировом океане / Н.С. Бортников, И.В. Викентьев // Геология рудных месторождений. – 2005. – Т. 47, № 1. – С. 16–50.
- Габлина И.Ф. Ассоциации сульфидов меди в современных океанских рудах гидротермального поля Логачёв (Срединно-Атлантический хребет, 140451) / И.Ф. Габлина, Н.Н. Мозговая, Ю.С. Бородаев, Т.В. Степанова, Г.А. Черкашев, М.И. Ильин // Геология рудных месторождений. – 2000. – Т. 42, № 4. – С. 329–349.
- Ганев И.Г. Перенос вещества гидротермальными растворами / И.Г. Ганев // Зап. Всесоюз. Минерал. об-ва. – 1989. – Вып. 1. – С. 3–16.
- Гринберг Г.А. Гидротермальное сульфидное оруденение в океане / Г.А. Гринберг, С.Г. Краснов, А.И. Айнемер, И.М. Порошина, Т.В. Степанова // Сов. геология. – 1990. – № 12. – С. 81–91.
- Гричук Д.В. Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре: оценки эволюции раствора / Д.В. Гричук, М.В. Борисов, Г.Л. Мельникова // Геология рудных месторождений. – 1984. – № 4. – С. 3–24.
- Гугушвили В.И. Коровые и мантийные источники мелового вулканизма и сульфидного рудообразования в Болнисском рудном районе / В.И. Гугушвили, М.А. Кекелия, Ч. Мун, М.П. Нацвлишвили // Тр. ГИН АН Грузии. – 2002. – Вып. 117. – С. 412–419.

9. Ельянова Е.А. Формирование состава и строения руд при современном и древнем колчеданообразовании / Е.А. Ельянова // Сов. геология. – 1989. – № 12. – С. 17–26.
10. Ельянова Е.А. Формирование современных и древних субмаринных колчеданов: состав и строение / Е.А. Ельянова // Модели вулкано-осадочных рудообразующих систем: тез. докл. междунар. конф.; под ред. В.Е. Попова. – СПб., 1999. – С. 26–27.
11. Ельянова Е.А. Океанский рудогенез / Е.А. Ельянова, Е.Г. Мирлин // Сов. геология. – 1990. – № 6. – С. 47–55.
12. Зоненшайн А.П. Новая глобальная тектоника (тектоника плит) / А.П. Зоненшайн, А.А. Ковалёв (ред.). – М.: Мир, 1974. – 471 с.
13. Кекелия С.А. Геолого-генетические модели альпийских вулкано-генных месторождений цветных металлов Средиземноморского металлогенетического пояса / С.А. Кекелия, В.З. Ярошевич, И.П. Ратман // Геология и геофизика. – 1991. – № 8. – С. 71–79.
14. Кекелия С.А. Вулканогенные месторождения цветных металлов палеоостроводужных сооружений и методика их прогнозирования / С.А. Кекелия, А.Н. Амбокадзе, И.П. Ратман. – Тбилиси: Мецниереба, 1993. – 96 с.
15. Крайнов С.П. Геохимические условия осаждения цинка и свинца из рассолов седиментационных бассейнов на сульфидном барьере / С.П. Крайнов, Л.И. Матвеев, Г.А. Соломин // Геохимия. – 1988. – С. 1708–1719.
16. Кривцов А.И. Прикладная металлогения / А.И. Кривцов. – М.: Недра. – 1989. – 288 с.
17. Меднорудные месторождения – типы и условия образования / под ред. А.И. Кривцова, Ю.В. Богданова, М.Б. Бородаевской, А.Д. Генкина, Н.К. Курбанова, А.П. Лихачева, И.Ф. Мигачева. – М.: Недра, 1987. – 197 с.
18. Мацукама Т. Обзор месторождений Куроко в Японии / Т. Мацукама, Е. Хорикоси; под ред. Т. Тацуми // Вулканизм и рудообразование. – М.: Мир, 1973. – С. 129–151.
19. Монин А.С. История океана Тетис / под ред. А.С. Мониной, Л.П. Зоненшайна. – М.: Ин-т океанологии, 1987. – 155 с.
20. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений / Л.Н. Овчинников. – М.: Недра, 1988. – 255 с.
21. Прокопцев Г.Н. Образование металлоносных гидротерм на дне океана / Г.Н. Прокопцев, Н.Г. Прокопцев // Изв. Акад. наук СССР. Сер. геологическая. – 1990. – № 4. – С. 34–44.
22. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане / П. Рона. – М.: Мир, 1986. – 160 с.
23. Сняжков В.И. Общие рудогенетические модели эндогенных рудных формаций / В.И. Сняжков. – Новосибирск: Наука, 1986. – 243 с.
24. Твалччелидзе А.Г. Геохимические условия формирования месторождений массивных сульфидных руд / А.Г. Твалччелидзе. – М.: Недра, 1987. – 188 с.
25. Франклин Дж.М. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации / Дж.М. Франклин, Дж.У. Лайдон, Д.Ф. Сангстер; под ред. Б.С. Скиннера // Генезис рудных месторождений. – М.: Мир, 1984. – Т. 2. – С. 39–252.
26. Ярошевич В.С. Генетические особенности рудных формаций Кавказа по данным изотопных исследований: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / В.С. Ярошевич. – Тбилиси: Мецниереба, 1985. – 52 с.
27. Akçay M. Geology, mineralogy and geochemistry of the Çayeli massive sulfide ore deposit, Rize, NE Turkey / M. Akçay, M. Arar // In: A. Stanley (ed), Mineral Deposits: Processes to processing, Balkema, Rotterdam. – 1999. – P. 459–462.
28. Altun Y. Geology of the Çayeli-Madenköy copper-zinc deposit and the problems related to mineralization / Y. Altun // Mineral Res. Expl. Bull., Ankara. – 1977. – V. 89. – P. 10–24.
29. Çakır Ü. Geological characteristics of the Aşıköy-Toykundu (Küre-Kastamonu) massive sulfide deposits / Ü. Çakır // Mineral. Res. Expl. Bull., Ankara. – 1995. – V. 117. – P. 29–40.
30. De Ronde C.E.J. Hydrothermal fluids associated with seafloor mineralization at two southern Kermadec arc volcanoes, offshore New Zealand / C.E.J. de Ronde, K. Faure, C.J. Bray, D.A. Chappell, I.C. Wright // Mineralium Deposita. – 2003. – V. 38. – P. 217–233.
31. Güner M. Sulfide ores and geology of the Küre area Pontid in N Turkey / M. Güner // Mineral Research and Exploration Bulletin. – 1980. – V. 94. – P. 65–109.
32. Hannington M.D. Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits / M.D. Hannington, J.M. Peter, S.D. Scott // Econ. Geol. – 1986. – V. 81. – P. 1867–1883.
33. Heinrich Ch.A. The physical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study / Ch.A. Heinrich // Mineralium Deposita. – 2005. – V. 39. – P. 864–889.
34. Hodgson C.L. The geological setting of the volcanogenic massive sulfide deposits and active hydrothermal systems: some implications for explorations / C.L. Hodgson, S.M. Lyndon // Canadian Mining Metallurgical Bull. – 1977. – V. 70. – P. 95–106.
35. Mottl M.J. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalts seawater. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species. / M.J. Mottl, H.D. Holland, R.F. Corr // Geochim. et acta. – 1979. – V. 43. – P. 869–884.
36. Kekelia S. Ore-forming systems in volcanogenic-sedimentary sequences by the example of non-ferrous metal deposits of the Caucasus and Eastern Pontides, Ankara (Turkey) / S. Kekelia, M. Kekelia, Z. Otkhmezuri, Ch. Moon, N. Ozgür // Mineral. Res. Expl. Bull. – 2004. – V. 129. – P. 1–16.
37. Lethch Graig H.B. Mineralogy and textures of the Lakhanos and Kizilkaya massive sulphide deposits, Northeastern Turkey, and their similarity to Kuroko ores / H.B. Lethch Graig // Mineralium deposita. – 1981. – V. 16. – P. 241–257.
38. Sherlock R.L. Geological setting of the Rapu Rapu gold-rich volcanogenic massive sulfide deposits, Albay Province, Philippines / R.L. Sherlock, T.I. Barret, P.D. Lewis // Mineralium deposita. – 2003. – V. 38. – P. 813–830.
39. Shepherd T.J. A practical guide to fluid inclusion studies / T.J. Shepherd, A.H. Rankin, D.H.M. Alderton. – Blaskie, Glasgow and London, 1985. – 239 p.
40. Stackelberg I. Van and the shipboard scientific party. Hydrothermal sulfide deposits in backarc spreading centers in the Southwest Pacific / I. Stackelberg // BGC Circular. – 1985. – V. 27. – P. 3–14.
41. Ustaömer T. Late Paleozoic-Early Mesozoic marginal basins along the active southern continental margin of Eurasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions / T. Ustaömer, A.H.F. Robertson // Geological Journal. – 1993. – V. 120. – P. 1–20.

References

1. Akimtshev, V.A., Sharapov, V.N. (1993). "Ore" effusives of the rift valley of the Mid-Atlantic Ridge. Reports of the Russian Academy of Sciences, 331, 3, 329–331. [In Russian].
2. Arevadze, V.A. (1989). Physico-chemical conditions of formation of endogenous deposits of Transcaucasus. Abstract for the doctoral thesis. – Tbilisi: Metsniereba, 54 p. [In Russian].
3. Bortnikov, N.C., Vikehtiev, I.V. (2005). Modern Polymetallic sulphide mineralization in the World's ocean. Geology of Ore deposits, 47, 1, 16–50. [In Russian].
4. Fablina, I.F., Mozgova, N.N., Borodaev, U.S., Stelanova, T.V., Cherkashev, G.A., Ilin, M.I. (2000). Association of copper sulfide ores in the modern ocean ore zones in hydrothermal field. Logachev (Mid-Atlantic Ridge, 140651). Geology of Ore deposits, 42, 4, 329–349. [In Russian].
5. Ganeev, I.G. (1989). Transfer of substance by hydrothermal solutions. Notes of Mineralogical Society of USSR, 1, 3–16. [In Russian].
6. Grinberg, G.A., Krasnov, S.G., Ainemer, A.I., Poroshina, I.M., Stepanova, T.B. (1990). Hydrothermal sulfide mineralization in the ocean. Soviet Geology, 12, 881–891. [In Russian].
7. Grichuk, D.V., Borisov, M.V., Melnikov, G.L. (1984). Thermodynamic model of hydrothermal system in the oceanic crust: assessment of the evolution of the solution. Geology of Ore deposits, 4, 3–24. [In Russian].
8. Gugushvili, V.I., Kekelia, M.A., Mun, Ch., Natsvlishvili, M.P. (2002). The crust and mantle source of Cretaceous volcanism and sulfide mineralization in Bolnisi District. Trudi GIN AN of Georgia. New episode, 117, 412–419. [In Russian].
9. Elanova, E.A. (1989). Formation of composition and structure of the ore at the modern and ancient VMS system. Soviet geology, 12, 17–26. [In Russian].
10. Elanova, E.A. (1999). Formation in modern and ancient submarine VMS ore: composition and structure. Model volcano-sedimentary ore-forming system: abstracts to the International conference. Popov, V.E. (Ed.). Saint Petersburg, 26–27. [In Russian].
11. Elanova, E.A., Mirlin, E.G. (1990). Ocean ore-forming system. Soviet geology, 6, 47–55. [In Russian].
12. Zonenshain, A.P., Kovaliov, A.A. (1974). New global tectonic (plate tectonic). M.: Mir, 471 p. [In Russian].
13. Kekelia, S.A., Iaroshovich, V.Z., Patman, I.P. (1974). Geological genetic model of Alpine nonferrous metals of the Mediterranean metallogenic belt. Geology and Geophysics, 8, 71–79. [In Russian].
14. Kekelia, C.A., Ambokadze, A.N., Ratman, I.P. (1984). Paleoisland ocanic deposits of nonferrous metals and methods of their prospecting. – Tbilisi: Metsniereba, 96 p. [In Russian].
15. Krainov, C.P., Matveev, L.I., Solomin, G.A. (1988). Geochemical conditions of deposition of zinc and lead from brines of sedimentary basins on sulfide barrier. Geochemistry, 1704–1719. [In Russian].
16. Krivtsov, A.I. (1989). Applied metallogeny. – M.: Nedra, 288 p. [In Russian].
17. Krivtsov, A.I., Nogdanov, U.V., Borodaevskaia, M.B., Genkin, A.D., Kurbanov, N.K., Likhachev, A.P., Migachev, I.F. (1987). Madneuli ore deposit – the type and depositional environment. – M.: Nedra, 197 p. [In Russian].
18. Matsukama, T., Khorikosi, E. (1973). Overview of Kuroko ore deposit in Japan. Tatsumi (Ed.) / Volcanism and ore formation. – M.: Mir, 129–151. [In Russian].
19. Monin, A.C., Zonenshain, L.P. (Ed.). (1987). History of ocean of Tethys. Moscow, Institute of Oceanology, 155 p. [In Russian].
20. Ovchinnikov, L.N. (1988). The formation of ore deposits. – M.: Nedra, 255 p. [In Russian].
21. Prokoptsev, G.N. (1990). The formation of metalliferous fluids on the ocean floor. Proceedings of the SSR Academy of Sciences, Geological series, 4, 34–44. [In Russian].
22. Rona, P. (1986). Hydrothermal mineralization in the spreading areas of the ocean. (1986). – M.: Mir, 160p. [In Russian].
23. Siniakov, V.I. (1986). General ore genetic model of endogenous ore formations. Novosibirsk: Nauka, 243 p. [In Russian].
24. Tvalchrelidze, A.G. (1987). The hydrothermal conditions of formation of massive sulfide ores. – M.: Nedra, 188 p. [In Russian].
25. Franklin, D.J., Laidon, D.J., Sangster, D.F. (1984). Volcanogenic massive sulfide deposits. Genesis of ore deposits. Skinner, B.S. (Ed.). – M.: Mir, 2, 39–252. [In Russian].

26. Iaroshevich, B.Z. (1985). Genetic features of ore formations of the Caucasus according to the isotope studies. Abstract of Candidate thesis. – Tbilisi : Metsniereba, 52 p. [In Russian].
27. Akçay, M., Arar, M. (1999). 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, 459–462.
28. Altun, Y. (1977). Geology of the Çayeli-Madenköy copper-zinc deposit and the problems related to mineralization. Ankara, Mineral Res. Expl. Bull., 89, 10–24.
29. Çakir, Ü. (1995). Geological characteristics of the Aşıköy-Toykundu (Küre-Kastamonu) massive sulfide deposits, Mineral. Res. Expl. Bull., 117, Ankara, 29–40.
30. De Ronde, C.E.J., Faure, K., Bray, C.J., Chappell, D.A., Ian, C. Wright, I.C. (2003). Hydrothermal fluids associated with seafloor mineralization at two southern Kermadec arc volcanoes, offshore New Zealand. Mineralium Deposita, 38, 217–233.
31. Güner, M. (1980). Sulphide ores and geology of the Küre area Pontid in N Turkey. Mineral Research and Exploration Bulletin, 65–109.
32. Hannington, M.D., Peter, J.M., Scott, S.D. (1986). Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits. Econ. Geol., 81, 1867–1883.
33. Heinrich, Ch.A. (2005). The physical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. Mineralium Deposita, 39, 864–889.
34. Hodgson, C.L., Lyndon, S.M. (1977). The geological setting of the volcanogenic massive sulfide deposits and active hydrothermal systems:

- some implications for explorations. Canadian Mining Metallurgical Bull., 70, 95–106.
35. Mottl, M.J., Holland, H.D., Corr, R.F. (1979). Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalts seawater. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species. Geochim et acta, 43, 869–884.
36. Kekelia, S., Kekelia, M., Otkhmezuri, Z., Moon, Ch., Ozgür, N. (2004). 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, 1–16.
37. Lethch Graig, H.B. (1981). Mineralogy and textures of the Lakhnos and Kizilkaya massive sulphide deposits, Northeastern Turkey, and their similarity to Kuroko ores. Mineral deposita, 16, 241–257.
38. Sherlock, R.L., Barret, T.I., Lewis, P.D. (2003). Geological setting of the Rapu Rapu gold-rich volcanogenic massive sulfide deposits, Albay Province, Philippines. Mineralium deposita, 38, 813–830.
39. Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M. (1985). A practical guide to fluid inclusion studies. Blaskie, Glasgow and London, 239 p.
40. Stackelberg, I., Van and the shipboard scientific party. (1985). Hydrothermal sulfide deposits in backarc spreading centers in the Southwest Pacific. BGC Circular, 27, 3–14.
41. Ustaömer, T., Robertson, A.H.F. (1993). 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, 1–20.

Надійшла до редколегії 29.05.17

S. Kekelia, Dr Sci (Geol.-Min.), Chief scientific researcher
Email: sergokekeliya@yahoo.com, tel: +995 592 082390,
M. Kekelia, Dr Sci (Geol.-Min.), Head of department
Email: kekeliya33@yahoo.com, tel: +995 599716984,
N. Popkhadze, PhD (Geol.), Scientific researcher
Email: nino_popkhadze@yahoo.com, tel: +995 599161694,
N. Gagnidze, PhD (Geol.), Scientific researcher
Email: nonagagnidze@gmail.com, tel: +995 595515286
Iv. Javakhishvili Tbilisi State University
Al. Janelidze Institute of Geology, 31, Politkovskaia Str., Tbilisi, 0186, Georgia

THE VOLCANOGENIC DEPOSITS OF NON-FERROUS METALS OF PALEOISLAND ARC ENVIRONMENT ASSOCIATED WITH WALL ROCK ALTERATIONS OF HOST ROCKS AND PROBLEMS OF ORE GENESIS (on the example of ore districts in Georgia, Armenia and Turkey)

The goal of our work is the study of ore wall rock zones of the volcanogenic deposits of non-ferrous metals of paleoisland arc environment (on the example of Madneuli ore deposit) and determination of the conditions of their formations using geochemical and geothermobarometry investigations. Methods: the mapping of the open pit of Madneuli deposit, determination of the content of trace elements by ICP-MS, in the US Geological Survey and Caucasian Institute of Mineral Resources chemical geothermobarometry investigations were held and the isotopic composition of oxygen and hydrogen in the ore was determined. The results: the structural features of ore deposits, character of ore wall rock zones were identified, mineral composition of metasomatic rocks was defined and the multistage formation of deposits was proved. Scientific novelty: at the end the conclusion (including some scientific ideas about the genesis of ore deposits) about genesis of volcanogenic deposits of Alpien paleoisland arc environment taking into account the studies of geothermobarometry investigations by the authors was given. Practical significance: described features of ore wall rock zones can be successfully used in other regions of the world in order to find new volcanogenic ore deposits.

Keywords: Caucasus, Volcanogenic deposits, structure, non-ferrous metals, metasomatic alterations.

C. Кекелія, д-р геол.-мінерал. наук, голов. наук. співроб.
E-mail: sergokekeliya@yahoo.com, тел: +995 592082390,
М. Кекелія, д-р геол.-мінерал. наук, зав. Відділом
E-mail: kekeliya33@yahoo.com, тел: +995 599716984,
Н. Попхадзе, акад., д-р з геології, наук. співроб.
E-mail: nino_popkhadze@yahoo.com, тел: +995 599 161694,
Н. Гагнідзе, акад., д-р з геології, наук. співроб.
E-mail: nonagagnidze@gmail.com, тел: +995 595 515286
Тбіліський державний університет ім. І. Джавахішвілі
Геологічний інститут, вул. Палітківської, 31, м. Тбілісі, 0186, Грузія

ВУЛКАНОГЕННІ РОДОВИЩА КОЛЬОРОВИХ МЕТАЛІВ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНИХ СПОРУД І ПРОБЛЕМИ ГЕНЕЗИСУ РУД (на прикладі рудних об'єктів Грузії, Вірменії та Туреччини)

Мета: вивчення околорудного простору вулканогенних родовищ кольорових металів палеоостроводужних споруд (на прикладі Маднеульського родовища) і визначення умов їхнього формування з використанням геохімічних і термобарогеохімічних досліджень.

Методи: виконано картування кар'єру Маднеульського родовища, визначено вміст рідкісних і розсіяних елементів на приладі ICP-MS, у Геологічний службі США і Кавказькому інституті мінеральної сировини проведено термобарогеохімічні дослідження та визначено ізотопний склад кисню і водню в рудах.

Результати: виявлено структурні особливості родовища, характер околорудного простору, визначено мінеральний склад метасоматитів і доведено багатостадійність формування родовищ.

Наукова новизна: висловлено міркування про генезис вулканогенних родовищ альпійських палеоостроводужних споруд з урахуванням виконаних авторами термобарогеохімічних досліджень, а також із залученням існуючих у науковому світі уявлень про генезис родовищ.

Практична значимість: описані особливості околорудного простору можуть бути з успіхом використані в інших регіонах світу для пошуків родовищ вулканогенного класу.

Ключові слова: Кавказ, вулканогенні родовища, структура, кольорові метали, метасоматичні зміни.