

## GEOLOGİYA

УДК 24.49.07

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ АЛЬПИД МАЛОГО КАВКАЗА

С.А.КЕКЕЛИЯ<sup>1</sup>, В.М.БАБА-ЗАДЕ<sup>2</sup>, М.А.КЕКЕЛИЯ<sup>1</sup>,  
Ш.Ф.АБДУЛЛАЕВА<sup>2</sup>, А.М.ИСМАЙЛОВА<sup>2</sup>, У.И.КЕРИМЛИ<sup>2</sup>,  
Г.Л.АСАТИАНИ<sup>1</sup>, А.Н.РАЗМАДЗЕ<sup>1</sup>, И.Н.МАХАТАДЗЕ<sup>1</sup>

1 – Институт Геологии Грузии,

2 – Бакинский Государственный Университет  
*sergokekelia@yahoo.com, shakhla.a.@gmail.com*

*Малокавказское складчатое сооружение, развившееся на стыке двух литосферных микроплит – Понтийско-Южнокавказской и Северо-Иранской, отличается насыщенность металлическими рудопроявлениями. Здесь в течение альпийской эпохи были образованы, в связи с формированием вулканоплутонических геодинамических комплексов, вулканогенные и плутоногенные (порфиоровые) проявления цветных и благородных металлов, а также железо-скарновые. Некоторые из них оказались промышленно значимыми и поэтому разрабатывались или разрабатываются. На Малом Кавказе авторами статьи выделены пять металлогенических зон и вкратце охарактеризованы наиболее представительные месторождения последних. На базе имеющихся в распоряжении авторов аналитических данных (термобарогеохимических, химических и изотопно-геохимических), а также с привлечением литературного материала, высказаны соображения об источнике рудного вещества и возможных путях развития некоторых флюидных палеосистем Малого Кавказа.*

**Ключевые слова:** Малый Кавказ, складчатое сооружение, металлогеническая зона, палеоостровная дуга, литогеодинамический комплекс, рудно-магматические системы, рудное поле, месторождение, рудное вещество, золото, медь, молибден, ртуть.

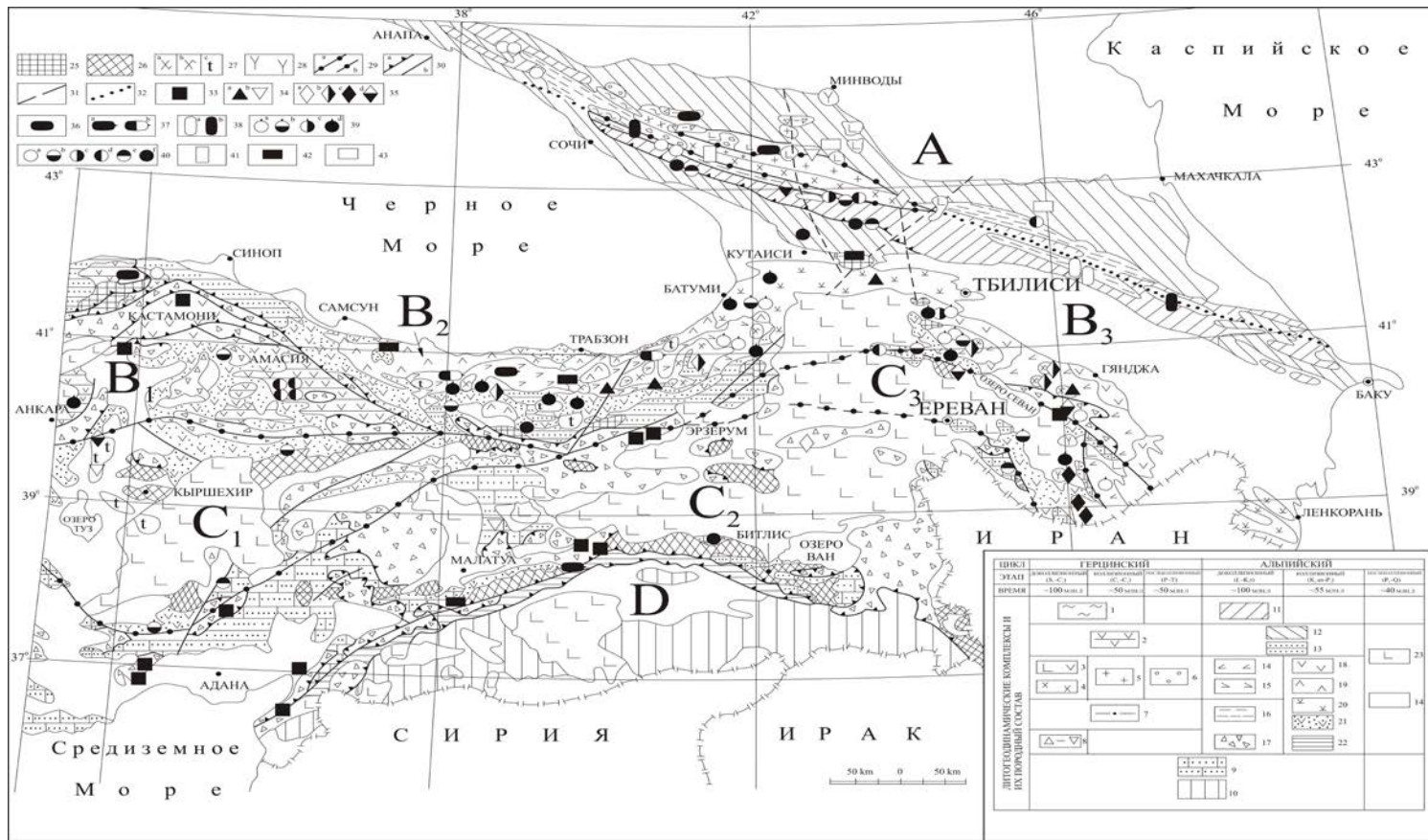
**Вступление**

Горное сооружение, выделяемое под названием Малый Кавказ, как известно, было сформировано в результате конвергентного взаимодействия Понтийско-Южнокавказской (окраина Евразийского континента) и Северо-Иранской океанических микроплит [68, 79]. В составе последней «дрейфовал» Даралагёзский континентальный блок Гондванского происхождения, сегмент Альпийско-Гималайского складчатого пояса – Кавказ-Восточная Турция (рис.1).

Следует отметить, что в центральной части Альпийско-Гималайского складчатого пояса сохранены фрагменты Понтийско-Южнокавказской палеодуги и прилегающие к ним задуговые палеобассейны. Здесь лито-

геодинамические комплексы местами были подвергнуты воздействию интенсивных эпигенетических эндогенных процессов, в результате чего были образованы наиболее масштабные вулканогенные месторождения цветных и благородных металлов. В Понтидах (Турция) размещено крупное вулканогенно-осадочное месторождение – Чаели, которое относят к типу Куроко, а также Кюре и Ашикой (Кипрского типа) [65, 71, 72, 77], эпигенетические медные Лаханос, Мургул и др. На Чаели (рис.2; разрез любезно представлен производственными геологами, работающими на руднике) промышленные запасы руды составляют 15,9 млн.т, содержание меди – 4,4%, цинка – 6,1%, золота – 0,8г/т, серебра – 44г/т. На Чаели сульфидные скопления сосредоточены в одном рудном теле, максимальная мощность которого 100 м [66], оно прослежено на 920 м. Рудовмещающая структура складывается надрудными базальтовыми лавами и подрудными пропилитизированными дацитами. Под массивной сульфидной залежью – в дацитах проявлены прожилковые руды.

В пределах восточной части палеоостровной дуги (Сомхито-Карабахской зоны) обнаружены и эксплуатировались в прошлом веке медные, барит-полиметаллические и скарново-железородные месторождения; коллизионные палеогеновые вулканоструктуры специализированы на медь, барит, цинк, свинец и благородные металлы. Для обдуцированных меловых океанических пород (Гейча – Акеринская или Амасия-Акеринская зона) характерны золото-теллурические и ртутные месторождения. Даралагезский блок испытал олигоцен – неогеновую тектоно-магматическую активизацию, которая привела к формированию внушительных по масштабам медно-молибден-порфирических месторождений. Последние сопровождаются небольшими по масштабам, но промышленно значимыми сателлитовыми золоторудными проявлениями. На Малом Кавказе выделяются 5 металлогенических зон: 1) Аджаро-Триалетская палеогеновая рифтогенная, коллизионная золотоносная; 2) Болнисско-Казахская меловая, вмещающая медные, цинковые и золотые месторождения; 3) Сомхито-Карабахская среднеюрско-раннемеловая с медными, барит-полиметаллическими, золотыми, скарново-железородными и алуническими месторождениями; 4) золотоносная и ртутоносная Гейча-Акеринская (здесь обдуцированные меловые осадки были активизированы в неогене); 5) медь-молибден-золотосодержащая Даралагезская (рис.3). Вторая и третья металлогенические зоны являются фрагментами альпийской Понтийско-Малокавказской островодужной палеосистемы. Напомним читателю, что до создания теории тектоники литосферных плит (60-ые годы прошлого столетия) эти две зоны не выделялись, а рудная минерализация, характерная для этой части Малого Кавказа, была объединена в единую Сомхито-Карабахскую металлогеническую зону. На тектонических картах Кавказа эта зона также называлась Сомхито-Карабахской. Отметим, что предлагаемая схема металлогенического районирования Малого Кавказа находит прямое подтверждение при анализе геологических (тектоническая позиция и формы проявлений магматизма) и геофизических (гравиметрия, магнитометрия, сейсморазведка) данных.



**Рис.1. Схема размещения литогеодинамических комплексов и главнейших типов металлических месторождений центральной части (Понтиды, Тавриды, Большой и Малый Кавказ) Альпийско-Гималайского горно-складчатого пояса**

Герцинские литогеодинамические комплексы: *активной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента*: 1-шельфовых зон и склона континента (андезиты-базальты, углистые глинистые сланцы, известняки, девон-карбон, зеленокаменные изменения, Большой Кавказ); 2-шельфовых зон континента (песчаники, конгломераты, углистые сланцы, андезиты-базальты, карбон-триас, зеленокаменные изменения, Понтиды); 3-энсиматической островной дуги (базальты, риолиты, кремнистые сланцы, карбонатные песчаники, девон-ранний карбон, Большой Кавказ); 4-энсиалической островной дуги (габбро, натриевые гранитоиды, параметаморфиты и кристаллические сланцы, докембрий (?) - ранний палеозой, Большой Кавказ); 5-активизированных блоков энсиалической дуги (коллизийные калий-натровые гранитоиды, ставролитовые и биотит-мусковитовые сланцы, поздний палеозой, Большой Кавказ); 6-континентальных депрессий (глинистые сланцы, песчаники, андезиты-базальты, риолиты, пермь-триас, Большой Кавказ); 7-палеоокеанного моря – склона и подножия континента (углеродистые глинистые сланцы, песчаники, андезиты-базальты, олистостромы, известняки, девон-триас, зеленокаменные изменения, южный склон Большого Кавказа); 8-ложа океана (карбонатные и кремнистые глинистые сланцы, базальты, перидотиты, дуниты, риолиты—в аллохтонном залегании, Большой Кавказ); *пассивной окраины Гондванского, а в мезозое Афро-Аравийского, палеоконтинента*: 9-шельфовых зон (глины, карбонатные глины и песчаники, известняки, местами андезиты-базальты, туффы, палеозой-мел, Киршехирский, Таврский и Даралагёзский блоки); 10-шельфовых и континентальных зон Аравийского поднятия (песчаники, глины, известняки, конгломераты, палеозой-эоцен).

Альпийские литогеодинамические комплексы: *активной окраины Евразийского палеоконтинента*: 11-склона и подножия Южнокавказского микроконтинента (андезиты-базальты, трахиандезиты, терригенно-карбонатный флиш, углеродистые глинистые сланцы, гранодиориты, юра-ранний мел, южный склон Большого Кавказа); 12-шельфовых зон Скифского и Южнокавказского микроконтинентов (андезиты, андезиты-базальты, глинистые сланцы, песчаники, пестроцветные глины с сульфатами, известняки и доломиты, мергели, туффы, юра-палеоген, Большой Кавказ); 13-шельфовых зон и склона Понтийского микроконтинента (андезиты-базальты, песчаники, известняки, глинистые сланцы, ранняя юра; конгломераты, известняки, базальты, коралловые известняки, мергели, поздняя юра-мел; терригенно-карбонатный флиш, поздний мел, Понтиды); 14-Малокавказской энсиматической островной дуги (андезиты-базальты, риодациты, туффы, песчаники, глинистые сланцы, тоналиты, диориты, байос-ранний мел, южный борт Закавказского микроконтинента); 15-Понтийской энсиматической островной дуги (андезиты-базальты, риодациты, мергели, песчаники, глинистые сланцы, поздний мел (турон-сантон), Восточные Понтиды); 16-котловин окраинного палеоморя (глинистые сланцы, базальты, риолиты, габбро-диабазы, ранняя юра, Большой Кавказ); 17-океанических зон в аллохтонном залегании (в составе сутур и обдурченных надвиговых пластин - ультрабазитовый «меланж», гарцбургиты, серпентиниты, габбро, толеитовые и щелочные базальты, терригенно-карбонатный флиш с горизонтами офиокластовых олистостром, радиоляриты; Понтиды, Тавриды и Малый Кавказ); 18-Малокавказских остаточных задуговых вулканодепрессий (андезиты, риодацитовые игнимбриты, риолиты, трахириолиты, известняки, базальты, гранодиориты, сенон-дат); 19-Понтийских остаточных задуговых вулканодепрессий (базальты, риодациты, трахириолиты, коралловые известняки, кампан-дат); 20-внутриплитных рифтогенных вулканодепрессий (трахиандезиты, трахибазальты, вулкано-терригенный флиш с олистостромовыми горизонтами, габбро-диориты, монзониты, сиениты, щелочные габброиды и сиениты, эоцен, Малый Кавказ и Понтиды); 21-наложенных, в основном на доколлизийные структуры, морских вулканодепрессий (андезиты, трахиандезиты, терригенно-карбонатный флиш, песчаники, глины, эоцен; Понтиды, Тавриды и Малый Кавказ); 22-флишевых прогибов (южный борт Тавра), заложенных в начале столкновения Таврского микроконтинента с Евразийским континентом (песчаники, мергели, глины, обломки ультрабазитов, сенон-палеоген); 23-активизированных блоков горно-складчатых сооружений (андезиты, андезиты-базальты, их пирокластиты, неоген-квартер); 24-межгорных и передовых прогибов горно-складчатых сооружений (морская и континентальная молассы, олигоцен-квартер).

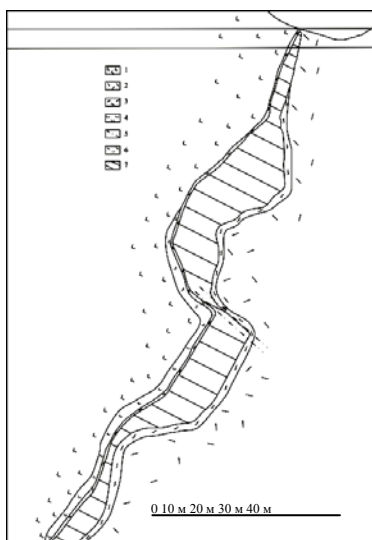
25-Кристаллический фундамент Евразийского континента (докембрий-ранний палеозой); 26-кристаллический фундамент Афро-Аравийского континента (докембрий ?); 27-гранитоиды (докол-

лизийские: а-раннемеловые, в-позднемеловые; с-коллизийные, эоцен-олигоценные); 28-пост-коллизийные монциты, сиениты, гранодиориты. 29-сутуры (а-установленные, в-предполагаемые под молодыми отложениями); 30-разрывные нарушения (а-надвиги и взбросо-надвиги, в-близ-вертикальные разломы); 31-Кавказские линейные по результатам дешифрирования космических снимков (Бызова и др., 1973); 32-предполагаемая граница между Скифской и Закавказской микро-плитами.

*Генетические типы месторождений:* 33-магматический (хромитовое сырьё); 34-скарновый (а-железорудные, в-вольфрам-молибденовые); 35-гидротермальный плутогенный (а-полиметаллические, в-медно-порфировые, с-медно-молибден-порфировые, d-золоторудные); 36-гидротермально-осадочный в вулканических толщах (медные с цинком); 37-комбинированный гидротермально-осадочный и эпигенетический (штокверковый) в вулканических толщах (а-медные, в-медно-цинковые); 38-гидротермально-осадочный в глинисто-сланцевых толщах (а-полиметаллический, в-медный); 39-гидротермальный эпигенетический в вулканических толщах (а-медные; в-полиметаллические с баритом; с-полиформационные: медные, баритовые, барит-полиметаллические, золоторудные во вторичных кварцитах; d-собственно золоторудные, f-алунитовые); 40-амагматогенный (телетермальный) (а-ртутные, в-мышьяковые (реальгар-аурипигментовые), с-мышьяковые (арсенопиритовые с золотом), d-золотые с сурьмой, е-свинцово-цинковые в карбонатных толщах, f-баритовые); 41-гидротермально-метаморфогенный (вольфрамовые); 42-осадочный и вулканогенно-осадочный (?) (марганцевые); 43-осадочный (целестиновые).

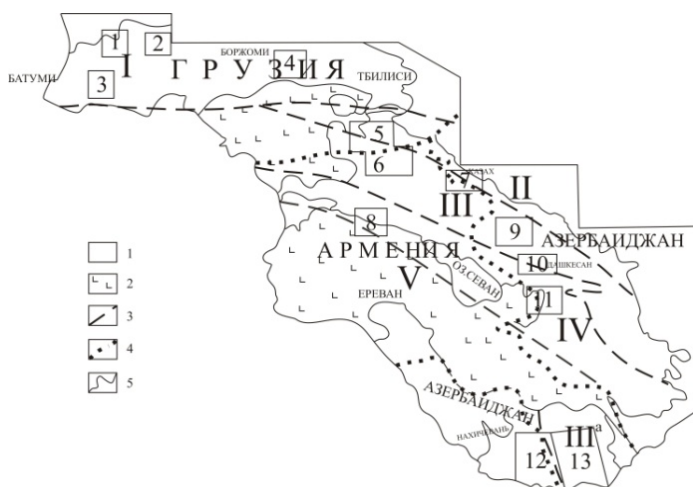
*Значительные месторождения Евразийской активной палеоокраины:* 1-Ашикей (Cu), 2-Лаханос (Cu, Zn, Pb), 3-Чаели-Маденкой (Cu, Zn), 4-Мургул (Cu, Zn), 5-Чиатура (Mn), 6-Филизчай (Zn, Pb, Cu), 7-Кизил-Дере (Cu), 8-Маднеули (Cu, Zn, Pb, Au, BaSO<sub>4</sub>), 9-Алаверди (Cu), 10-Шамлуг (Cu), 11-Техут (Cu), 12-Меградзор (Au), 13-Дашкесан (Fe,Co), 14-Зод (Au), 15-Кафан (Cu), 16-Каджаран (Mo, Cu), 17-Човдар (Au, BaSO<sub>4</sub>), 18-Зейлик (Al).

*Микроплиты: Евразийского палеоконтинента:* А-Скифская, В-Понтийско-Южнокавказская (В<sub>1</sub> - Западные Понтиды, В<sub>2</sub> - Восточные Понтиды, В<sub>3</sub> - Южный Кавказ); *Афро-Аравийского палеоконтинента:* С<sub>1</sub> -Кирше-хирская, С<sub>2</sub> -Таврская, С<sub>3</sub> - Даралагёзская (Северо-Иранская). Микроплиты разделены сутурами («швами»). D-Аравийский выступ (его граница с Тавром обозначена системой взбросо-надвигов).



**Рис.2. Разрез через рудное тело месторождения Чаели (Маденкой, Турция)**

Поднемеловые: 1-лавы базальтов; 2- риодациты; 3-яшмовидные кварциты; 4-туффиты; 5- синвулканические разрывы; 6- гиалокластиты; 7- рудное тело халькопирит-пирит-сфалеритового состава (содержание меди более 5%, цинка – 9%).



**Рис.3.** Схема металлогенического районирования Малого Кавказа

Металлогенические зоны: I – Аджаро-Триалетская палеогеновая рифтогенная, золотоносная; II – Болнисско-Казахская, меденосная и золотоносная (Структура развилась задугового мелового палеобасейна); III – Сомхито-Карабахская меденосная с золотом, раннеюрская-раннемеловая (фрагмент палеоостровной Малокавказско-Понтийской дуги); III<sup>a</sup> – Кафанский блок – смещённая к юго-западу часть Сомхито-Карабахской зоны, меденосный с золотом; IV – Гейча-Акеринская сутура, неогеновая, золотоносная и ртутоносная (месторождения размещены в обдуцированных и активизированных в неогене океанских осадках; раннемеловые ультрабазиты включают и хромитовые руды); V – Даралагёзский блок (северная часть Иранского микроконтинента гондванского происхождения), золотоносный, здесь размещены крупные медно-молибден-порфириновые месторождения.

1 – неоген-четвертичные межгорные осадки; 2 – неоген-четвертичные андезитовые и базальтовые лавы; 3 – границы металлогенических зон; 4 – границы между южнокавказскими республиками.

Рудные узлы: 1-Вакиджварский (Au, Cu, Mo), 2-Зодский (Au), 3- Мерисский (Au, Cu, Pb, Zn), 4- Дзама-Гуджаретский (Fe, Au, Cu), 5-Маднеульский (Cu, Zn, Pb, Au), 6-Алавердский (Cu, Zn, Pb, Mo), 7-Казахский (Au, Pb, Zn), 8-Меградзорский (Au), 9-Кедабекский (Au, Cu, Mo), 10-Дашкесанский (Fe, Co, Au), 11- Зодский (Au, Hg), 12- Ордубадский (Cu, Mo, Au), 13- Кафанский (Cu, Zn, Au).

Развитие эндогенных рудообразующих систем нами рассматривается в призме процессов, протекавших на границах литосферных микроплит. В статье также авторы коснулись таких проблемных вопросов, как первоисточник рудного вещества, зарождение и функционирование флюидных систем. Последние отождествляются с диссипативными системами, находящимися в постоянном взаимодействии с окружающей средой. Обращено внимание в первую очередь на макроэлементы флюидно-магматических систем: области зарождения и разгрузки флюидов. В моделях, объединяющих признаки-факторы рудогенеза, подчеркивается не внешнее сходство индивидуумов (месторождений), а стандартность (схожесть) протекавших в системах процессов.

Вкратце охарактеризуем типичные месторождения и рудопроявления отмеченных зон и обсудим условия их формирования. На Малом Кавказе известны более 60 медных и более 70 золотосодержащих сульфидных проявлений.

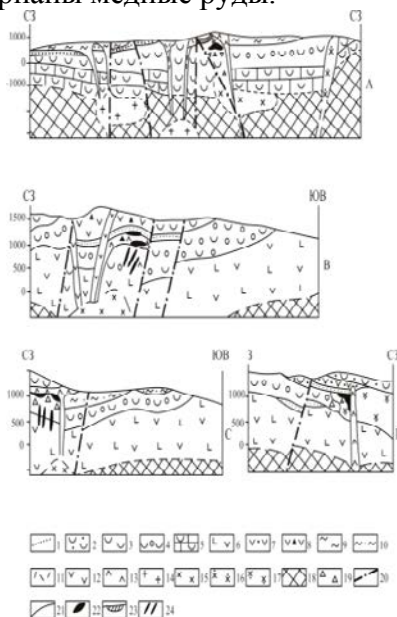
## Металлогенические зоны

*Аджаро-Триалетская металлогеническая зона*, наиболее северная структура Малого Кавказа, имеет внутриплитную рифтогенную природу, конечное обособление которой от смежных Грузинской и Артвинско-Болнисской глыб произошло в среднем эоцене (Адамия и др., 1974; Гамкрелидзе, 1976; Шенгелия, 1999); здесь выделены 4 рудных узла (см. рис.3), общий золотой потенциал которых оценён в 90 т металла. В центральной части зоны на ее западном погружении развиты небольшие массивы палеогеновых субщелочных и щелочных вулканоплутонических комплексов (габбро-сиенит-диориты, сиениты), с которыми ассоциируют медные и золотые рудопроявления, требующие экономической оценки. Наиболее перспективными в отношении обнаружения промышленных объектов, на наш взгляд, являются Мерисское (Аджария) с золоторудным проявлением Вайо и Вакиджварское (Гурия) рудные узлы. Судя по геологической обстановке, в западной части зоны проявлены рудные тела (медно-полиметаллические), характерные для надрудных уровней медно-молибденовых рудно-магматических палеосистем. Поэтому здесь обнаружены узкие, часто прерывистые, минерализованные зоны золото-кварц-сульфидного (иногда с баритом) состава. Жильные зоны размещены в небольших по масштабам телах сиенит-порфиров или в их экзоконтакте.

*Болнисско-Казахская металлогеническая зона*. Во фрагментах структуры, развившейся из мелового задугового палеобассейна, размещены вулканогенные комплексное золото-медное Маднеульское, золотое Сакдрисское, золотосодержащие медные Цители-Сопельское, Тамарисское, Квемо-Болнисское, а также Давид-Гареджинское серебряно-полиметаллическое месторождения юго-восточной Грузии. На востоке в Азербайджане известно [6, 31] золото-полиметаллическое Дагкесаманское месторождение, вероятные запасы золота которого оценены в 10-12 т. Рудный узел представляет большой интерес на формации золото-медно-полиметаллических (Дагкесаман, Фарахли и др.), ртутно-полиметаллических с золотом и медью (Учух), золото-кобальтовых с медью (Юхары-Аксипара), а также комплексных месторождений барит-кварцевого парагенезиса. На рис.4 приведены разрезы палеостроводужного сооружения, на которых показана геологическая позиция рудной минерализации Болнисского, Казахского, Алавердского и Кафанского рудных узлов.

На Маднеульском месторождении (рис.5), локализованном на склоне крупной вулканической постройки и осложненной радиальными и кольцевыми разломами, под экраном риодацитовых экструзий и покровом игнимбритов, выделены разобщённые в пространстве штокверковые золотосодержащие медные, крупнокристаллические барит-полиметаллические, массивные баритовые (выходы на дневную поверхность были представлены «сыпучкой») и жильные баритовые, тонкодисперсные золотые во вторичных кварцитах руды (начальные запасы составляли: меди – 800 тыс. т, цинка – 137 тыс. т, свинца – 28 тыс. т, золота во вторичных кварцитах – около 20 т, барита – более 5 млн. т). Рудовмещающие разнообломочные туффиты здесь подверглись дорудному эксплозивному брекчированию и преобразованию. На верхнем уровне во вторичных кварци-

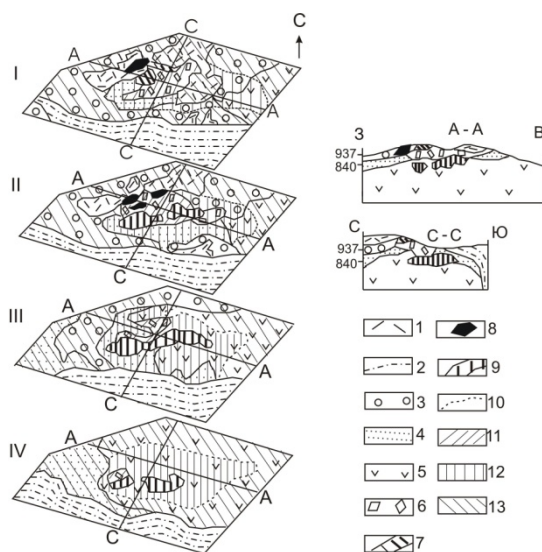
тах размещены баритовые и барит-полиметаллические пологие и жильные тела, ниже и южнее, в основном, в кварц-серицит-хлоритовых метасоматитах – пирит-халькопиритовые (с примесью сфалерита) штокверки и жилы. Граница между брекчированными кварцитами и кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами обозначена тектонитами (в виде брекчий и зеркал скольжения), которые местами огипсованы и ожелезнены. На глубине медный штокверк с небольшим перерывом сменяется вдоль узких тектонических зон убогой халькопирит-пирит-молибденитовой вкрапленностью с ангидритом, которая отмечена в кварцевых диоритах в 900м от дневной поверхности. На месторождении дисперсное золото (которое обрабатывается) ассоциировано с голубоватым халцедоновидным кварцем, который развит в виде тонких прожилков во вторичных кварцитах. На Маднеули, практически исчерпаны медные руды.



**Рис.4. Фрагменты рудоносных вулканоструктур Малого Кавказа**

а-позднемеловой остаточной вулканодепрессии (месторождения Маднеули и Давид-Гареджи); в, с, d - средне-позднеюрских интрадуговых вулканодепрессий (в-Алавердское, с-Шамлугское и d-Кафанское месторождения).

1-карбонатно-песчаные маломощные горизонты; 2-позднеюрский вулканогенно-терригенный флиш; 3-позднемеловые лавы андезито-дацитов, псаммо-псефитовые туфы и туффиты; 4-позднемеловые(а) и среднеюрские(в,с,d) агломератовые (до глыбовых) туфы, туффиты и лавы андезито-дацитов; 5-ранне-меловые туффиты, известняки,песчаники, лавы андезито-дацитов и андезито-базальтов; 6-раннебайосские лавы и лавобрекчии андезито-базальтов и базальтов, туффиты; 7-среднеюрские лавы андезитов; 8-батские лавы и лавобрекчии андезито-базальтов; 9-позднемеловые игнимбриты; 10-среднеюрские гиалокластиты; 11-позднемеловые риолиты; 12-среднеюрские андезито-дациты; 13-дациты и риодациты; 14-позднемеловые кали-натровые гранодиориты и граниты; 15-натриевые гранодиориты; 16-позднемеловые кварцевые диориты; 17-среднеюрские кварцевые диоритовые порфириты; 18-домезозойский фундамент; 19-эксплозивные брекчии; 20-разрывные нарушения; 21-предполагаемые границы геологических тел; 22-меднорудные тела (штокверки и брекчиевидные штокообразные); 23-баритовые залежи; 24- меднорудные жилообразные тела.

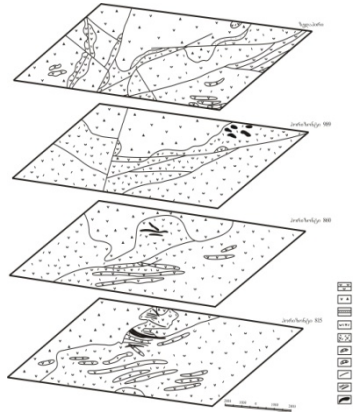


**Рис.5.Схема размещения руд и метасоматитов на разных уровнях месторождения Маднеули**

1-риодациты; 2-лавобрекчии и лавы риолитов; 3-пепловые витрокластические туфы; 4-переслаивание разнообломочных туффитов; 5-ксенотуфы; 6-эксплозивная брекчия; рудные тела: 7-баритовые, 8-барит-полиметаллические, 9-медные; 10-границы метасоматитов; 11-вторичные кварциты; 12-кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты; 13-пропилиты. I-Проекция поверхности месторождения до заложения карьера; II-проекция поверхности карьера (по состоянию работ 1.01.1985г); III- срез 937м; IV- срез 840 м.

Южнее Болнисско-Казахской структуры расположена палеоостроводужная *Сомхито-Карабахская металлогеническая зона*, а юго-восточнее – смещенный вдоль субмеридионального Аразского линеамента юго-западный тектонический блок Понтийско-Южнокавказского островодужного пояса, выделяемый (Твалчрелидзе, 1985) под названием Кафанского (складчато-надвиговые сооружения Малого Кавказа по Гамкрелидзе, 1984, 2000). Здесь размещены долгое время разрабатывающиеся медное Кафанское и золото-сульфидное Шаумяновское месторождения. Отмеченные блоки палеоостроводужных сооружений предпочтительно слагаются байос-позднеюрскими вулканитами, которые осложнены средне- и верхнеюрскими, а также раннемеловыми гранитоидами; для них характерны золотосодержащие медноколчеданные и медно-порфировые месторождения (рис.6,7). Медноколчеданные отработаны, а большинство медно-порфировых требуют оценки в новых экономических условиях. На западе Сомхито-Карабахской зоны (в армянской её части) размещены эпигенетические медные руды в андезит-дацитовом комплексе байоса – в основном в его верхней части – в горизонте гиалокластитов (Алаверди, Шамлуг) и Техутское медно-порфировое месторождение (запасы 888 тыс.т меди). На Техуте (рис.7) меденосные тоналит-порфировые штоки занимают апикальные части крупной раннемеловой кварцево-диорит-тоналитовой интрузии. Крутопадающие зоны с штокверково-вкрапленной минерализацией локализованы в экзо- и эндоконтактах порфировых тел среди кварц-серицитовых (часто с

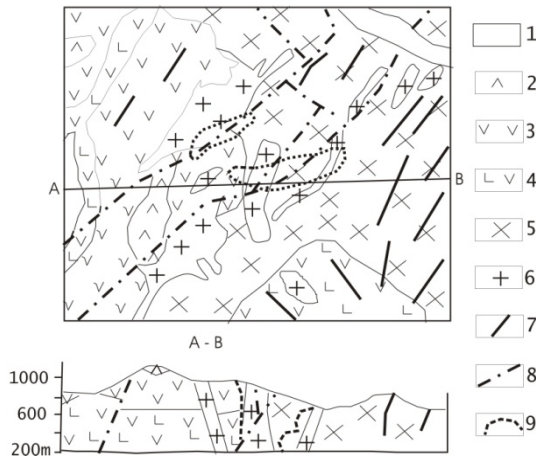
ангидритом) метасоматитов. Рудоносные метасоматиты являются поздним изменением пород – они наложены на кварц-полевошпат-биотитовые метасоматиты и пропилиты.



**Рис. 6. Горизонтальные разрезы Алавердского месторождения.**

**Координаты GPS: 44° 65' E , 41° 13' N**

1 – туфопесчаники (бат); 2 – андезитовые туфы и андезито-базальты (бат); 3 – известковые туфопесчаники (байос); 4 – грубое ритмичное переслаивание известковых туфопесчаников, туфов и покровов андезито-дацитов и дацитов (байос); 5 – дацитовые штоки; 6 – андезиты; 7 – плагиоклазовые порфиры; 8 – разломы; 9 – рудоносные жилы (кварц-пирит-халькопирит); 10 – рудоносные штоки (массивные и штокверковые руды пирит-халькопиритового состава).



**Рис.7. Геолого-структурная карта Техутского месторождения**

1-аллювиальные отложения; 2-андезито-базальты бата вулканиты байоса; 3-андезиты, 4-андезито-базальты; раннемеловые интрузии: 5-кварцевые диориты и тоналиты, 6-тоналит-порфиры, 7-тоналит-порфиры немасштабные; 8-разрывы; 9-контуры рудного штокверка. проекция поверхности карьера (по состоянию работ 1.01.1985г).

В азербайджанской части структуры известны золотосодержащие среднеюрские серноколчеданные (Чирагдереси, Тоганалы), медноколчеданные (Кедабек – разрабатывается, Кызылбулаг – по промышленным категориям и ресурсам Au – 45-50 т), медно-мышьяковые (Битти-Булаг), барит-полиметаллические (Башкишлаг, Данаери), золото-колчеданные (Гоша), золото-серебряные (Човдар) и медно-порфиновые месторождения (Карадаг, Хархар, Джигарчай, Шамлыг, Гаджилар и др.), масштабы минерализации на которых предстоит ещё уточнить (Баба-заде и др., 2007). Порфиновые рудопроявления ассоциируют с диоритовыми порфиритами, осложняющими среднеюрский диорит-плагиогранитный комплекс; содержания в зонах меди колеблются от 0,3 до 0,6%, иногда до 1,2%, золота до 0,4 г/т, а серебра достигает 50 г/т. Среднеюрские месторождения палеодуги типа Хархарских являются представителями так называемой «диоритовой» модели Холлистера [54], для которых характерны высокие отношения меди к молибдену и относительно (по сравнению с медно-молибден-порфировыми) повышенные содержания благородных металлов в рудах [28]. В отличие от среднеюрских медно-порфиновых рудопроявлений, месторождения позднего этапа развития островной Малокавказской палеодуги, например Техутское, характеризуются крайне низкими содержаниями золота в рудах. Кстати, возраст рудоносных филлизитов составил 145 млн. лет (определён в лаборатории Геологической службы США в г.Денвере методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ).

Човдарское рудное поле расположено в пределах вулканогенной полукольцевой Кызылджа-Човдарской структуры, осложненной субинтрузивными кварц-диоритовыми, диоритовыми, габбро-диоритовыми телами (рис.8). В центральной части структуры околожерловой фации сосредоточены золотоносные вторичные кварциты в виде полосы шириной 180-200 м, вытянутой в северо-западном (близмеридиональном) направлении более чем на 3 км. Золотая минерализация увязывается с брекчиевидными вторичными кварцитами (иногда монокварцитами), образованных за счет риодацитов. Залежь имеет более или менее изометричную форму. Содержание золота на участке «Центральный» от 0,4 до 118,8 г/т, серебра – от 2,6 до 111,3 г/т. Структурные взаимоотношения вторичных кварцитов и рудных залежей показывает, что все проявления рассматриваемого типа (Тулаллар, Бузлуг, Кяпяз и др.) приурочены к первичнокупольным поднятиям, узлам пересечения кольцевых и секущих разломов. Кроме площадного типа золотоносных вторичных кварцитов, безусловно, имеющее превалирующее значение и являющееся основным промышленным типом, предварительно изучены и опробованы гидротермально-измененные зоны с золото-баритовыми, золото-кварц-баритовыми, кварц-карбонатными жильными и линзообразными телами. Особенно перспективна 1-я зона, протягивающаяся по простиранию более 1,0 км и опробованная в 4-х сечениях, в которых содержание золота меняется от 1,15 до 7,12 г/т, серебра – от 10,35 до 24,09 г/т. Запасы металлического

золота в Човдаре оценивается примерно 100 т.

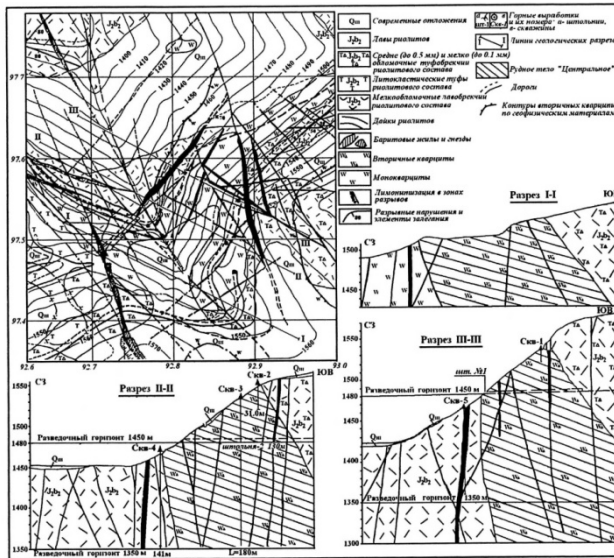
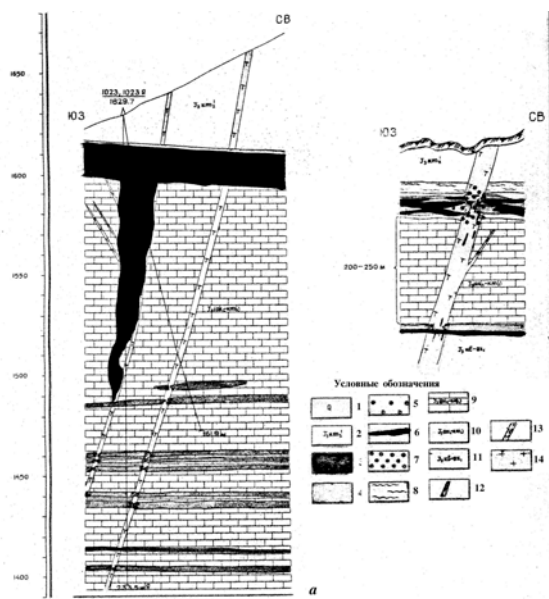


Рис.8. Човдарское золоторудное месторождение

В Сомхито-Карабахской зоне также известны железорудные скарновые, плутоногенные гидротермальные кобальтовые (Дашкесан-кобальт) и вулканогенные гидротермальные алунитовые (Заглик) месторождения. Типичным представителем первых является Дашкесанское контакт-метасоматическое месторождение [21], на котором сосредоточено 300 млн.т железа. По мнению Дж.А.Азадалиева [2], месторождение относится к кальциево-скарновой формации. Оно приурочено к синклинорной структуре, сложенной средне-позднеюрскими вулканогенно-осадочными породами. Среднеюрские образования представлены покровами риодацитов, туффитами; позднеюрские – аргиллитами, песчаниками, мергелями и известняками. Эти осадки вмещают неокомскую полифазную интрузию, состоящую из габбро, кварцевых диоритов и тоналитов. Магнетитовые залежи размещены в скарнированных позднеюрских карбонатных отложениях – гранат-пироксеновых и дашкесанитовых скарнах. На Северо-Западном участке рудные залежи прослеживаются по простиранию на 1,7 км, по падению – на 1,9 км, а на Юго-Восточном – на 2,5 и 1,3 км соответственно. В магнетитовых рудах присутствуют сульфиды железа, никеля, кобальта, молибдена, цинка, свинца и меди. Вблизи Северо-Западного участка на контакте дайки долеритов с байосскими осадочными породами проявлена густовкрапленная руда, состоящая из кобальтина, глаукодота, арсенопирита (рис.9). Формирование пироксен-гранатовых скарнов по силикатным породам протекало в интервале 500-600°, а эпидот-гранатовых – при 400-500° [51]. По мнению М.А.Кашкая [21], месторождение вероятнее всего было образовано на глубинах 1,5-3,5 км в интервале температур 740-420°.



**Рис.9.** Разрез скарново-магнетитовых залежей с кобальтовым оруденением на правом склоне долины р.Кошкарчай (3 км южнее сел. Верхний Дашкесан)

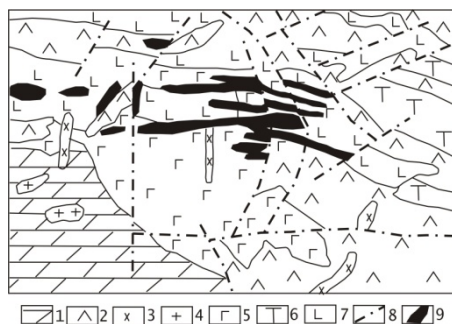
1-наносы; 2-туфы и туфобрекчии (нижняя туфогенная толща кимериджского яруса); 3-скарны – хлорит-гранатовые, эпидот-гранатовые, хлорит-гематит-гранатовые; 4 – скарны (гранат-магнетитовые, хлорит-гранат-магнетитовые; 5 – скарнированный туф; 6 – магнетитовая руда; 7 – кондиционные кобальтовые руды среди скарнов и магнетитов; 8 – роговики и ороговикованные туфы и туфобрекчии; 9 – мраморы и мраморизованные известняки (известняковая толща верхне-оксфорд-нижнекимериджского яруса); 10 – туфы и туфобрекчии (известняковая толща верхне-оксфорд-нижнекимериджского яруса); 11 – туфопесчаники ороговикованные (келловей-нижний оксфорд); 12 – дайки долеритовых порфириров (нижнемеловые); 13 – дайки габбро-порфириров (нижнемеловые); 14 – габбро-порфириды.

В Гейча-Акеринской зоне получила развитие металлогения, связанная с формированием офиолитового комплекса, которая характеризуется магматическими хромитовыми месторождениями (Гейдара, Ипяк и др., Азербайджан; Шорджа, Джиль и др., Армения) и наложенной золоторудной и ртутно-сурьмяно-мышьяковой минерализацией. Системы структур с ведущей ролью северо-западных разломов определяли условия заложения грабенообразных впадин (Сарыбабинская, Тоурагачайская и др.), выполненных мезокайназойскими отложениями.

Золоторудные рудообразующие вулcano-плутонические палеосистемы возникли на краях активизированных микроплит: в обдуцированных океанических комплексах (Зод-Азербайджан, Армения; Соютлучай, Тутхун, Агдюздаг, Азербайджан) и активизированных краевых частях Даралагёзского блока (Меградзор, Армения).

На Зодском рудном поле, запасы которого составляли около 100 т металла, расположенном в обдуцированном базит-ультрабазитовом комплексе Малокавказской сутуры, на поверхность выведены кристаллические сланцы докембрия и ритмично-слоистые вулканогенно-осадочные

отложения раннего сенона (рис.10). Аллохтонный блок, сложенный серпентинизированными ультрабазитами и габброидами, интенсивно раздроблен и осложнён внедрившимися в него неогеновыми дайками гранодиорит-порфиров. Вблизи последних проявлены минерализованные зоны, руды которых относят к золото-кварц-теллуровому геохимическому типу [26]. Зоны маркированы кварц-карбонат-тальковыми метасоматитами. Дисперсное золото сосредоточено в пирите, а крупное самородное ассоциирует с сульфидами и теллуридами. Золото на месторождении образует и самостоятельные ассоциации с кинноварью и реальгаром. Базит-ультрабазитовый комплекс испытал неравномерное зеленокаменное перерождение (амфибол-кварц-альбит-эпидотовая ассоциация). Зод проявляет некоторое сходство с древними месторождениями в зеленокаменных поясах, например с Керкленд Лейк и Холлинджер в Канаде или Носквил в Калифорнии [34]. Кроме Зодского месторождения, в пределах Зод-Соютлинского рудного узла выявлено [6] более 25 золотоносных зон, локализованных на территории Азербайджана в Западно-Полудлинском, Алтунском, Соютлинском и др. проявлениях с ориентировочным запасом Au 80-100 т (рис.11).

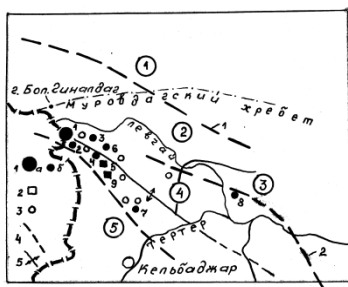


**Рис.10.**Схема геологического строения Зодского рудного поля (по данным Зодской геологической партии, 1984)

1 – известняки и мергели позднего сенона; 2 – базальты, их лавобрекчии и туффиты; 3 – дайки гранодиорит-порфиров; 4 – кварцевые диориты; 5 – габбро; 6 – амфиболиты; 7 –серпентинизированные перидотиты; 8 – разрывы; 9 –рудоносные зоны.

Меградзорское месторождение (на нём подсчитаны около 30 т золота) расположено на краю Даралагёзского блока. Здесь метаморфические сланцы докембрия (рис. 12) перекрыты карбонатно-терригенными флишеподобными меловыми осадками, которые, в свою очередь, вверх по разрезу сменяются эоценовыми вулканогенно-осадочными флишоидами. Последние насыщены сиенитами, монцонитами, нефелиновыми сиенитами и лампрофирами. Некоторые из лампрофировых тел являются рудовмещающими. Золотоносные тела представлены узкими, но протяжёнными зонами аргиллизитов. Для месторождения характерны рудные столбы с высокими содержаниями золота (до 500 г/т). Отмечено как сво-

бодное субмикроскопическое золото, так и связанное в пирите. В кварцевых жилах, помимо самородного золота, в небольшом количестве присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды (теннантит), а также теллуриды золота и серебра (калаверит, петцит).



**Рис.11.** Схема размещения Соютлучайской группы золоторудных месторождений

Золоторудные месторождения (а), проявления (б) – 1 – Зодское (месторождение); 2 – Зодское (проявление); 3 – Конурское; 4 – Соютлучайское; 5 – Гейдаринское; 6 – Дамирчидамское; 7 – Истибулахское; 8 – Камышлинское.

Хромитовое месторождение (Гейдаринское). 3 – шлиховые ореолы золота; 4 – разломы (основные: 1 – Мровдагский, 2 – Карабахский); 5 – осевая линия Алмалы-Гейдаринской антиклинальной складки. В кружках на схеме: 1 – Мровдагское горст-подняtie; 2 – Тоурагачайский грабень-синклинарий; 3 – Карабахское горст-подняtie; 4 – Сарыбабинский грабень-синклинарий; 5 – Кельбаджарская наложенная мульда.

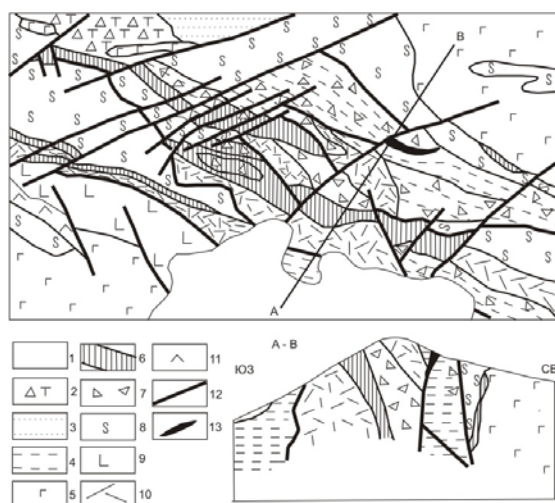


**Рис.12.**Схема геологического строения Меградзорского рудного поля (по данным Меградзорской геологической партии)

1-четвертичные отложения; среднеэоценовые: 2-трахиандезиты, туффиты, 3-нефелиновые сиениты, 5-кварцевые монзониты, 6-сиенит-порфиры, 7-щелочные лампрофиры; 8-меловые кварцевые диориты; 9-кварц-серицитовые (с карбонатом) метасоматиты; 10-жилльные рудные тела: а-выходящие на поверхность, в-слепые; 11-разрывы.

Характерными примерами вулканогенных рудно-магматических систем являются ртутные месторождения Гейча-Акеринской зоны: Агятагское (рис.13), Шорбулагское (рис.14) и Левчайское (рис.15) в Азербайджане [5].

Агятагское месторождение расположено на стыке юго-западного крыла Сарыбабинского грабень-синклинория с Кельбаджарской наложенной депрессией. В пределах рудного поля поздне меловые карбонатно-терригенные породы слагают антиклинальную складку, формирование которой сопровождалось образованием складок более высоких порядков, гофрировкой крыльев межпластовыми дифференциальными движениями на границе различных по своим физико-механическим свойствам пород. Основные ртутные рудопроявления поля размещены в раннесеноманских отложениях и в лиственитизированных серпентинитах. Киноварь образует прожилки и вкрапленность в тектонических брекчиях глинисто-кремнистых пород сантона – т.н. «рудном» разломе. Параметры рудного тела №1: на дневной поверхности его длина 24 м, средняя мощность 5,0 м, среднее содержание ртути 1,53%; ниже – на горизонте штольни №6 – 18,5 м при мощности 4 м и среднем содержании ртути 2,81%; глубже – на горизонте штольни №4 – 65 м при мощности 3,4 м и среднем содержании ртути 1,98%.

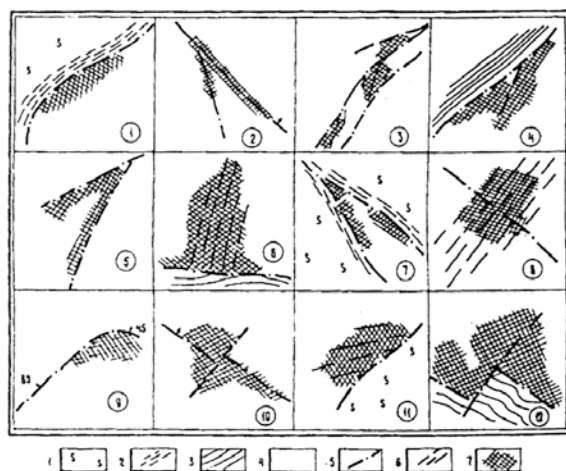


**Рис.13. Структурно-литологическая схема Агятагского рудного поля**

1-четвертичные отложения; 2--туфобрекчия андезитов (средний эоцен); 3-чередование алевролитов и песчаников (сантон); 4-аргиллиты (сантон); 5-долериты (сантон); 6-листвениты; 7-тектонические брекчия; 8-серпентинизированные гипербазиты; 9-андезитовые порфириды (средний эоцен); 10-дациты (меотис-понт); 11-долеритовые порфириды (сантон); 12-разрывы; 13-ртутная минерализация.

Левчайское месторождение сложено интенсивно дислоцированными карбонатными, песчано-глинистыми и туфообломочными образованиями позднего мела, которые прорваны дайковидными субвулканическими телами риолитов, риодацитов и андезито-дацитов. На месторождении выявлено пять ртутных и одно сурьмяное тело в песчаниках и известняках кампана. Центральная часть месторождения разведана на трех штольневых горизонтах, охвативших глубину 102-120 м от выхода рудных тел №1 и 2 на дневную поверхность. Эти рудные тела изучены на

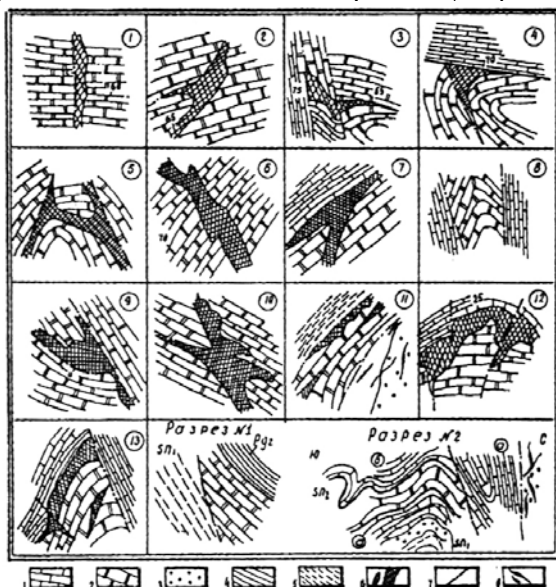
горизонтах штолен №1;6 и 4, расположенных соответственно на 21-40 м, 48-68 м и 102-121 м и ниже от выходов на поверхность. Тела имеют линзовидную форму. Масштабы рудных тел: тело №1 близмеридионального простирания, на поверхности его длина – 28 м, средняя мощность – 2,4 м, на горизонте штольни №6 – 45 м, мощность – 7,8 м, среднее содержание ртути – 0,78%; тело №2 расположено в 25 м от первого, простирается на северо-запад, длина его на дневной поверхности 17 м, средняя мощность 4,2 м, среднее содержание ртути 0,78%; тело №3 имеет длину на поверхности 15 м, среднюю мощность 1,5 м, среднее содержание ртути 0,9%. На горизонтах упомянутых штолен подсечено также сурьмяное оруденение. В целом содержание ртути в подсчетном контуре составляет 0,1-10,0% (рис.15).



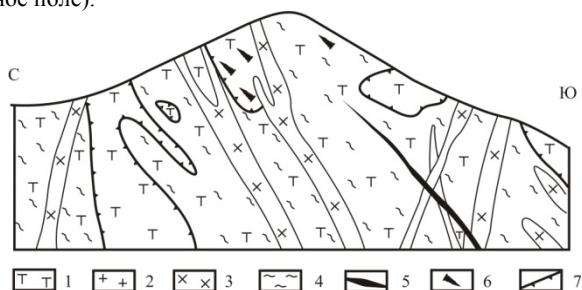
**Рис.14.Пример локализации ртутного оруденения в лиственитах** (по материалам Шорбулахского, Эйванского и Дузюртского месторождений): 1 – серпентиниты; 2 – то же, рассланцованные; 3 – кремнистые аргиллиты; 4 – листвениты; 5 – мелкие разрывы; 6 – трещинные структуры; 7 – оруденение киновари.

*Даралагёзский блок.* В южной части Малого Кавказа (как в Армении, так и в Азербайджане) известны коллизионные медно-порфировые и медно-молибден-порфировые месторождения (крупное Каджаран, среднего масштаба – Агарак, Дастакерт, Личк в Армении; Мисдаг, Гейдаг, Диохчай, Парагачай, Капуджих и др. в Азербайджане), вблизи которых размещены и золото-полиметаллические «сателлитовые» рудопроявления (Мунундара, Агюрт, Пьязбаши, Шакардара и др., Азербайджан). Некоторые из медно-молибден-порфировых месторождений отработаны. Наиболее представительным является медно-молибденовое Каджаранское месторождение (рис.16) в Армении (запасы: 4,5 млн.т меди и около 450 тыс.т молибдена), которое и сегодня эксплуатируется. Здесь оруденение приурочено к контакту олигоценых монзонит-сиенитов с более молодыми порфировидными гранодиоритами. Минерализованные участ-

ки насыщены интратрудными (гранодиорит-порфиры) и дорудными (диоритовые порфириты, сиенит-порфиры) дайкообразными телами. На месторождении внутри рудоносного штокверка выделены дорудные амфибол-биотитовые, молибденсодержащие полевошпат-кварцевые и медьсодержащие (с молибденом) серицитовые метасоматиты. Вокруг порфировых интрузий проявлены эксплозивные брекчии, а фанеритовая рама испытала объёмное изменение. Содержание меди в рудах Каджарана изв. 0,15%. Из руд меди, серебро, рений, селен, телуриды.



**Рис.15. Морфологические особенности ртутных и ртутно-сурьмяных рудных тел, локализованных в интенсивно окварцованных известняках – джаспероидах (по материалам центральной части Левчайского рудного поля): 1 – песчано-глинистые известняки; 2 – интенсивно окварцованные известняки, превращенные в джаспероиды; 3 – обломочные образования (конгломераты и др.); 4-5 – преимущественно аргиллиты; 6 – рудные тела; 7 – разрывы; 8 – мелкие трещинные рудные тела в туфообломочных образованиях (внизу – два разреза, характеризующие стратиграфическое положение «горизонта» рудовмещающих известняков в преимущественно карбонатном разрезе (разрез №1 – район Сеидляр; разрез №2 – Левчайское рудное поле).**



**Рис.16. Схематический разрез через Центральную часть Каджаранского рудного поля**

1-монцитоны; порфировые тела: 2-ранние гранодиорит- и гранит-порфиры, 3-поздние гранодиорит-порфиры; 4-аргиллизиты со штокверковой медно-молибденовой минерализацией; 5-кварц-сульфидные (преобладает молибденит) жилы; 6-кварц-карбонатные системы прожилков; 7-границы гидротермально изменённых пород с рудной минерализацией.

Из вышеприведённого краткого обзора видно, что рудный потенциал Малого Кавказа определяют проявленные здесь медно-молибден-порфировые, вулканогенные медные, ртутные и золотые, собственно золоторудные и скарново-железородные месторождения. Что касается генетических представлений о развитии рудно-магматических систем, бытующих в настоящее время, то они вкратце выглядят следующим образом.

### **Условия формирования основных рудно-магматических систем Малого Кавказа**

*Медно- и молибден-порфировые системы.* Характерной металлогенической особенностью альпид Малого Кавказа является широкое проявление в его пределах разновозрастных медно- и молибден-порфировых систем, которые являются типичными представителями месторождений плутоногенного класса. Здесь крупные интрузии, которые к моменту функционирования порфирических систем были раскристаллизованы, судя по чёткой зависимости руд от их петрохимического состава, играли немаловажную роль в обеспечении флюидов рудными компонентами. Порфирические месторождения являются примером максимального сближения, а иногда и совмещения, зон разгрузок флюидных систем с их энергоисточником. Порфирические интрузии в период функционирования флюидных систем размещались на глубинах от 1 до 3 км от поверхности, а их кристаллизация происходила в интервале температур 1230-800°C [28,54]. Области становления фанеритовых интрузий являлись более глубокие (5-10 км) зоны земной коры.

Многие исследователи [19,28,29,54] пришли к выводу о том, что в рудном процессе участвовали компоненты, имеющие как магматический, так и экзогенный источники (изотопно-геохимические данные). Остается и сегодня популярной модель двух флюидов [53]. Нами предпочтение отдаётся магматическому источнику рудного вещества. Минералообразование мыслится как процесс, протекающий в едином порово-водном пространстве вокруг интрузий, внутри которого рудные компоненты перемещались диффузионно и выпадали в виде золь при достижении критических температур. На температурном барьере происходило разрушение металлокомплексов за счёт увеличения температуры и соответственно усиления степени ассоциированности кислотных компонентов ( $H_2S$ ,  $HCl$  и др.). Предполагается, что функционированию флюидной системы предшествовали следующие события: постсолидусное остывание порфирических интрузий (800-450°C) с поступлением надкритического флюида в контракционные трещины (фронтальные зоны), а затем и вскипание флюида (450-400°C и 70-80МПа) с его разделением на высокоминерализованный рассол и газово-водную смесь. На уровне концентрации рассола (или зон ощелачивания флюида в результате отделения газовых составляющих) были сформированы кварц-полевошпатовые метасоматиты, а в соседних с ними зонах под воздействием смеси кислых газов и при участии ранее образованных плёночных растворов – зоны среднетемпе-

ратурных пропицитов. По данным термобарохимических исследований [4, 40, 42, 54], пропицитовые и кварц-полевошпатовые зоны были образованы близсинхронно в интервале температур 450-300°C. При этом, если рудонакопление на молибден-порфириновых месторождениях воспринимается как близсинхронное с процессом калишпатизации, то на других типах месторождений – как процесс подготовительный. На месторождениях медного профиля в начале минералообразования одновременно с кварцем выделялся и ангидрит (интервалы температур 380-340°C). Стабильное рудонакопление протекало при температурах 300-200°C и давлении около 50 МПа. В каждом конкретном участке минералообразования, в связи с отступлением критических изотерм, происходило увеличение кислотности раствора, о чём свидетельствует закономерное наложение кварц-серицитового парагенезиса на фельдшпатолиты.

Как известно, важной особенностью рудообразующих палеосистем является длительность их формирования. На примере Техутского и Каджаранского месторождений можно прийти к выводу о ступенчатом формировании «порфириковых» руд. По данным С.С.Мкртчяна и др. [32] абсолютный возраст фанеритовой интрузии Каджарана – 31-41, рудоносных порфириковых тел – 20-23, а порфириовидных гранодиоритов – 21-25 млн. лет. На месторождении внутри рудоносного штокверка выделены дорудные амфибол-биотитовые, молибденсодержащие полевошпат-кварцевые и медьсодержащие (с молибденом) серицитовые метасоматиты. Выявлена также общая тенденция увеличения содержания молибдена и уменьшения – меди от габброидов к монцонитам, сиенитам и гранитоидам [42]. В монцонитах и сиенитах медь концентрируется в пироксене и роговой обманке, а также образует самостоятельные субмикроскопические сульфидные фазы. Вокруг порфириковых интрузий проявлены эксплозивные брекчии, а фанеритовая рама испытала объёмное «пропаривание» – кварц-полевошпатовое изменение. На Каджаранском месторождении общая минерализация гидротермального раствора, воздействие которого привело к формированию кварц-полевошпатовых зон с молибденитовой минерализацией, составляла 50-80г/л; минералообразование протекало при температурах 420-270°C и давлении 80 МПа. Более позднее кварц-серицит-хлоритовое изменение пород с халькопиритом, пиритом и молибденитом было связано с воздействием на рудовмещающую среду высокоминерализованных растворов (600 г/л), а кристаллизация рудослагающих минералов происходила в интервале 280-190°C при давлении в 70 МПа [42].

На доколлизийном медно-порфириновом Техутском месторождении выпадение рудослагающих сульфидов происходило из высокоминерализованных рассолов (до 800г/л) в интервале температур 400-220°C при давлении около 100 МПа [4,40]. Здесь филлизиты наложены на кварцальбит-ортоклаз-биотитовые метасоматиты и пропициты. Известно, что замещение калишпата кварц-серицитовой ассоциацией осуществляется в кислых – слабокислых растворах. Поэтому допускается, что меденосные растворы, скорее всего, были слабокислыми и предположительно носителями в них Mo, Al и Si были гидрокомплексы, Cu-хлоридные комплексы,

сы [28, 42, 77].

Из литературы [62] известно, что медь и молибден в магматическом процессе ведут себя по-разному. Присутствие или отсутствие молибдена в рудно-магматических системах является важным критерием различия очаговых ареалов. Мантийный генезис наиболее характерных молибден-порфириновых месторождений также свидетельствует о существенном влиянии мантийного источника на остаточные очаги [3]. Очевидно, что с этим фактором связана специфика медно-молибденового пояса Малого Кавказа. Молибден, являясь высоковалентным и обладающим значительной энергией связи Me-O, концентрируется, в основном, в остаточном расплаве, а также способен вместе с силицием и алюминием обособляться в магматических флюидах. На некогерентность молибдена, на его неспособность накапливаться в порообразующих минералах, обратили внимание также П.Канделла и Н.Холланд [70]. Медь, обладающая сопоставимой энергией разрыва химических связей с закисным железом, магнием и кальцием, входит в состав Mg-Fe силикатов, а при наличии достаточного количества серы способна и обособляться в сульфидах [10, 38, 42]. Фанеритовые «рамы», которые к моменту функционирования порфириновых систем были раскристаллизованы, судя по чёткой зависимости руд от их петрохимического состава, играли немаловажную роль в обеспечении флюидов рудными компонентами. Как нам представляется, воздействие плёночных растворов, насыщенных летучими, на порообразующие минералы привело к образованию автометасоматических высокотемпературных пропилитов. Последние на Каджаране представлены амфибол-биотит-кварцевыми (+хлорит, полевой шпат, рассеянная сульфидная минерализация) изменениями пород. Дорудное преобразование протекало при температурах 450-300°C. На следующем этапе, предшествующим функционированию флюидно-магматических порфириновых систем, произошло внедрение в фанеритовую «раму» газонасыщенных «порфириновых» магм. Их кристаллизация и выделение летучих, как нам думается, привели к образованию эксплозивных брекчий, которые нередко залечены турмалин-кварцевым агрегатом с незначительной примесью сульфидов. Внутри самих тел были образованы контракционные трещины, куда поступали флюиды из глубоких зон интрузий. Предполагается, что функционированию флюидной системы предшествовали следующие события: постсолидусное остывание порфириновых интрузий (800-450°C) с поступлением надкритического флюида в контракционные трещины (фронтальные зоны), а затем и вскипание флюида (450-400°C и 70-80МПа) с его разделением на высокоминерализованный рассол и газово-водную смесь. На уровне концентрации рассола (или зон ощелачивания флюида в результате отделения газовых составляющих) были сформированы кварц-полевошпатовые метасоматиты, а в соседних с ними зонах под воздействием смеси кислых газов и при участии ранее образованных плёночных растворов – зоны среднетемпературных пропилитов. По данным термобарохимических исследований [4,40,42] пропилитовые и кварц-полевошпатовые зоны были образованы близсинхронно в интервале температур 450-300°C. При этом, если рудонакопление на молибден-

порфиновых месторождениях воспринимается как близсинхронное с процессом калишпатизации, то на других типах месторождений – как процесс подготовительный. Стабильное функционирование гидросистем других типов зависело, на наш взгляд, от термоградиентного поля (450-300°C), создаваемого за счет скрытой теплоты кристаллизации магматических тел и экзотермических реакций гидратации. Думается, с учётом высокой солёности медьсодержащих растворов, что перемещение рудослагающих элементов в термоградиентном поле осуществлялось диффузионным путём. Подготовленный предшествующими рудонакоплением процессами раствор в области минералообразования выступает в качестве проводника, а не транспортирующего агента для рудных компонентов. В термоградиентном поле мигрирующие компоненты достигают критических изотерм (зоны контактов порфиновых тел), где и происходит их сброс в виде геля, а затем и их коагуляция. Маточные рассолы (среда для роста кристаллов) подпитывались извне до тех пор, пока заданными РТ-условиями поддерживались на соответствующем уровне активности компонентов.

Эти заключения основаны на геохимических данных. На подготовительном этапе выплавлялись магмы из низов коры и верхней мантии; затем магматические плуны перемещались к поверхности и кристаллизовались на глубинах до 3 км. На заключительном этапе внедрялись в затвердевшие фанеритовые массивы порфиновые тела, под воздействием теплового поля которых и высвобождающихся из них легколетучих компонентов, при взаимодействии с минерализованными поровыми водами зарождались и функционировали «порфиновые» гидросистемы. Водно-поровое пространство в фанеритовой интрузии было закрытым, в пределах которого рудные компоненты экстрагировались из вмещающих руды пород. Рудные компоненты диффундировали в термоградиентном поле, созданным порфиновыми телами, достигали областей критических температур, где и происходило выпадение сульфидных минералов.

Многие исследователи допускают, что гидросистемы вулканогенных месторождений (в нашем случае месторождения палеоостроводужных сооружений) цветных металлов развивались по принципу конвективной модели, подразумевающей вовлечение экзогенных вод под воздействием теплового поля интрузий в гидротермальный процесс [29, 36, 58 и мн. др.]. При этом остается проблематичным вопрос о «специализации» околорудного пространства. В случае с медно-цинковыми месторождениями первоисточниками металлов могли быть эффузивы и интрузии, внутри которых на этапе их застывания рудогенные элементы обособлялись в силу их геохимических свойств в минералах-концентраторах или в рудных ликватах. Из "специализированных" магматитов металлы экстрагировались перегретыми экзогенными (часто морскими) водами. Отметим также, что вулканогенные месторождения, несмотря на их различие в способах рудоотложения (на морском дне или в приповерхностных зонах земной коры), обладают рядом сходных черт (имеются в виду

РТ-условия рудонакопления, зональность руд). Их гидросистемы функционировали в морских вулканодепрессиях, осадки в которых накапливались в условиях глубокого моря, средних глубин, а также в некоторых случаях осадконакопление в них завершалось в аэральных условиях.

Авторы статьи располагают данными по изотопному составу стронция и концентрациям рубидия и стронция в породах, размещённых вблизи вулканогенных месторождений и, возможно, имеющих парагенные связи с последними (они были опубликованы ранее) [73]. Принято считать, что изотопные соотношения элементов с высоким массовым числом в процессе магматической эволюции остаются неизменными и отвечают изотопному составу первоисточника пород [1,7]. По нашим данным, базальты, монцониты, габбро-монцониты и дациты являются продуктами «дифференциации» неистощённой мантии (в базитах, выплавленных из неистощённой мантии, соотношения изотопов стронция равно 0,7045), в то время как магмы, давшие лампрофиры и риолиты, могли зарождаться в низах коры. Кроме того, в работе [17] приведены содержания РЗЭ и ряда других редких элементов в вулканических породах Болнисского района Грузии. О верхнекоровом источнике магм риолитов и игнимбритов Маднеульского месторождения свидетельствуют и установленные в них европиевые отношения (для риолитов –  $Eu/Eu^*=0,65-0,68$ , игнимбритов –  $0,52-0,58$ ), а также указывает характерное для них обогащение лёгкими РЗЭ и крупно-ионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Sr). В дацитах и андезито-базальтах установлено также обогащение лёгкими РЗЭ, а отношения  $Eu/Eu^*$  оказались равными  $0,72-0,77$  и  $0,72-0,81$  соответственно. Отличительной чертой базальтов является обогащение их европием ( $Eu/Eu^*=1,01-1,07$ ). В.И.Гугушвили с соавторами [17] сделал вывод предположительно о длительно существовавшем очаге базальтовой магмы и о различных уровнях магмообразования для пород, слагающих вулканические постройки Болнисского района: о верхнекоровом для риолитов и игнимбритов, возможно нижнекоровом для дацитов и андезито-базальтов и мантийном для наиболее молодых вулканитов – базальтов, по своим петрохимическим характеристикам относящимся к субщелочным породам. Напомним, что наиболее вероятным механизмом, который ответственен за обеднение пород европием, является парциальное плавление коры, имевшей место на глубинах менее 40 км (при давлениях менее 10 кбар). Именно в этом интервале глубин устойчивой фазой является кальциевый плагиоклаз – основной концентратор  $Eu^{2+}$  [50]. Кроме того, базальты района отличаются низкими K/La и относительно высокими  $(La/Yb)_N$  отношениями, что их сближает с продуктами внутриплитного магматизма. Судя по геологическим наблюдениям – «антидромному» характеру вулканизма на южном крае Понтийско-Южнокавказской микроплиты – на коллизионном этапе вначале активизируются коровые магматические источники, а позднее и мантийные.

Вулканогенные месторождения, несмотря на их различие в способах рудоотложения (гидротермально-осадочном или эпигенетическом), обладают рядом сходных черт. Их рудообразующие гидросистемы функ-

ционировали в вулканодепрессиях, основания которых осложнены интрузиями. Кровли последних в современных активных зонах океана размещены на глубинах 1-2 км от морского дна; на эпигенетических месторождениях, например в Болнисском районе, они подсечены бурением на глубине 1-1,5 км от палеоповерхности.

В медьсодержащих гидротермально-осадочных залежах преобладают массивные серноколчеданные скопления, обогащённые местами медью и цинком. Залежи в большинстве случаев перекрыты микрокварцитами или кремнисто-гематитовыми яшмами. На этом уровне, а иногда на флангах между штокверковыми и массивными рудами (тип Куроко) [30] проявлены гипсовые скопления. На эпигенетических месторождениях (Маднеули, Кафан, Мургул) также известны зоны яшмовидных кварцитов и гипсовые линзы, а также массивные серноколчеданные залежи малых размеров.

Гидротермально-осадочные руды проявляют некоторое сходство с минеральной зональностью полиметаллических тел на Маднеульском месторождении. На последнем, крупнозернистые массивные скопления барит-цинково-свинцовых руд сменяются книзу прожилками, в которых появляется и халькопирит. Барит- и барит-полиметаллическая часть Маднеули поразительно сходна с таковой на месторождениях типа Куроко. РТ-условия рудонакопления на эпигенетических и гидротермально-осадочных месторождениях были сопоставимо близкими. На эпигенетических, да и в выводных каналах гидротермально-осадочных, вслед за вскипанием раствора с выпадением рудного вещества в форме гелей и взвесей следует период медленного истечения раствора и кристаллизации минеральных масс. Обычно «подожвы» вскипания гидротерм с температурами более 270°C в областях современного вулканизма размещены на уровнях 300-400 м от поверхности [49]. Что касается «спокойного» периода рудонакопления, то на эпигенетических месторождениях его РТ-условиям отвечали давления около 20 МПа и температуры: для медных руд – 370-260°C, барит-полиметаллических – 280-180°C [24]. Баритовые залежи сформировались в условиях более низких температур и давлений (100°C и ~5 МПа). Отметим также, что наиболее благоприятные РТ-условия для стабильного накопления руд гидротермально-осадочным способом создавались на дне морских бассейнов, глубины которых приближались к 2 км [75]. «Рудные холмы» растут и на больших глубинах океана (около 3 км) [15]. Меньшие глубины моря не являются запретными, особенно это касается баритовых и барит-полиметаллических руд, но они не благоприятствуют стабильному протеканию процесса – накоплению значительных промышленно значимых минеральных масс – в связи с апвеллингом и беспокойной морской обстановкой шельфовых зон.

В доколлизийных депрессиях (независимо от способа рудоотло-

жения) гидротермальная деятельность носила предпочтительно одноэтапный характер, т.е. рудообразующие системы формировались в один магматогенный этап, в то время как в коллизионных вулканоструктурах рудонакопление было, по крайней мере, трёхэтапным в связи с прерывистым и антидромным проявлением вулканоплутонизма.

На Маднеули рудонакопление осуществлялось в закрытой вулканоструктуре (окончательное формирование которой произошло в субаэральных условиях), а на большинстве японских – типа Куроко – на морском дне. В ранее разработанной мысленно-логической генетической модели для Маднеули [23] допускалось участие в рудообразовании пластовых захороненных вод морского происхождения: одни из них, вероятнее всего, были изначально рудоносными (рассолы); другие, занимающие более высокие уровни и удалённые от вулканоструктуры, были вовлечены в рудогенез на позднем этапе, претерпели метаморфизацию и одновременно приобрели способность к экстрагированию из околорудного пространства части рудослагающих компонентов. В модели предполагалось, что на первом этапе в связи выжиманием экструзий риолитов вдоль кольцевых структур на склоне вулкана была образована замкнутая купольная структура; затем произошло «засасывание» разогретых и насыщенных магматическими (легколетучими) компонентами пластовых вод, которые претерпели на уровне 400-500 м от поверхности коллапс. В связи с этим под непроницаемым экраном (лавовые купола) были образованы взрывные брекчии в основном за счёт туффитов и эффузивов («ножек» экструзий). Брекчии, до начала баритового и барит-полиметаллического рудонакопления, подверглись предрудным преобразованиям.

Медные прожилково-вкрапленные руды являются образованиями наиболее позднего самостоятельного этапа. Они накапливались вслед за новыми тектоническими осложнениями вулканоструктуры и внедрением кварц-диоритовой интрузии, проявляют некоторое сходство с меднопорфировыми, отличаясь от последних тем, что размещены на субвулканическом уровне и при их формировании инфильтрационные процессы явно преобладали над диффузионными.

Для эпигенетических медных, как и для гидротермально-осадочных, по нашему предположению, наиболее приемлемой представляется конвективная модель. При этом, как следует из наблюдений за «чёрными курильщиками» («дымы» которых состоят из пирротиновых и сфалеритовых взвесей) металлы транспортировались в форме гидросульфидных комплексов, а выпадали, по общепринятому мнению, в результате падения температуры и окисления раствора.

В современных рифтовых зонах и в древних структурах медноколчеданные залежи (с цинком) непосредственно налегают на базальты. Полиметалльные же руды залегают на мощном осадочном слое с эвапоритами, как, например, на хребте Горда [74]. Отметим также, что с точки зрения господствующей генетической модели [29,58], подразумевающей экстракцию металлов перегретыми морскими водами из вулканических толщ, трудно представить механизм накопления больших полиметалльных масс (Филизчай, около 5 млн.т суммы металлов) или огромных за-

лежей барита (Маднеули, около 5 млн.т  $BaSO_4$ ). Поэтому авторы склонны поддержать мысль о том, что источниками металлов полиметалльных, барит-полиметалльных и баритовых залежей могли быть высокоминерализованные хлоридные рассолы, «захороненные» в осадках оснований вулканических депрессий. На Кавказе, как и в других областях Средиземноморского пояса, геодинамические (обмеление Палеотетиса в конце герцинского цикла, когда завершилось формирование «последней Пангеи» [59] и климатические условия раннетриасового времени способствовали формированию на больших площадях терригенных соленосных толщ с захороненными в них рассолами, такими какие наблюдаем во многих регионах мира [12,16,25]. Думается, что режим накопления вулканогенно-осадочных полиметалльных (часто с баритом) залежей, скорее всего, был иным: вероятнее всего в гидротермальную систему вовлекались рассолы, в которых практически отсутствовали сероводородсодержащие компоненты [12,27]. Не исключено, что излиянию рассолов предшествовало накопление сероводородсодержащих илов в морских депрессиях. Обогащение последних сероводородом, как известно возможно: 1) за счёт биогенной редукции сульфата морских вод; 2) при поступлении сероводорода из катагенных зон, где он генерируется абиогенным путём [61]; 3) в результате дегазации неглубоко залегающего магматического очага. С учётом данных об изотопных соотношениях серы сульфидов [11] нами отдаётся предпочтение третьему способу скопления сероводорода. Отсюда следует, что массовый сброс рудного вещества, скорее всего, осуществлялся в результате смешения истекающих на морское дно рассолов с сероводородсодержащими илами.

Несколько слов о золотоносных кварцитах, проявленных на полиформационном месторождении Маднеули. В раздробленных кварцитах кварцевые прожилки с золотом, на наш взгляд, сформировались близодновременно с взрывными брекчиями. 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.

В случае же золоторудными проявлениями в вулcano-плутонических поясах или на площадях микроплит, испытавших тектоно-магматическую активизацию, как следует из набора парагенных с ними магматических образований (субщелочные и щелочные породы, лампрофиры), высока вероятность зарождения их флюидно-магматических систем на подкоровых глубинах.

В древних зеленокаменных поясах (например, в Абитити на месторождении Керр-Эдисон) [34] золоторудная минерализация приурочена к коматиитам с признаками ликвационных явлений и размещена вблизи штоков сиенитов. С учётом представлений Э.Рёддера [43] можно допустить, что мантийное вещество на подкоровых глубинах испытало разделение на сиалический щелочно-алюмосиликатный и мафический расплавы.

Источник золота для месторождений шовных зон следует искать в околорудном пространстве – базит-ультрабазитах, которые были подвергнуты интенсивной серпентинизации и пропилитизации на посткол-

лизионном этапе в связи с внедрением малых гранитоидных тел и следовавшими за ними флюидными потоками.

Из публикаций [43,63] можно заключить, что скарново-железорудные системы функционировали как на приповерхностном, так и абиссальном уровнях. В начале система была закрытой, а затем (ретроградная стадия) она обменивалась энергией и веществом с вмещающей её средой. В рудообразовательный процесс вовлекались метаморфогенные воды; ссадка рудного вещества происходила как в процессе скарнирования пород, так и позже на фоне понижения кислотности флюидов. Об этом свидетельствуют [63] железистость пироксена и граната, которая выше в гранате ( $f_{mu} \leq f_{sp}$ ). В процессе рудонакопления господствовали окислительные условия: для железоскарновых месторождений характерными являются окисножелезистые ассоциации – гранат-андрадитового ряда и эпидот.

*Ртутные рудно-магматические системы.* На Малом Кавказе восточная часть Гейча-Акеринской зоны специализирована на ртуть, а западная, как было отмечено ранее, вмещают золоторудные месторождения. Главной отличительной геологической чертой зоны служит широкое распространение в её пределах «офиолитовой ассоциации», включающей пластины серпентинизированных ультраосновных пород, цветной меланж и накопления олистростромы и, судя по этому, Гейча-Акеринская сутура может быть отнесена к сколам корово-мантийного заложения, выходящим на поверхность. Она является частью протяжённой Анатолийско-Понтийско-Малокавказско-Эльбурской шовной зоны с офиолитовым поясом, протягивающегося из Турции через Южный Кавказ в Иран и маркирующего область сочленения (столкновения) Южнокавказской микроплиты с Северо-Иранской. Структура ориентирована субширотно, время заложения точно не установлено, но уже с раннего палеозоя она влияла на размещение зон гранитоидного магматизма и метаморфизма. По разным флангам разлома отмечены различия в характере седиментогенеза разновозрастных серий. Длительная активность этого шва в мезозое и кайнозое затушевала многие особенности более ранней его истории. Начиная с конца юры вплоть до палеогена вдоль зоны разлома формируются офиолитовые серии зоны цветного меланжа и глаукофанового метаморфизма. Современные движения по разлому выражаются в активной сейсмичности и формировании горного рельефа [67]. По преобладающему мнению, ультрабазиты являются аллохтонными образованиями – протрузиями, выжатыми из своих корневых зон, а затем и обдуцированными на «плечи» сближающихся жёстких массивов континентальной коры. Вся площадь, контролируемая Гейча-Акеринской сутурой и нарушениями более высоких порядков, перспективна на ртутно-суурьяно-мышьяковую минерализацию, характерными примерами которых является ртутный пояс Малого Кавказа [5] с его более 70 месторождениями и проявлениями, особенно Агятагским, Шорбулахским, Левчайским в Азербайджане.

Ещё в 60-70-х годах прошлого столетия исследователи так называе-

ных «амагматических» месторождений, к числу которых и относятся большинство собственно ртутных, сурьмяных и мышьяковых месторождений Кавказа, особое внимание уделяли проблеме источника рудного вещества. Ими подчёркивалась связь ртутного оруденения с магмовыводящими глубинными структурами [39,57], крупными краевыми разломами [48], возникающими в зонах от поднятий к прогибам, а также возможность транспортировки ртути вместе с продуктами дегазации мантии [47]. В качестве аргумента в пользу связи ртути с зонами верхней мантии привлекались установленные в перцолитах и эклогитах повышенные содержания ртути [9], дайках основного состава, кимберлитах и некоторых метеоритах, в частности хондритах, содержащих до 0,0 п% ртути (Озерова, 1981), а также тождество изотопного состава ( $\text{Hg}^{196}/\text{Hg}^{202}$ ) метеорной и стандартного эталона ртути [46]. На Кавказе, как и в других регионах мира, очевидна связь ртути со структурами, имеющими глубинные мантийные корни: размещение месторождений контролируется поперечными структурами Транскавказского поднятия, вдоль которых на постколлизиионном этапе развития Кавказа изливались лавы известково-щелочного состава и внедрялись гранодиоритовые интрузии. В то же время не следует игнорировать важный факт предпочтительной приуроченности месторождений к толщам, сформированным на доколлизиионном этапе, к таким как раннемеловые флишоидные и раннеюрские глинисто-сланцевые. В связи с этим и правомочна постановка вопроса: совпадали или нет пути миграции серы и ртути (а также мышьяка) и имели ли они общий или различные источники? Для получения аргументированного ответа на поставленный вопрос привлекались данные по изотопным соотношениям серы сульфидов ртутных месторождений. На основании обильного аналитического материала месторождения были объединены в 5 групп [22,37,46]:

Месторождения, изотопный состав серы сульфидов которых отличается разбросом цифр (от лёгкой до тяжёлой). В эту группу, вместе с месторождениями Альмаден, Идрия, Хайдаркан, попали и некоторые проявления Малого Кавказа (Болнисское, Шорбулагское и Агятагское). Месторождения, сера сульфидов которых утяжелена (некоторые месторождения Югославии, Средней Азии и Донбасса). Месторождения, сера которых чрезвычайно утяжелена (до + 30<sup>0</sup>/<sub>00</sub>). Некоторые месторождения Средней Азии, Якутии и Южного Китая. Месторождения, сера которых чрезвычайно облегчена (до -30<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, например некоторые месторождения Средней Азии). Месторождения, на которых изотопный состав серы сульфидов совпадает с составом серы троилита (Монта-Амиата Италии, месторождения Северного Алжира, Никитовское Донбасса и месторождения Большого Кавказа).

Для первых четырёх групп месторождений высока вероятность различных источников серы и металла [46]. В качестве источника серы привлекались: растворённый в пластовых водах сероводород (для 1-й груп-

пы); генерация сероводорода из горизонтов эвапоритов, которые восстанавливались под воздействием нефтяных вод (для 2-й группы); чрезвычайное утяжеление серы сульфидов связывалось с далеко зашедшим восстановлением сульфатов морского генезиса в замкнутых горизонтах вод, таких как например наблюдаем в глубоководных слоях Черноморских осадков. Трудно объяснить случай совпадения изотопного состава серы сульфидов с составом серы троилита [14]. Соглашаясь с концепцией о глубинном источнике ртути (как продукта дегазации верхней мантии или известково-щелочных магм), следует отказаться от возможности её миграции в составе сульфидных комплексов, поскольку сероводород при температурах 400-500°C присутствует в виде недиссоциированных молекул [44]. Кроме этого, известно, что ртуть при больших температурах даже в сильно щелочных растворах (при большой активности серы) обособляется в самородную. Большинство месторождений и рудопроявлений ртути (а также и мышьяка) приурочены к битуминозным отложениям, которые относят к нефтепроизводящим [18]. На южном склоне Центрального Кавказа известны источники, выносящие нефть и сероводород, а вблизи ртутных рудопроявлений на Северо-Западном Кавказе и сегодня действуют грязевые вулканы. Наличие киновари в тяжелых фракциях сопочной брекчии грязевых вулканов Северо-Западного Кавказа, где положение последних, наряду с нефте-газопроявлениями и ртутной минерализации контролируются разломами, также служит достаточным основанием высказанному предположению [33,39]. В литературе было отмечено [14], что некоторые нефтяные горизонты содержат сероводород, сера которого по изотопному составу приближается к метеоритной. Поэтому мы склоняемся к мысли о возможном участии в рудообразовании сероводорода реликтовых поровых нефтяных вод. Известно, что выделение сероводорода возможно при взаимодействии сульфатов пластовых вод с углеводородами нефти при участии сульфатредуцирующих бактерий или без них [13]. Бактерии при температурах до 80°C определяют кинетический эффект реакции:  $C_mH_m + SO_4^{-2} + H = CO_2 + H_2O + H_2S$ . Выделяемые сероводород и углекислый газ «выжимались» в осевые участки антиклиналей, которые были сложены, в основном, песчаниками и алевролитами. В этих очагах разгрузки породы испытали гидротермальный метаморфизм под воздействием перегретых вод, что зафиксировано дорудным окварцеванием с убогой пирит-арсенопиритовой минерализацией, внешним ореолом карбонатизации и надрудными скоплениями пирита.

Ртуть и сопровождающие её металлы могли мигрировать в составе галогенидных комплексов [35] или перемещаться в элементарной форме вместе с газами. Возможность переноса элементарной ртути подтверждается физико-химическими расчётами [52], а также наличием самородной ртути в вулканических возгонах [55] и нефтяных месторождениях Калифорнии, тяготеющих, как и ртутные, к глубинным разломам [69].

На высокую миграционную способность атомарной ртути ещё в сороковых годах прошлого столетия обратил внимание А.А.Сауков [45]. А.А.Оболенский в своей работе [35], касающейся генезиса ртутных месторождений, отметил, что такие элементы, как ртуть, сурьма, кадмий и

висмут, имеют достаточное давление насыщенного пара (более  $10^{-7}$  атм), чтобы обеспечить концентрацию этих металлов в гидротермальных растворах (более чем  $n \cdot 10^{-6}$  г/л), достаточную для масштабного отложения их сульфидов. В то же время материал по современным гидротермам [12,56] свидетельствует о том, что киноварь отлагается из слабокислых минерализованных вод, причём ртуть в растворе входит в состав гидросульфидных комплексов. На основании физико-химических расчётов и данных эксперимента [60,76], можно заключить, что наиболее вероятными формами ртути в растворе, из которого выпадала киноварь, являлись  $\text{Hg}^0$ ,  $[\text{Hg}(\text{HS})]^-$ ,  $\text{Hg}(\text{HS})^2$ . В связи с этим можно предполагать, что ртутьсодержащие гидротермальные системы формировались в структурных «ловушках» в результате взаимодействия нефтяных сероводородсодержащих вод с газовой-жидкими «струями» магматического происхождения. Возможность эволюции раствора за счёт его взаимодействия с захороненными экзогенными водами с увеличением роли гидросульфидных комплексов допускается и другими исследователями [35,41]. Одним из природных подтверждений наличия гидросульфидных комплексов в растворе являются данные по геотермальной системе Бродленс в Новой Зеландии [12], где, как было установлено, золото и ртуть в гидротермальном растворе присутствуют в форме  $\text{Me}(\text{HS})_2^-$ . Растворы содержали также ощутимые количества алюминия и кремния, о чём свидетельствуют обильные выделения диккита в зонах разгрузок. Дестабилизирующими факторами для ртутоносных растворов, которые способствовали выпадению рудного вещества, являлись изменение температуры и давления, окисляющее действие кислорода и обменные реакции с вмещающими породами. Известно [8], что охлаждение раствора от 200 до 100°C приводит к выпадению 75% ртути, меди, золота, свинца. Ловушки с ртутьсодержащими растворами вскрывались в результате тектонических напряжений, при этом в начале раствор испытывал адиабатическое расширение, повлекшее за собой выпадение части сульфидов и его вскипание с выделением окиси углерода. В дальнейшем (период медленного просачивания раствора и роста кристаллов сульфидов) в условиях высокого окислительного потенциала происходило обильное выделение диккита, который на месторождениях заполняет межкристалльные пространства (кварц, сульфиды) в жилах.

### Заключение

С термодинамических позиций рассмотренные выше флюидные и флюидно-магматические системы относят к изобарным термоградиентным с вполне подвижными компонентами. Уменьшение свободной энергии в них происходит в связи с изменением состава, а также совершённой ими работы над средой. Из вышеизложенного можно заключить, что флюидные системы закономерно возникают на определённых стадиях развития горно-складчатых поясов. Областью деятельности флюидно-магматических систем являлись, как это видно из картины узлового размещения рудных полей в структуре горно-складчатого сооружения, зоны влияния «консервативных», периодически испытывавших в течение тек-

тонического цикла активизацию, трансформных структур.

Следует подчеркнуть, что уровень опосредованности Малого Кавказа очень высок и обнаружение новых промышленно значимых руд является задачей нелегкой и трудоемкой. На наш взгляд, некоторые из рудных районов сохраняют золотой потенциал (эндо- и экзоконтактовые зоны Мегри-Ордубадского батолита, Гейча-Акеринская зона, западная часть Аджаро-Триалетии, комплексы островодужных вулканодепрессий Болнисско-Казахской зоны – вулканиты Болнисского района (Поладаури, Цители-Сопели; Дагкесаманский рудный узел), Азербайджанская часть Сомхито-Карабахской зоны (Човдарская группа и др.). Но для этого следует приложить определенные усилия по созданию новых технологий поисков и разведки основных геолого-промышленных типов месторождений цветных и благородных металлов Малого Кавказа.

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

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович И.И., Бурде А.И., Вознесенский В.Д. Геодинамические реконструкции (методическое пособие для региональных геологических исследований). Л.: Недра, 1989
2. Азадалиев Дж.А. Геолого-генетические модели и конвергентность рудоносных кальциево-скарновых формаций (на примере Малого Кавказа). В сб. (Редактор академик А.А.Али-заде): Научное наследие академика М.А.Кашкая, взгляд из XXI века. Материалы научной сессии, посвящённой 100-летию со дня рождения академика М.А.Кашкая. Баку, 2007, с.85-100
3. Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А. и др. Геолого-геофизическая модель формирования Калгутинской рудно-магматической системы (Южный Алтай). Изв. Томского политехнического ун-та. 2004, т. 307, №4, с. 38-42
4. Аревадзе В.А. Физико-химические условия формирования эндогенных месторождений Закавказья. Автореферат докторской диссертации. Тбилиси: Мецниереба, 1989, 65 с.
5. Баба-заде В.М., Насибов Т.Н., Заманов Ю.Д. Ртутные, сурьмяные и мышьяковые месторождения Азербайджана. Баку: Nafta-Press, 2001, 143 с.
6. Баба-заде В.М., Мусаев Ш.Д., Насибов Т.Н., Рамазанов В.Г. Золото Азербайджана. Баку: Азербайджан Милли Академиясы, 2003, 424 с.
7. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985
8. Барнс Х.Л. Растворимость рудных минералов. В сб.: (Ред. Х.Л.Барнс) Геохимия гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1982, с.176-193
9. Барсуков В.А., Дмитриев Л.В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества. Геохимия, №12, 1972, с.17-35
10. Бернэм К.У. Значение летучих компонентов. В сб.: (Ред. Х.Йодер) Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983, с.425-467
11. Богданова Е.И., Иванов С.Н., Курицина Г.А. (редакторы). Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983
12. Вайсберг Г.Д., Браун Патрик Р.Л., Сьюард Т.М.. Рудные элементы в активных геотермальных системах. Х.Л. Барнс (ред.) Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, с.578-609
13. Валитов Н.Б., Станкевич Е.Ф. Об аномальных содержаниях серы в некоторых нефтях на территории Европейской части СССР. Советская геология, 1973, №6, с.72-79

14. Виноградов В.И. Источники серы рудных месторождений по изотопным данным. Тезисы докладов международного геохимического конгресса, т.1, М.: 1971
15. Габлина И.Ф., Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Степанова Т.В., Черкашев Г.А., Ильин М.И. Ассоциации сульфидов меди в современных океанских рудах гидротермального поля Логачёв (Срединно-Атлантический хребет, 140451). Геология рудных месторождений, т.42, 2000, №4, с.329-349
16. Голева Г.А. Гидрогеологическое моделирование в осадочных бассейнах. Отечественная геология, 1993, №7, с.58-69
17. 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, вып.117, 2002, с.412-419
18. Гусева А.Н., Соколов В.А., Трахов А.А. О характере нефтепроявлений в Риони-Черноморском нефтегазоносном бассейне. Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа, т.2. Ставрополь, 1960, с.207-227
19. Звездов В.С., Мигачёв И.Ф., Гирфанов М.М., Заири Н.М. Обстановки формирования медно-порфировых рудно-магматических систем. Геология рудных месторождений, 1989, №4, с.23-37
20. Злобин В.С., Цимбалист В.Г. Эффект прокаливания и проблема формирования золотого оруденения в черносланцевых толщах. В.А. Кузнецов (ред). Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983, с.162-169
21. Кашкай М.А. Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М.: Недра, 1965, 888 с.
22. Кекелия С.А., Амбокадзе А.Н., Гудушаури М.П. К вопросу об источнике рудного вещества ртутных месторождений Кавказа. Материалы по полезным ископаемым Кавказа. Тбилиси: Ганатлеба, 1979, с.163-181
23. 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
24. Кекелия С.А., Амбокадзе А.Н., Ратман И.П. Вулканогенные месторождения цветных металлов палеоостроводужных сооружений и методика их прогнозирования. Тбилиси: Мецниереба, 199, 396 с.
25. Кисляков Я.М., Щёточкин В.Н. Гидротермальные рудообразующие системы. Геология рудных месторождений, 2000, №5, с.409-439
26. Константинов М.М., Бочек Л.И. Зодское месторождение. М.Б. Бородаевская, Н.И. Бородаевский (редакторы). Геология золоторудных месторождений Европейской части СССР (Урала, Карпат, Кавказа). Москва, Министерство геологии СССР, 1984, с.206-228
27. 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
28. Кривцов А.И., Богданов Ю.В., Бородаевская М.Б. (ред.) и др. Меднорудные месторождения – типы и условия образования. М.: Недра, 1987, 197с.
29. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. М.: Недра, 1989, 288 с.
30. Мацукама Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений Куроко в Японии. Т.Тацуми (ред.) Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с.129-151
31. Минерально-сырьевые ресурсы Азербайджана (Ред. В.М.Баба-заде). Баку, Озан, 2005, 808 с. (авторы: Баба-заде В.М., Ахмедов Д.М., Рамазанов В.Г. и др.)
32. Мкртчян С.С., Карамян К.А., Аревшатян Т.А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Ереван, Изд. АН Армянской ССР, 1969, 327 с.
33. Морозов В.И. Ртуть в кайнозойских отложениях Керченского полуострова. Докл.АН СССР, 1965, 63, №1

34. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988, 286 с.
35. Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации на примере Южно-Сибирской металлогенической провинции и Монголии. Новосибирск: Наука, 1985.
36. Овчинников Л.Н. (). Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988, 255с.
37. Озерова Н.А., Виноградов В.И., Млакар И.С. и др. Изотопный состав серы в рудах некоторых месторождений западной части Средиземноморского ртутного пояса. Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973, с.84-105
38. Попов В.С. О магматических источниках рудного вещества молибден- и медно-молибден-порфировых месторождений. Геология рудных месторождений, №4, 1988, с.38-47
39. Поярков В.Е. Ртуть и сурьма (Оценка месторождений при поисках и разведках, Вып.17). М.: Госгеолтехиздат, 1955
40. Ратман И.П., Кекелия С.А., Нарозаули И.Г. Зональность молибден-медно-порфировых месторождений, связанных с диорит-тоналит-плагиогранитными комплексами (на примере Техутского месторождения, Армянская ССР). Записки Всесоюзного Минералогического Общества, 2, 1985, с.167-177
41. Рафальский Р.П. Растворимость сульфидов тяжёлых металлов и их осаждение из гидротермальных растворов. Геохимия, 1985, №7, с.988-1002
42. Рехарский В.И., Варьяш Л.Н., Капсамун В.П., Кудрин В.А., Носик Л.П., Пашков Ю.Н. О генезисе молибденовой и медной минерализации медно-молибденовых месторождений. В.А. Кузнецов (ред.). Генетические модели эндогенных рудных формаций, т.1. Новосибирск: Наука, 1983, с.135-143
43. Рёддер Э. Ликвация силикатных магм. Х.С.Йодер (ред.) Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983, с.24-66
44. Рябчиков Н.Д. Физико-химический анализ отделения рудоносных растворов из гранитных магм. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с.165-177
45. Сауков А.А. Геохимия ртути. М.: Изд. АН СССР, 1946, 128 с.
46. Сауков А.А., Айдинян М.Х., Озерова Н.И. Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972, 308 с.
47. Смирнов В.И., Кузнецов В.А., Озерова Н.А., Федорчук В.П.. Новое в геохимии ртути. Геология рудных месторождений, 1972, №4
48. Синицин Н.М. Тектонические закономерности размещения ртутного оруденения Тянь-Шаня. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.2, М.: Изд. АН СССР, 1959, с.396-410
49. Сияжков В.И. Общие рудогенетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1986, 243 с.
50. Соболев Р.Н. О происхождении гранитов. Вестник Московского Университета, сер. 4, Геология, №1, 1992, с.2-23
51. Соколов Г.А., Григорьев В.М. Месторождения железа. В.И. Смирнов (ред.) Рудные месторождения СССР, т.1. М.: Недра, 1974, с.9-108
52. Сорокин В.И., Груздев В.Г. Растворимость ртути в воде и проблема переноса металлов в гидротермальных условиях в виде паров элементов. Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975, с.199-203
53. Тейлор Х.А. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях. Х.Л.Барнс (ред.). Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982с.200-237

54. Титли С.Р., Бин Р.Е. Медно-порфировые месторождения. Б. Скиннер (ред.). Генезис рудных месторождений, т.1. М.: Мир, 1984, с.245-333
55. Трухин Ю.П., Степанов И.И., Шувалов Е.А. Ртуть в современном гидротермальном процессе. М.: Наука, 1986
56. Уайт Д. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с.479-528
57. Федорчук В.П. Развитие представлений А.А.Саукова о генезисе ртутных месторождений. Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973, с.29-49
58. 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
59. Хаин В.Е.. Основные этапы тектонического развития Земли и их отражение в минералогенезе. Геология рудных месторождений, т.42. 2000, №5, с.403-408
60. Ходаковский И.Л., Попова М.Я., Озерова Н.А. О формах переноса ртути в гидротермальных растворах. Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977, с.86-118
61. Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Наука, 1989
62. Шипулин Ф.К., Рехарский В.И., Розбианская А.А. и др. Интрузии, гидротермально-метасоматические образования и медно-молибденовое оруденение. М.: Наука, 1975
63. Эйнаути М.Т., Мейнерт Л.Д., Ньюберри Р.Дж. Скарновые месторождения. Б. Скиннер (ред.) Генезис рудных месторождений, т.1. М.: Мир, 1984с.401-515
64. Ярошевич В.З. Генетические особенности рудных формаций Кавказа по данным изотопных исследований. Авт. канд. дисс. Тбилиси, 1985, 25 с.
65. Altan G. Genesis of some cupreous pyrite deposits of Turkey. "Symp.Mining Geol. a Base Metals», Ankara,1964 (Centr. Treaty Organ)
66. Altun Y. Geology of the Çayeli-Madenköy copper-zinc deposit and the problems related to mineralization. Ankara, Mineral Res. Expl. Bull., 89, 1977, p.10-24
67. Ambraseys N.N. Some characteristic features of the Anatol fault zone. Tektonophyses. 1970, № 2-3
68. 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
69. Bostrom K., Ficher D.E. Distribution of Mercury in East Pacific Sediment. Geochim. et Cosmochim. acta, 1969, №6
70. Candella P.A., Holland N.D. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems: the origin of porphyry-tape ore deposits. Econ. Geol., 1986, v. 81, p.1-19
71. Çakir Ü. Geological characteristics of the Aşıköy-Toykondu (Küre-Kastamonu) massive sulfide deposits. Mineral. Res. Expl. Bull., 117, 1995, p.29-40
72. Güner M. Sulphide ores and geology of the Küre area Pontid in N Turkey. Mineral Research and Exploration.Bulletin, 1980, p.65-109
73. Kekelia S., Kekelia M., Otkhmezuri Z., Moon Ch., Ozgür N. Ore-forming systems in volcano-genic-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
74. Koski R.A., Lonsde P.F. and Shanks W.S. Mineralogy and geochemistry of sediment-hosted hydrothermal sulfide deposits from Southern trough of Guayamas basin, Gulf of California. J. Geophys., Res.,90, 1985, p.6695-6705

75. Stekelberg I. Von and the shipboard scientific party. Hydrothermal sulfide deposits in back-arc spreading centers in the Southwest Pacific. BGC Circ. 1985, №27, p. 3-14
76. Stringham B. Field of formation of some common Hydrothermal alternational minerals. Econom. Geol., 1952, v.47
77. 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
78. Wood S.A., Crearer D.A. and Borzik M.P. Solubility of the assemblage pyrite-pyrrotite-magnetite-sphalerite-galena-gold-stibnite-bismuthinite-argenite-molybdenite in H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> solution from 200° to 350°C. Econ. Geology. Vol. 82, 1987, p. 1864-188
79. Yılmaz Yü., Tüysür O., Yigitbas E., Genc S. and Sengör A.M.C. Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: A.C.Robinson (ed.). Regional and petroleum geology of the Black Sea and surroundong region. AAPG Memoir 68, 1997, p. 183-226

## **KIÇIK QAFQAZIN ALPİDLƏRİNİN METALLOGENİYASI**

**S.A.KEKELİYA, V.M.BABAZADƏ, M.A.KEKELİYA, Ş.F.ABDULLAYEVA,  
A.M.İSMAYILOVA, Ü.İ.KƏRİMLİ, Q.L.ASATİANİ, A.N.RAZMADZE, İ.N.MAXATADZE**

### **XÜLASƏ**

Pont-Cənubi Qafqaz və Şimali İran litosfer mikroplitalərinin təmasında inkişaf tapan Kiçik Qafqaz qırıqlıq qurğusu metallik filiz təzahürlərinin zənginliyi ilə fərqlənir. Burada alp epoxası dövründə vulkano-plutonik geodinamik komplekslərin formalaşması ilə əlaqədar olaraq əlvan və nəcib metalların, habelə dəmir-skarn təzahürlərinin vulkanogen və plutonogen (porfir) təzahürləri əmələ gəlmişdir. Onlardan bəziləri sənaye əhəmiyyətlidirlər, bu səbəbdən istismar edilmişlər və yaxud edilirlər. Kiçik Qafqazda məqalə müəllifləri tərəfindən beş metallogenik zona ayrılmış, oradakı ən əhəmiyyətli yataqlar təsvir edilmişdir. Müəlliflərin sərəncamında olan analitik məlumatlar (termobarogeokimyəvi, kimyəvi və izotop-geokimyəvi), habelə ədəbiyyat məlumatlarından istifadə etməklə filiz maddəsinin mənbəyi və Kiçik Qafqazın bəzi flüid paleosistemlərinin mümkün inkişaf yolları haqqında fikir söylənilmişdir.

**Açar sözlər:** Kiçik Qafqaz, qırıqlıq qurğusu, metallogenik zona, paleoada qövsü, litogeodinamik kompleks, filiz-maqmatik sistemləri, filiz sahəsi, yataq, filiz maddəsi, qızıl, miss, solibden, civə.

## **METALLOGENY ALPIDE OF THE LESSER CAUCASUS**

**S.A.KEKELIA, V.M.BABA-ZADEH, M.A.KEKELIA, Sh.F.ABDULLAYEVA,  
A.M.İSMAYILOVA, U.I.KERIMLI, G.L.ASATIANI, A.N.RAZMADZE,  
I.N.MAKHATADZE**

### **SUMMARY**

The folded structure of the Lesser Caucasus includes numerous ore deposits and ore manifestations. In the area during the Alpine epoch, in connection with the formation of volcano-plutonic geodynamic complex, volcanogenic and plutogenic porphyry deposits of nonferrous and precious metals were formed. Some of them, commercially most significant developed earlier and at present.

In the Lesser Caucasus five metallogenetic zones have been distinguished; the paper characterizes the most representative deposits of the metallogenetic zones.

Based on the analytical data (thermobaric-geochemical, chemical and isotopic) available for the authors, as well as existing literary material, considerations about the source of the ore material and the possible ways of development of fluid palaeosystems of the Lesser Caucasus are expressed .

**Key words:** Lesser Caucasus, folded structure, the metallogenic zone, the lithogeodynamic system, the ore – magmatic system, an ore field, a deposit, gold, copper, molibdenus, quicksilver.

*Поступила в редакцию: 05.10.2011 г.*

*Подписано к печати: 09.01.2012 г.*