

**ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПОИСКОВЫХ
МНОГОФАКТОРНЫХ МОДЕЛЕЙ ВУЛКАНОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
(на примере Малого Кавказа)**

Ш.Ф.АБДУЛЛАЕВА* , С.А.КЕКЕЛИЯ ,
В.М.БАБА-ЗАДЕ* , М.А.КЕКЕЛИЯ****

*** Бакинский Государственный Университет**

**** Институт Геологии Грузии**

shakhla.a@gmail.com, sergokekelia@yahoo.com

Под многофакторными моделями месторождений нами понимается комплекс информативных признаков околорудного пространства, необходимый и достаточный для количественной оценки перспективности площадей с учетом ранговой их дифференциации. Следует подчеркнуть, что без знания признаков, характеризующих надрудные, рудные и подрудные зоны того или иного генетического типа месторождений, поисковые работы любой стадии геолого-разведочного процесса обречены на неудачу. Обязательным условием вычленения факторов (признаков) является возможность их распознавания современными геологическими, геохимическими и геофизическими методами.

Известно, что при региональных металлогенических исследованиях применяется рудно-формационный анализ, с помощью которого оценивается рудный потенциал региона (качественный прогноз) с привлечением абстрагированного образа группы месторождений (рудная формация), сходных по вещественному составу и геологическим обстановкам нахождения, отвечающим определенным стадиям развития подвижных поясов. На этом практически ограничиваются возможности рудно-формационного анализа. Крупномасштабные исследования требуют знания конкретных геологических условий размещения месторождений и всесторонних характеристик эталонных объектов. Последние обладают неповторимыми особенностями околорудного пространства, зависящими от индивидуальности развития конкретных блоков земной коры, вмещающих рудно-магматические системы.

В качестве полигонов, на базе которых разрабатывались многофакторные модели, были выбраны все известные промышленные месторождения меди, цинка и свинца колчеданной формации Малого Кавказа – это месторождения Болнисского рудного района Грузии (Маднеули), Кедабекского рудного района Азербайджана (Кедабек, Битти-Булаг и др.), Алавердского и Кафанского рудных районов Армении (Алаверды, Шамлуг, Кафан и др.). Эти месторождения пространственно и генетически тесно связаны с палеоостроводужными вулканидами. Наиболее общей особенностью этих месторождений является их размещение в пределах поперечных поднятий горно-складчатых сооружений, разделенных поперечными прогибами. Эти геоструктуры сложены магматическими комплексами преимущественно субщелочного ряда.

При общем сходстве перечисленные выше месторождения существенно отличаются друг от друга как по времени образования и масштабам оруденения, так и харак-

теру связи, длительности формирования и морфогенетическим признакам. В одном из рудных районов- Болнисском- проявлены вулканогенные медные, барит-полиметаллические, золоторудные месторождения начала «коллизийного» этапа развития палеоостроводужного сооружения Малого Кавказа, ассоциированные с андезитовой и дацит-риолитовой формациями, становление которых происходило в азральных условиях; в других (на Азербайджанской и Армянской территориях) – медноколчеданные и полиметаллические месторождения «доколлизийного» этапа, локализованные в базальт-андезит-риолитовых комплексах байоса и бата, сформированных в субмаринных и отчасти суб-азральных условиях.

Авторы, отдавая себе отчет в том, что материал по четырем рудным районам не достаточен для создания всеобъемлющей модели, учитывающей многообразие вулканогенных месторождений, попытались наметить пути решения одной из главных проблем рудной геологии – количественной оценки конкретных вулканоструктур, соответствующих рудным узлам, полям и месторождениям. При этом, при вычленинии факторов (признаков), характеризующих гидротермальную палеосистему, авторы стремились обратить внимание на те из них, которые поддаются картированию и соответственно количественному описанию. В этом, как нам представляется, заключается прикладное значение разработанных моделей. Они обосновываются представлениями о рудогенезе как о целостной системе, внутри которой сложное взаимодействие составляющих ее элементов обуславливает возникновение нового ее свойства, в нашем случае – способности к перераспределению и, в конечном счете, - концентрированию металлов в верхних зонах земной коры.

Ключевые слова: модель, система, рудный район, месторождение, рудное поле, прогноз, признак, вулканогенный, палеоостровная дуга, коллизия.

ВВЕДЕНИЕ

Моделирование рудных месторождений, как и в других отраслях науки, базируется на принципах системного подхода, когда объект рассматривается как целостная система – совокупность взаимодействующих элементов [9, 14, 26]. Целостность системы определяется ее эмерджентностью, т.е. познавательными свойствами, конкретно в нашем случае – геологическими связями. Исследователь, формируя мысленную модель и рассматривая реальность как единство субъективного и объективного [35], отбирает лишь те свойства системы, которые его интересуют и необходимы для решения задачи.

При описании рудно-магматической системы вулканогенных месторождений учитываются современные представления о рудном процессе как устойчивой сложной системе, развивающейся во взаимодействии с окружающей геологической средой.

В пределах геологической системы в целом и ее составных частей имеются свидетельства (признаки) влияния тех или иных факторов на развитие гидротермального процесса. Совокупность этих признаков, как нам представляется, и определяет содержание многофакторных моделей месторождений. Независимо от смыслового содержания, вкладываемого в модели [19], они должны объединять элементы, легко распознаваемые современными геологическими методами.

В известных рудных районах «работоспособны» геолого-поисковые

(статистические) модели, сформированные на базе разведанных или эксплуатируемых месторождений.

Для целей локального прогноза эффективными представляются модели, многофакторные в понимании А.И.Кривцова [16,19], объединяющие признаки отдельных элементов месторождений, в первую очередь, рудных тел.

Рассмотрим на примере вулканогенных месторождений Малого Кавказа принципы формирования их геолого-поисковых моделей. Содержательность и практическая значимость моделей вулканогенных месторождений могут быть удовлетворительными, если в них учитываются [18]:

- геодинамические и палеогеографические условия становления рудно-геологических формационных комплексов;

- влияние фундамента на состав вулканоплутонических комплексов;

- влияние фундамента и вулканогенно-осадочного выполнения депрессии на компонентный состав руд;

- влияние состава вулканических комплексов на процесс рудогенеза;

- строение вулканических построек, вмещающих рудно-магматические палеосистемы;

- внутреннее строение и состав рудно-формационных комплексов, несущих информацию об условиях их становления;

- зависимость размещения месторождений от особенностей глубинного строения региона;

- масштабы функционирования гидротермальных палеосистем, охватывающих очаги формирования флюидов и зоны разгрузок;

- магматические составляющие рудно-магматических палеосистем (источники термической энергии рудогенеза и компонентов флюидов), влияющие на процессы экстракции элементов и длительность функционирования рециклинговых систем;

- пространственное размещение рудных тел в структурном «рисунке» палеовулканических построек;

- признаки околорудного пространства (уровней зон разгрузок флюидов);

- физико-химические и гидрохимические условия рудоотложения;

- этапы и стадии развития палеосистем.

Известные вулканогенные месторождения Средиземноморского горно-складчатого пояса приурочены к микроплитам, различающимся своей принадлежностью (и соответственно составом): северные (Мизийская, Понтиды, Закавказская) являются останцами раздробленных периферийных зон Восточно-Европейской, в то время как южные (Кабилійские, Родопская, Сербско-Македонская, Иранская) имеют гондванское происхождение. Первые обладают салическо-мафическим фундаментом. В их пределах преобладают золотосодержащие медноколчеданные месторождения; южные микроплиты, имеющие более древний и саличский фундамент, вмещают полиметаллические с преобладанием свинца

над цинком (с серебром и золотом) месторождения. Наиболее масштабные рудообразовательные процессы связаны с коллизионным этапом развития регионов (наряду с вулканогенными формируются и медно-молибденовые порфировые месторождения).

Внутри вулканических поясов рудоносными являются депрессии, в основании которых развиты мощные терригенно-вулканогенные накопления, а в верхних частях разреза – моно-(либо поли-) ритмичные эффузивно-экструзивные образования. Обязательным элементом депрессий являются также интрузивные тела - коагматы эффузивно-экструзивных образований.

Независимо от механизма рудоотложения, определяемого палеогеодинамическими и палеогеографическими условиями становления рудно-формационных комплексов, барит-полиметаллические и полиметаллические месторождения проявляют связь с эффузивными кремнекислыми образованиями и их коагматами предпочтительно калий-натриевого ряда, - гранодиоритами и гранитами (размещенными в основании депрессии). Что же касается медноколчеданных месторождений, то они ограничены андезитоидными комплексами, коагматы которых, представленные субвулканическими и гипабиссальными фациями, сближены в пространстве с рудными скоплениями и проявлены на всех уровнях разреза депрессии. Зависимость типа минерализации от петрохимических особенностей вулканитов выражена в следующем:

- 1) в случае развития «гомодромного» ряда (андезиты - риодациты – риолиты) проявлена барит-полиметаллическая (либо полиметаллическая) минерализация;
- 2) к коагматам андезитов и андезито-базальтов тяготеют медноколчеданные руды; с натриевыми риодацитами совмещены медно-цинковые;
- 3) в депрессиях, где в разрезе вулканитов устанавливается «антидромный» ряд (андезиты – риодациты – риолиты – андезиты – андезито-базальты) возможны случаи совмещения в пространстве разнотипной минерализации.

Рассматриваемые нами вулканогенные месторождения Малого Кавказа размещены в Сомхито-Карабахской зоне, развивавшейся в течение мезозоя – кайнозоя по типу внешней магматической дуги. Характерной особенностью зоны является ее четко проявленный медный профиль. В течение субдукционного этапа развития палеодуги (средняя юраранний мел) взаимодействие континентальной и океанической плит в ее пределах выразилось вначале интенсивным подводным андезитоидным вулканизмом, сменившимся на поздней стадии внедрением интрузий.

1. Краткая характеристика вулканогенных месторождений цветных металлов Малого Кавказа

С помощью палинспатических реконструкций с привлечением геологического материала было установлено [15], что поглощение океанической плиты завершилось в начале позднего мела, а первое столкнове-

ние Малокавказской дуги с Иранским микроконтинентом гондванского происхождения приурочивается к коньякскому веку.

В.С.Буртманом [10] выделен в качестве главного этапа формирования мезозойских сутур Тетиса меловой период. Им также отмечено, что фундамент Иранского массива, включающего на севере Еревано-Ордубадскую, Мисханскую и Джульфинскую зоны, сложен отложениями гондванского типа (палеозой и триас), а по фауне аммонитов байоса и бата Иранский микроконтинент принадлежит к биогеографической провинции, относящейся к Африкано-Аравийскому ряду.

В течение субдукционного этапа были образованы вулканогенные золотосодержащие медноколчеданные, цинково-медные (с золотом) и барит-полиметаллические и полиметаллические месторождения, а также (в основном в конце этапа) – медно-порфировые, кобальтовые, скарновые, железорудные, ассоциированные с тоналит-гранодиоритовым комплексом. Начало коллизионного этапа знаменуется сменой подводного андезитоидного вулканизма кремнекислым аэральным. В начале и на поздних стадиях этапа формируются приповерхностные месторождения медных, баритовых, барит-полиметаллических и золотосодержащих руд.

Примером развития приповерхностных месторождений, связанных с субаэральными вулканами, служит позднемеловая Болнисская вулканотектоническая депрессия (занимающая площадь около 1200 км²), в основании которой залегают терригенно-карбонатно-вулканогенные образования, перекрытые мощным (до 600 м) рудовмещающим вулканокластическим андезито-дацитовым комплексом. На развитой денудационной поверхности последнего вдоль блокоограниченных нарушений северо-восточного и субширотного простираний проявлены моногенные кремнекислые вулканические постройки с шельфами игнимбритовых потоков, заполняющих депрессионные части вулканотектонической структуры. Продукты аэрального вулканизма (объединенные в риодацитовый комплекс) включают игнимбритовые потоки, лавы и экструзии риодацитов.

Вулканическая активность позднемелового времени завершается трещинными наземными излияниями андезито-базальтов, игнимбритовыми потоками натриевых риодацитов. Синхронными с поздними эффузивными образованиями, вероятно, следует считать тела кварцевых диоритовых порфиритов южной части вулканотектонической депрессии. Месторождения занимают приповерхностные уровни двух последовательно проявленных рудно-магматических систем:

1) ранней, синхронной с риодацитовым вулканическим комплексом (месторождения имеют барит-полиметаллический состав).

2) поздней, функционирующей близодновременно с андезито-базальтовым-натриевым риолитовым (медноколчеданная минерализация).

Вертикальный диапазон развития систем не превышал, вероятно, 2-2,5 км; интрузивные составляющие первой представлены кали-нат-

ровыми гранодиорит-порфирами, второй – кварцевыми диоритовыми порфиритами. Форма интрузивных тел силлообразная – они вскрыты скважинами и оконтуриваются локальными минимумами на общем положительном фоне гравитационного поля.

Наличие в риодацитах ксенолитов гранодиоритов и кварцевых диоритов может служить одним из свидетельств возможного образования известково-щелочных магм за счет субстрата, приближающегося по составу к кварцевому амфиболиту. Переплавление кремнекислого субстрата допускается многими петрологами [7, 27].

Пример Малого Кавказа показывает, что начало коллизионного этапа в палеоостровной дуге зафиксировано мощными эксплозиями кремнекислых магм, очаги которых могли размещаться на глубинах порядка 20-25 км. Некоторым подтверждением этому могут служить выявленные магнитно-теллурическим зондированием [2] на этих глубинах в Сомхито-Карабахской зоне горизонты пониженной вязкости.

В коньякском веке под депрессией размещался, вероятно, магматический очаг, где происходила дифференциация магмы в риолитовом направлении. Как отмечают А.Ф.Белоусов и А.П.Кривенко [7], наиболее благоприятными для фракционирования кислой магмы являются зоны давлением ниже $8-9 \cdot 10^2$ МПа, где температурный минимум переходит с дацитовых на риолитовые составы.

Можно полагать, что становлению риодацитового комплекса предшествовало перемещение остаточного расплава на уровне порядка 3-5 км. В современных вулканических областях промежуточные очаги, питающие вулканы с высокой эксплозивной деятельностью, обычно располагаются на глубинах 3-4 км [8], а их опорожнение приводит к кальдерообразованию. Магмы больших глубин недосыщены водой, что способствует их перемещению к поверхности [24,36].

В Болнисском рудном районе развитие вулканоструктур, сопровождаемое рудообразовательным процессом, представляется в следующей последовательности. Перед началом активной вулканической деятельности коньякского века в районе существовала обширная палеодепрессия с артезианским режимом подземных вод, ограниченная с севера и юга выступами древних пород (Локский и Храмский массивы) – крупными гидрогеологическими массивами, питающими и обновляющими пластовые воды. В начале первого рудно-магматического этапа последние под воздействием внедрившихся интрузий подогревались и приобретали способность к экстрагированию металлов и сопутствующих им элементов как из кремнекислых составляющих разреза вулканитов, так и силловых тел гранодиорит-порфиров. Можно думать, что между внедрившимися интрузиями и пластовыми водами происходил не только тепло-, но и массообмен, обогативший растворы сернистыми соединениями эндогенной природы. На уровне формирования гидротерм и путей

их перемещения взаимодействие вод, обогащенных сернистыми соединениями (в основном, в восстановительной форме), с вмещающими породами выражено полями пропилитизации и пиритизации с узкими зонами ангидритовых штокверкообразных зон, а в области разгрузки – взрывными брекчиями, преобразованными во вторичные кварциты. Отметим, что сторонниками конвективной модели функционирования флюидов, независимо от природы воды – с высокой долей морской или метеорной, зеленокаменные преобразования отождествляются с областями формирования гидротерм [25, 36, 37].

В нашем примере в начале первого этапа, после выжимания экстрезий риодацитов, приведшего к подготовке морфоструктуры месторождения, последовало внедрение в приповерхностную зону газогидротерм, насыщенных основными рудными компонентами, вследствие вязкости магмы газогидротермы проходили через нее с большим трудом и производили сильные взрывы, сопровождающиеся образованием взрывных брекчий, затем преобразованных в области циркуляции подземных вод (процесс этот аналогичен наблюдаемому в областях современного вулканизма кислотному выщелачиванию приповерхностных зон под воздействием сульфатных растворов, образованных за счет конденсации паров и окисления сероводорода эндогенных флюидов [23, 30]) во вторичные кварциты (опалиты с алунином) и аргиллизиты, а ниже уровня грунтовых вод – в пропилиты. Как правило, метасоматиты кислотного выщелачивания золотоносны.

В начале первого этапа была подготовлена, как нам представляется, и гидрохимическая обстановка – зональное распределение поровых вод. Зона вскипания (маркированная подошвой кварцитов, внутри которых среди аргиллизитов отмечены кварц-адуляровые прожилки) разделяла области сульфатно-аммонийных и хлоридно-натриевых вод. Зональность поровых вод определяла и зональность распределения минеральных ассоциаций в процессе рудоотложения, выраженную в интервале до 150 м сменой баритовых руд барит-полиметаллическими (с преобладанием цинка над свинцом), а затем и полиметаллическими. В висячем (южном) боку минерализованной зоны субпараллельные ей разрывные структуры выполнены гипсом с «оторочками» пирита.

Барит-полиметаллические руды размещены на уровне кварцитов и кварц-гидрослюдистых пород северо-западнее медных. Отметим, что в районе известны как собственно баритовые и барит-полиметаллические, так и медноколчеданные месторождения, а также имеются свидетельства наложения медного оруденения на полиметаллическое (Маднеули, Абульмулькское, Дарбазское).

В дальнейшем в результате повторных гидровзрывов на уровне массива кварцитов были образованы рудовмещающие структуры северо-восточного простирания, по которым растворы отжимались к областям

разгрузок, где подготовленная ранее гидрохимическая обстановка обеспечивала течение процесса рудообразования.

Данные по газовой-жидким включениям [3, 4] свидетельствуют о хлоридно-натриевом профиле флюидов, поступающих в область насыщения кислотными компонентами. Структурно-текстурные особенности руд (метаколлоидные и мелкозернистые текстуры), устанавливаемые на верхних уровнях, а на нижних, вероятно, испытавших перекристаллизацию (крупнозернистые барит-полиметаллические руды) – свидетельствуют вначале о быстром осаждении в результате смешения с холодными водами, а затем (в условиях термостатированного режима – для собственно баритовых зон при 140°C, а барит-полиметаллических – при 260°C минимальные температуры гомогенизации включений) – о стабильном протекании процесса, в течение которого под воздействием поступающих эндогенных растворов происходили перекристаллизация ранее отложенных минеральных скоплений, местами их разрушение и переотложение, а также гидролитические реакции с образованием, в основном, серицита.

Возобновление гидротермальной деятельности в блоке, где размещено Маднеульское месторождение, последовало после мощных излияний андезито-базальтов и внедрения в вулканогенно-осадочные образования депрессии дацитов и кварцевых диоритовых порфиринов. В Маднеульской вулканоструктуре рудоотложению второго этапа предшествовали тектонические подвижки, приведшие к развитию зон трещиноватости под основным телом кварцитов. Основная масса медных руд сконцентрирована под аргиллизитовой в предрудных пропилитах. Местами кровля медных прожилково-вкрапленных руд маркируется горизонтами яшмовидных кварцитов, под которыми отмечаются линзовидные тела массивных серноколчеданных руд с наложенной халькопиритовой минерализацией.

Ветви конвективной палеогидросистемы прослеживаются до глубин порядка 1000-1200 м (маркированы пропилитовыми изменениями с вкрапленностью пирита, молибденита, энаргита и прожилками ангидрита). Раствор был истинным слабощелочным – нейтральным, сероводородсодержащим хлоридно-натриевым, с высокой долей магматогенных вод (изотопные данные), магматогенной серой, с максимальной соленостью в 40 г. – экв. NaCl.

Металлические элементы (медь, цинк, железо), вероятно, входили в состав хлоридных комплексов, в особенности в области температур, превышающих 350°C, а перенос силиция и алюминия – обязательных компонентов флюидов, скорее всего, осуществлялся в виде гидрокомплексов, поскольку их гидросульфидные и хлоридные модели, как это убедительно показано И.Г.Ганеевым [12], требуют высоких концентраций соответственно серы (0,3-1,0 моль/кг H₂O) и хлора, нереальных в природных условиях.

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

Сложный характер тектонического развития Кедабекского рудного района и позиция его в зоне сочленения крупных блоковых структур Малого Кавказа, сформировавших очагово-купольную структуру диаметром около 30 км, наложили отпечаток на масштабы и формы проявления разрывных нарушений. Субмеридиональными и субширотными линейными разломами, представляющие отдельные фрагменты Кедабек-Далидагской сквозной линеamentной зоны [5], Кедабекская очагово-купольная структура разделена на отдельные блоки, которые испытали вертикальные и горизонтальные перемещения. Установленные космическими снимками кольцевые структуры подчеркиваются дуговыми разрывами, которые могут быть контурами структур более высоких порядков. Среднеюрские извержения (вулcano-плутоническая ассоциация) в пределах этих линейно расположенных глубинных нарушений образуют пологие сводовые вулcano-тектонические поднятия, на космических снимках фиксирующиеся в виде очаговых магматогенных структур или концентрически-зональных магматогенно-рудно-метасоматических систем. В ядре таких поднятий размещены кислые плутонические образования (Атабек-Славянский плагиогранитовый массив) [1,11], сменяющиеся по перифериям основными и среднекислыми породами (Кедабекский гранитоидный массив; малые кварц-диоритовые, гранодиорит-порфиоровые интрузивы), а далее – более ранними (байос-бат) вулcanoгенными образованиями. Наиболее ранняя колчеданосная базальт-андезит-дацит-риолитовая формация байос-батского возраста, сформировавшаяся в результате вулканизма центрального типа с высоким 65-70% коэффициентом эксплозивности в режиме островных дуг, характеризуется гомодромной дифференциацией от базальтов до риолитов со всеми переходными разностями (андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты, риолито-дациты и т.д.). При этом, устанавливается разобщенность вулканических центров основного, андезитового и кислого вулканизма, а также изменение условий формирования вулcanoгенных пород. Все указанные породы обладают порфиоровым сложением и высокой эксплозивностью. Эксплозивность возрастает во времени от базальтов к андезитам и риолитам. Также возрастает во времени и количество субвулканических тел, сопровождающих и завершающих формирование интрузивных пород. С продуктами вулcano-плутонической ассоциации непрерывно дифференцированного известково-щелочного ряда с широкими вариациями кремнезема и щелочей

в результате тектоно-магматической активизации в целом Закавказской плиты пространственно увязываются золотосодержащие серноколчеданные, медноколчеданные и медно-порфировые, медно-полиметаллические, барит-полиметаллические типы руд и др. (Битти-Булаг, Ново-Гореловское, Карадаг, Хархар, Масхит и др.)

Особое место в структуре рудного района отводится ее центральной части, где расположено Кедабекское золото-медноколчеданное рудное поле, контролируемое вулcano-купольной структурой и осложненное радиальными разрывными нарушениями. Рудное поле отвечает клиновидному тектоническому блоку размерами около 100 км².

Месторождение представлено двенадцатью штоками и группой северных линз. Основная масса богатых руд штоков выработана. Штоки имеют линзовидную форму с частыми раздувами и пережимами по мощности с углами падения от 15-20° до 70° на юго-запад. Наиболее богатые медные руды залегают вблизи контакта вторичных кварцитов верхнего байоса с покровными телами андезито-базальтов бата. Часть рудных тел сконцентрирована в основных вулканитах раннего байоса.

Рудные тела месторождения сосредоточены в узлах сопряжения краевых продольных ветвей регионального Главного Кедабекского разлома северо-западной ориентировки с системой оперяющих северо-восточных сколовых и отрывных нарушений. Эти разломы выявлены в четко обособленном клиновидном тектоническом блоке, в котором локализовано золото-медноколчеданное месторождение и другие рудопроявления. Как показывает анализ АФС и КС [5], тектоническая решетка, вмещающая кедабекский рудоносный блок, имеет вид густой полигональной сети субвертикальных северо-западных, северо-восточных, субмеридиональных и субширотных трещин.

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

Интерес представляет представление о многоэтажности Кедабекского месторождения. Как известно, в нижнем вулканогенном комплексе наиболее заметные и охватывающие большие площади гидротермальные изменения проявляются вдоль наиболее древних структур субмеридионального простирания, сопровождающиеся, обычно, серией непротяженных, параллельных и боковых сколов и отрывов, которые чаще образуют несколько систем трещин. Эти оперяющие трещины, в совокупности составляющие мощную зону трещиноватости с гидротермальными изменениями пород нижней вулканогенной толщи, являются структурной средой для возникновения залежей.

На Кедабекском месторождении главными рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, второстепенными – арсенипирит, галенит, борнит; из жильных – кварц, барит, кальцит. Главная масса тонкодисперсного золота связана с ранней пиритовой ассоциацией, а свободного золота – с поздней халькопирит-пирит-сфалеритовой. Высокие концентрации наблюдаются в всячем боку колчеданных штоков и линзовидных тел и в их верхних горизонтах. И что особенно важно, наибольшая концентрация золота тяготеет к сплошным халькопирит-сфалеритовым рудам, в меньшей степени – к их вкрапленным разностям. Минимальные содержания золота наблюдаются в лежащем боку рудных штокверков и их нижних горизонтах, где развиты медные вкрапленные руды и серный колчедан. К наиболее распространенным минералам, содержащим золото, относятся халькопирит, борнит и блеклые руды. Тесная корреляция золота с медью в медно-цинковых типах руд указывает на связь золота с медными минералами, выделившимися при образовании халькопирит-пирит-сфалеритовой ассоциации.

В Алавердском рудном районе на площади 700 км² в течение субдукционного этапа были сформированы малоглубинные вулканогенные месторождения (Алавердское, Шамлугское и Ахтальское), размещенные в субмаринных образованиях. Рудоконтролирующая структура района – Алавердская брахиантиклиналь – достигает в поперечные 5 км. В ее ядре выступают андезиты и базальтовые порфириды дебедской свиты. Выше с небольшим несогласием залегают андезиты, риолит-дациты и их пирокластиты верхнебайосской вулканической постройки. Рудообразование приурочивается к трем циклам вулканизма: байосскому, батскому и верхнеюрскому (оксфорд-киммериджскому). В пределах крупной вулканоструктуры выявлены образования (рудно-магматические комплексы) отмеченных циклов. Магматическая активность завершилась внедрением в начале мела вдоль поперечных нарушений многофазных интрузий тоналит-гранодиорит-плагиогранитного комплекса (Шнох-Кохбская, Цахкашатская, Чочканская), вся гамма пород которого может быть отнесена к известково-щелочной серии островодужных сооружений, к андезиитоидной ассоциации с четко проявленным преобладанием натрия над калием.

В начале байосского цикла функционирование вулканов трещинного типа привело к накоплению в нижней части разреза мощных покровных образований (дебедская свита мощностью свыше 1000 м), состоящих из лав и лавобрекчий андезито-базальтов и андезитов и в верхней-разнообломочных вулканокластитов андезитов, андезито-дацитов и, реже дацитов (кошабердская свита мощностью 350-400 м), перекрытых известковистыми песчаниками с базальными конгломератами в основании. Затем, после кратковременного затишья вулканической деятельности, о чем свидетельствуют маломощные илистые осадки (район Ахталы), обособились две вулканические постройки, преобразованные в конце байосского цикла в депрессии. Западная, к которой приурочены основные месторождения района, выполнена покровами андезитов, андезито-дацитов, груборитмичными вулканомиктовыми отложениями (подводным коллювием), гиалокластитами. Максимальные мощности накоплений депрессии составляют 600 м, мощности гиалокластитов, завершающих разрез ее восточной части, не превышают 200-250 м. Центральная часть на позднем этапе была осложнена экструзиями риодацитов, а восточные приподнятые блоки (узлы пересечения глубинных структур северо-западного и северо-восточного направлений) интродированы плагиогранитами (Ахпатский) и плагиогранит-порфирами (Ахтальский) с характерными бипирамидальными порфировыми выделениями кварца. Последние слагают лакколитообразную интрузию, в апикальной части которой развиты эксплозивные брекчии. Внутри ахтальского интрузивного тела отмечены реликты вмещающих пород – сложночередующиеся эффузивные и вулканокластические образования [32]. Эксплозией были охвачены перекрывающие лакколит илистые осадки и покровы андезитов. Морфологические особенности эксплозивных тел определили структуру барит-полиметаллических скоплений: под экраном размещены линзовидные тела баритовых руд, сменяющиеся книзу жилообразными барит-галенитового, а затем сфалерит-пирит-галенитового, халькопирит-сфалерит-галенитового и пирит-халькопиритового составов.

Отмечена значительная примесь молибдена (сотые доли процента) в полиметаллических рудах, а на верхних горизонтах – флюорит в сростании с баритом. Рудных зон всего 13 со сходным мотивом зональности: крупные по простиранию прослежены на 80-100 м, по падению – на 350-300 м при мощности в 8-12 м; отношения в них цинка, свинца и меди следующие 3:1,7:1 [29].

На Алавердском месторождении основная рудоконтролирующая разрывная структура выражена близмеридиональным сбросом с падением на северо-запад под углом 50-70° при мощности зоны до 300 м и прослеженным простиранием более чем на 3 км. Внутри зоны разлома в двух расширениях на верхних горизонтах под известковистыми песчаниками сосредоточены штоки и линзы массивных руд (их около 40, ныне

отработанных), падающие в основном согласно с вмещающими породами на запад, юго-запад, под углами 40-50°, на нижних горизонтах – жилы и жильные зоны, вкуче представляющие собой систему компактно размещенных жилообразных скоплений, нередко массивных медноколчеданных и серноколчеданных руд. Мощности отработанных рудных штоков и линз составляли от 5 до 30 м, по простиранию и падению они прослеживались на 100-180 м. Тела размещены в полостях отслоения под известковыми песчаниками и сланцами, тяготеют к экструзивным куполам риодацитов, сопровождаемых эксплозивными брекчиями.

На верхнем рудном горизонте отмечены изолированные тела барит-полиметаллических руд внутри блоков риодацитов (возможно, синхронные с Ахтальским месторождением), а также в висячем боку рудоносной субмеридиональной зоны – гипс и ангидрит в ассоциации с клейофаном, галенитом, халькопиритом [32]. Жилы и жильные зоны нижнего горизонта Алавердского месторождения не связаны со штоками, проявлены самостоятельно, локализуясь в субширотных трещинах отрыва. Магматические тела-дайки кварцевых диоритовых порфириров и гранодиорит-порфириров, ассоциирующие с минерализованными зонами, в отличие от последних, залечивают основные разрывные структуры север-северо-восточной ориентации. Простираются жилы на 200-400 м, по падению прослежены на 70-350 м, мощности их колеблются от 0,1 до 1 м. Содержание меди в них колеблется от 1,36 до 2,87%, а в околорудно измененных породах – 0,1-0,8%. Общий вертикальный размах оруденения составляет 950 м. Жилы и зоны тяготеют к дайковым телам среднекислого состава. Верхней границей распространения жил и жильных зон служат слоистые туфопесчаники, перекрывающие агломератовые и глыбовые скопления батских образований (шихтахской свиты) [32].

Наибольший интерес представляет вулканическая постройка центрального типа, располагающая в районе Шамлугского месторождения и охватывающая площадь одноименной брахиантиклинали, которая отличается большой сохранностью и весьма сложным строением.

Шамлугский вулкан является типичным примером сложной многожерловой постройки В течение позднего байоса и бата вулканическая деятельность проявлялась локально в участках расположения одиночных вулканов [26]. На некоторых стадиях вулканического цикла, вблизи от главного жерла по П.Ф.Сопко, появлялись побочные кратеры. Здесь жерловые фации представлены агломератовыми туфами андезито-базальтовых порфириров, подвергнутых интенсивным гидротермально-метасоматическим изменениям (фация вторичных кварцитов), возникших в результате сольфатарно-фумарольной деятельности. Непосредственно к север-северо-востоку от основного жерла по обоим бортам р. Дзегамчай обнажается второе жерло, закупоренное андезито-базальтовым нечком с субвертикально ориентированной флюидалностью, во-

круг которого развиты субвертикальные кольцевые субвулканические и гиповулканические интрузии андезитовых порфиритов, крупнокварцевых риолитовых порфиров, переходящих в пределах одного и того же тела в гранит-порфиновые разности.

Характерной особенностью строения этих жерловых структур является широкое развитие многочисленных сбросовых нарушений. По мере удаления от рассмотренных жерловых структур агломератовые туфы переходят в толщу чередования лав, лавобрекчий и тех же агломератовых туфов, являющихся здесь прижерловыми фациями Шамлугского гетерогенного вулкана.

Прижерловые фации в виде плавно изгибающегося кольца, обрамляющего ядро вулканической постройки, сменяются удаленными фациями, где в разрезе вулкаников, наряду с лавами, лавобрекчиями и туфами (преимущественно мелко- и среднеобломочного, литокристаллокластического состава) появляются горизонты слоистых туфогравелитов, туфопесчаников и туфоконглобрекчий, отличающихся прерывистыми характером и занимающих различные вертикальные уровни разреза.

В полосе перехода прижерловых фаций к удаленным, особенно вдоль юго-западного крыла Шамлугской брахиантиклинали, обнажаются изолированные выходы близизометричных жерловых фаций небольших размеров, выполненных или грубообломочными шлаками андезито-базальтов или же монотонными лавами. Жерла, выполненные шлаками, отличаются секущими контактами, крутой ориентировкой обломков, ярко выраженной субвертикальной флюиальностью, обусловленной как роями удлиненных миндалин (выполненных эпидотом, кальцитом, хлоритом) и пор, так и струйчатой ориентировкой микролитов альбита. Жерловые фации, представленные монотонными лавами, также имеют секущие крутые контакты и внутреннее зональное строение. Эндоконтактовые зоны характеризуются миндалекаменным сложением, лишенным порфировых вкрапленников с субвертикальной ориентировкой миндалин; центральные части жерл сложены андезито-базальтовыми порфиритами с мелкозернистой долеритовой структурой базиса. Рассмотренные жерловые фации, по всей вероятности, являются корнями побочных вулканических построек, развившихся на склоне основной вулканической постройки. В пользу этого предположения говорит также тот факт, что вблизи жерл наблюдается резкое увеличение мощности вулкаников, достигающее здесь более 500 метров.

Определенное положение в разрезе Шамлугского вулкана занимает слоистая толща вулканомиктовых пород.

Наиболее крупные их выходы обнажаются на его склонах, слагая здесь изолированные синклинальные структуры (на северном и южном склонах) и моноклиналиное крыло на восточном периклиналином замке Шамлугской брахиантиклинали.

Характерной особенностью строения этой толщи является то, что по мере приближения к участкам развития прижерловых фаций они постепенно уменьшаются в мощности, а туфагравелитовые и туфопесчаные фации сменяются туфоконглобрекчиями.

Изолированные выходы слоистой толщи с близгоризонтальным залеганием пород отмечаются и в пределах основных жерловых структур, перекрывая здесь различные горизонты агломератовых туфов, лав и лавобрекчий андезито-базальтовых порфиритов.

Весьма важно подчеркнуть то обстоятельство, что в отличие от вулканомиктовой толщи, обнажающейся на крыльях Шамлугского вулкана, изолированные выходы вулканомиктовых пород в пределах центральных жерловых структур занимают более низкие гипсометрические отметки.

Указанные обстоятельства, с одной стороны, и особенности внутреннего строения вулканической постройки в целом – с другой, свидетельствует о том, что в период формирования вулканомиктовых фаций на месте свода Шамлугского вулкана возникла крупная кальдера проседания. В пользу этого положения говорит также широкое развитие более молодых вулканических построек кислого состава в центральной части этой кальдеры и расположение побочных вулканов по ее периферии, так как последние явно возникли после формирования основной вулканической постройки, на что указывают факты перекрытия прижерловыми фациями побочных вулканов удаленных фаций основной вулканической постройки.

На Шамлугском месторождении, в отличие от Алавердского, слагающие его вулканогенные и осадочные образования имеют субширотное простирание и пологое падение на север. Здесь верхнебайосские отложения, представленные сверху вниз песчаниками, гиалокластитами и грубообломочными туфами риодацитов, перекрыты келловейскими песчаниками и конгломератами. Как верхнебайосские, так и келловейские отложения интродуцированы силловыми телами и штоками риолитов, являющимися комагматами проявленного на периферии Алавердской вулкано-тектонической структуры оксфорд-киммериджского вулканического комплекса. Внедрение силлов происходило в горизонты водообильных пород, охватывающих как верхнебайос- келловейские отложения, свидетельством чему служит чехол эксплозивных брекчий над силлами. Эксплозиями затронуты низы келловейских песчаников, которые местами приобрели в результате дезинтеграции облик песка.

На Шамлуге рудоконтролирующая структура имеет, как и вмещающие ее породы, субширотное простирание. Пластообразные тела, падающие на север под углами 5-35°, в основном, экранируются силлами позднеюрских риолитов и риодацитов, а также верхнебайосскими песчаниками. Минерализованными являются и сами риолиты, риодациты: в них развита кварц-серицитовая (с пиритом и редким халькопиритом) ассоциация, в песчаниках – кварц-хлорит-серицит-карбонатная (с пири-

том). Вертикальный размах оруденения составляет 400 м. Промышленные руды сосредоточены в двухсотметровом интервале, представленные штоками, и согласными пласто- и линзообразными залежами массивных и прожилково-вкрапленных серноколчеданных и медноколчеданных руд (имеются и изолированные полиметаллические тела, наличие которых, близких по минеральному составу с Ахтальскими, позволяет сделать предположение о совмещении в пространстве разновозрастной минерализации), с глубиной сменяющиеся жилами и прожилково-вкрапленной рудной минерализацией. Наиболее насыщены оруденением центральная часть месторождения площадью 1,5 км². Штоки и линзы выработанные, были локализованы под известковистыми песчаниками и силлами риодацитов.

Рудные тела размещаются преимущественно в риодацитовых порфирах, а на глубине 160 м в породах дебедской свиты выделяется нижний рудный горизонт, для которого характерны крутопадающие рудные жилы и зона прожилково-вкрапленных руд. Жилы широтные, падают на юг под углами 45-60°, прослеживаются по простиранию на 50-100 м, по падению – на 80-400м, при мощности от 0,1 до 5 м.

Жилы и жильные зоны кварц-пирит-халькопиритового состава выделены под штокверковыми зонами. В некоторых из них отмечены повышенные содержания энаргита. Околорудные метасоматиты представлены кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-карбонат-хлоритовыми и эпидот-хлоритовыми разновидностями.

Кафанский рудный район с медноколчеданными и полиметаллическим с золотом месторождениями располагается в центральной части Кафанского блока Сомхито-Карабахской зоны. Разрез юрских вулканогенных отложений, слагающий одноименный участок месторождения, начинается нижнебайосскими эпидотизированными вулканитами-андезит-базальтового состава, выступающими в ядре антиклинальной складки, имеющими вулканическую природу. На них залегают плагиоклазовые порфириты и туфы, сменяющиеся андезит-дацитовыми лавами и туфогенно-осадочными породами верхнего байоса, которые слагают рудоносную депрессию. Депрессия выполнена также разнообломочными вулканическими брекчиями, туффитами, туфопесчаниками. При этом местами, по С.А.Кекелия [18], происходила смена подводных условий осадконакопления наземными, о чем свидетельствуют проявленные в ряде мест игнимбриты и флюидалные лавы риодацитов. Выше залегают пачка осадочно-вулканогенных пород предположительно батского возраста [20], а еще выше трансгрессивно лежат мощные вулканогенные образования верхней юры. Формирование среднеюрских продуктивных толщ по А.Л.Портному [28], связано с единым циклом вулканизма, проявлявшегося в два этапа, названные «кафанский» и «гянджибутский». А.Л.Портной полагает, что каждый из этих этапов начинался изменением основных вулкаников и завершался образованием нижней и верхней кремнекислых толщ;

соответствующие этапам вулканогенные образования также выделяются в качестве свит. Оруденение на Кафанском рудном поле встречается в виде двух морфологических разновидностей: жил и жилообразных тел и зон прожилково-вкрапленного штокверкового оруденения, а по составу относится к медно-цинково-колчеданной (Кафанское месторождение) и колчеданно-полиметаллической (Шаумянское месторождение) формациям. Соотношение $Cu:Zn:Pb$ в пирит-халькопиритовых жилах 1:0,01:0,005. Руды в верхах штокверков обогащены [18] теннантитом, сфалеритом и Галенитом; здесь повышается роль цинка, отношение $Cu:Zn=1,3:0,3$. Оруденение Шаумянского месторождения представлено, по А.Л.Портному [28], жилами колчеданно-полиметаллического состава ($Cu:Zn:Pb=1:5:0,4$), которые расположены стратиграфически выше медноколчеданных руд и относятся к промежуточному уровню локализации руд.

Рудные тела приурочиваются к локальным депрессиям, осложняющим склоны экструзивных построек и тяготеют к пересечениям разрывов северо-западного (субмеридионального) и северо-восточного направлений. В пересечениях разрывных нарушений создавались так называемые «структурные крыши», являющиеся наиболее характерной формой структурного контроля оруденения штокверкового типа; позже эти зоны стали называть [32] экранирующими, определяющими локализацию штокверковых рудных тел, хотя по А.Л.Портному, они являются межслоевыми срывами в пределах вулканогенно-осадочных горизонтов и сформировались, по-видимому, в пострудное время.

На площади Кафанского рудного поля широко распространены дайки и штоки кварцевых порфиров, альбитофиров, габбро-долеритов и габбро-диоритов (17, 38). Дорудными, по мнению П.Ф.Сопко [32], считаются дайки, связанные со среднеюрской вулканической деятельностью, а дайки, связанные с верхнеюрским вулканизмом и глубинным магматизмом нижнемелового времени, относятся к послерудным образованиям. Дайки интенсивно гидротермально изменены - карбонатизированы, хлоритизированы, реже окварцованы и эпидотизированы. По мнению исследователей отложение пирит-борнит-халькопирит-энаргитовых руд следовало за внедрением кварцевых альбитофиров, происходившим в верхней юре, а жильные и прожилково-вкрапленные проявления медно-полиметаллического оруденения связываются с нижнемеловыми интрузиями. На руднике 6 развиты халькопирит-арсенопиритовые руды, а на самом западном участке Дзорастан обнаружен молибденит [20]. Допускается связь оруденения с предверхнеюрским магматизмом (И.Г.Магакьян, В.Н.Котляр, С.С.Ванюшин и др.), т.к. постсреднеюрские образования практически лишены рудоносности.

В Алавердском и Кафанском рудных районах становление вулканогенно-осадочных депрессий осуществлялось вначале в прибрежно-морских, а в конце частично в субэаральных условиях. Рудообразованию предшест-

вовали, как и в Болнисском рудном районе, мощные эксплозии и масштабная гидротермальная переработка пород. Обычно под большой нагрузкой столба воды (современное рудообразование в океане, формирование гидротермально-осадочных залежей) не происходит вскипания флюида, но давление оказывается достаточным для его выхода на морское дно. Здесь, как и в других регионах земного шара [37], медноколчеданные руды обнаруживают связь с андезитоидными породами (лавы андезито-базальтов, гиалокластиты и др.) полиметаллические (с баритом) – с кремнекислыми накоплениями, а текстурно-структурные особенности руд и признаки взрывных явлений указывают на небольшие глубины рудоотложения, по геологическим оценкам не превышающие 1 км от палеоповерхности.

В отличие от приповерхностных (Болнисский район) интрузивные составляющие рудно-магматических систем малоглубинных месторождений субдукционного этапа установлены практически на уровне зон разгрузок. Зонами зарождения флюидов могли служить депрессии, выполненные верхнебайос-батскими отложениями, в которых пластовые воды под воздействием субвулканических риодацитовых экструзий подогревались, приобретали агрессивность и способность к экстрагированию металлов и других компонентов. В этих условиях, как отмечают многие исследователи [31, 40, 42, 43], воды эволюционируют в сторону слабощелочного восстановительного гидротермального флюида, насыщенного рудными элементами по отношению к минералам «резервуара» [37].

Механизм формирования штокверковых медных руд: под экраном известковистых песчаников в условиях перепада давления и резкого пересыщения раствора вначале отлагались гели, впоследствии испытавшие раскристаллизацию (верхние залежи мелкозернистого пирита), а затем и перекристаллизацию (зоны штокверков), сопровождающуюся обменными реакциями раствора с вмещающей средой. Что касается массивных жил пирит-халькопирит (иногда с энаргитом) – кварцевого состава, то их кристаллизацию можно представить в термостатированных условиях (поддерживаемых тепловыми полями тел кварцевых диоритовых порфиритов) при постоянном подтоке из вмещающих пород в полости гидротермальных растворов.

2. Количественные поисковые многофакторные модели рудных узлов и месторождений

Как следует из вышеизложенного, разновозрастные месторождения Малокавказской островной палеодуги, на базе которых разрабатывались модели, обладают рядом сходных и различающихся черт. К числу общих черт, их объединяющих, относятся:

- приуроченность к вулканическим постройкам (к жерловым и склоновым частям локальных вулканоструктур), размещенных в бортах депрессий, выполненных вулканогенно-терригенным материалом;

- зависимость компонентного состава руд от зон источника рудного вещества – петрохимических особенностей вулcano-плутонических комплексов;

- сходство петрохимического состава вулканитов, выполняющих верхние части разрезов депрессий андезито-базальтового комплекса;

- преобладание в рудных районах медной минерализации над полиметаллической;

- широкое развитие взрывных брекчий;

- рудная зональность барит-полиметаллических месторождений;

- наличие висячем боку залежей как барит-полиметаллических, так и медных месторождений, скоплений гипса с «оторочками» пирита;

- преобладание штокверковых и жильных зон над скоплениями массивных руд;

- сходство минерального состава и структурно-текстурных особенностей как барит-полиметаллических, так и медноколчеданных месторождений;

- наличие на флангах медноколчеданных тел зон пиритизации и массивных мелкозернистых серноколчеданных руд в виде линз и пластообразных залежей в глинисто-песчаных отложениях под экраном риодацитовых экструзивных или силловых тел, а также покровами андезито-базальтов.

Месторождения различаются:

- вертикальным диапазоном развития рудно-магматических систем;

- фациальным составом толщ, выполняющих депрессии: в разрезе среднеюрских (сверху вниз) проявлены хемогенно-осадочные отложения, гиалокластиты, подводный коллювий, тефроидные турбидиты, лавы андезитов и андезито-дацитов; поздне меловых – игнимбриты, пирокластические стратифицированные образования, кратерно-озерные отложения, лавы риодацитов;

- петрохимическим составом кремнекислых образований.

На первых субвулканические и гипабиссальные интрузии характеризуются преобладанием натрия над калием, на вторых, наряду с магматитами натриевого профиля, проявлены калинатровые;

- характером метасоматических предрудных изменений: на первых рудные тела размещены в секущих узких метасоматитах кварц-серицит-хлоритового состава, переходящих по латерали и вертикали в пропилиты; на вторых четко проявлены вертикальный и латеральный ряды метасоматических формаций – вторичные кварциты, иногда кварц-адуляровые метасоматиты, кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты и пропилиты;

- размещением рудных тел: на первых они сосредоточены под силловыми телами риодацитов или внутри них, а также вблизи тел андезито-дацитовых и диоритовых порфириров, на вторых – в взрывных брекчиях – под экструзивными и лавовыми куполами риодацитов и игнимбритовыми накоплениями;

- масштабом рудных тел: на первых они незначительны, но содержания в них меди высокие (2,5-3%); на вторых зависимости обратные.

Нетрудно понять, что различия эти обусловлены геодинамическими режимами становления конкретных блоков земной коры палеоостроводужных сооружений.

В зависимости от целей исследования, которые определяются масштабом геологических работ, требуется знание характеристик, описывающих как систему в целом, так и ее составные части. Необходимым представляется также выделение тех признаков, которые легко распознаются современными геологическими методами и поддаются количественному описанию. При оценке рудных узлов, как это вытекает из приведенного материала и генетических представлений авторов, заслуживающими внимания являются признаки, адекватные общим элементам рудно-магматических палеосистем – очагам зарождения и разгрузки гидротерм. Поэтому в моделях рудных узлов следует учитывать, в первую очередь, отношения параметров рудной минерализации к масштабам рудоносных тектонических депрессий; объему тех составляющих заполнения депрессии, которые рассматриваются в качестве источника рудных элементов; объему породного бассейна, обеспечивающего гидросистему достаточным количеством воды; объему метасоматических преобразований, отражающему масштабы функционирования гидротерм. «Работоспособность» моделей может быть сведена на нет без учета геодинамических и палеогеографических обстановок становления вулканоплутонических комплексов и особенностей морфоструктур зон разгрузок рудно-магматических систем.

В процессе геологической съемки (ГСП-50) с общими поисками специализированными, палеовулканологическими и палеогидрохимическими исследованиями в сочетании с поисковым бурением, картированием метасоматитов, рудно-геологическими, геохимическими и геофизическими работами расшифровывается общая картина строения рудно-магматических палеосистем, выделяются признаки – факторы, свидетельствующие об эволюции во времени рудоконцентрирующего процесса.

Определенные затруднения при оценке оруденения целостных вулканоструктур потенциальных рудных узлов могут быть связаны с незнанием временного фактора – длительности функционирования рудообразующих систем. В качестве косвенных, но немаловажных, выступают признаки рудных узлов, отраженные в геофизических полях. Так, в гравитационном поле четко оконтуриваются площади, соответствующие надочаговым структурам и отвечающие минерализованным блокам. Они выражены минимумами небольшой интенсивности. Нарушения, в основном, скрытые, но имеющие рудоконтролирующее значение и осложняющие фундамент, прослеживаются дискретными геофизическими полями. Вдоль них отмечены гравитационные ступени, они проявляются также

пограничными зонами «соприкасающихся» аномальных полей Δg и (ΔT) а, где резко видоизменяются их напряженность и морфология.

Приведенные примеры месторождений показывают, что зоны разгрузок гидротерм уверенно распознаются комплексом геологических, геохимических и геофизических методов. Барит-полиметаллическим рудам соответствуют ореолы бора, бериллия, серебра, свинца, бария, мышьяка, ванадия, меди, ртути, йода. Вокруг медных руд проявлены ореолы титана, циркония, мышьяка, цинка, молибдена, висмута, меди, марганца и йода. Ореолы серебра, золота, мышьяка, висмута, йода характеризуют участки развития золотоносных кварцитов.

На стадии поисковых и поисково-оценочных работ в известных рудных районах, в которых масштабы и формационные типы минерализации проявляют зависимость от индивидуальности развития, строения и состава конкретных блоков земной коры, целесообразно использовать геолого-статистические признаковые модели, сформированные на базе эксплуатируемых или разведанных месторождений. Признаки последних изображаются графически в виде гистограмм, а их количественные характеристики даются в табличной форме.

Поскольку в качестве решающих факторов рудоотложения выступают вначале изменения РТ-условий в зоне разгрузки, а затем – обменные реакции между флюидом и породами, промышленно значимые скопления руд прогнозируемого объекта оцениваются сопоставлением таких характеристик с признаками эталонного месторождения как площади и продуктивности ореолов эндогенных элементов; их коэффициенты зональности; интенсивность метасоматоза, выраженная отношением объема внутренних зон к промежуточным, отношение объема внутренних и промежуточных к внешним, в нашем случае отношением кварцитов и кварц-серицитовых метасоматитов к пропилитам; отношение площади рудных тел эталонного объекта к площадям геохимических аномалий, метасоматитов, геофизических полей.

В геолого-статистических моделях для каждого среза месторождения приводятся данные о размерах площади метасоматитов; интенсивности метасоматоза; геохимических параметрах ореолов меди, свинца, цинка вокруг рудных тел; продуктивности рудных тел и ореолов; отношений площади рудных тел к площадям аномалий; отношений площади рудных тел к суммарной площади внутренних и промежуточных зон метасоматитов; отношение площади рудных тел к геофизическим полям; отношение объемов и запасов рудных тел ко всем признакам околорудного пространства, включая и магматиты.

В каждом конкретном случае локальный прогноз осуществляется с учетом морфоструктурных особенностей верхних частей магматических палеосистем, степени дифференцированности магм риодацитового состава, зависимости масштаба и строения рудных тел от морфологических

особенностей куполов, строения кальдер обрушения, характера предрудной переработки пород, компонентного состава эндогенных ореолов. Комплексом признаков определяется возможность обнаружения разнотипной минерализации – совмещенной, либо сближенной в пространстве. Для этого привлекаются данные об особенностях рудной минерализации, минеральный состав руд, изотопные соотношения элементов окисных и сульфидных соединений, состав газовой-жидких включений, реставрируются физико-химические условия рудоотложения.

Таким образом, для установления количественных взаимосвязей между промышленной минерализацией и признаками, характеризующими рудные узлы, требуется знание внутреннего строения и объемов вулканотектонических структур и рудоносных депрессий, объемов гидротермально переработанных пород и соответственно общего количества металлов, содержащихся в вулканоплутонических комплексах и гидротермалитах. Используются также геофизические характеристики, как аномальные поля ВП, отношения объемов внутренних зон метасоматитов к их общему объему.

Как было отмечено, для вычленения признаков рудных узлов достаточны современные методы (палеовулканологические, геохимические и геофизические), обычно применяемые в процессе выполнения геологической съемки (ГСР-50) с общими поисками.

Морфометрические характеристики основных палеовулканических структур определяются путем их обмера на картах геологических признаков оруденения, составленных с учетом палеовулканических особенностей районов и метасоматических преобразований пород, глубинного строения территорий (геофизические данные), а также многочисленных прямых наблюдений. Средняя глубина изученности скважинами составляет 500 м, имеется материал и по скважинам, глубины которых достигают 1200-1500 м. Данные по скважинам и другим горным выработкам используются при объемном картировании метасоматитов и определении объемных соотношений составляющих вулканоплутонических комплексов.

При подсчете количества металлов в породах привлекаются фоновые содержания в породах, в основном близкие к кларковым [21].

Проведенные исследования показали, что существуют определенные количественные зависимости между масштабами рудных тел и признаками оруденения. Наиболее информативными и постоянными являются связи между удельными и площадными продуктивностями рудных тел и окорудных метасоматитов в виде кварц-серицит-хлоритовых ассоциаций на медноколчеданных месторождениях. К сожалению, эти связи удалось установить [18] на двух доступных наблюдению горизонтах Маднеульского месторождения и трех Алавердской группы. На первом, по [18], ведущим типом минерализации является штокверковый в сочетании с жильным, на второй – в пределах изученных горизонтов – жильный.

Уровни эрозионного среза определяются сопоставлением геохимических коэффициентов зональности с известными эмпирическими на эталонных объектах, по характеру метасоматической переработки, а также с учетом геологической позиции ожидаемого оруденения в потенциально рудоносной вулканоструктуре.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение отметим, что разработке многофакторных поисковых моделей предшествуют геолого-генетические построения, в которых учитываются следующие обобщенные особенности вулканогенных месторождений цветных металлов палеоостровных дуг:

1. Компонентный состав эпигенетических руд, механизм отложения которых определяется палеогеодинамическими и палеографическими условиями становления рудно-магматических систем, зависит от петрохимических особенностей вулканитов и сопровождающих их комагматов: а) в случае развития «гомодромного» ряда – андезиты-калий-натровые риодациты-риолиты – проявлена барит-полиметаллическая, либо полиметаллическая минерализация; б) с андезито-базальтами, андезитами и натриевыми риодацитами ассоциированы медноколчеданные и медноцинковые руды; в) в депрессиях, где в разрезе устанавливается «антидромный» ряд – андезиты-калий-натровые риодациты-риолиты и андезиты-андезито-базальты, относящиеся, как правило, к разновозрастным циклам возможны случаи совмещения в пространстве разнотипной минерализации (Маднеули и Алавердская группа).
2. Медноколчеданная минерализация была сформирована вслед за интенсивными восходящими движениями, о чем свидетельствуют субаэральные и переходные от субмаринных к субаэральным условия накопления позднемеловых (Маднеули), байосских (Кедабек) и батских (Алаверди и Кафан) андезито-базальтовых комплексов, в то время как предшествующая первой в районах с полициклическим развитием вулканизма барит-полиметаллическая – в условиях устойчивого прогибания вулканоструктур.
3. Зональность предрудных метасоматитов аналогична таковой наблюдаемой в гидротермально измененных породах областей современного вулканизма [30, 40]; минерализованные блоки ограничены развитием эксплозивных брекчий.
4. Эпигенетические барит-полиметаллические залежи, включающие массивные баритовые, крупнокристаллические барит-сфалерит-галенитовые и прожилково-вкрапленные барит-сфалерит-галенит-халькопирит-пиритовые руды, размещены в основном во вторичных кварцитах; сверху они ограничены экраном, а снизу – «подошвой» гипсовых зон и яшмовидных кварцитов.

Медноколчеданные залежи (массивные мелкозернистые сернокол-

чеданные в верхней части, «облагороженные» халькопиритом, сфалеритом, галенитом, энаргитом и сульфосолями, снизу сменяются прожилково-вкрапленными халькопирит-пирит-сфалеритового состава рудами, участками, включающими шпидры, выполненные друзами кварца, пирита, халькопирита, нередко борнита и ковеллина) размещены в прожилитах под гипс-ангидритовыми зонами, а их распространение на глубину ограничено развитием эксплозивных брекчий и трещинных зон.

5. Данные по изотопному составу водорода флюидных включений и кислорода в кварце, барите и кальците барит-полиметаллических руд интерпретируются в пользу высокой доли участия метеорных вод в рудообразовательном процессе, причем, эта доля растет во флюиде, из которого отлагались баритовые руды; для медноколчеданных руд метеорная уступает по значению магматогенной воде [4].

6. Сера сульфидов малокавказских месторождений близка по изотопному составу метеоритной, а сульфатов утяжелена на $14 \pm 3\%$. Незначительно, но постоянно, облегчена сера сульфидов и сульфатов барит-полиметаллических руд, по сравнению с медноколчеданными и медноцинковыми [39].

7. Рудообразующие флюиды были хлоридно-натриевого профиля; перенос основных компонентов руд, придерживаясь общепринятой точки зрения [23, 27, 37], осуществлялся хлоридными комплексами, а кремния —, скорее всего, гидроксокомплексами, поскольку гидросульфидные и хлоридные модели для силиция и алюминия требуют [12] высоких концентраций серы и хлора, нереальных в природных условиях.

Формирование минеральной зональности рудных тел протекало в условиях градиента температур, фугитивности кислорода и серы. Периоду окончательного становления залежей соответствовали устойчивые градиенты температур: на верхних уровнях — $140-170^\circ\text{C}$, нижних — $260-320^\circ\text{C}$.

Из приведенных в статье примеров видно, что гидротермальной деятельности предшествовали следующие события: накапливались мощные терригенные и терригенно-вулканогенные отложения в депрессиях, а затем — андезитовые и риодацитовые комплексы. Очаги выплавления магм вторых на Малом Кавказе, очевидно, были размещены на глубинах порядка 20-25 км, которым соответствуют горизонты пониженной вязкости, выявленные магнитно-теллурическим зондированием [2]. Вулканическая активность завершается излияниями андезито-базальтов и в небольшом объеме — натриевых риолитов.

Можно думать, исходя из особенностей строения рудоносных вулканоструктур и изотопно-геохимических данных, что перед началом интенсивной вулканической активности существовали обширные палеодепрессии с артезианским режимом подземных вод, ограниченные выступами гидрогеологических массивов. Под воздействием интрузий, яв-

ляющихся комагматами эффузивно-экструзивных образований, пластовые воды подогревались, обогащались компонентами магм, в первую очередь, сернистыми соединениями, и приобретали способность к экстрагированию элементов из вмещающих пород. Вероятнее всего, сера поступала в форме SO_2 из магм в процессе их дегазации, а в высокотемпературных растворах областей зарождения флюидов преобладали ее комплексы с промежуточной степенью окисления - S^0 , S^{+2} , S^{+4} [32], устойчивость которых экспериментально была продемонстрирована Ю.В.Лаптевым [22]. Флюиды, как это принято считать [37] на основании минеральных ассоциаций высокотемпературных пропилитов в области их зарождения были слабощелочными, а затем по мере их продвижения к зонам разгрузки эволюционировали в сторону умеренно кислых растворов. Прорыв флюидов в приповерхностную зону сопровождался взрывами, вследствие которых под водонепроницаемым экраном (покровы андезито-базальтов и риодацитов, аргиллиты и песчаники) были образованы взрывные брекчии, преобразованные затем во вторичные кварциты и низкотемпературные пропилиты. Во флюидовыводящей структуре, разделяющей блоки, наподобие внешних зон «черных курильщиков» [41, 43], с аномальными физико-химическими характеристиками, отлагался гипс или ангидрит (на месторождениях проявлены гипс-ангидритовые скопления в висячем боку сульфидных залежей), а под ними скапливались в основном сульфиды железа.

События, предшествующие основному этапу рудогенеза, определили и характер гидрохимической зональности – формирование зон с сульфатно-аммонийными и хлоридно-натриевыми водами, раздел между которыми в области разгрузки маркирован гипс-ангидритовыми скоплениями и яшмовидными кварцитами. В дальнейшем, в условиях нарастающего давления флюида, последовали гидровзрывы, результатом которых явились системы трещин и полостей, осложнившие лежащий и висячий бока флюидовыводящей структуры. При поступлении в полости хлоридно-натриевых растворов в связи с резким изменением физико-химического состояния системы, происходило близодновременное отложение руд на всех уровнях, затем смещение физико-химического барьера от основной рудовыводящей структуры, на средних и нижних уровнях – перекристаллизация ранее выделившихся минералов, их частичное разрушение, растворение и переотложение.

Материал по вулканогенным месторождениям островодужных сооружений лишней раз подтверждает вывод Л.Н.Овчинникова [27] об универсальной стандартности рудообразования. Можно утверждать, что сходная во многом минералого-геохимическая зональность залежей является следствием протекания рудообразования в стандартных условиях, реализуемых на границе сред с различающимися, но постоянными на многих объектах физико-химическими параметрами, и объясняется по-

вторяющимися условно разграничиваемыми, но близодновременными следующими процессами: а) выпадением из хлоридно-натриевых растворов сульфатов и сульфидов, в основном моносульфидов железа на границе контактирующих сред; б) образованием халькопирита и сфалерита за счет моносульфида железа; в) выделением сульфидов меди, свинца и цинка в соответствии с устойчивостью их комплексов на разных уровнях зоны с сероводородным заражением, возможно с предварительной сменой лигандов; г) усложнением зональности залежей на разных уровнях в связи с растворением ранее образованных минералов и их переотложением.

Таким образом, на наш взгляд, к обязательным условиям протекания гидротермальных процессов в вулканических областях относятся: наличие достаточного количества метеорных вод, стабильного физико-химического барьера в зоне разгрузки и источника энергии. Эти условия реализуются в блоках, где мантийное вещество на определенных уровнях земной коры испытывает дифференциацию, либо стимулирует гранитное магмообразование, продолжительность которых соответствует, вероятнее всего, времени накопления терригенно-вулканогенных отложений. Что же касается специализации флюидов, то она зависит от состава вулкано-плутонических комплексов, интрузивные составляющие которых, в первую очередь, для медноколчеданных месторождений, определяют и долю участия магматогенных компонентов в рудогенезе, а также в ряде случаев барит-полиметаллические руды – рассольных вод терригенного заполнения основания депрессий.

В связи с проблемой источника вод уместно отметить, что изотопный состав кислорода медноколчеданных месторождений и их гипабиссальных аналогов – меднопорфировых, близок к таковому магматических пород [34, 37]. Сходство это, как известно, объясняется [33] спецификой условий формирования гидротермальных систем – выравниванием изотопных соотношений кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ порядка 6‰) в процессе взаимодействия метеорных вод с горячими магматическими породами.

Как следует из вышеизложенного, в результате выполненного анализа литературного и фактического материала были выявлены основные факторы, регулирующие ход рудогенеза на вулканогенных месторождениях цветных металлов; вычленены признаки околорудного пространства, поддающиеся количественному описанию и поэтому могущие быть используемы для оценки масштабов оруденения. В дальнейшем, необходимым представляется решение вопроса о методике обработки «рутинной» геологической информации с помощью соответствующих компьютерных программ, доступных для широкого круга специалистов. Однако, сложность решения этой задачи заключается в том, что пока не создана, как отмечает А.И.Гуревич [13], теория геологического подобия. В связи с этим им была выдвинута задача: «создать геологические обобщенные переменные комплексы объединенных в логическую и математическую

структуру характеристик, сохраняющих свой причинно-следственный смысл для разных объектов». Думается, эти комплексы явятся ключом для разработки интеллектуальных систем – компьютерных программ. Предполагается также, что совершенствование предложенных логических моделей рудогенеза и обобщенного образа месторождений – одно из необходимых условий для решения этой задачи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р.Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, изд-во АН Азербайджанской ССР, 1963, 227 с.
2. Абрамович Н.И., Клушин И.Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей – Л.: Недра, 1987, 247 с.
3. Аревадзе Д.В. Физико-химические условия формирования эндогенных месторождений Закавказья. – Автореф. дисс. докт. геол.-мин.наук в форме научного доклада. Тбилиси, 1989, 65 с.
4. Аревадзе Д.В., Гогишвили В.Г., Ярошевич В.З. Геология и генезис Маднеульского медно-барит-полиметаллического месторождения (Южная Грузия) // Геология рудных месторождений. 1983, №6, с.10-22
5. Баба-заде В.М., Мехтиев А.Ш., Пашаев А.М. и др. Тектоническое развитие, геодинамическая обстановка формирования и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых Кавказского сегмента Средиземноморского пояса (Азербайджан). Баку: Oğuz eli, 2009, 148 с.
6. Баба-заде В.М., Абдуллаева Ш.Ф. Благороднометалльные рудно-магматические системы. Баку, изд-во Бакинского Университета, 2012, 276 с.
7. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П. Магматогенез вулканических формаций. Новосибирск: Наука, 1983, 167 с.
8. Борисов О.Г., Борисова В.И. Экструзии и связанные с ними газогидротермальные процессы. М.: Наука, 1974, 200 с.
9. Брызгунов Н.И. Основы системного анализа поисковых работ. М.: Недра, 1988
10. Буртман В.С. Мезозойские сутуры Тетиса // Изв.высш.учебн.завед. Геол. и разведка, 1988, №11, с.3-21.
11. Гаджиев Т.Г., Мамедов М.М., Потапова Е.И., Сулейманов Э.С. Принципы выделения магматических и рудных формаций Азербайджана. Баку, 1981, 77 с.
12. Ганеев И.Г. Физико-химическая модель переноса минерального вещества гидротермальными растворами // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1984, №6, с.66-80
13. Гуревич А.Е. О задачах создания интеллектуальных систем в геологии // Сов. геология, 1989, №4, с.10-17
14. Диалектика познания сложных систем /Под ред. В.С.Тюхтина – М.: Мысль, 1988, 317 с.
15. История океана Тетис. М., 1987, 155 с.
16. Камшилина Е.М., Кривцов А.И. Рудообразующие процессы и системы // Сов. геология, 1989, №6, с.68-74
17. Кафанский рудный район (Геологическое строение и рудоносность) / Ереван, изд-во АН Арм.ССР, 1987, 200 с.
18. Кекелия С.А., Амбокадзе А.Н., Ратман И.П. Вулканогенные месторождения цветных металлов палеоостроводужных сооружений и методика их прогнозирования. Тбилиси, Мецниереба, 1993, 96 с.
19. Козловский Е.А., Кривцов А.И. Моделирование рудных месторождений: направления и задачи // Сов. геология, 1987, №9, с.12-19
20. Колчеданные месторождения мира (Авт.: М.Б.Бородаевская, Д.И.Горжевский, А.И.Крив-

- цов и др. М., Недра, 1979, 284 с. (Малый Кавказ – Г.А.Твалчрелидзе, с. 47-53).
21. Краткий справочник по геохимии (авт.: Г.В.Войткевич, А.Я.Мирошкин, А.С.Поваренных, В.Г.Прохоров). М.: Недра, 1977.
 22. Лаптев Ю.В. Особенности растворения элементарной серы в воде при повышенных температурах // Тезисы Первого Всесоюзного симпозиума «Термодинамика в геологии». Т.1. Черноголовка, 1985, с.189-190
 23. Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975, 261 с.
 24. Маракушев А.А., Яковлев Б.Б. Генезис кислых магм // Вестник Моск. Ун-та, сер.4, Геология. 1975, №1, с.3-24
 25. Медные месторождения – типы и условия образования /Под ред. А.И.Кривцова, Ю.В.Богданова, М.Б.Бородаевской и др. М.: Недра, 1987, 196 с.
 26. Методология исследования развития сложных систем (естественно-научный подход) /Под ред. К.О.Кратца и Э.Н.Елисеева. Л.: Наука, 1979
 27. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988, 255 с.
 28. Портной А.Л. Закономерности размещения колчеданного оруденения в Кафанском рудном районе. Автореф. дисс. канд.геол.-мин.наук. М.: 1988, 23 с.
 29. Рудный узел Алаверди-Шамлуг-Ахтала (научные основы и методы прогноза рудоносности). Ереван, изд-во АН Арм.ССР, 1987, 186 с.
 30. Сержников А.И. Геологические соотношения в вулканических областях между действующими гидротермальными системами и гидротермальными рудными месторождениями // Геология рудных месторождений, 1989, т.31, №6, с.51-64
 31. Скиннер Дж.В. Генетическое разнообразие гидротермальных минеральных месторождений // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982
 32. Сопко П.Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. М.: Недра, 1971, 254 с.
 33. Тейлор Х.П. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, с.200-237
 34. Титли С.Р., Бин Р.Э. Медно-порфировые месторождения //Генезис рудных месторождений. Т.1, М.: Мир, 1984, с.245-333
 35. Уемов А.И. Логика и методология системных исследований. Киев, 1977
 36. Файф У., Прайс Н., Томсон А. Флюиды в земной коре. М., Мир, 1984, 436 с.
 37. Франклин Д., Лайдон Д., Сангстер Д. Колчеданные месторождения вулканогенных ассоциаций // Генезис рудных месторождений. Т.2, М., Мир, 1984, с.39-252
 38. Шмидт А.И., Минин Д.А., Портной А.Л., Шер Л.С. Новые данные по геологии, генезису и закономерностям локализации руд месторождений Кафанской группы // Докл. АН СССР, 1987, т. 293, №5, с. 1205-1209
 39. Ярошевич В.З. Генетические особенности месторождений основных рудных формаций Кавказа по данным изотопных исследований. Автореф. дисс.канд. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1985, 23 с.
 40. Ellis A.J. Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interaction: Reaction with solutions and trace metal extraction: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v.32, 1968, p.1356-1363
 41. Hedenquist J., Henley R. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition // *Econ. Geol.*, 1985, v.80, p.1379-1406
 42. Hodgson C.J., Lydon J.W. The geological setting of volcanogenic massive sulfide deposits and active hydrothermal systems: some implications for exploration: *Canadian Mining Metallurgy Bull.*, v.70, 1977, p.95-106
 43. Turner C.S., Cambell J.H. Laboratory and theoretical study of the growth of “black smoker” chimneys // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, №82, p.36-48.

**ƏLVAN METALLARIN VULKANOGEN YATAQLARININ ÇOXFAKTORLU
AXTARIŞ MODELƏRİNİN TƏRTİBEDİLMƏ PRİNSİPLƏRİ
(Kiçik Qafqazın təmsalında)**

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

XÜLASƏ

Çoxfaktorlu model dedikdə, filizyanı sahənin kompleks informativ əlamətləri başa düşülür ki, onlar da perspektiv sahələrin diferensiasiyalaşdırılması vacib və kifayət edən qədər kəmiyyət qiymətləndirməsinə kömək edirlər. Qeyd etmək lazımdır ki, bu və ya digər genetik tip yataqların filizüstü, filiz və filizaltı zonalarını səciyyələndirən əlamətlərini bilmədən geoloji-kəşfiyyat prosesinin istənilən mərhələsi müvəffəqiyyətsizliyə düşər olur. Bu əlamətlərin aşkar edilməsi üçün müasir geoloji, geokimyəvi və geofiziki metodların tətbiq edilməsi vacibdir.

Məlumdur ki, regional metalogenik tədqiqatlar zamanı filiz-formasion analizi tətbiq edilir ki, onun da köməyiylə regionun filiz potensialı (keyfiyyət proqnozu) qiymətləndirilir. Bununla da filiz-formasion analizinin imkanları praktik olaraq məhdudlanır. İrimiqyaslı tədqiqatlar yataqların konkret geoloji yerləşmə şəraitlərini və etalon obyektlərin hərtərəfli səciyyələndirilməsini bilməyi tələb edir. Sonuncular filizyanı sahələrin təkrar olunmaz xüsusiyyətlərinə malikdirlər ki, onlar da filiz-maqmatik sistemlərini yerləşdirən yer qabığının konkret bloklarının fərdi inkişafından asılıdırlar.

Çoxfaktorlu modellərin işlənməsi üçün poliqon qismində Kiçik Qafqazın kolçedan formasiyasının bütün məlum sənaye mis, sink və qurğuşun yataqları seçilmişdir. Bu, Gürcüstanın Bolnisi (Madneuli), Azərbaycanın Gədəbəy (Gədəbəy, Bitti-Bulaq və b.) və Ermənistanın Allahverdi və Qafan (Allahverdi, Şamlıq, Qafan və b.) filiz rayonlarıdır. Birincidə, yəni Bolnisi filiz rayonunda, adaqövsünün «kolliziya» inkişaf mərhələsinin vulkanogen mis, barit-polimetal, qızıl yataqları təzahür etmişdir; onlar aeral şəraitdə qərar tutan andezit və dasit-riolit formasiyaları ilə assosiasiyadadırlar. İkinci, üçüncü və dördüncü filiz rayonlarında mis kolçedanı və polimetal yataqları «kolliziyaya qədər» yaşlıdırlar, bayosun və batın bazalt-andezit-riolit komplekslərində lokallaşmışlar və submarin, qismənsə subaeral şəraitlərdə formalaşmışlar.

Müəlliflər hesab edirlər ki, dörd filiz rayonu üzrə toplanmış material vulkanogen yataqların rəngarəngliyini təsvir edən ümuməhatəli modelin tərtib edilməsi üçün kifayətedici deyil. Bu səbəbdən onlar filiz geologiyasının əsas problemlərindən biri hesab edilən və filiz düyünlərinə, sahələrinə və yataqlarına uyğun gələn konkret vulkan strukturlarının miqdarı qiymətləndirməsini aparmağa çalışmışlar. Hidrotermal paleosistemin əlamətlərini ayırd edərkən o faktorlara fikir verilmişdir ki, onları xəritələmək mümkün olsun və müvafiq olaraq, miqdarı təsvir etmək olsun. Müəlliflərin fikrincə, belə yanaşma tərtib edilən modellərin tətbiqi qiymətini əks etdirir.

Açar sözlər: model, sistem, filiz rayonu, filiz sahəsi, yataq, proqnoz, əlamət, vulkanogen, ada qövsü, kolliziya.

**PRINCIPLES OF COMPILATION OF PROSPECTING MULTIPLE-FACTOR
MODELS OF VOLCANOGENIC DEPOSITS OF NONFERROUS METALS
(on the example of the Lesser Caucasus)**

Sh.F.ABDULLAYEVA, S.A.KEKELIYA, V.M.BABAZADE, M.A.KEKELIYA

SUMMARY

Under the multi-factor models of the deposits we mean a set of informative features of near-ore space, necessary and sufficient to quantitative assessment of the prospective area with the rank of their differentiation. It should be emphasized that without knowledge of features that characterize the supra-ore, ore and under-ore areas of any genetic type of deposits, any stage prospecting of geological exploration process will fail. Obligatory condition of isolating factors (attributes) is the ability of recognizing them with modern geological, geochemical and geophysical methods.

It is known that the regional metallogenic studies use ore-formation analysis which assesses the ore potential of the region (qualitative estimate) with the assistance of an abstracted image of a group of deposits (ore formation) that are similar in material composition and geological settings and that respond to certain stages of the development of mobile belts. Therefore, the possibilities of ore formation analysis are limited. Large-scale studies require knowledge of specific reference objects. The latter have unique features of near-ore space, depending on the individual development of concrete blocks of the earth's crust, hosting ore-magmatic systems.

As grounds, on the basis of which were developed multi-factor models, were selected all known commercial deposits of copper, zinc and lead of sulphide formation of the Lesser Caucasus – these are deposits of Bolnisi Ore District of Georgia (Madneuli), Kedabek ore region of Azerbaijan (Kedabek, Beattie-Bulag etc.), Alaverdi and Kafan ore regions of Armenia (Alaverdi, Shamlugh, Kafan etc.). These deposits are spatially and genetically closely related to paleoarc volcanics. The most common feature of these deposits is their location within the rising cross-folded structures, separated by the deflections. These geostructures are constructed predominantly by subalkaline series of magmatic complexes.

With an overall similarity the above deposits differ significantly from each other in both, formation time and mineralization scale, and in connection character of formation duration and morphogenetic characteristics. In one of the ore regions - Bolnisi are manifested volcanic copper barite-polymetallic, gold deposits of the beginning of collision stages of the Lesser Caucasus paleoarc structure, that is associated with andesite and dacite-rhyolite series, formation of which occurred in subaerial conditions.

The authors, aware that the material on the four ore district is not sufficient to create a comprehensive model of the multi-volcanic deposits, have tried to identify ways to address one of the main problems of ore geology - quantitative assessment of specific volcanic structures corresponding to ore nodes, fields and fields. Thus, at exarticulation of factors (attributes) that characterize the hydrothermal paleosystem, the authors sought to draw attention to those that are amenable to mapping and quantitative description respectively. This, we believe, is the practical value of developed models. They base on the concepts of ore genesis as an integrated system within which complex interaction of its constituents makes a new style of its properties, in our case - the ability to redistribution and, eventually, - concentration of metals in the upper zones of the earth crust.

Keywords: A model, system, ore district, mine, ore field, the forecast, sign, volcanic, paleoisland arc, collision.

Поступило в редакцию: 03.02.2012 г.

Подписано к печати: 31.05.2012 г.