

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© А.Д.Исмаил-Заде, 2011

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РУДООБРАЗОВАНИЯ
НА ВОСТОЧНОМ КАВКАЗЕ (АЗЕРБАЙДЖАН)****А.Д.Исмаил-Заде***Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А*

Рудно-магматическая система Кавказа – производная сложного сочетания тектоно-магматических и флюидо-гидротермальных процессов с закономерным омоложением проявлений от северных его структур к южным на фоне развития океанического бассейна Палеотетис и океанического залива Мезотетис. Генезис мезозойских и кайнозойских магматических и рудных комплексов увязывается с концепцией наличия в строении земной коры структурных зон региона аллохтонных гипербазитовых пластин (раннепалеозойской и мезозойской), обдуцированных в процессе замыкания океанических бассейнов Палеотетиса и Мезотетиса на складчатый фундамент и перекрытых вулканогенными комплексами. Концентрация рудного вещества связана с экстракцией их сиалифицирующими флюидами как из аллохтонной гипербазитовой пластины, так и коры фундамента. Главными факторами металлогенической специализации Кавказа являются возникшие тектонические напряжения и сиалификация рудосодержащих компонентов.

Введение. Кавказ – крупный тектонический сегмент Альпийско-Гималайского складчатого пояса, расположенный между континентами – Евразии и Афраравии и состоящий из мегаструктур Большого и Малого Кавказа и Куринской межгорной впадины (рис.1).

При общей северо-западной ориентированности складчатости в регионе наблюдается осложненность её поперечными поднятиями и прогибами, ступенчато погружающимися в юго-восточном направлении в сторону Южно-Каспийской впадины (Абдуллаев и др., 1988).

Территория Азербайджана, располагающаяся на Восточном Кавказе, охватывает основные структурные зоны Кавказской складчатой системы с присущими им месторождениями полезных ископаемых: Балакен-Загатальскую зону Большого Кавказа с крупными месторождениями свинца, цинка и попутно меди, Куринскую впадину, а также восточные зоны Закавказского региона Малого Кавказа с крупными месторождениями меди, железа, золота, свинца, цинка и Нахчыванский регион с месторождениями и проявлениями меди, молибдена, золота и попутно свинца и цинка (Абдуллаев и др., 1978; Мовсесян, 1979), что

позволяет выдвигать ее как полигон для решения задач современной металлогении.

Проблемами, связанными с рудными процессами в регионе, занималось на протяжении XX века целое поколение геологов: К.Н.Паффенгольц (1932), А.Н.Соловкин (1939-1944), С.М.Сулейманов (1967-1986), И.Н.Ситковский (1931-1970), Р.Н.Абдуллаев (1966-1988), Ш.А.Азизбеков (1947-1964), М.А.Кашкай (1939-1970), С.А.Бекдаши (1970), Г.И.Керимов (1957-1976), В.М.Баба-Заде (1966-2003), А.Д.Керимов (1963-1974), Н.К.Курбанов (1971-1986), Д.Д.Мазанов (1963), Г.В.Мустафаев (1968-1990), Дж.А.Азадалиев (1965-1998), В.И.Алиев (1967) и др., всесторонние исследования которых отражены в многочисленных публикациях. Выявленные ими закономерности в размещении и формировании рудных комплексов и установление физико-химических условий их проявлений способствовали обнаружению ряда новых промышленного значения рудных месторождений. Тем не менее, остались нерешенными проблемные вопросы генетического аспекта, касающиеся дискретности исходных расплавов магматических комплексов, фемического профиля

колчеданных месторождений, их золоторудной специфики и однотипности проявления мезозойского и кайнозойского магматизма и металлогении Кавказа на фоне регионального смещения тектоно-магматических процессов в южном направлении.

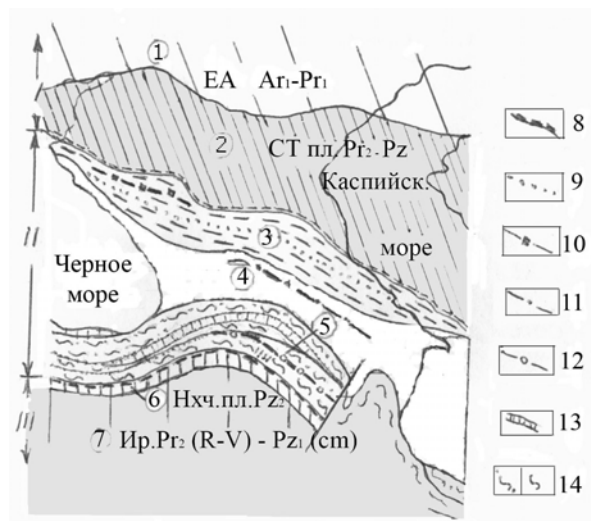


Рис. 1. Бивергентная структурная позиция Кавказа в Альпийско-Гималайском складчатом поясе

1 – Евро-Азиатская платформа; 2 – Скифско-Туранская плита; 3 – Большой Кавказ; 4 – Курильская впадина; 5 – Малый Кавказ; 6 – Нахчыванская плита; 7 – Иранская платформа; 8 – границы Кавказской мегаструктуры; 9 – граница Главного Кавказского хребта; 10 – сuture малого палеозойского океанического бассейна ПТ (Северный склон Большого Кавказа); 11 – сuture (предполагаемая) большого палеозойского океанического бассейна ПТ; 12 – сuture мезозойского океанического залива МТ; 13 – офиолитовый пояс Малого Кавказа; 14 – мезо- (а) и кайнозойские (б) комплексы Малого Кавказа.

Рассмотрение этих вопросов с геодинамических позиций, т.е. соответствия выявленных закономерностей геодинамическим режимам развития региона, позволит сформировать модель рудогенеза на Кавказе, основанную на сочетании процессов геодинамика – магматизм – металлогения.

Геодинамика и металлогения. Геодинамика Кавказа, с учетом существующих взглядов по этой проблеме, была нами ранее представлена в аспекте «бимодальности проявления вулcano-плутонических и офиолитовых поясов на Кавказе» (Исмаил-Заде, 2009). Особенность геодинамической эволюции заключается в последовательном заложении

океанических бассейнов, т.е. замыкание кавказской ветви океанического бассейна Палеотетис (ПТ) сопровождалось раскрытием на Кавказе океанического залива Мезотетис (МТ) на фоне перемещения тектоно-магматической активности в южном направлении. Процесс замыкания океанических бассейнов сопровождался обдукцией (в меньшей мере субдукцией) океанических кор на континентальные окраины бассейнов, что устанавливается наличием в их структурах аллохтонных офиолитовых пластин. Отсутствие палеозойских аллохтонных пластин на южном склоне Большого Кавказа и СВ склоне Малого Кавказа объясняется погребенностью их под мезозойскими вулканогенными комплексами. Наличие пластин устанавливается по данным петрологии, геохимии, геофизики и недавним обнаружением на южном склоне Большого Кавказа в районе г. Габаля (Азербайджан) (Исмаил-Заде, 2009) выходов амфиболитизированных гипербазитов. Они предполагаются в виде океанических пластин, термодинамически переработанных и скрытых на глубине.

Для металлогенического анализа системы важное значение имеет палеотектоническая реконструкция на геодинамической основе. В геодинамической эволюции Кавказа отмечаются следующие тектоно-магматические этапы (табл.1), соответствующие геодинамическим режимам формирования данной складчатой системы (рис.2):

- палеозойский, спрединг (Cm-S₁) и коллизия (D-C₁-P-T) океанического бассейна Палеотетис (ПТ),
- мезозойский, спрединг (T₃-J₁) и коллизия (J₂-K₂ cn-st) океанического залива Мезотетис (МТ),
- раннекайнозойский, P (P₁₋₂₋₃),
- позднекайнозойский, N(Mi-Pl-Q).

Палеозойский этап (рис.3) – время формирования на Кавказе океанического бассейна Палеотетиса, представленного основным океаническим бассейном ПТ, находящимся южнее зоны Главного хребта и отшнурованным от него малым океаническим бассейном, охватывающим северный склон Большого Кавказа (Хаин, 1984).

Таблица 1

Геодинамические режимы и магматические формации Восточного Кавказа (Азербайджана)

			МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ		
	эпоха	режимы	Океанический бассейн ПАЛЕОТЕТИСА (Куринская сутура)	режимы	Океанический залив МЕЗОТЕТИСА (Зангезурская сутура)
N ₂ ³ -Q	альпийская	позднеальпийский	континентально-морские молассы (Куринская впадина)	коллизионный	трахибазальт-трахиандезитовая (Клб) риолитовая (Клб)
N ₁ ² -N ₂					андезит-дацит-риолитовая (Басаркеч., Клб) андезитовая (Биченаг, Нхч) трахиандезит-тешенитовая (Каширдаг, Нхч)
P ₃ -N ₁ ¹					кварц-диоритовая (Прдш, Нхч) андезитовая (Даррыгдаг)
P ₁ -P ₂			трахиандезит-базальтовая (Гзх)		трахибазальт-латитовая (Ордуб.) т/баз.-т/андез.-т/риолит. (Шхд) базальт-андез.-дацит-риол. (Клб., Орд.)
K ₂ ^{cp-m}			карбонатная		карбонатная
K ₂ ^{cn-sl sm-l}	альпийская	раннеальпийский	базальт-анд.-дац.-риолитовая (Гзх) трахибазальт-трахиандезитовая (Ходж., Гчс.) трахибаз.-трахианд. (Ванд.)	океанический	Замыкание океанич. залива МТ
K ₁ ^{alb apt nc}			трахиандезит-трахидацитовая (Лок-Гар.)		базальт-риолитовая (Азнб, Нхч)
tit J ₃ kim ocf		Поздне- ранне- киммерийск. киммерийский	базальт-андезит-дацитовая (ЛГ-Г)		рифогенные известняки
J ₂ bt-kl			базальт-андезит-дацит-риол. (ЛГ-Г)		
J ₂ ^{bj a}			базальт-риолитовая (ЛГ-Г)		
T ₃ -J ₁			андезит-дацит-риолитовая (Тфн.) толеит-базальтовая (Тфн.)		толеит-базальтовая (Даралагез)
T ₁₋₂	герцинская	океанический	Замыкание океана ПТ		Раскрытие океанич. залива МТ
P			Северное обрамление ПТ-АКО Евразийской плиты, БК; непрерывные D-T флишеидные терригенные-комплексы окраинного моря (Скифская м/пл)		Южное обрамление ПТ-Пассивная КО Афроаравийской плиты; непрерывные D-T суб-платформенные терригенно-карбонатные комплексы шельфовой зоны (Нахчыванск.м/пл)
C					
D					
S					
Ord			Раскрытие океана Палеотетис (ПТ)		
Cm					

Усл. обозн. см. в табл. 2.

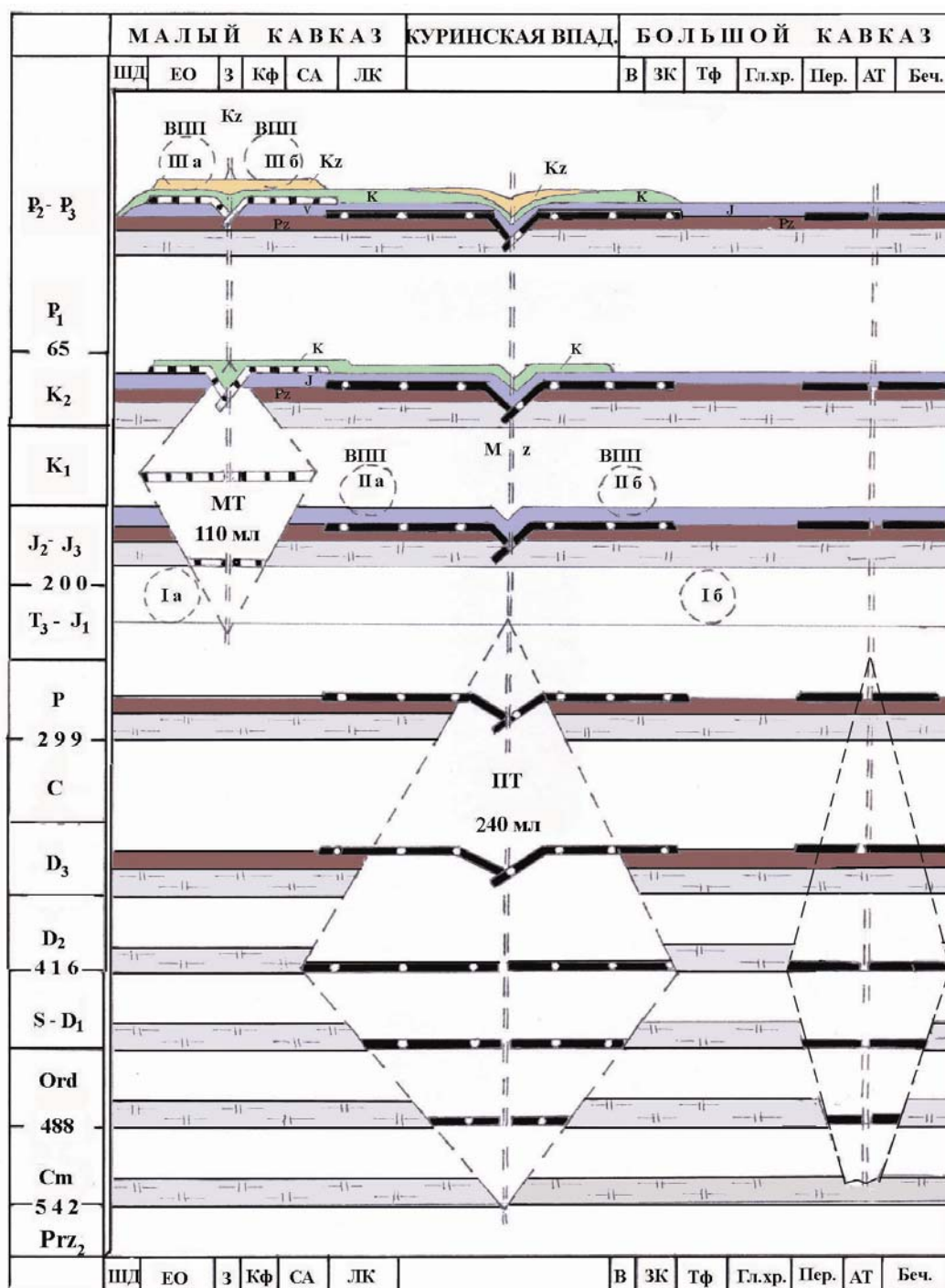


Рис. 2. Схема геодинамической эволюции океанических бассейнов Палеотетиса и Мезотетиса на Кавказе

Структурные зоны: ШД – Шарур-Джульфинская; ЕО – Ереван-Ордубадская; З – Зангезурская, Кф – Кафанская, СА – Гейча-Акеринская, ЛК – Лок-Гарабагская, Кур – Куринская впадина, В – Вандамская, ЗК – Загатало-Ковдагская, Тф – Тфанская, Гл.хр. – Главный хребет; Пер.хр. – Передовой хребет; АТ – Андриуско-Тоханская зона; Беч. – Бечасынская зона.

Рудные комплексы: Ia и Ib – раннеюрские, (а) Нахчыванской зоны (Джульфинский, Cu, Zn) и (б) южного склона Большого Кавказа; (Балакен-Загатальский, Cu, Pb, Zn, колч.-пирротин); IIa и IIб – мезозойские вулканоплутонические пояса Закавказского массива Малого Кавказа (Лок-Гарабагский, Cu, Fe, Pb, Zn, Mo, Co, Au) и Гагра-Джавской зоны Большого Кавказа; (Pb, Zn); IIIa и IIIб – кайнозойские (палеогеновые) вулканоплутонические пояса (а) Ордубадской зоны (Cu, Pb, Zn, Mo, Fe, Hg, As, Sb, Au) и Базум-Кяльбаджарской зоны (Cu, Mo, Pb, Zn, Hg, Sb, Au) Малого Кавказа; IV – Биченагский комплекс (Mn, S).

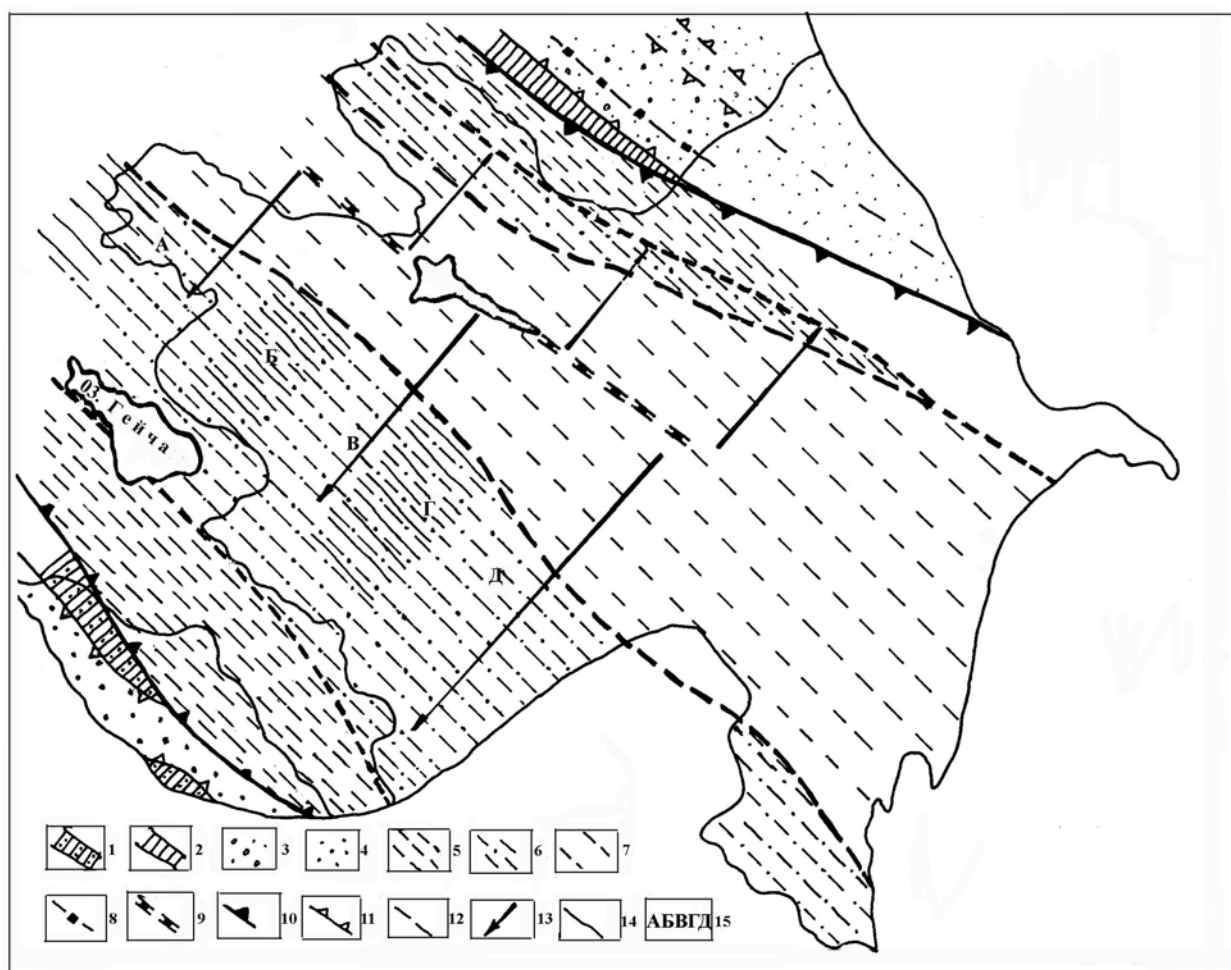


Рис. 3. Схема палеозойской металлогенической зоны Восточного Кавказа

1, 2 – выступы оснований платформ: 1 – Рз Иранской плиты. 2 – РЕ-Рз Еа; 3, 4 – прогибы: 3 – краевые ЕА; 4 – наложенная Нахчыванская впадина; 5 – шельфовая зона; 6 – зона континентального склона; 7 – рифтогенная зона; 8 – сutura малого ПТ; 9 – сutura большого ПТ; 10 – границы палеозойской металлогенической зоны; 11 – границы выступов фундамента; 12 – границы переходных зон рифт-континент; 13 – направления движений обдукцированных аллохтонных пластин раннего палеозоя океана ПТ; 14 – граница Республики; 15 – структурная осложненность фундамента: А – Газахский прогиб; Б – Шамкирское поднятие; В – Дашкесанский прогиб; Г – Агдамское поднятие; Д – Ходжавендский прогиб.

В пределах малого океанического бассейна (вне Республики) отмечаются комплексы меланократового фундамента и чехла, представленные карбонатными отложениями силура, вулканогенными образованиями девона (D_{1-2}), известняками и туфогенно-осадочными отложениями девон-карбона (D_3-C) и аллохтонными пластинами раннепалеозойских гипербазитов. Вдоль зоны Главного хребта прослеживается протяженный Центрально-Азиатский вулканоплутонический комплекс, маркирующий северный край океанического бассейна ПТ в позднем палеозое

(Моссаковский, 1975). В начале визейского века бассейн закрывается и породы фундамента и чехла «надвинуты на осадки северного борта» (Хаин, 1984).

Металлогения малого океанического бассейна преимущественно палеозойская, различно представленная в разнотипных, даже смежных структурах – редкометальная в зоне Главного хребта и медно-колчеданная в зоне Передового хребта, а мезо-кайнозойская минерализация – наложенная, в значительной степени осложняющая палеозойскую.

Большой океанический бассейн ПТ ох-

ватывает пространство между Главным (на севере) и Даралагезским (на юге) хребтами, включая Закавказскую микроплиту, находящуюся в субплатформенном состоянии на протяжении всего палеозоя вплоть до Т. Спрединг океанического бассейна, начавшийся в Cm-Ord, достигает максимума в S, сменяется коллизией в DC (Рустамов, 2007) с окончательным замыканием бассейна в P-T (Хаин, 1984).

На континентальных склонах обеих окраин бассейна – пассивной атлантического типа Гондванского материка и активной андийского типа Евразийского материка – отмечаются терригенные и терригенно-карбонатные, субплатформенные комплексы D-C₁-P-T без существенной металлогенической специализации. Лишь в Нахчыванской зоне (южная окраина), в районе Шарурского антиклинория, установлены раннеюрское свинцово-цинковое проявление (Гюмушлуг) и бокситовая толща, залегающая на размытой поверхности нижнекаменноугольных отложений, перекрываемая карбонатным комплексом аснийской свиты средней перми.

Мезозойский этап (рис.4) соответствует раннеколлиззионному периоду замкнувшегося океанического бассейна Палеотетис и времени формирования океана Тетис, а на Малом Кавказе – океанического залива Мезотетис между северной окраиной Нахчыванской и южной окраиной Закавказской микроплит. Спрединг МТ происходил относительно нынешней Зангезурской сутуры, а коллизия в океаническом заливе завершилась замыканием в K₂cn-st.

В пространстве северной окраины океана ПТ на Большом Кавказе в мезозойский период формируются структурно-формационные комплексы:

в н е ш н е й з о н ы (северный склон) – краевой прогиб, сложенный в северной части зоны Передового хребта моноклинально залегающим чехлом юрских и меловых отложений, представленных карбонатно-флишеидной толщей (вне Республики);

в н у т р е н н е й з о н ы (южный склон) – окраинный прогиб, представленный юрской черносланцевой, аспидной толщами, терригенно-флишеидными комплексами с вулканогенными формациями: натрово-базальтовой (J₁), слабодифференцированной андезит-дацит-

риолитовой (J₂), габбро-диорит-плагииогранитовой (J₃) и субщелочной габброидной (K₂). С южной окраиной этой зоны связаны островодужные комплексы базальт-андезит-дацитов (J₂) Гагра-Джавской зоны и трахибазальт-трахиандезитов (K₂), являющиеся продолжением Кахетинского комплекса Грузии – активизированной зоны Большекавказской окраины; с первыми вулканогенными комплексами ассоциируют крупные месторождения медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических руд (Филизчайская группа), а с островодужным комплексом в пределах северо-западного продолжения в Гагра-Джавской зоне – проявления свинца и цинка.

На Малом Кавказе мезозойский период представлен масштабным по интенсивности и площади распространения островодужным магматизмом с широким набором комплексов от контрастно-дифференцированных базальт-риолитов раннего байоса до последовательно дифференцированных базальт-андезит-дацит-риолитов байос-бат-келловой-оксфорда, сопровождаемых интрузивными комплексами преимущественно кислого ряда, J₂ и J₃-K₁ – плагииограниты, габбро-тоналиты, габбро-граниты, с широким проявлением полиформационного медно-колчеданного оруденения (Абдуллаев и др., 1988; Баба-заде и др., 1990, Мустафаев, 2002).

Мезозойские (J₁₋₂, J₃- K₁, K₂) вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, распространенные по всей площади Закавказского микроконтинента Малого Кавказа (Лок-Гарабагская и Кафанская зоны) и южному склону Большого Кавказа (Гагра-Джавская зона), обнаруживают биполярную сопряженность относительно Куринской (предполагаемой) рифтогенной зоны (Камалетдинов и др., 1981).

Нахчыванская складчатая зона – южная ветвь Малокавказской системы характеризуется проявлением эффузивных комплексов лейаса и интрузивных диабазов среди палеозойских терригенно-карбонатных толщ, терригенно-осадочных и карбонатных толщ средней юры, кварцевыми порфиритами альба и карбонатно-глинистыми толщами позднего мела. С мергелями сенона связано Даррыдагское мышьяковое месторождение с проявлением сурьмы.

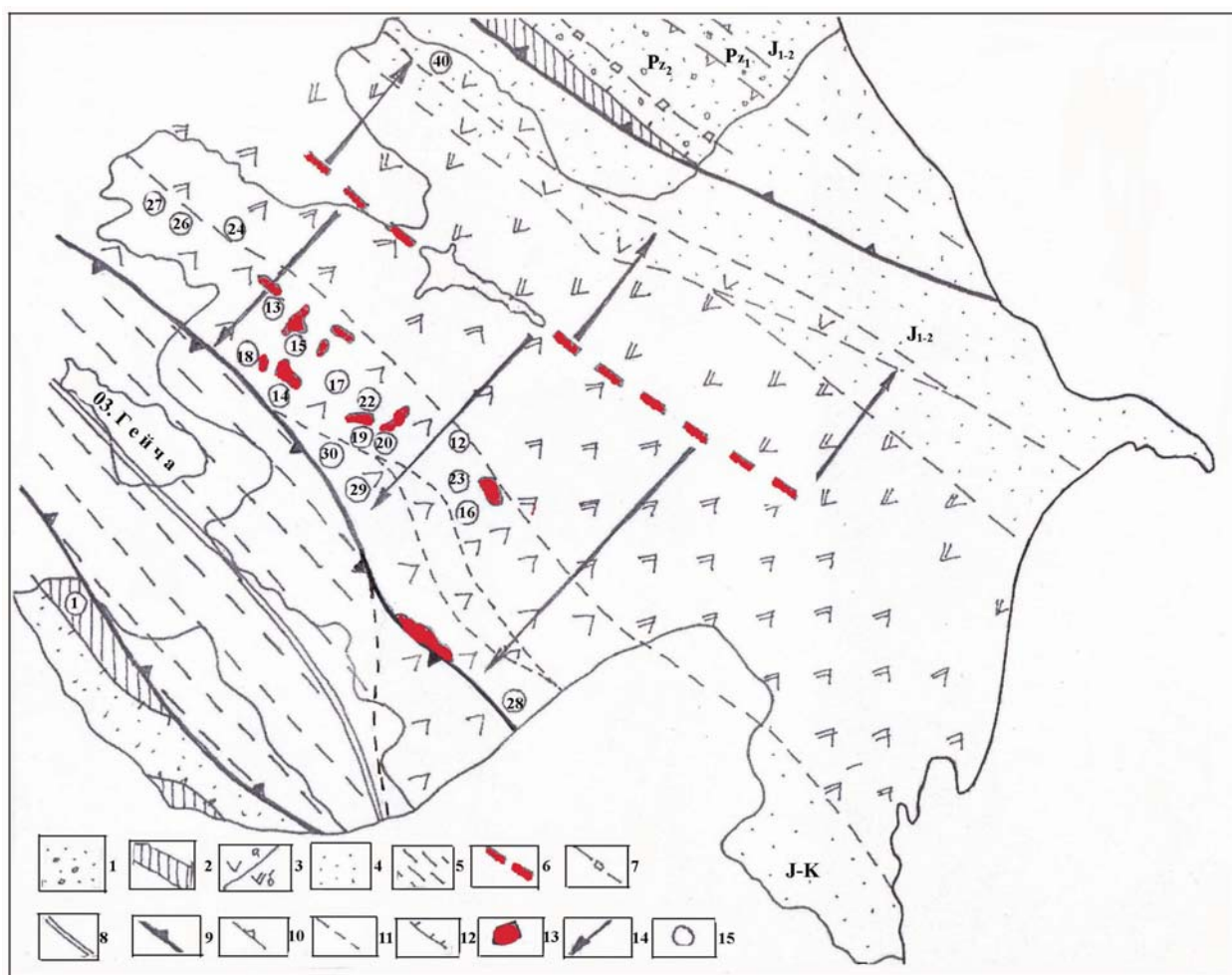


Рис. 4. Схема мезозойской металлогенической зоны Восточного Кавказа

1 – комплексы окраины ЕА платформы; 2 – выступы палеозойского основания; 3 – окраинно-континентальные мезозойские островодужные вулканогенные комплексы с обдуцированной в основании аллохтонной океанической корой ПТ: а) обнаженные, б) погребенные; 4 – мезозойские осадочные комплексы окраинного моря; 5 – область заложения мезозойского океанического залива МТ; 6 – предполагаемая сutura палеозойского океанического бассейна ПТ; 7 – предполагаемая палеозойская сutura малого океанического бассейна (по северному склону БК); 8 – сutura океанического залива МТ; 9 – граница мезозойской металлогенической системы; 10 – границы структурных зон мезозойского бассейна; 11 – границы структурных зон палеозойского бассейна; 12 – границы палеозойских выступов; 13 – мезозойские интрузивы; 14 – направления движения обдуцированных аллохтонных пластин раннего палеозоя океана ПТ; 15 – месторождения полезных ископаемых.

См. также усл. обозначения к табл. 2

Раннекайнозойский (палеогеновый) этап (рис.5) соответствует раннеколлизионному периоду развития океанического залива Мезотетиса; представлен в структурных зонах Малого Кавказа, на активных окраинах сомкнувшегося океанического залива Мезотетиса в пределах Нахчыванской и Закавказской микроплит биполярно расположенными относительно Зангезурской сутуры двумя островодужными вулканоплутоническими комплексами известково-щелочного

и субщелочного ряда с гранитоидными интрузивами (Исмаил-Заде, 2009), однако при сравнительно меньшем по сравнению с мезозойским масштабе проявления; значительно уменьшился и объем рудных комплексов, в целом повторяющих колчеданно-полиметаллический тип рудоносности, однако с преобладанием молибденитовой минерализации, что позволяет констатировать преимущественно литофильный профиль металлогенической специализации.

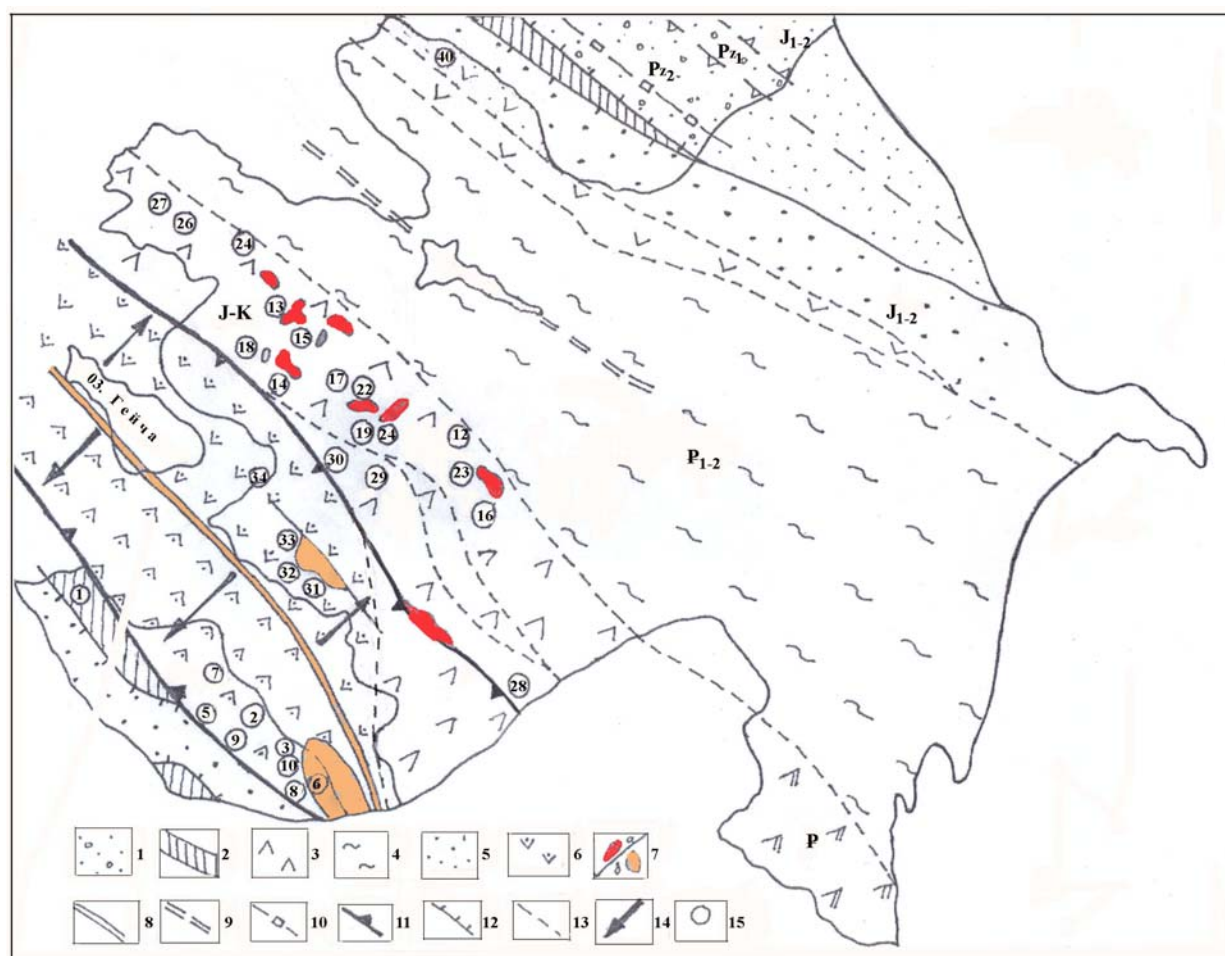


Рис. 5. Схема раннекайнозойской (палеоген-миоцен) металлогенической зоны Восточного Кавказа

1 – комплексы окраины ЕА платформы; 2 – выступы палеозойского фундамента; 3 – мезозойские островодужные комплексы; 4 – палеогеновые осадочные комплексы грабен-рифтогенной впадины; 5 – мезозойские осадочные комплексы окраинного моря и впадин; 6 – палеогеновые вулканогенные комплексы мезозойского рифтогенного прогиба; 7 – интрузивы: а – мезозойские, б – палеогеновые; 8 – мезозойская сутура; 9 – палеозойская сутура большого ПТ; 10 – палеозойская сутура малого ПТ; 11 – границы кайнозойской металлогенической зоны; 12 – границы палеозойских выступов; 13 – границы структурных зон; 14 – направления движения обдуцированных аллохтонных плит мезозойского залива МТ; 15 – месторождения полезных ископаемых.

См. также усл. обозначения к табл. 2

Позднекайнозойский (неогеновый) этап (рис.6) проявлен на Малом Кавказе в пределах кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов формированием золоторудных и сурьмянорудных крупных месторождений, соответствующих геодинамическому режиму континентального рифтогенеза, связанного с активизацией межструктурных древних разломов глубокого заложения на позднеколлизийной стадии развития региона.

Позднеплиоцен-четвертичный период ознаменовался бурным проявлением вулка-

низма вдоль Зангезурской шовной зоны, выраженным в зоне сопряжения её на западе с Транскавказским поперечным поднятием натровыми базальтами траппового типа толейтовой серии, в центральной части – известково-щелочной и субщелочной сериями мантийно-корового генезиса и на самом юго-востоке – базанитами субщелочной серии. Рудоносность этого периода представлена проявлениями марганца, сурьмы и ртути, которые возможно также объяснить с позиции активизации древних разломов и регенерацией более ранних площадей их проявлений.

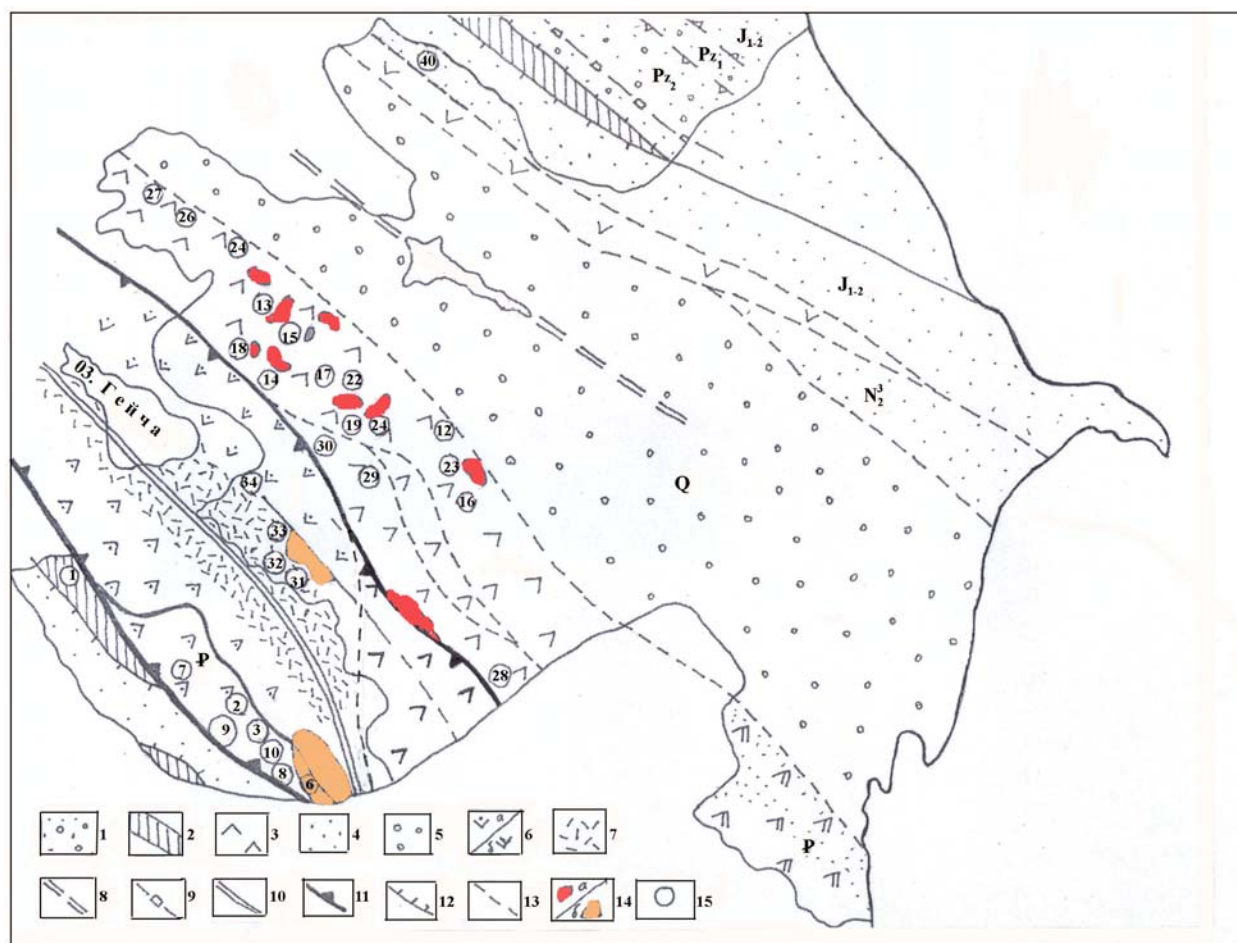


Рис. 6. Схема позднекайнозойской (поздний плиоцен-квартер) металлогенической зоны Восточного Кавказа

1 – комплексы окраины ЕА платформы; 2 – выступы палеозойского фундамента; 3 – мезозойские островодужные комплексы (обнаженные); 4 – осадочные комплексы окраинных морей и впадин; 5 – миоцен-четвертичные осадочные комплексы Куринского грабен-рифтогенного прогиба; 6 – палеогеновые вулканогенные островодужные комплексы: а) известково-щелочные; б) субщелочные; 7 – миоцен-плиоценовые вулканиты рифтогенной зоны; 8 – палеозойская сутура большого ПТ; 9 – палеозойская сутура малого ПТ; 10 – мезозойская сутура; 11 – граница металлогенической зоны; 12 – граница палеозойских выходов; 13 – границы структурных зон; 14 – интрузивы: а) мезозойские; б) кайнозойские; 15 – месторождения полезных ископаемых. См. также усл. обозначения к табл. 2

Теоретическое обоснование. Вышеизложенная позиция магматических и рудных комплексов Восточного Кавказа позволяет констатировать, что мезозойская и кайнозойская рудно-магматические системы Кавказского складчатого пояса – производные сложного сочетания тектоно-магматических процессов, проявившихся на континентальных окраинах раннеколлизонных периодов, эволюционно замыкавшихся океанического бассейна Палеотетиса и океанического залива Мезотетиса.

С комплексами обоих периодов связаны месторождения и проявления колчеданного типа (табл.2). При всей общности проявления

в мезозойском и кайнозойском (палеогеновом) периодах процессов геодинамики, обусловивших магматизм и металлогению региона, необходимо констатировать масштабность и более четкую их представительность для мезозойского периода океанического бассейна Палеотетиса по сравнению с кайнозойским периодом океанического залива Мезотетиса.

С мезозойскими вулканоплутоническими комплексами, развитыми в Закавказском массиве, связаны медно-колчеданные, медно-порфировые, медно-колчедан-полиметаллические с золотом типы оруденений на поднятиях и железорудно-кобальтовое – в прогибе.

Таблица 2

Металлогенические эпохи, рудные и нерудные месторождения
Восточного Кавказа (Азербайджан)

Эпоха	МИКРОПЛИТЫ			
	Этап	Нахчыванская	Закавказская - МК	Южно-Кавказская - БК
АЛЬПИЙСКАЯ		МЕСТОРОЖДЕНИЯ		
	N ³ -Q	11.Марганцевое (п)	38.Перлиты, обсидианы(м)	
	N ₁ ² - N ₂ ¹	10.Золото-кварцевое (п) 9. Реальгар-антимонит (м)	37.Золото-кварцевое (п) 36.Ртутно-мышьяковое (п) 35.Сурьма-мышьяковая(п)	
	P ₃ -N ₁	8.Кобальтовое (п) 7.Ртутно-мышьяковое (п) 6.Молибден-порфир.(м) 5.Медистые песчаники (п)	34.Золото-теллуговое (м) 33.Медно- полимет. (п) 32.Медно-молибденовое (п)	
	P ₁ -P ₂	4.Железо-марганцевое (п) 3.Медно-молибден-порфир.(м) 2.Колчедан-полиметал.(м)	31.Золото-сульфидное(п)	
	m cp st K ₂ cn t snm		30. Сурьма-ртутное (п) 29. Ртутное (м) 28. Кварц-золоторудное (м) 27. Цеолитовое (м) 26. Бентонитовое (м) 25. Железо-марганцевое (п) 24. Золото-полисульфид.(п)	
	al		23. Золото-сульфидное (м) 22. Алунитовое (м) 21. Гематитовое (п) 20. Кобальтовое (м) 19. Магнетитовое (м) 18. Медно-мышьяковое (п)	
КИММЕРИЙСКАЯ	K ₁ nc		17. Барит-полиметаллич. (м) 16.Колчед.-полиметалл. (м) 15.Медно-порфировое (п) 14.Медно-колчеданное (м)	44.Реальгар-аурипигм. (п) 43.Баритовое (м) 42.Свинцово-цинковое (п) 41.Редкометальное (п)
	tit J ₃ kim ocf			
	kl bt J ₂ bj a		13.Золото-сульф.-кварц. (п) 12.Серно-колчеданное (м)	40.Колчеданно-полимет.(м) 39.Медно-пирротинное (м)
	T ₃ -J ₁	1.Свинцово-цинковое (п)		

Нахчыванская микроплита: (Нхч.)

1 – Гюмушлуг; 2 – Агдара, Насирваз; 3 – Урумис; 4 – Аляги; 5 – Асадкяфская гр.; 6 – Парагачай, Капуджих; 7 – Норашен, Нурс; 8 – Кетам; 9 – Дарры-даг, Норашен; 10 – Пьязбаши; 11 – Биченаг, Гюмур;

Закавказская микроплита (Малый Кавказ: ЛГ 12-28; ГА 29-38; Ор-2-11; ШД-1; Тф 39-40.)

12 – Чирагдере, Тоганали; 13 – Гоша; 14 – Гядабей; 15 – Хар-хар, Джанятаг-Гюльятаг; 16 – Мехмана; 17 – Човдар, Башгышлаг; 18 – Битти-Булаг; 19 – Дашкесан; 20 – Дашкесан; 21 – Алабашлы; 22 – Заглик; 23 – Гызыл-Булаг; 24 – Дагкесаман; 25 – Молладжалильское; 26 – Дашсалахлы; 27 – Айдаг; 28 – Вежнали; 29 – Агятаг, Шорбулаг; 30 – Левчайская гр.; 31 – Тутхунская гр.; 32 – Далидаг; 33 – Далидаг; 34 – Зод, Соютлу; 35 – Девебойну; 36 – Левчайская гр.; 37 – Агдуздаг; 38 – Кяльбаджар, Кечалдаг.

Южно-Кавказская микроплита (южный склон Большого Кавказа):

39-Жихиг-Согатор; 40-Филизчай, Катех; 41, 42, 43, 44 – Гагра-Джавская зона, Грузинская Республика.

Примечание: Структурно-формационные зоны Восточного Кавказа:

Большого Кавказа: Тф –Тфанская; Малого Кавказа: ЛГ – Лок-Гарабагская, ГА – Гейча-Акеринская, БГ и Кф – Базум-Гочасская и Кафанская; Нахчыванская: Ор – Ордубадская, ШД – Шарур-Джугльфинская; М – месторождения, П – проявления.

Приуроченность рудных тел к различным вулкано-плутоническим комплексам мезозойского периода позволила исследователям выделить три этапа рудообразования: 1) серноколчеданный, 2) медно-колчедан-порфировый, 3) колчедан-полиметаллический (Бабазаде и др., 1990).

Первый этап связан с байосским вулканизмом, второй приурочен к туффогенной толще бат-келловой-оксфорда, а третий этап является завершающим в этом цикле рудогенеза, накладываясь на два предыдущих.

На ранней стадии (байос) рудные комплексы проявляют связь с магматическими процессами окраинно-континентальных рифтовых структур, представленных на южной Нахчыванской и северной Большекавказской (южный склон) окраинах габбро-диабазы и диабазы сидеро- и халькофильного геохимического профиля. Глубинные магматические расплавы обогащали бассейн рудными компонентами эксгалляционно-магматических флюидов, что способствовало формированию стратиформных халькофильно-сидерофильных колчеданно-полиметаллических рудных месторождений (Филизчайская группа).

В более поздние стадии (бат, поздняя юра – ранний мел) повышение на континентальной окраине активности внутрикоровых магматических процессов привело к глубинной дифференциации гранитоидного расплава, а затем к формированию в гипабиссальных условиях гибридной кварц-диоритовой магмы, в результате которой были образованы островодужные комплексы с крупными габбро-гранитоидными интрузивными телами (Кашкай, 1965; Мустафаев Г. и Мустафаев М., 1982).

Глубинные флюиды кислых магматических расплавы с преимущественным литофильным геохимическим набором элементов оказались в тесной ассоциации с сидеро- и халькофильными элементами образовавшейся гибридной магмы, что привело к формированию рудных комплексов фемического профиля. Данный профиль рудной минерализации был выявлен одним из исследователей этих месторождений (Мустафаев, 2002), однако без должной аргументации процесса гибридности (Исмаил-Заде, 2009).

Наступившее в позднем мелу затишье

выразилось мощной карбонатной толщей кампан-маастрихта, запечатавшей структурные зоны региона.

Аналогичная ситуация геодинамического режима проявления мезозойского магматизма и металлогении может быть прослежена и по южному склону Большого Кавказа на территории Грузии, где в Гагра-Джавской зоне наблюдается обширное поле проявления мезозойского магматизма с рудными ассоциациями, свойственными структурам Закавказского массива. Единство этого процесса в масштабе Большого и Малого Кавказа объясняется биполярностью проявления вулканоплутонических и офиолитовых комплексов на Кавказе (Исмаил-Заде, 2009).

Как видно из вышеприведенного, мезозойские и кайнозойские (палеогеновые) вулканоплутонические комплексы представлены последовательно-дифференцированными рядами, завершающимися интрузиями. При этом в основаниях комплексов развиты вулканические базальтоидные серии при последующем доминировании образований кислого состава. Для интрузивов также характерно преобладание фаз кислых серий над основными. По петро-геохимическим параметрам исследователями устанавливается соответствие их производным магм основного состава (Абдуллаев и др., 1988; Абдуллаев и др., 1978; Кузнецов, 1964; Мовсесян, 1979).

Аномально высокое содержание кислых пород (> 60%) в составе вулканогенных и интрузивных комплексов, согласно Д.Х.Грину и А.Э.Рингвуду (1968), необъяснимо с позиции дифференциации исходной магмы основного состава, даже с привлечением механизма ассимиляции сиалической оболочки коры. Все это позволяет предположить различные источники зарождения магматических расплавы, т.е. дискретный характер магнообразующих субстратов (Кузнецов, 1964).

Несомненно, подобное предположение не отрицает возможной дифференции магмы основного состава, однако при этом необходимо учесть предельные соотношения дифференциатов, среди которых в данном случае наблюдается значительное превышение кислых фаций (Камалетдинов и др., 1981; Шипулин, 1968).

Вышеуказанный фактор объясним с по-

зиции соответствия кислых разностей пород производным сиалического слоя континентальной коры фундамента региона, а основных (преимущественно интрузивных) разностей толеитовой серии – мантийным породам. Шарьированная при коллизии в позднем карбоне на континентальные окраины (доальпийский фундамент) океаническая кора ПТ способствовала погружению континентальных блоков под нагрузкой аллохтонных пластин в мантию, что привело к плавлению их оснований и формированию очагов палингенной кислой магмы, явившейся источником кислых пород. Дальнейшее продвижение сиалического материала вверх привело к взаимодействию их с ультраосновным материалом аллохтонных пластин и образованию гибридной магмы, выразившейся в преимущественном формировании диоритовых, кварцдиоритовых и тоналитовых разностей. Именно этим объясняется фемический геохимический профиль кислых разновидностей и металлогения этих комплексов. Габброидные разности интрузивных комплексов (Дашкесана, Гядабея и др.) – это ксенофрагменты гипербазитовых аллохтонных пластин, вынесенные на поверхность при интрузии. Процесс их габброизации носит комплексный характер пироксенизации, амфиболизации, интенсивной полевошпатизации и перекристаллизации.

Имеющиеся данные о связи оруденения с магматизмом, т.е. с вулканитами, субвулканическими кислыми телами и интрузивными комплексами, с учетом поэтапного формирования месторождений – колчеданных, медно-колчедан-порфирировых и медно-колчедан-полиметаллических, позволяет констатировать, что формирование медноколчеданных руд происходило в процессе аккумуляции рудных компонентов из вмещающих вулканитов, содержащих их в рассеянном состоянии (Абдуллаев и др., 1988; Баба-заде и др., 1990; Кашкай, 1968; Кузнецов, 1964) под воздействием сиалифицирующих флюидов субвулканических и интрузивных тел. При этом первичный вещественный состав рудных комплексов – серноколчеданный, возможно, связан с проявлением мелких субвулканических тел риолито-дацитов, а последующий – медноколчеданно-порфирировый – с гидротермальной деятельностью гибридной магмы интрузивных комплексов.

Более позднее проявление колчеданно-полиметаллического рудогенеза связано с преобладанием в конечных интрузивных фазах магматизма гидротерм палингенного расплава континентальной коры. С подобным выводом хорошо согласуется пространственная приуроченность рудных проявлений в регионе – широкое развитие колчеданной минерализации с формированием вторичных кварцитов по всему полю мезозойского вулканизма и приуроченность медно-колчеданно-порфирировых и медно-полиметаллических залежей к экзоконтактам интрузивных тел. С завершающим этапом рудогенеза в регионе связано воздействие кислых гидротерм субвулканических и интрузивных образований на вмещающий вулканогенный комплекс, приведшее к формированию крупного алунитового месторождения (Баба-заде и др., 1990; Кашкай, 1965).

Однако генетическая связь с вулканизмом не отрицает их возможной связи с гидротермально-метасоматическим процессом. Наличие тесной пространственной связи медно-колчеданных руд с гидротермально-метасоматическими преобразованиями пород и субвулканическими телами кислого состава свидетельствует об их причастности к единому магматическому процессу. Локализация же медноколчеданных руд в зонах разломов, секущих слоистые метаморфизованные вмещающие комплексы, свидетельствует об их эпигенетичности по отношению к складчатости.

Заключение. Таким образом, источниками рудного вещества следует считать как вмещающие вулканические породы, преобразованные в процессе воздействия кислых субвулканических тел, так и кислые флюиды гибридных фаз, возникшие при взаимодействии гранитоидной магмы с аллохтонной гипербазитовой пластиной. При этом несомненна роль тектонического фактора.

Необходимо отметить, что мезозойское и кайнозойское рудообразование в регионе, связанные с соответствующими островодужными комплексами, развивались на континентальных окраинах на раннеколлизийных стадиях замкнувшихся океана ПТ и залива МТ. Возникающие при этом тангенциальные силы сжатия создавали определенные энергетические и термобарические условия, способство-

вавшие перераспределению и миграции компонентов, что является одним из главных рудоформирующих факторов. Возможно, именно с раннеколлизийным этапом геодинамического развития региона связана экстракция рудных компонентов и формирование оруденений. О ведущей роли давления в процессах рудообразования отмечается в работе В.И.Смирнова (1968).

Представленная точка зрения на генезис колчеданных руд Малого Кавказа хорошо обосновывается для масштабно-регионально проявленного мезозойского этапа региона и увязывается с вышеизложенной концепцией возможного наличия в строении региона раннепалеозойской аллохтонной офиолитовой пластины поверх доальпийского складчатого фундамента, перекрытой мезозойским вулканогенным комплексом. Особенностью металлогенической специализации региона является то, что концентрация рудного вещества в колчеданных, медно-порфировых, медно-колчеданно-полиметаллических месторождениях сопровождается проявлениями и месторождениями золота, связанного с мобилизацией силифицирующими флюидами из аллохтонной пластины.

Главная промышленная область золоторудной минерализации – Зод-Соютлинская группа – рядом исследователей увязывается с молодыми неогеновыми гранитоидными интрузивами. Нашими исследованиями установлено, что ведущим фактором в процессе формирования золоторудных месторождений Малого Кавказа является метасоматически преобразованный древний погребенный под мезозойским комплексом раннепалеозойский гипербазитовый комплекс, и экстракция из него золота происходила более поздними гидротермами гранитоидных и гибридных диоритовых магм. Данный гидротермально-метасоматический или офиолитовый тип золотого оруденения свойственен лишь "офиолитовой" ассоциации (Исмаил-Заде и др., 1997).

Золоторудная минерализация офиолитового типа, выявленная на Зод-Соютлинском месторождении Гейча-Акеринской зоны, может рассматриваться в качестве наиболее полно выраженной формы проявления этой системы, периодически возобновляющейся при последующих геодинамических процессах. Подтвер-

ждением этому служит сопутствующая золоторудная минерализация со всеми рудными ассоциациями Малого Кавказа не только мезозойского периода в Лок-Гарабахской зоне, но и с более молодыми комплексами палеогена и неогена Гейча-Акеринской зоны.

С учетом вышеизложенного, можно допустить, что в пределах Малого Кавказа золоторудная минерализация связана с раннепалеозойской аллохтонной гипербазитовой пластиной, захороненной под мезозойским комплексом; она распространена более широко, но поэтапную экстракцию из нее золота ошибочно увязывают с кислыми интрузиями мезозойской и кайнозойской эпох магматизма, хотя их гранитоидные интрузивы не обладают высокими содержаниями золота.

Выводы. Подытоживая вышеприведенное, можно констатировать:

1. Рудные комплексы восточно-кавказской металлогенической провинции связаны с флюидо-динамическими системами двух геодинамических этапов формирования региона: регионально-масштабно проявленным мезозойским в период океана Палеотетис и локально проявленным кайнозойским – в период океанического залива Мезотетис.
2. Выделенные Mz и Kz рудные комплексы различаются: а) по пространственной разобщенности, развиваясь с перемещением во времени на южные структуры; б) по вещественному набору и масштабности проявлений: Mz рудные комплексы более значительны, преимущественно медно-колчеданно-полиметаллические с золотом, а также железорудные кобальтовые; Kz рудные комплексы преимущественно медно-молибден-порфировые, а колчеданно-полиметаллические – убоги; в) по геолого-генетическому типу: Mz рудные комплексы на Большом Кавказе – стратифицированные вулканогенно-осадочные, а на Малом Кавказе – преимущественно гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные, а Kz рудные комплексы – контакт-метасоматические и гидротермально-метасоматические.
3. Фемический профиль Mz рудных комплексов объясняется участием в процессе рудогенеза установленной нами раннепалеозойской аллохтонной офиолитовой пла-

- стины, залегающей на континентальной коре Закавказской микроплиты, сквозь которую интродировала возникшая палингенная гранитоидная магма; большой объем скопившегося офиолитового материала в Дашкесанском поперечном прогибе способствовал формированию магнетитового с кобальтом месторождения.
4. Позднекайнозойские рудные комплексы, по всей вероятности, представляют собой процесс активизации древних межформационных глубинных разломов.
 5. В процессах мезо- и кайнозойского рудогенеза установлена генетическая однотипность их формирования в сочетании с разновозрастностью металлогенических систем и разнотипностью структурно-морфологических и минералого-геохимических типов оруденения.
 6. Главными факторами формирования Mz и Kz рудных комплексов явились возникшие в раннеколлизийные периоды тектонические напряжения, наличие обдуцированных на континентальные окраины океанического бассейна ПТ и океанического залива МТ аллохтонных гипербазитовых пластин и сиафикация из пластин и континентальной коры рудных компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., МУСТАФАЕВ, Г.В., МУСТАФАЕВ, М.А., АЛИЕВ, И.А., ШАФИЕВ, Х.И., ГАСАНОВ, Р.Г. 1988. Мезозойские магматические формации Малого Кавказа и связанное с ними эндогенное оруденение. Элм. Баку. 157.

АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., МУСТАФАЕВ, Г.В., ГАСАНОВ, Р.К. 1978. Доорогенные эндогенные рудные формации СВ части М.Кавказа. *Изв. АН Аз ССР, сер. наук о Земле*, 2.

БАБА-ЗАДЕ, В.М., МАХМУДОВ, А.И., РАМАЗАНОВ, В.Г. 1990. Медно-молибден-порфировые месторождения Азербайджана. Азгосиздат. Баку. 376.

БЕКДАШИ, С.А. 1970. Металлогения палеоген-неогеновых гранитоидных формаций Малого Кавказа. Автореф. докт. дис. Баку.

ГРИН, Д.Х., РИНГВУД, А.Э. 1968. Происхождение базальтовых магм. В кн.: *Петрология верхней мантии. Сер. Науки о Земле*, Мир, Москва, 132-228.

ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д., ВЕЛИЕВ, М.М., ГАСАНОВ, Р.Н., ГЕЙДАРОВ, А.С. 1997. Петрологическая модель формирования золоторудных проявлений в офиолитовом поясе Малого Кавказа. *Тр. ИГ НАНА*, 26, Баку, 76-85.

ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д. 2009. Биполярная сопряженность вулcano-плутонических и офиолитовых поясов на Кавказе. *Изв. НАНА. Науки о Земле*, 1, 40-53.

КАМАЛЕТДИНОВ, М.А., КАЗАНЦЕВА, Т.Т., КАЗАНЦЕВ, Д.В. 1981. Происхождение медноколчеданных руд Урала. Уфа. 26.

КАШКАЙ, М.А. 1965. Петрология и металлогения Дашкесана. Москва. 889.

КУЗНЕЦОВ, Ю.А. 1964. Главные типы магматических формаций. Недра. Москва.

МОВСЕСЯН, С.А. 1979. Закономерности размещения рудных месторождений Армении. Недра. Москва. 210.

МОССАКОВСКИЙ А.А. 1975. Орогенные структуры и вулканизм палеозой Евразии. Наука. Москва. 317.

МУСТАФАЕВ, Г.В., МУСТАФАЕВ, М.А. 1982. Статистический анализ петрохимических особенностей магматических комплексов Восточного Кавказа. *Изв. АН Аз ССР, сер. Наук о земле*, 4, 55-62.

МУСТАФАЕВ Г.В. 2002. Основные черты металлогении Азербайджана. Нафта-Пресс. Баку. 231.

РУСТАМОВ, М.И. 2007. Главные тенденции эволюции Тетиса Центрального сегмента Средиземноморского пояса. В кн.: *Проблемные вопросы геодинамики, петрологии и металлогении Кавказа*, Баку. 14-35.

СМИРНОВ, В.И. 1968. Колчеданные месторождения. В кн.: *Генезис эндогенных рудных месторождений*, Недра, Москва, 586-645.

ХАИН, Е.В. 1984. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта северного Кавказа. Наука. Москва. 89.

ШИПУЛИН, Ф.К. 1968. Интрузии и рудообразование. Недра. Москва. 209.