

К. А. АБДРАХМАНОВ<sup>1</sup>

## ПЛИТНАЯ ПЕТРОМЕТАЛЛОГЕНИЯ КАЗАХСТАНА И ПЕТРОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Тақталық петрометаллогенияның және өнеркәсіптік-тектік типтерінің петрологиялық-геодинамикалық нұсқасы сипатталады.

Non-traditional developments in plate petrometallogeny and petrological geodynamic models of industrial-genetic types are presented.

Освещены нетрадиционные разработки в плитной петрометаллогении и петролого-геодинамические модели промышленно-генетических типов.

Петрометаллогенические исследования выполнялись на разных этапах геологического и рудопоискового изучения земной коры. На каждом этапе выдвигались разные плодотворные идеи связи эндо- и рудогенных процессов, магматизма и оруденения, приводившие к открытию новых промышленно-генетических типов месторождений черных, цветных, благородных, редких металлов и редких земель.

Петрометаллогения получила развитие в работах выдающихся ученых: В. И. Смирнова, Д. С. Коржинского, В. С. Коптева-Дворникова, А. И. Кривцова, А. А. Маракушева, О. А. Богатикова, Н. П. Лаверова (Россия, Москва), С. С. Смирнова, А. Д. Щеглова, Д. В. Рундквиста (Россия, ВСЕГЕИ), Ю. А. Кузнецова, В. А. Кузнецова, Н. Л. Добрецова (Россия, Новосибирск). В Казахстане вопросы магматизма и рудогенеза освещены в исследованиях К. И. Сатпаева, А. К. Каюпова, Г. Н. Щербы, А. А. Абдулина, Л. А. Мирошниченко, Г. Р. Бекжанова, Б. С. Ужкенова, Т. М. Лаумулина, Х. А. Беспяева, Т. М. Жаугинова, А. Е. Бекмухаметова, Л. Н. Нурлыбаева, В. Н. Любецкого, Ф. Г. Губайдулина и др. Весомый революционный вклад в петрометаллогению внесла узбекская школа геологов во главе с Х. М. Абдуллаевым. В дальнем зарубежье развита петрометаллогения срединно-океанических хребтов, континентальных рифтов, внутриконтинентальных плюмов, островодужных структур [1–18].

Главное достижение региональной металлогении – выявление тесной связи рудных формаций с определенными парагенезисами горных пород: молибден-медно-порфировой с габбромонцит-граносиенитовой, олово-вольфрам-молибденовой – калиево-плюмазит-лейкогранитной, ниобий-цирконий-редкоземельной – щелочногранитной, железорудной скарново-магнетитовой – высококальциевой толеит-базальтовой вулканно-плутонической, колчеданно-полиметаллической рудноалтайского и куроцкого типов – порфировой риолит-базальтовой, золото-медно-цинково-колчеданной мугоджарского и уральского типов – риодацит-андезит-базальтовой и риолит-базальтовой, медно-колчеданной кипрского типа – недифференцированной толеит-базальтовой, хромитовой кемпирсайского типа – дунит-троктолит-гарцбургитовой, золоторудной – габбро-диорит-монцит-граносиенитовой пестрого состава. Эти закономерности магмо- и рудогенеза имеют обобщенный характер и не решают проблемы локального металлогенического прогноза с выделением рудоперспективных участков.

На основе плитной петрометаллогении выявленные связи магматизма и оруденения могут быть дополнены новыми разработками.

Колчеданно-полиметаллические стратиформные руды рудноалтайского, куроцкого, хандзийского типов связаны с порфировой риолит-базальтовой формацией, проявленной в окраинно-континентальных поздне- и постокееанических

<sup>1</sup>Казахстан, 050010, Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69а, Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева.

рифтовых поясах, которые в начале развивались как флишевые терригенно-сланцевые трогии и затем насыщались в разной степени базальтоидами и наиболее интенсивно порфиоровыми образованиями в карбонатно-терригенном субстрате. Порфиро-вулканическая модель рудогенеза предполагает концентрирование рудных флюидов, обогащенных медью, цинком, свинцом, барием, серебром в закономерной по вертикали зональности в связи с их плотностными свойствами, в основании кислых порфиоровых магмосистем. При этом в кислой силикатной магме сульфидные рудные компоненты обособлялись по гравитационному механизму. Это подтверждается развитием в начале порфиорового комплекса, затем гидротермально-осадочных руд в надпорфиоровых околовулканических депрессионных ловушках. Рудогенерирующая порфиоровая магмосистема отделилась от исходного базальтоидного источника путем совмещенного подъема легких петрогенных элементов и более плотных рудных компонентов в коровые промежуточные очаги, где происходили процессы гравитационного обособления щелочно-кремниевосиликатной и рудной систем.

Ранее разработанные модели колчеданно-полиметаллического рудообразования не дают объяснения общеизвестным фактам тесного пространственно-временного сонахождения кислых порфиоровых пород с медно-полиметаллическими рудами, легких петрогенных элементов (K, Na, Si, Al), характерных для рудоносных порфиоров и стремящихся сконцентрироваться в верхних частях земной коры, с более плотными и тяжелыми сульфидными соединениями железа, цинка, меди, свинца, бария, имеющими тенденцию накапливаться в мантии и нижней коре и закономерной локализации руд в надпорфиоровом кремнисто-терригенно-углеродистом рудовмещающем разрезе. Предполагается способ рудоконцентрирования путем гравитационного обособления более тяжелых рудных компонентов в кислой порфиоровой магме пониженной плотности. Реализация подобного механизма рудогенерации возможна при условии сонахождения легких петрогенных и более плотных рудогенных компонентов в единой магмосистеме, что требует их одновременного привноса в промежуточный очаг из первоначального базальтового источника. Такой синхронный вынос петро- и рудогенных эле-

ментов разной плотности возможен при эволюции магмосистемы в серии многоуровневых промежуточных очагов в относительно закрытом режиме, когда расплав не достигает поверхности земной коры и перемещается из нижнего уровня на более верхний скачкообразно, что создает спонтанно-взрывную смену равновесного состояния неравновесным, резкое понижение флюидного давления, вследствие чего происходит совмещенный выброс легких петрогенных и рудно-сульфидных компонентов, возможно, из частично закристаллизованной магмы в верхней части магмокамеры.

Комплексные гидротермально-осадочные руды железа, марганца, германия, цинка, свинца, серебра, бария атасуйского и медно-цинково-свинцово-бариевые меггенраммельсбергского, маунтайзинского типов связаны с калиево-риолит-трахибазальтовой формацией и локализованы в окраинно-континентальных рифтах позднеокеанической стадии. В атасуйском типе рудогенеза слабо развиты трахибазальты, более широкие калишпатовые порфиры, в маунтайзинском и меггенраммельсбергском известны только тонкие протяженные горизонты пепловых туфов калишпатовых порфиоров, идентичных порфирам колчеданно-полиметаллических месторождений. Это дает основание полагать, что оруденение атасуйского, маунтайзинского и меггенраммельсбергского типов формировалась по порфиоровулканической модели.

Медно-полиметаллические и серебро-барит-свинцовые руды образуют очень крупные месторождения в амагматичном карбонатно-терригенно-сланцевом разрезе, известные как сланцевые рудные формации. Именно к этому типу принадлежат такие гиганты, как Салливан (Канада), Маунт-Айза, Маунт-Морган, Броккен-Хилл (Австралия), Мегген, Раммельсберг (Германия). Задача поиска и прогноза непорфиоровых колчеданных месторождений в Казахстане не ставилась и является актуальной в теоретическом и прикладном плане.

Сланцевые и карбонатно-сланцевые рудные формации связаны с окраинно- и внутриконтинентальными авлакогенными рифтовыми трогами без вулканизма. Они возможны в венд-раннекембрийских, ордовикских осадочных ваннах вблизи рифтовых зон в Сарытумской, Текелийской, Успенско-Атасу-Жаильминской, Акжал-Аксо-

ранской, Акбастауской, Спасско-Кояндинской, Кояндинской рифтовых зонах.

Каратауский полиметаллический пояс интерпретируется как окраинно-континентальный рифт относительно Торгайско-Туркестано-Южно-Тянь-Шаньского палеоокеана. При этом некоторая часть рудной зоны, видимо, расположена к северо-востоку от Большого Каратау, где под мезойско-кайнозойским чехлом возможно медно-свинцово-цинковое оруденение гидротермально-осадочного генезиса.

Таким образом, в едином стратиморфном рудном ряду наблюдается переход от апомагматических карбонатно-сланцевых месторождений через слабо- и умеренно магматичные до высокомагматичных, представленные куроцким, рудноалтайским и хандизийским типами. При этом среди высокомагматичных месторождений выделяются высокопорфировые и низкобазальтоидные (хандизийский), умеренно порфировые и слабобазальтоидные (рудноалтайский), низкопорфировые базальтоидные (куроцкий).

Все типы стратиформных руд от амагматичных до магматических с порфировым и базальтоидным профилем являются образованиями порфиرو-вулканической модели рудообразования. Только в одном случае проявляется гидротермально-осадочная деятельность без признаков риолит-базальтового вулканизма, в других гидротермально-осадочный процесс сопровождается порфировым вулканизмом с разной степенью базальтового.

Медно-колчеданные и колчеданно-золото-медно-цинковые месторождения, связанные с толеит-базальтовой формацией без кислых порфиров, проявлены в океанических рифтах с полным разрезом офиолитовой ассоциации. Месторождения размещены между двумя покровами подушечных лав или в основании параллельного комплекса даек и толщи подушечных лав. Оруденение связано с рудоносными растворами, генерирующимися как остаточные образования в процессе консолидации основной магмы. При этом медь, цинк концентрируются в верхней части базальтового очага, а железо, марганец золото – в его основании. Золото-железо-марганцевые руды локализованы в надбазальтовом разрезе, тогда как более раннее медное с цинком оруденение – в подбазальтовой толще.

В связи с предлагаемой моделью медно-колчеданного оруденения кипрского типа место-

рождения должны размещаться в под – и межбазальтовом уровнях в кремнисто-углеродисто-карбонатно-вулканогенных породах, развитых в седиментационных ваннах вдоль трещинных вулканосооружений. Нередко золото-медно-колчеданные руды залегают на серпентинитовом меланосубстрате. Масштабы месторождений зависят от размеров офиолитовых и базальтовых пластин на уровне современного залегания. Во многих районах Казахстана офиолитовые и толеит-базальтовые формации сильно тектонизированы, имеют аллохтонную форму залегания. Крупные медно-колчеданные объекты можно прогнозировать в Западно-Мугоджарском рифте в основании кремнисто-толеитбазальтовой формации нижне-среднего девона и в контакте с крупными расчлененными перидотит-пироксенит-габбро-норитовыми массивами, в Иргизском и Денисовском рифтах в связи с кремнисто-толеитбазальтовой формацией нижнего-среднего девона, яшмо-спилит-диабазовой и кремнисто-андезито-базальтовой ордовика и силура, в Западно-Калбинской, Жарма-Саурской зонах в связи с нижними горизонтами яшмо-спилит-диабазовой и кремнисто-толеитбазальтовой девона.

Колчеданные медно-цинково-свинцовые и золото-барит-полиметаллические руды уральского типа, связанные с последовательно дифференцированной базальт-андезит-риодацитовый формацией, формировались по петрометаллогенической модели отжимания рудных и низкоплавких петрогенных компонентов в нижние части магмоколонны, консолидировавшейся сверху вниз в процессе понижения температурного фронта от базальтового параметра до риодацитового. По данной модели преимущественно цинк-барит-полиметаллические месторождения образуются на завершающей стадии умеренно-кислого вулканизма и залегают в верхней части дацитовых и риолитовых порфиров, нередко непосредственно в дацитовой толще.

Рудоносные базальт-андезит-риодацитовые формации характерны для позднеокеанической стадии островодужных структур. Они установлены в Мизек-Акбастау-Кусмурунском, Баянауыл-Сувенир-Александровском, Торткудукском, Джангабульском, Майкаинском рудных поясах, развиты в Бозшакольской, Ерментауской, Селеты-Ешкеольмесской зонах, слабее проявлены в Западно-Мугоджарском, Иргизском, Денисов-

ком, Жарма-Саурском рифтовых поясах. Базальт-андезит-риодацитовые последовательно дифференцированные формационные типы могут сменяться по латерали и во времени базальт-риодолитовой контрастной гомодромной. Эти формационные типы проявляют пространственно-временную сопряженность, нередко фиксируются в единой рудно-вулканической зоне (Сувенир-Александровская, Акбастау-Кусмурунская, Спасско-Кояндинская), сходны по металлогении колчеданного профиля. Предполагается, что эти магмоформации проявляются на позднеокеанической стадии, когда приостанавливается интенсивный флюидно-тепловой поток вдоль спрединговых структур, вследствие чего площадной магматизм переходит в локально-площадной и затем в локально-точечный. Функционирование локально-площадных и локально-точечных магмосистем и их консолидация по модели сверху вниз от тугоплавких базальтоидных и андезитовых магм к риодацитовым приводит к формированию рудоносных последовательных и контрастных гомодромных базальт-андезит-риодацитовых и базальт-риодацитовых формаций. Возможен вариант консолидации локально-точечных магмоочагов снизу вверх, в этом случае легкоплавкие рудные и петрогенные компоненты обогащают, видимо, верхние части очаговых зон, где образуются рудоносные флюидные расплавы-растворы, ответственные в последующем за формирование колчеданных месторождений. По этой модели руды размещены в нижней части базальт-липаритовой толщи, а рудогенерирующая формация имеет последовательно- или контрастно-дифференцированное гомодромное строение.

Образование гигантских железорудных месторождений контактово-скарново-метасоматического типа на основе нового представления об отделении щелочно-кремнисто-железистого флюид-расплава от исходной толеит-базальтовой магмосистемы в земной коре не требует привноса интрателлурических железозносных растворов или гранитизации габбро-базальтового субстрата сквозь магматическими растворами и обусловлено кристаллизационным фракционированием толеит-базальтовой магмы по анортозитовому тренду эволюции с ранним обособлением кальция, магния, алюминия от железа, кремния и щелочей, с развитием остаточного высокожелезистого щелочно-кремнистого раствора. При

этом железозносные с серебром остаточные флюиды концентрировались в основании базальт-габброидной магноколонны, натриево-кремнистые, возможно, с золотом и медью – в ее верхней части. В этой связи железоруденение развивалось вслед за габброидными интрузиями в приконтактных зонах, замещая вмещающие карбонатно-мергелисто-терригенные породы, натриевые флюиды были ответственны за развитие альбитсодержащих пород и альбититов до внедрения габброидных интрузий.

Месторождения торгайского типа (Западный Казахстан) являются производными вулканоплутонической модели рудогенеза в отличие от плутонической (расслоенные интрузии) и вулканической (колчеданные вулканогенно-осадочные). С вулканическим этапом связано образование колчеданных золото-медно-цинковых руд, которые прогнозируются в основании и нижней части андезит-базальтовой карбонатно-терригенной толщи. На ранней стадии гипабиссального плутонического этапа возникало предполагаемое сербрюно-полиметаллическое оруденение, на поздней постгабброидной – скарново-магнетитовые с серебром месторождения. Высокая кальциевость железозносных толеит-базальтовых формаций вызвана, возможно, ассимиляцией карбонатно-мергелисто-глинистых пород расплавом основного состава в зоне энсиматического рифта под мощным субплатформенным чехлом. Отделение щелочно-кремнисто-железистого остаточного флюидного расплава от основной магмы не зависит от ее щелочности, более важно отторжение магния, кальция и алюминия от железа, кремния и натрия на ранней стадии эволюции рудогенерирующего магматизма по анортозитовому тренду.

Высокая железистость андезит-базальтовой магмы валерьяновской свиты и габбро-диоритового комплекса свидетельствует, что выплавление магмы происходило из обогащенной железом позднеокеанической коры. Выплавление высокожелезистой андезито-базальтовой магмы из океанической коры, видимо, обусловлено потоком натриевых флюидов вдоль пограничных глубинных разломов в постокеаническую стадию и активизацией мантийного диапирового магматизма. Активизация верхней мантии потоком натриевых флюидов в зоне постокеанического рифта привела к повторному плавлению позднеокеа-

нической базальтовой коры. Расплавленная базальтовая магма размещалась в чашеобразной лополитовой депрессии в верхней мантии, где происходило гравитационное концентрирование железа и титана в ее основании, а натрия и другие летучие и легкоплавкие петрогенные компоненты обогащали верхние и периферические зоны чашеобразной структуры. В процессе последующей эволюции натриевые флюиды обусловили формирование альбитизированных пород и альбититовых метасоматитов, затем образовались габбро-диоритовые интрузии и после этого поднимались железосодержащие растворы, ответственные за развитие скарно во магнетитовых руд.

Исходя из изложенной модели следует, что крупные скарно-магнетитовые месторождения должны размещаться над осевой зоной чашеобразных верхнемантийных структур. Поэтому очень важно выявление глубинного строения рудогенерирующих чашеобразных структур в верхней мантии по геофизическим данным и их пространственного положения на площади Торгайского железорудного пояса.

Медно-магнетитовые с золотом, селеном, теллуром месторождения ирисуйского типа в генетической связи с лейцит-тефрит-шонкинитовой формацией образовались из остаточных калиево-железистых растворов, обособившихся от щелочно-базальтоидной магмы в процессе ее гравитационного фракционирования на щелочно-пироксенитовую, шонкинитовую и лейцитифировую составляющие. Магнетитовые руды скарнового типа содержат промышленные медь, золото, селен, теллур, накапливавшиеся в остаточных растворах совместно с железом.

Для молибден-медно-порфирировых месторождений предложена базальтоидно-гранитогенная модель, учитывающая, с одной стороны, близость возраста оруденения с главной фазой гранитообразования в складчатых областях, с другой – пространственную связь с габбро-монцит-диоритовыми породами фанеритового комплекса, с третьей – развитие порфирировых интрузий сиеногранодиоритового и граносиенитового состава, являющихся продуктами метамагматической дебазификации диорит-монцитового субстрата гранитизирующими флюидами. Типично развитие рудоносных интрузивных комплексов и рудных объектов в виде линейно-дугооб-

разных поясов вдоль периферической зоны окраинно-континентальных вулканических структур, имеющих в Казахстане дугообразно-полукольцевую ориентировку, на стыке океанической и континентальной кор.

На месторождении Актогай (Казахстан) меланократовые включения и ксенокристы в габбро-диоритах имеют средне-верхнедевонский возраст (380–385 млн лет) по рубидий-стронциевому и самарий-неодимовому определениям (П. В. Ермолов, 2004), отражающий время формирования позднеокеанической коры. Рудоносные порфиры сиеногранодиоритового и граносиенитового состава и молибден-медное оруденение имеют верхнекарбонново-пермский (310–315 млн лет) возраст, фиксирующий главную гранитизационную фазу верхнепалеозойского вулканизма. Эти факты указывают на образование золото-молибден-медно-порфирировых месторождений путем гранитизационного метамагматизма океанической коры в промежуточных мантийно-корových очагах. В этой связи наиболее рудоносны те участки пограничной зоны океанической коры – вулканический пояс, где интенсивно проявлены гранитизация и метамагматизм мантийно-базальтового субстрата, что фиксируется интенсивностью порфирирового магматизма и контрастной расщепленностью на сиеногранодиоритовые натриевой и гранитные калиевой щелочности фации. Полигенная модель золото-молибден-медно-порфирировых месторождений, предполагающая корово-мантийное взаимодействие, позволяет локализовать металлогенический прогноз вдоль внешних зон континентальных вулканических поясов, примыкающих к океанической коре, в участках развития фанеритовых габбро-монцититов и субвулканически-гипабиссальных порфириров умереннокислого состава, разнящихся по возрасту и степени мантийности и приуроченных к разломным структурам. Состав и интенсивность оруденения определяются геохимической спецификой мантийно-базальтового субстрата, являющегося источником золота, меди, рения и гранитизирующих флюидов, привносящих молибден и другие компоненты. Золото, медь и рений высвобождаются из мантийно-базальтового вещества в процессе метамагматической гранитизации как избыточные компоненты и концентрируются в основании порфирировой системы, образующейся в верхней части магмоколонны.

Гигантские хромитовые месторождения, титаномагнетитовое и никель-ванадиевое оруденение генетически связаны с дунит-троктолит-гарцбургитовой формацией, образовавшейся при расслоении исходной океанит-гарцбургитовой магмосистемы по гравитационной модели. Хромитоносность кемпирсайского и бушвелльдского комплексов сходна, что может свидетельствовать о промышленной платиноносности руд и пород Кемпирсайской металлогенической провинции, имеющей высокие перспективы на хром, платиноиды, титан, никель, ванадий, золото.

Хромитоносные дунит-гарцбургитовые формации локализованы в зонах пограничных сверхглубинных разломов и не могут интерпретироваться как альпинотипные базит-гипербазитовые образования внутриконтинентальных рифтов, широко проявленные в земной коре палеозид Казахстана от Восточных Мугоджар до Горного Алтая и практически неперспективные на гигантские хромитовые месторождения кемпирсайского типа. Базит-гипербазитовые формации, как меланократовое основание океанической коры в составе формационной триады ультраосновные породы – расслоенные габбро – толеитовые базальты, сопровождаются хромитовым, медно-никелевым, титаномагнетитовым оруденением в форме небольших, реже средних месторождений и прогнозирование в связи с ними руд кемпирсайского масштаба не обосновано.

Калий-аргоновые датировки калийсодержащих минералов Кемпирсайского массива дали цифры  $407 \pm 20$ ,  $385 \pm 15$ ,  $355 \pm 15$  млн. лет, самарий-неодимовый метод показал изохрону  $385 \pm 22$  млн лет (А. В. Авдеев, 1991), что говорит о средне-верхнедевонском возрасте дунит-троктолит-гарцбургитовой формации, моложе, чем верхнеордовикско-силурийская и раннедевонская океаническая кора Урало-Мугоджарского палеоокеана.

Размеры Кемпирсайского массива в десятки раз меньше Бушвелльдского, хотя масштабы хромитового оруденения в Кемпирсайских месторождениях не уступают Бушвелльдским.

Предполагается, что расслоенная дунит-троктолит-гарцбургитовая формация образовалась в средне-верхнедевонское время за счет повторного плавления океанической литопластины, субдукцированной со стороны Урало-Мугоджарского палеоокеана, имеющей деплетированную природу и расслоенное меланократовое ос-

нование с хромитовой минерализацией. Эта обогащенная и повторно расплавленная под воздействием интенсивного теплового флюидного потока в зоне пограничного сверхглубинного разлома магма поднималась вверх, образовала языкоподобный лополит-гарполит с валовидным выступом в средней части, разделяющим массив на маломощную северо-западную пластину и утолщенную юго-восточную грабенообразную синклиналь с фундаментом в виде чередующихся опущенных и поднятых блоков. Именно в этой части массива сконцентрированы известные крупные хромитовые месторождения. Богатые хромитовые руды приурочены к синклиналим ловушкам в верхней половине дунитового горизонта.

Кемпирсайский массив имеет грубо расслоенное строение с дунит-гарцбургитовым нижним слоем, гарцбургит-норитовым средним и троктолит-габбро-амфиболитовым верхним.

Тыловая периферическая область дугообразной формы девонского вулканического пояса сопровождается пикрит-базальт-молассовой формацией средне-верхнедевонского возраста, развитой в локальных грабенообразных мульдах. Пикрит-базальт-молассовая формация, вероятно, сопровождается вулканогенно-осадочным медно-колчеданным с золотом оруденением в ее подошвенной области и железо-марганцевым в надпикрит-базальтовой зоне. Марганцевое оруденение гидротермально-метасоматического типа нередко проявляется в красноцветной молассе, образуя джездинский металлогенический комплекс франского возраста.

Плутонические гипабиссальные фации пикрит-базальтовой формации проявлены в виде небольших расслоенных дайковых и хонолитовых интрузий, сложенных пикрит-верлит-пироксенит-габбро-диоритовой формацией с син- и эпигенетической золото-платиноидно-медно-никелевой минерализацией. Этот тип известен пока только в Южно-Кендыктасской зоне (когадырско-умуртайский), но может быть выявлен во внешней тыловой области девонского вулканопояса вблизи грабеновых структур с пикрит-базальт-молассовой формаций.

Крупномасштабное редкометалльное и редкоземельное оруденение связано с калиево-плюмазитовыми лейкогранитами и щелочными гранитами и только с гипабиссальной фацией рудо-

носных интрузий, вмещающей средой, определяющей направленность кристаллизации магмы в камере по модели сверху вниз или снизу вверх, масштабностью обособления рудоносных онгоцитов, эльванов и альбит-флюоритовых порфиров и развития постмагматических процессов.

Калиево-плюмазитовый формационный тип проявился трижды в завершающую фазу гранитизационно-коллизийного цикла.

Ранний позднерифейский-калиево-плюмазитовый петрометаллогенический комплекс установлен в Атасу-Мойынтинском блоке, где развиты калиевые порфиroidы алтынсынганской серии и калиево-плюмазитовые лейкограниты узунжальского комплекса, перспективные на олово-вольфрамовое оруденение кварцево-жильно-грейзенового типа. К позднерифейскому уровню относятся вольфрамовые месторождения Баян, Аксуран в Шатском антиклинории, в западной части последнего следует ожидать молибден-вольфрамовое оруденение, в крайней восточной – оловянное. За пределами Казахстана рифейская редкометалльная металлогения фиксируется актюзским олово-редкоземельным комплексом. Позднерифейская оловянная минерализация наложена на докембрийские колчеданные формации (Ойкудук, Такырный, Каракамыс и др.). В целом редкометалльно-редкоземельные пояса позднего рифея прослеживаются в виде разобщенных полей ранее единых поясов дугообразной ориентировки вдоль внешней и внутренней периферических частей докембрийского Кокшетау-Улытау-Атасу-Булаттауско-Северо-Средне-Тянь-Шаньского континента.

Средне-верхнедевонской редкометалльно-калиево-плюмазитовый петрометаллогенический комплекс представлен Сырымбет-Донецким олово-тантал-редкоземельным рудным поясом северо-восточной ориентировки в северо-западной части Кокшетауского террейна и, видимо, формирует единый редкометалльный пояс (Сырымбет-Сарыджазский) от северо-западной части Кокшетауского массива вдоль западного обрамления Улытауского мегантиклинория и далее в район Сусамырского батолита в Западной Киргизии и южной части хребта Терской-Алатау (Сарыджазский оловянный район).

Верхнепермский редкометалльно-калиево-плюмазитовый петрометаллогенический комплекс развит в виде дугообразной зоны в тыловой

области верхнепалеозойского вулканопояса (Акчатау-Верхнее-Кайракты-Коктенколь-Атасу-Караоба-Куинская провинция), имеющей, видимо, продолжение в юго-восточном и северо-восточном направлениях, в Калба-Нарымском гранитоидном поясе в связи с монастырскими калиево-плюмазитовыми лейкогранитами, проявленными в удаленно-тыловой области верхнепалеозойского вулканопояса (Жарма-Саурского сегмента) и сопровождающимися тантал-вольфрам-оловянным оруденением пегматитового и кварцево-жильно-грейзенового типов.

Верхнепермская редкометалльная металлогения известна в докембрийских блоках Денисовской зоны Мугоджар в виде Смирновского и Дрожиловского рудных полей с молибденовым профилем оруденения. Смирновский редкометалльно-петрометаллогенический комплекс, связанный с пермскими лейкогранитами, вероятно, фиксирует часть единого редкометалльного пояса вдоль удаленного восточного обрамления Восточно-Мугоджарского гранитизационно-коллизийного блока.

Крупные тантал-оловянные объекты прогнозируются к северо-западу от Сырымбет-Донецкого редкометалльного пояса вдоль северо-восточных разломно-коллизийных зон, где могут быть мусковитсодержащие фации калиево-плюмазитовых лейкогранитов (боливийский тип оловянных месторождений). Перспективны на олово-молибденовые руды западная и восточная части Шатского антиклинория, на олово-вольфрам-редкоземельные – Атасу-Мойынтинский блок. Олово-танталоносные пегматиты возможны в Кокшетауском массиве в связи с внутренними частями интрузивов орлиногорско-золотоношенского комплекса, олово-тантал-бериллиевые пегматиты в Восточно-Мугоджарском террейне.

Ниобий-цирконий-редкоземельная металлогения в связи с щелочногранитными формациями фиксируется на трех возрастных уровнях – верхнерифейском, средне-верхнедевонском и верхнепермском, формировавшихся синхронно с калиево-плюмазитовыми формациями, но в пространственно разобщенных регионах.

Наибольшие перспективы имеются в Жарма-Саурской зоне, где проявлен рудоносный рибекитовый щелочногранитный магматизм гипабиссальной фации в виде дайково-штокообраз-

ных массивов в терригенно-сланцевом субстрате, интрузив-надэнтрузивные зоны которых сопровождаются редкометалльными апогранитами. Предполагается на основе закономерностей пространственного соотношения синхронной пары формаций развитие верхнерифейских рудоносных щелочных гранитов в северо-западной области Кокшетауского массива, где возможно совмещение верхнерифейского ниобий-цирконий-редкоземельного оруденения со средне-верхнедевонским тантал-оловоносным.

Золоторудные формации связаны с несколькими геодинамическими режимами.

Гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные руды золота возникают в связи с островодужными андезит-базальтовой и габбро-сиенодиорит-граносиенитовой формациями во внутриконтинентальных рифтогенных впадинах (Северный Казахстан). На вулканическом этапе золото приурочено к углеродисто-кремнисто-терригенным осадкам по периферии андезит-базальтовых вулканов, к подошве и кровле вулканогенно-осадочной толщи. К плутоническому этапу приурочены промышленные гидротермально-метасоматические руды в обрамлении габбро-диоритовых малых интрузий, гранит- и граносиенит-порфирировых даек и штоков, что говорит о концентрации золота в основании габбро-диоритовых промежуточных очагов при их консолидации сверху вниз, вследствие чего имеет место механизм отжима легких петрогенных элементов, золота и флюидов. Золотоносные малые интрузии и дайки размещаются в узлах сопряжения разноориентированных глубинных разломов вдоль внешних частей андезит-базальтовой формации.

Второй тип крупномасштабного золотооруденения связан с пограничными рифтогенными зонами на стыке платформа–океан, океан–континент, активизированными в поздне- и постокеаническую стадии интрателлурическим флюидно-тепловым потоком, способным проникать вверх вдоль глубинных разломов после охлаждения и расщепления океанической коры. Золото в этих структурах, видимо, имеет эндогенную подводно-гидротермальную и экзогенно-терригенную природу, концентрируясь в углеродисто-кремнисто-терригенно-сланцевых отложениях, выполняющих седиментационные ванны-ловушки вдоль пограничной рифтогенной зоны. При этом про-

мышленное золото является результатом тектонодеформационного, плутонического, мобилизационно-метаморфогенного и гидротермально-метасоматического преобразования золотосодержащих разновозрастных формаций смежных плит с океаническим и континентальным типом строения. Примерами таких золотогигантов являются Кумтор, Мурунтау (Кыргызстан, Узбекистан).

Третий тип золота связан с внешними тыловыми областями окраинно-континентальных вулканических поясов и формируется путем мобилизационно-метаморфогенного и плутоногидротермального преобразования золотосодержащих вмещающих толщ углеродисто-терригенного и вулканогенно-осадочного сложения. Золотооруденение развивается длительно и многоэтапно синхронно с континентальным вулканоплутонизмом, сопровождается малыми интрузиями и дайками пестрого состава, лампрофирами, керсантинами верхнемантийной природы. Нередко руды золота размещены по периферии полихронных диорит-гранодиоритовых плутонов, внедрившихся в золотосодержащие толщи, в том числе метаморфические (васильковский тип, Казахстан). Золотое оруденение комплексное с серебром, редкими и халькофильными металлами.

Четвертый тип золота проявлен во внутренней области окраинно-континентальных вулканических поясов и имеет, вероятно, гранитогенно-базальтоидную природу, когда океаническая кора под вулканическим поясом подвергается метамагматической гранитизации, частичному повторному плавлению, вследствие чего возникли избыточные золото-сереброносные флюиды, ответственные за вулканогенно-гидротермальные месторождения.

Разработанная модель рений-осмий-серебро-свинец-цинк-медных месторождений жезказганского типа позволяет локализовать металлогенический прогноз. Уникальность Жезказганского объекта как по запасам и содержанию полезных компонентов, так и по рудному парагенезису предполагает особенности его образования, некоторые из которых не учитывались при ранее выполненных прогнозно-металлогенических работах.

Во-первых, пространственное размещение рудных полей обусловлено радиально-полукольцевой разломной тектоникой, проявленной в ка-



менноугольно-пермское время в связи с формированием громадной вулканогенной структуры на месте Жонгаро-Балхашской области океанического корообразования. Вулканический массив в верхнем палеозое воздымался и одновременно смещался субгоризонтально в северо-западном и западном направлениях, а Тениз-Жезказганский блок поддвигался под герцинскую континентальную кору Жонгаро-Балхашской складчатой области. Вследствие этого Тениз-Жезказганский докембрийско-каледонский блок оторвался от Улытау-Кокшетауского древнего сегмента земной коры и в зоне отрыва сформировался сверхглубинный разлом. Соответственно мантийный сверхглубинный разлом и связанный с ним валовидный выступ мантийного субстрата должен был иметь дугообразно-полукольцевую ориентировку согласно кольцевой морфологии Жонгаро-Балхашского вулканомассива. Одновременно с полукольцевой системой разрывов формировались разломы, радиальные по отношению к центру Жонгаро-Балхашской вулканоструктуры. Таким образом, радиально-кольцевая тектоника была типична для Тениз-Жезказганского региона в момент формирования месторождений жезказганского типа. Предполагается, что узлы сочленения дугообразной зоны сверхглубинных разломов с радиальными расколами сдвигового характера являлись зонами подъема глубинных высокотемпературных расплавных флюидов, которые были ответственными за образование богатого оруденения. Поэтому рудоперспективные участки с жезказганским типом руд должны прогнозироваться в узлах сопряжения основной дугообразной разрывной системы с поперечными радиальными разломами. Последние имели в Жаманайбатском сегменте земной коры северо-восточную ориентировку, Жезказганском – северо-восток-восточную, Центральном-Тенизском – субширотную, Западном-Тенизском – северо-западную, Восточном-Тенизском – субмеридиональную.

Во-вторых, для формирования руд жезказганского типа необходимо существование верхнепалеозойских осадочных бассейнов, более конкретно – областей осадочных бассейнов над рудоподводящим дугообразно-кольцевым каналом и еще более локально – над узлами сопряжения дугообразной рудопроницаемой зоны с радиальными разломами.

В указанных благоприятных областях осадочных бассейнов наиболее рудоконцентрирующими структурами являлись купольно-антиклинальные поднятия как участки наименьшего литостатического давления в сравнении с обрамляющими депрессионными ваннами.

На основе созданной рудогенетической модели месторождений жезказганского типа намечены рудоперспективные участки в северной части Шу-Сарысуйской структуры, юго-западной Тенизской впадины.

Плитная петрометаллогения позволяет понять природу связи оруденения и крупных месторождений, разнотипного магматизма и разных геодинамических структур. При этом геодинамические обстановки магматизма и рудообразования локализуют металлогенический прогноз в пространстве и во времени и значительно конкретизируют рудоперспективные площади. Геодинамические режимы магматизма и связанного с ним оруденения определяют их рудовещественную специфику и типы магматической эволюции и дифференциации, способы рудоконцентрирования, рудофокусирующие структуры и уровни.

Крупные и уникальные месторождения могут возникать в режиме сепарирования и обогащения рудных компонентов и флюидов. К известным способам рудоконцентрирования (гравитационное фракционирование, закономерные тренды фракционно-кристаллизационной дифференциации с обособлением остаточных растворов и расплавов, обогащенных рудными элементами; развитие геохимически и петрохимически специализированных рудоносных формаций) предлагаются новые рудоконцентрирующие механизмы, такие? как гравитационное обособление тяжелых рудных компонентов в кислой магме пониженной плотности, отжимание рудных компонентов в верхние части мантийных диапиров, в ходе консолидации пикрит-океанитовых очагов, отжимание рудных компонентов и флюидов сверху вниз в процессе консолидации базальтоидных очагов, взаимодействие океанической коры наложенными гранитизирующими щелочными флюидами.

Петрометаллогенический анализ позволяет сделать важнейшие выводы:

– связь крупномасштабного магматогенного рудообразования с пограничными глубинными зонами типа платформа–океан+континент,

океан–континент, континент–континент на стадии их посткеанической тектоно-магматической рифтогенной активизации;

– связь рудоносных магматических формаций и рудогенерирующих типов магматизма разной щелочности-основности с важнейшими рудолокализационными и рудогенерационными стратоевнями;

– наиболее высокая рудоносность характерна для окраинно-континентальных магматических формаций поздне- и посткеанической стадий;

– раннекеанические магмоформации офиолитового типа сопровождаются медно-колчеданным с никелем, кобальтом оруденением кипрского типа, но наиболее рудоперспективные магматические формации окраинно-континентальных и окраинно-океанических островодужных систем;

– позднекеанические рудоносные магмоформации представлены последовательной базальт-андезит-риодацитов и контрастной гомодромной базальт-риолитовой колчеданными золото-медно-цинкового-свинцовыми и серебряно-барит-полиметаллическими рудами майкаинского и сувенирского типов;

– антидромная порфировая риолит-базальтоидная формация рудноалтайского типа с колчеданно-полиметаллическими рудами типичны для окраинно-континентальных надсубдукционных рифтов и формировались по специфической порфиرو-вулканической рудномагматической модели;

– редкометалльно-редкоземельные формации связаны только с калиево-плюмазитовыми лейкогранитами и щелочными гранитами, являющиеся синхронными и сменяющими друг друга по латерали, проявленные на позднерифейском, позднедевонском и верхнепермском возрастных уровнях;

– окраинно-континентальная природа рифейских рифтогенных формаций Улытауского мегантиклинория и юго-запада Кокшетауского массива позволяет прогнозировать в связи с ними крупные колчеданные месторождения кипрского, уральского и рудноалтайского типов;

– в северо-западной и западной частях Кокшетауской глыбы развиты позднерифейские щелочные граниты с тантало-ниобиево-редкоземельным оруденением, пространственно совме-

щенные с позднедевонскими калиево-плюмазитовыми лейкогранитами с олово-редкометалльными рудами сырымбет-донецкого типа, что позволяет прогнозировать гигантские полигенные редкометалльно-редкоземельные месторождения;

– в соответствии с новой геодинамической концепцией руд жезказганского типа определяются новые подходы в их прогнозе и выявлении среднеордовикско-раннекаменноугольных и позднепротерозойских тыловых внутриконтинентальных осадочных бассейнов с оруденением жезказганского, атасуйского и сланцевого типов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Генезис эндогенных рудных месторождений / Ред. В.И.Смирнов. М., 1968. 644 с.
2. Генетические модели эндогенных рудных формаций. М., 1969. 512 с.
3. Геология и минерагения Казахстана: Докл. и тезисы докладов казахстанских геологов к 31 сессии МГК. Алматы, 2000. 959 с.
4. Колчеданные месторождения зарубежных стран. М., 1984. 214 с.
5. Колчеданные месторождения мира. М., 1979.
6. *Кривцов Л.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.* Медно-порфировые месторождения. М., 1986. 236 с.
7. *Любецкий В.Н.* Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. В 3т. Т. 1. «Глубинное строение и геодинамика». Алматы, 2002. 224 с.
8. *Любецкий В.Н.* Карта глубинного тектонического строения Казахстана, масштаб 1:2 500 000. Алматы, 2001.
9. *Маракушев А.А., Русинов В.Л., Зотов И.А. и др.* Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, №6. С. 483-501.
10. Металлогения Казахстана. Месторождения руд меди. Ред. А.К. Каюпов. Алма-Ата, 1978. 191 с.
11. Металлогения Казахстана: Месторождения руд золота / Ред. А.К. Каюпов. Алма-Ата, 1980. 224 с. ДСП.
12. Металлогения Казахстана: Металлогенические комплексы и закономерности их проявления / Ред. А.К. Каюпов. Алма-Ата, 1983. 207 с.
13. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М., 1984. 496 с.
14. *Миясиро А.* Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир. 1976. 536 с.
15. *Мирошниченко Л.А.* Минерагеническая карта Казахстана, масштаб 1:2 500 000 с объяснительной запиской. Алматы, 2002.
16. *Мирошниченко Л.А.* Атлас моделей месторождений полезных ископаемых Казахстана. Алматы, 2004. С. 140.
17. Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита: Материалы международного (X всероссийского петрографического совещания «Петрография XXI века»). Т. 3. Апатиты, 2005. 301 с.
18. Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли. Материалы международного (X всероссийского петрографического совещания «Петрография XXI века»). Т. 1. Апатиты, 307 с.