

## МАГМАТОГЕННО-РУДНЫЕ СИСТЕМЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Рассматривается представление об эволюционно-парагенетическом характере связи рудных и магматических образований, отраженное в понятии «магматогенно-рудная система» (МРС): рудная минерализация — конечный продукт формирования не конкретных магматических комплексов, а МРС различных типов в целом. Эволюционное развитие этих систем во многих случаях приводит к их насыщению водно-флюидной фазой, генерирующей при определенных условиях минерально-рудные образования. Характер петрогенезиса структур различных типов определяет состав их возможного оруденения, а специфика формирования каждой из них — его реализацию.

Ключевые слова: *континентальные вулcano-плутонические пояса подвижных систем, центрально-кольцевые структуры, магматогенно-рудные системы, оруденение.*

The materials revealing the idea of the evolutionary-paragenetic nature of the relationship ore and magmatic formations reflected in the concept of magmatic ore system (MOS) are given. Mineralization is considered as the final product formation not of specific magmatic complexes but of various types of MOS in general. Evolutionary development of these systems in many cases leads to saturation of their ore-forming aqueous fluid phase, under certain conditions generating mineral ore formations. Character of petrogenesis structures of various types determines the composition of possible mineralization and specificity of formation of each of them determines its implementation.

Keywords: *continental volcano-plutonic belts of mobile systems, central-ring structures, magmatic-ore system, mineralization.*

В настоящее время практически общепризнано представление о том, что континентальные вулcano-плутонические пояса сводовых этапов развития (орогенный и тафрогенный режимы) подвижных областей — это пространственно-временные совокупности магматогенных центрально-кольцевых структур (МЦКС) обращенного класса различных типов [15]. Возникают эти структуры в результате конструктивных геодинамических процессов [5] — эндогенного диапиризма на фоне сводообразующих тектонических напряжений, которые по мере проявления магматизма, опустошения магматических очагов и снижения магматического давления сменяются процессами проседаний и обрушений. Естественно, что размеры и сложность внутреннего строения этих структур и состав образующих их магматитов обусловлены спецификой геодинамики на каждом этапе сводового развития конкретного пояса — глубиной магматических очагов, процессами, участвующими в формировании пород (дифференциации, гибридизма и контаминации при смещении основных и кислых магм), а также ведущей ролью в строении МЦКС различных их элементов, отражающих зрелость сводообразования. По этим признакам структуры могут быть подразделены на вулcanoгенный, вулcano-плутоногенный, дайково-плутоногенный и плутоногенный типы [1, 11, 12, 18].

Обращенные МЦКС различных типов обычно совмещаются в пространстве с образованием сложных концентрических или эксцентрических мега-

систем. Установлено, что в наиболее полно проявленных мегасистемах различные типы структур представляют собой дискретный эволюционный ряд от вулcanoгенного до плутоногенного типов. В этом ряду последовательно усложняется их фациально-фазовое внутреннее строение [5, 10], увеличивается «внедрённость» магматических образований (от преобладания вулканитов покровной фации до преобладания интрузивных пород), направленно изменяется состав пород (от среднего до ультракислого, умереннощелочного) и их структурно-фациальные характеристики вулканитов (от туфов до игниспумитов и лав) и, наконец, уменьшаются относительные размеры магматогенных структур. Дискретно-последовательные изменения перечисленных признаков структур во времени обусловлены соответствующим приближением к поверхности порождающих их магматических очагов и возрастанием зрелости континентальной земной коры — увеличением мощности и снижением её пластичности и проницаемости. В то же время индивидуальные черты каждой структуры находятся в рамках типовых признаков, обусловленных закономерной однотипностью формирующих структуры процессов на различных этапах сводообразования.

В разнотипных МЦКС, являющихся в определённый отрезок времени зонами реализации эндогенной магматической активности, естественно, сосредоточиваются рудоносные и рудогенерирующие процессы, что обуславливает приуроченность определенной рудной минерализации к тем или

иным магматическим образованиям. Многократно было установлено, например, что редкометалльные месторождения, характеризующиеся тесной связью с процессом грейзенизации, во многих случаях наложены на аляскитовые граниты плутоногенных структур. Поэтому многие годы преобладала точка зрения о рудоносности тех или иных магматических комплексов. Геологи придерживались концепции их генетической связи, располагая при этом рядом убедительных аргументов.

Несомненно, что в свое время исключительная ориентация поисков редкометалльных месторождений на аляскит-граниты сыграла положительную роль. Концепция генетической связи рудной минерализации с магматическими процессами в принципе не допускает исключений, однако исключения, и достаточно существенные, имеют место. На известном вольфрамовом месторождении Верхние Кайракты (Центральный Казахстан) аляскитовые граниты отсутствуют; они не вскрыты бурением до глубины 1200 м. Это противоречит представлениям о вертикальном размахе достаточно интенсивного оруденения штокверкового типа над гранитовыми куполами и позволяет думать, что аляскитовые граниты вообще отсутствуют в пределах этого месторождения. На других месторождениях оруденение оказалось наложенным на грейзенизированные дайки, предшествовавшие этим гранитам (месторождение Тайшек, Казахстан), или даже на более древние плутонические комплексы лейкогранитовых гранитов (Акчатау, Казахстан; хребет Сарычева, северо-восток России) и гранодиорит-гранитов (Восточный Сихотэ-Алинь и др.). Известны также случаи, когда при принадлежности к одному и тому же комплексу один из массивов рудоносен, а другой нет. Приведенные примеры указывают на то, что становление массивов гранитоидов и формирование редкометалльного оруденения следует рассматривать как последовательные этапы в эволюции глубинного очага, продуцировавшего различные по возрасту магматические образования вулканоплутонических поясов.

Известны, наконец, примеры связи редкометалльного оруденения не только с плутоническими, но и с вулканическими комплексами. Так, на Тунумской вулканоплутонической рудоносной структуре Охотско-Чукотского вулканического пояса (Н. М. Фролов, В. А. Гурьянов, 1979) установлены два типа минерализации и два импульса рудообразования: один связывается с заключительными проявлениями вулканической деятельности, второй с гранитоидным магматизмом. При этом рудопроявления различных минеральных типов образуют единый ряд (от низкотемпературного вулканогенного к среднетемпературному плутоногенному), в котором они связаны между собой, как и члены вулканоплутонической ассоциации.

Перечисленные примеры вместе с пониманием процессов петрогенезиса и закономерностей развития МЦКС привели к представлению об эволюционно-парагенетическом характере связи рудных и магматических образований. Это представление соответствует существующему понятию «магматогенно-рудная система» (Иванкин, Рабинович, 1971; Константинов, 1984; Рундквист, 1985; Кривцов, 1990 и др.), предполагающему, что рудная минерализация является конечным продуктом формирования не конкретного комплекса, а магматогенно-рудной системы (МРС) или маг-

матогенно-рудного центра (МРЦ), эволюционное развитие которых завершается при определенных условиях для ее насыщения рудогенерирующей водно-флюидной фазой. При таком характере связи объяснима, с одной стороны, предпочтительная сопряженность (в случае с редкометалльным оруденением) рудогенерирующих процессов с аляскит-гранитами как наиболее поздними магматическими проявлениями МРС, с другой — возможность при отсутствии гранитов наложения этих процессов на более ранние магматиты этой системы или даже предшествующей.

МРС или МРЦ следует рассматривать как совокупности генетически или парагенетически взаимосвязанных магматических, магматогенно-тектонических, гидротермально-метасоматических, постмагматических, минеральных и рудных образований, объединенных пространственно-временной принадлежностью к МЦКС определенного типа и порождённых процессами развития единого гипцентра эндогенной активности. Необходимость перехода к выявлению таких центров и систем требует углубленного их изучения, дифференцирования и, наконец, типизации, которая позволила бы различать возможные их типы и разновидности и соответственно прогнозировать их рудоносность.

Что же должно быть положено в основу типизации МЦКС?

Анализ материалов по ряду регионов [9, 11, 14, 15, 17–19] показал, что в общем случае при последовательном закономерном эволюционном развитии постскладчатого континентального магматизма подвижных областей каждому типу орогенных МЦКС свойственна определённая минерагеническая специализация (таблица), что позволило обобщать соответствующие типы МРС (рисунок) — вулканогенный, вулканоплутоногенный, дайково-плутоногенный и плутоногенный [13–15].

В вулканогенный тип МРС объединены структуры, формировавшиеся в процессе начального сводообразования подвижных систем при магмогенерации на глубине 35–40 км (рисунок, Л). Главным их элементом являются овальные (80–150 км) компенсационно-конседиментационные, т. е. вулканогенные мульды, образованные вулканитами щитовых вулканов центрального типа. С мульдами сопряжены расположенные вдоль дугообразных ослабленных зон немногочисленные экструживно-жерловые и субвулканические тела. Комагматичные вулканитам гранитоиды обычно обособлены в пространстве и окаймляют мульды по периферии. Роль магматогенной тектоники в строении структур относительно невелика. Состав вулканитов (таблица) колеблется от трахиандезитов — андезитов до трахириодацитов — риодацитов, плутонических пород — от монцодиорит-гранодиоритов до монцогранитов.

В формировании этих пород, наряду с кристаллизационной дифференциацией, важную роль играли процессы гибридизма, контаминации, о чем свидетельствуют следующие признаки: присутствие в них диалитов — «капель» переохлажденного базитового расплава [7, 8] и гомеогенных включений, аволитов; гетеротакситовое сложение пород, пятнистое распределение минеральных ассоциаций пород и повышенные содержания акцессорных минералов; широкое развитие резорбционных, пойкилитовых, реакционных и регенерационных структур минералов, отражающих субсолидусные реакции в гомогенизирующихся расплавах. Сочетание этих

Главные признаки типовых магматогенно-рудных систем (МРС) континентальных вулкано-плутонических поясов Токрауского и Чаткало-Кураминского регионов

Признаки		Типы магматогенно-рудных систем (МРС) (в соответствии с типами МЦКС)			
		Вулканогенный	Вулкано-плутоногенный	Дайково-плутоногенный	Плутогенный
Вулкано-плутонические ассоциации магматических комплексов	Трахиандезит-трахириодацитовая – монцодиорит-монцогранитовая	Трахиадезит-трахириодацитовая – кварцевомонцит-умереннощелочно-гранитовая ± трахиандезиты	Трахиадезит-трахириодацитовая – умереннощелочно-гранитовая – умереннощелочно-лейкогранитовая ± трахиандезиты	Трахиадезит-трахириодацитовая – трахидолерит-умереннощелочно-гранит-порфировая – габброиенит-алаяскитовая	
	Петрохимические характеристики пород	SiO <sub>2</sub> , % Σ <sub>щел</sub> , % K <sub>2</sub> O, %	61–73 6,5–8,5 3,5–5,0	63–75 7,0–9,0 4,0–5,5	45–60; 68–76 4,8–8,5; 7,5–9,5 2,8–6,0 (таб); 4,5–6,4 (тг)
	Типы вулканических пород	Кристаллоитгнимбристы, спекшие туфы, туфы	Спекшиеся туфы, игнимбристы, игниспумиты	Игнимбристы, игниспумиты, лахариты, лавы	Игнимспумиты, лавы, игнимбристы, лахариты
Типы вулканизма и композиционно-синвулканических структур	Центральный (щитообразный с образованием мульд проседания) (50–70 × 80–150 км)	Центральный и по коническим разломам с образованием мульд-впадин (30–50 × 70–100 км)	По коническим и кольцевым разломам с образованием кальдерообразных впадин (10–15 × 20–40 км)	По линейным и полукольцевым трещинам с образованием грабенов (~15 км) и кальдер (10 × 20 км)	
Форма плутонов, гипабиссальных малых интрузивов	Крупные лакколитообразные тела в обрамлении вулкано-генных мульд (50–70 × 80–150 км)	Дугообразные лакколиты в пределах мульд-впадин (10–20 × 30–50 км); серии конических сидлообразных тел	Дугообразные лакколиты, центральные плутоны (10 × 30 км); серии конических, кольцевых и радиальных даек	Центральные плутоны (12 × 15 км) и линейные дайковые пояса с полукольцевыми ответвлениями в обрамлении плутонов	
Магматогенно-тектонические условия	Обширные (до 70 × 180 км) малоамплитудные сводообразования под давлением «всплывающих» очагов (35–40 км), компенсиремые конформационными прогибами, реже проседаниями	Относительно локализованные (до 50 × 100 км), но более крупные сводообразования над очагами умеренных глубин (30–35 км), компенсиремые конформационными проседаниями	Локальные (до 15 × 40 км) крупные куполообразования над относительно малоглубинными (20–30 км) очагами, компенсиремые проседаниями, кальдерообразными обрушениями	Узколокальные (до 15 км в диаметре) надочаговые крупные куполообразования над малоглубинными (< 20 км) очагами, компенсиремые кальдерными и подземными котлообразными проседаниями	
Постмагматические изменения	Пропилитизация, хлоритизация, эпидитизация, вторичная кварцитизация	Окварцевание, калишпатизация, вторичная кварцитизация	Окварцевание, серицитизация, калишпатизация	Серицитизация, березитизация, кварцево-жилыные и кварцево-грейзеновые образования	
Минералогическая специализация	Медно-порфировая, молибден-медно-полиметаллическая, золото-серебряная; высокоглиноземистое сырье	Молибден-медно-порфировая, медно-свинцово-молибденовая, золото-серебряная; высокоглиноземистое сырье	Молибден-вольфрамовая, медно-молибденовая, олово-серебряно-полиметаллическая, ниобий-иттриевая, урановая	Вольфрам-оловянная, вольфрамо-молибденовая, золото-серебряная, иттрий-иттрий-ниобиевая, флюоритовая и др.	

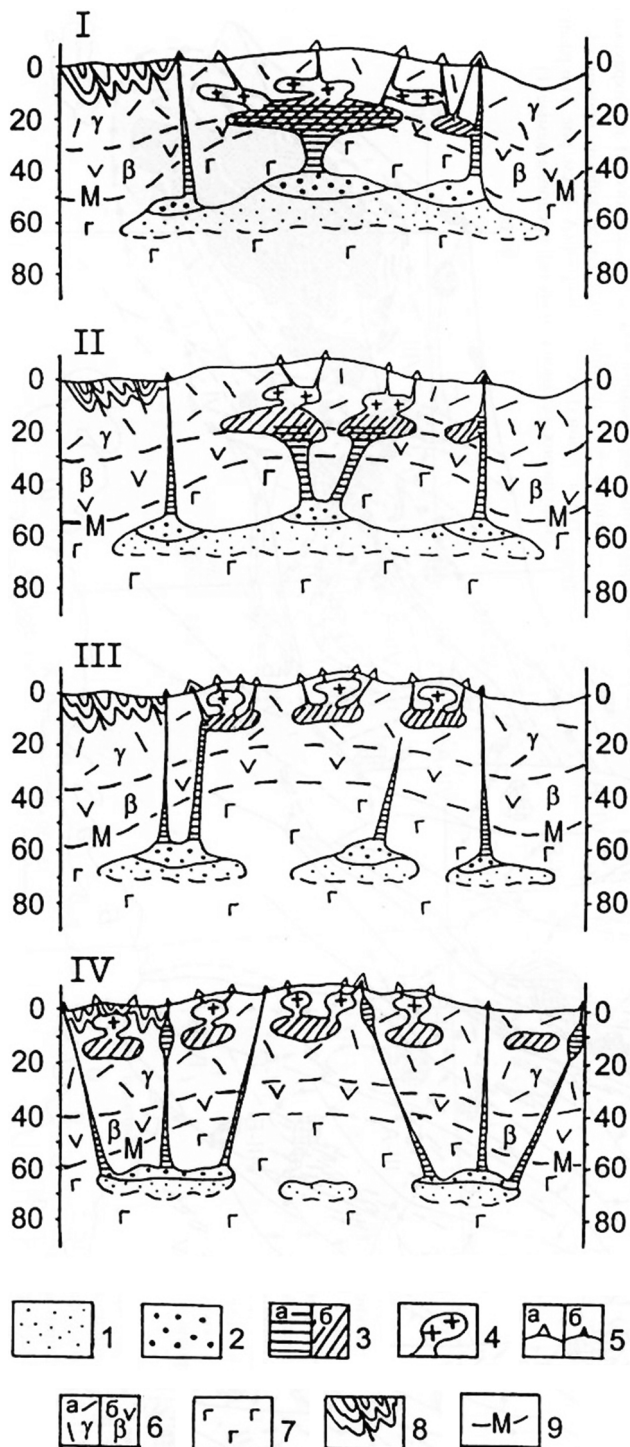


Схема соотношения магматизма с глубинным строением сводовых областей для МРС различных типов (I – вулканогенный, II – вулcano-плутоногенный, III – дайково-плутоногенный, IV – плутоногенный), по [15]

1 – астеносферные линзы; 2 – участки концентрации базальтового расплава в астеносфере; 3 – базальтовая магма в виде астенолитов и интрузивных тел (а) и коровая магма (б); 4 – внутрикоровые плутонические тела; 5 – вулканические постройки, сложенные породами разного состава (а – среднего-кислого, б – основного); б – «гранито-метаморфический» (γ) и «базальтовый» (β) слои консолидированной коры; 7 – верхняя мантия; 8 – складчатые образования; 9 – граница Моховичича

признаков указывает на относительную длительность неравновесных условий кристаллизации, возможную при близких объемах смешивающихся контрастных по составу магм [6, 20], или даже на преобладание базитов, обеспечивающих перегрев кислых расплавов. Минерагеническая специализация МРС этого типа – медно-порфировые, молибден-медно-полиметаллические и золото-серебряные оруденения и высокоглиноземистое сырье во вторичных кварцитах.

К вулcano-плутоногенному типу МРС отнесены структуры (60 × 100 км при магмогенерации на глубине около 30 км), представляющие собой сочетание мульд-впадин, достаточно широко развитых экструзивно-жерловых и субвулканических тел вдоль конических, радиальных и кольцевых разломов и массивов гранитоидов, дугообразных по форме, реже образующих центральные плутоны (рисунок, II). Появление конических, кольцевых и радиальных разрывных нарушений в их строении свидетельствует об усилении роли магматогенного куполообразования и компенсирующих кальдерообразных проседаний в формировании структур этого типа, а состав магматических пород этих структур обычно колеблется для вулканитов от трахидацитов до трахириолитов, в том числе высококальциевых, при присутствии в отдельных структурах трахиандезитов и даже трахиандезибазальтов и соответственно от граносиенитов – монцогранитов до умереннощелочных гранитов.

Петрографические признаки пород МРС этого типа позволяют предполагать, что процесс смешения магм [21] уже на ранней стадии гомогенизации расплава прерывается кристаллизацией пород. Базиты этого уровня обычно сохраняют первичный матричный текстурно-структурный облик, реже приобретают такситовое сложение. В то же время в этих породах, наряду с обычными для их состава минеральными ассоциациями, присутствуют вкрапленники-диакристи кварца, биотит, отмечается калишпатизация андезин-лабрадора. Исследования этих диакристов показали, что они кристаллизовались на ликвидусе кислых расплавов, а затем при смешении магм были захвачены базитовой магмой и оплавлены (В. С. Попов, В. А. Боронихин, 1981); присутствие биотита и калишпатизация плагиоклаза дополняют картину контаминации базитов. Кислым породам этих структур свойственны умеренная гетерогенность минеральных ассоциаций и слабовыраженное такситовое сложение, но главной их особенностью является обилие (до 10%) гидроксилсодержащих минералов. Обычно это биотит, реже роговая обманка, характерно также повышенное содержание аксессуарных минералов – апатита, циркона, сфена, иногда соизмеримых с порфировыми выделениями. Этот факт, а также последовательное возрастание эксплозивности вулканитов свидетельствуют об обогащении магмы летучими компонентами (водно-флюидной фазой).

Таким образом, породы этих структур образовались при смешении базитовой магмы с частично раскристаллизованной кислой при ограниченности взаимодействующих объемов, при слабой гомогенизации расплава и усилении флюидно-диффузионного воздействия базитовых магм на кислые, что возможно при некоторой пространственной разобщенности их первичных магматических очагов. Это обуславливает соответствующую условиям поро-

и структурообразования минерагеническую специализацию МРС вулcano-плутоногенного типа, с которыми при типовом их развитии ассоциируют молибден-медно-порфиоровое, медно-свинцово-молибденовое, золото-серебряное оруденения.

МРС дайково-плутоногенного типа (30 × 40 км при магмогенерации на глубине < 30 км) — это небольшие пологие мульды-впадины (рисунок, III), окруженные прерывистыми концентрическими зонами — цепочками конических и кольцевых экстррузивно-жерловых и субвулканических тел, даек и эллипсоидных интрузивов гранитоидов, иногда образующих и центральные плутоны. С кольцевыми сочетаются также радиальные разрывные нарушения, что в целом свидетельствует о значительной роли магматогенной тектоники в становлении этих структур, в которых преобладают трахириолиты, главным образом игнимбриты и игниспумиты, и умереннощелочные двуполевошпатовые лейкограниты. Только в отдельных структурах среди ранних фаз отмечаются трахиандезиты-трахиандезиты и сиениты. Именно этим спорадически проявленным базальтоидам свойственны такситовое сложение и неравновесное сочетание минералов (пироксен с биотитом), тогда как преобладающие магматиты кислого состава характеризуются предельно высокими содержаниями полевых шпатов (ортоклаза, микроклина), кварца и акцессорных минералов (апатита, циркона, флюорита) и высокой флюидонасыщенностью. Породы такого состава не известны в гранито-гнейсовом слое земной коры, что, учитывая исключительно высокую эксплозивность вулканитов этих структур, позволяет считать, что в их образовании участвовали процессы гибридизма. Однако в этом случае контаминация кислых расплавов происходила главным образом под воздействием легкоподвижных и летучих компонентов, отделившихся от более глубоких очагов базитовой магмы. Такой синтексис определен как флюидно-диффузионный (Г. Л. Добрецов, Н. Л. Добрецов, 1974, 1981), который объясняет проявление молибден-вольфрамовой, медно-молибденовой, олово-серебряно-полиметаллической, ниобий-иттриевой и урановой минерализации в МРС дайково-плутоногенного типа.

В МРС плутоногенного типа (рисунок, IV), формирующихся в условиях смены собственно сводового режима сводово-рифтогенным (тафрогенным) [3, 4, 14–16, 19], роль покровных вулканических образований незначительна — это небольшие (первые километры в диаметре при генерации магмы на глубине около 20 км) впадины в виде кальдер. Главные элементы этих структур — изометричные гранитовые плутоны в сочетании с дайковыми, субвулканическими и экстррузивно-жерловыми образованиями. Все они приурочены к сложной системе кольцевых и полукольцевых расколов, приводящих на глубине к многоступенчатому котлообразным депрессиям — впадинам, игравшим, вероятно, важную роль в возникновении камерного пространства для центральных плутонов (механизм «обмена местом», по А. В. Авдееву, 1965). Типичные для этих структур трахириолиты, обычно перемежающиеся с трахиандезитобазальтами, трахидолериты — умереннощелочные гранитпорфиры, а также аляскиты (иногда в сочетании с монцогаббро) создают контрастно-бимодальную ассоциацию. Судя по петрографическим признакам пород, в магмогенерирующих процессах насту-

пил качественный скачок. В породах практически отсутствуют признаки непосредственного смешения базитовых и кислых расплавов, что позволяет предполагать значительную пространственную разобщенность их источников. В то же время ряд вещественно-структурных признаков этих пород свидетельствует об активном флюидно-диффузионном взаимодействии контрастных по составу магм. Возможно, именно это взаимодействие приводит к некоторому обогащению исходных базитов кремнекислотой (преобладают породы с содержанием  $\text{SiO}_2 > 51\%$ ), а кислых — легкоподвижными некогерентными летучими компонентами [15]. Этот тип синтексиса, как видно, обуславливает появление неизвестных в сиалической протокодре умереннощелочно- и щелочно-сиалических пород, в том числе литиевослюдистых. В этих породах отмечаются высокие содержания щелочных полевых шпатов, в том числе микроклин-пертита; щелочные темноцветные минералы при преобладании среди темноцветных биотита; высокие содержания акцессорных минералов. Кроме того, в породах отмечаются предельные для кислых магматитов суммарная и калиевая щелочность и пантеллеритовая тенденция в развитии серий пород, исключительно высокая насыщенность летучими компонентами, проявляющаяся в преобладании среди вулканитов игнимбритов и игниспумитов и в развитии кварц-грейзеновых зон в аляскинских плутонах.

Сводово-рифтогенному магматизму свойствен, в отличие от сводового, преимущественно флюидно-диффузионный механизм синтексиса пространственно разобщенных магматических очагов [15]. Поэтому для МРС плутоногенного типа характерны магмо-флюидогенные брекчии, кварц-грейзеновые и пегматитовые образования и вольфрам-оловянная, вольфрам-молибденовая, золото-серебряная, иттербий-иттрий-ниобиевая, флюоритовая и другая минерализация.

Характеристика МРС различных типов свидетельствует о том, что пульсационно-ритмическое проявление континентального сводового магматизма подвижных систем со сменой в каждом из ритмов импульсов начального относительного растяжения последовательно нарастающим сжатием обуславливает кратковременность зарождения полигенных магм и достаточно длительную их эволюцию в результате гомогенизации и кристаллизационной дифференциации магматических расплавов. Формирование относительно непрерывных и в целом гомодромных петрогенетических серий сводовых пород-комплексов сопровождается при нарастающем сжатии ростом «внедренности» магматических пород — сменой покровных вулканических фаций субвулканическими и затем плутоническими. Дискретно-направленное изменение геодинамического режима во времени — усиление роли начального относительного растяжения и ослабление роли пластической деформации — определяет специфику проявления каждого его ритма и сопровождающего его магматизма.

На начальных этапах развития сводового режима подвижных систем при наиболее прогретой, пластичной и слабопроницаемой земной коре сближенности в магматической колонне мантийного и корового магматических очагов и максимальности для этого режима условий сжатия благоприятствуют смешению значительных объемов мантийного и корового вещества и становлению магматических

пород с разнообразными признаками гибризма. Последующие ритмы сводового магматизма отражают эволюцию ряда явлений, обусловленных нарастанием напряжений сжатия. С одной стороны, в связи с уплотнением подкоровой части мантии сокращается объем астеносферных линз и углубляются мантийные очаги, с другой — кора охлаждается и увеличивается ее жесткость. В свою очередь это приводит к расширению в пространстве и «всплыванию» корового магматического фронта в области приповерхностных растяжений орогенных сводов (Э. П. Изох, 1958) и к выплавлению все более низкотемпературных магм. При этом происходит разобщение, поляризация в вертикальной магматической колонне мантийных и коровых очагов и изменение характера гибризма. С каждым последующим ритмом магматизма объемы непосредственного массообмена между мантийными и коровыми расплавами уменьшаются и одновременно увеличивается роль в магмообразовании флюидно-диффузионных форм гибризма и водно-флюидного режима в целом.

Эволюция сводового режима — усиление на каждом последующем его этапе роли начальных напряжений растяжения, сменяющихся нарастающим сжатием, — приводит к качественному его изменению, к появлению сводово-рифтогенного режима [12, 15, 19], которому, в отличие от сводового, напряжения растяжения столь же свойственны, как и сжатия, часто перемежающиеся во времени. Смена динамики развития подвижных систем сопровождается прогрессирующим разобщением в вертикальной магматической колонне мантийных и коровых очагов. Первые продолжают углубляться в более высокотемпературные области, вторые «всплывают» в относительно охлажденные и жесткие слои земной коры, сохраняющие некоторую пластичность лишь в надочаговых куполах орогенных сводов. Все это обуславливает на сводово-рифтогенной стадии развития подвижных систем сочетание, перемежаемость сопряженного с растяжениями пассивно-рифтогенного грабенообразования, сопровождаемого шошонит-монцитовым магматизмом, с остаточным надочаговым куполообразованием и сопряженным с ним умереннощелочно-кремнекислым коровым магматизмом. Значительная разобщенность в пространстве магматических очагов практически исключает возможность непосредственного глубинного смешения расплавов, создавая, однако, благоприятные условия для проявления флюидно-диффузионных форм гибризма. В результате проявления качественно новых явлений сводово-рифтогенные вулканические, дайковые (гипабиссальных малых интрузий) и плутонические комплексы образуют закономерно-прерывистые совокупности контрастных по составу магматических пород — производных селективных базитовых выплавов и палингено-анатектических коровых магм, подверженных лишь флюидно-диффузионной контаминации. Последовательные проявления каждого из двух магматических источников представляют собой в целом гомодромные петрогенетические серии пород, сформированные при дифференциации соответствующих магматических очагов. Однако значительная роль флюидно-диффузионной гибризма, главным образом коровых расплавов, в какой-то мере сближает по некоторым признакам породы различного происхождения.

Зависимость особенностей МЦКС различных типов и соответствующих им МРЦ от глубинности магматического очага и условий магмогенерации, особенно от характера синтексиса, распространяется на их металлогеническую специализацию. Однако специализация МРЦ предопределяет их потенциальную рудоносность, а реальная рудоносность, как следует из анализа материалов по Казахстану, Средней Азии и по ряду других регионов [2, 11, 14, 17, 18], свойственна главным образом тем МРЦ, в которых наблюдаются некоторые отклонения от типового развития. Эти способствующие, вероятно, процессам рудогенеза отклонения могут проявляться в неполноте ВПА или отдельных комплексов, в изменении фациально-фазовых соотношений пород в комплексах, в нарушении гомодромного развития серий пород, в проявлении базитов синхронно с кислыми породами, в повышенном содержании водно-флюидной фазы, в пограничном положении МРЦ и т. д. Кроме того, по данным В. Г. Ванштейна, Ю. Б. Марина, Т. Т. Скублова (1981), рудоносные комплексы отличаются нестандартным поведением отдельных элементов. Эта специфика зарождения рудоносных МРС, наряду с установленной концентрической или эксцентрической зональностью рудной минерализации при совмещении МРС различных типов (Р. Б. Умитбаев, 1971, 1973 и др.; В. И. Сухов, 1968, 1979 и др.; Н. П. Лавров и др., 1972); [2, 11, 14, 17], а также выявление рудоконтролирующей роли круговых, кольцевых и радиальных структурных элементов (В. А. Невский, 1973, 1975), [11, 14, 15, 17, 18] свидетельствуют о том, что формирование МРС различных типов — важная закономерность проявления сводового и в определенной мере сводово-рифтогенного магматизма, что имеет важнейшее практическое значение.

1. Арапов В.А., Коржаев В.П., Михайлов В.В. Типы вулканических структур Чаткало-Кураминского региона и их роль в размещении эндогенного оруденения // Особенности геологии и металлогении активизированных зон Тянь-Шаня. — Ташкент, 1976.
2. Василевский М.М. Вулканогенно-рудные пояса и центры // Прогнозная оценка рудоносности вулкано-генных формаций. — М.: Недра, 1977. — С. 86–95.
3. Михайлов Н.П., Шарпенюк Л.Н. Специфика магматизма тафрогенеза как разновидности рифтогенеза // Сов. геология. 1978. № 3. — С. 43–53.
4. Михайлов Н.П., Шарпенюк Л.Н. Тафрогенез и тафрогенные магматические формации в тектоно-магматическом развитии геосинклинально-складчатых систем // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. — Новосибирск: Наука, 1986. — С. 82–93.
5. Петров О.В. Тектоника и металлогения Северной и Центральной Евразии на основе анализа новых международных карт масштаба 1 : 2 500 000 // Регион. геология и металлогения. 2009. № 37. — С. 4–15.
6. Плечов П.Ю., Фомин И.С., Мельник О.Э., Горихова Н.В. Эволюция состава расплава при внедрении базальтов в кислый магматический очаг // Вестник МГУ. Серия IV, геол. 2008. № 4. — С. 247–257.
7. Фролова Т.И. Гомодромная и антидромная последовательность магматизма и земная кора // Вестн. МГУ. Серия геол. 1991. № 1. — С. 3–20.
8. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. — М.: Изд-во МГУ, 1997. — 320 с.
9. Хамрабаев И.Х., Далимов Т.Н. и др. Магматические формации и фации Узбекистана. — Ташкент: ФАН, 1977.

10. Шарпенко Л.Н. Общие закономерности развития орогенного магматизма Центрального Казахстана и эволюция центрально-кольцевых структур // Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Ч. 1. — Алма-Ата: Наука, 1976. — С. 42–47.
11. Шарпенко Л.Н. Магматогенно-кольцевые структуры. — Л.: Недра, 1979. — 231 с.
12. Шарпенко Л.Н. Магматогенные центрально-кольцевые структуры (термины, генезис, типизация) // Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях Земли. — Тбилиси: Мецниереба, 1987. — С. 31–39.
13. Шарпенко Л.Н. Вулканогенно-рудные центры континентальных вулканических поясов. // Вулканизм и металлогения Средней Азии: Труды VII Всесоюз. палео-вулкан. совещания. — Ташкент, 1988. — С. 101–108.
14. Шарпенко Л. Н. Закономерности орогенного и тафrogenного магматизма подвижных поясов территории СССР // Кристаллическая кора в пространстве и во времени. Магматизм: Сб. докл. сов. геологов к 28-му МГК. — М.: Наука, 1989. — С. 150–157.
15. Шарпенко Л.Н. Закономерности развития орогенного и тафrogenного магматизма подвижных поясов (на примере Казахстана и Средней Азии). — СПб., 1998. — 68 с.
16. Шарпенко Л.Н. Тафrogenез // Планета Земля: Энциклопед. справ.: в 4-х т. Т. 1: Тектоника и геодинамика / ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. — С. 614.
17. Шарпенко Л.Н., Василевский М.М. Джунгаро-Балхашский вулканогенно-рудный пояс // Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. — М.: Недра, 1977. — С. 193–213.
18. Шарпенко Л.Н., Василевский М.М. Каледониды Северного Казахстана и Чингиз-Тарбагатайский вулканогенно-рудный пояс // Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. — М.: Недра, 1977. — С. 214–222.
19. Шарпенко Л.Н., Кухаренко Е.А., Костин А.Е., Хуртак И.В. Положение базальтоидных комплексов в позднепалеозойских разрезах орогенных и тафrogenных вулканитов Чаткало-Кураминского региона и Юго-Западного Гиссара // Итоги НИР ВСЕГЕИ. — Л., 1990. — С. 52–56.
20. Bacon C.R. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. N 6. — P. 6091–6112.
21. Huber C. et al. Thermo-mechanical reactivation of locked crystal mushes: Melting-induced internal fracturing and assimilation processes in magmas // Earth Planet. Sci. Lett. (2011), doi:10.1016/j.epsl.2011.02.022.

Шарпенко Людмила Николаевна — доктор геол.-минер. наук, гл. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <Lyudmila\_Sharpenok@vsegei.ru>.