

*А. М. Косарев*  
*Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа*  
*amkosarev@mail.ru*

**К модели колчеданосной рудно-магматической системы  
Магнитогорской мегазоны: особенности распределения РЗЭ  
в базальтах островодужных комплексов**

Базальты островодужной стадии Магнитогорской мегазоны несут черты над-субдукционных образований, что проявляется в наличии негативных аномалий литофильных элементов с крупными ионными радиусами (K, Rb, Ba, Th и др.) (ВЗИ) и положительных аномалий элементов с высокозаряженными ионами (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) (КИР) и редких элементов (РЭ). В трех островодужных циклах ( $D_{1e2}$ – $D_{2ef1}$ ;  $D_{2ef2}$ – $D_{3f1}$ ;  $D_{3f2}$ –fm) последовательно уменьшаются количества вулканитов бонинитовых и толеитовых серий и возрастают объемы известково-щелочных и шохонитовых вулканитов. Этот тренд связан с погружением субдукционной плиты в восточном направлении [Косарев и др., 2014], углублением зоны магмообразования и понижением объемов субдукционных флюидов от цикла к циклу и от фронтальной зоны островной дуги к тыловой. Количество последних контролирует процесс выплавления магм и объемы выплавленного материала; приток флюидов обеспечивает подъем мантийного диапира.

Колчеданосные комплексы входят в состав реконструированных палеовулканических зон, среди которых в Магнитогорской мегазоне выделены следующие (с запада на восток): 1) Вознесенско-Присакмаркская зона аккреции и серпентинитового меланжа (Главный Уральский разлом (ГУР)); 2) фронтальная островная дуга; 3) развитая островная дуга; 4) зона внутридугового спрединга; 5) остаточная тыловая островная дуга; 6) зона задугового спрединга [Косарев и др., 2014].

Модель формирования колчеданосной формации на основании существующих экспериментальных и эмпирических данных, а также модельных построений [Рингвуд, 1981; Tatsumi et al., 1986; Пирс и др., 1987; Bailey et al., 1989; Авдейко и др., 2006] можно представить в следующем виде:

1. Наличие субдукционной океанической плиты, достигшей глубины 30–50 км, в которой происходят активные процессы дегидратации водосодержащих минералов.
2. Формирование мантийного диапира с участием субдукционных флюидов и выплавление исходных магм в пределах надсубдукционного мантийного клина.
3. Подъем мантийного диапира, обогащенного водными флюидами, до уровня Мохо и нижней базитовой коры.
4. Формирование послонных резервуаров базальтовых магм, поднимающих температуру в этой зоне и наращивающих нижнюю базитовую кору снизу, в результате процессов подслаивания (андерплейтинга).
5. Выплавление кислых магм из амфиболизированных базитов нижней коры [Пейн, Стронг, 1983].
6. Образование гирлянд магматических очагов габбро-диорит-гранитного состава на уровнях нижней и верхней коры и питающих вулканы приповерхностных гиповулканических и субвулканических интрузий.

7. Формирование на поверхности многостадийных экструзивно-вулканических сооружений, часто осложненных кальдерами, в пределах которых формируются залежи колчеданных руд в результате деятельности приповерхностной гидротермальной конвективной ячейки.

Среди мантийных пород, выведенных геологическими процессами на современную поверхность, по особенностям распределения Cu и Zn выделяются три группы. Первую группу составляют лерцолиты, гарцбургиты и дуниты, образующие ряд пород верхней мантии с различной интенсивностью деплетирования. Эти породы характеризуются низкими уменьшающимися (в этом ряду) содержаниями V, Cu, Zn, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Li, Sr и PЗЭ и возрастающими содержаниями MgO, Cr и Ni, что фиксирует тренд деплетирования ультрабазитов верхней мантии. Вторая группа мантийных пород, включающая пироксениты, гранатовые пироксениты, гарцбургиты и базиты с амфиболом и гранатом, по сравнению с первой группой, заметно обогащена Cu (94–450 г/т) при преобладании Cu над Zn, а в базитах с амфиболом и гранатом обнаружено обогащение Cu и Zn [Магматические..., 1988; Пушкарев, 2000]. Третью группу образуют породы-продукты высокобарического метаморфизма в зонах субдукции (эклогиты и глаукофановые сланцы), которые обнаруживают преобладание Zn над Cu. Особенно высокие концентрации Zn установлены в ультрабазитах с хромитовой минерализацией [Салихов, Алексеев, 2009].

Ультраосновные породы второй группы, в частности, горнблендиты, формируются при подъеме мантийного диапира в краевой его части, обогащенной водными флюидами и халькофильными элементами. Вовлечение в процесс магмообразования ультраосновных пород, обогащенных халькофильными элементами, может влиять на объемы и тип колчеданного оруденения.

По экспериментальным данным, модельным построениям и эмпирическим материалам [Авдейко и др., 2006; Косарев и др., 2014; Bailey et al., 1989; Tatsumi et al., 1986], некоторые геохимические характеристики базальтов колчеданосных комплексов (MgO, TiO<sub>2</sub>, Zr, La/Yb и др.), зависящие от степени плавления мантийного субстрата и P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> в расплаве, коррелируют с запасами рудного вещества (Cu+Zn в тыс. т) в рудных районах Южного Урала и типами колчеданного оруденения. Ниже рассмотрим петрогеохимические типы базальтов в различных колчеданосных комплексах, предполагаемую степень плавления (СП) мантийного субстрата при их образовании и некоторые характерные геохимические характеристики.

Колчеданное оруденение ивановского типа известно в южной части Вознесенско-Присакмарской зоны, представляющей аккрецированный островодужный склон глубоководного желоба. Оно представлено мелкими месторождениями Со-Cu-колчеданных руд (Ивановское, Дергамышское, Ишкининское). Руды этих месторождений ассоциируют с базальтами толеитовой островодужной и бонинитовой серий (D<sub>1</sub>), а залегают, чаще всего, ниже базальтов, в осадочных брекчиях серпентинизированных гарцбургитов. По соотношениям Yb–La/Yb в базальтах СП шпинелевого лерцолита составляет 20–30 %.

Колчеданное оруденение уральского типа (Cu>Zn) в бурибайском комплексе (D<sub>1</sub>e'<sub>2</sub>br), слагающем нижнюю часть разреза фронтальной островной дуги, представлено крупными и средними месторождениями (Юбилейное, Бурибайское). Рудовещающие (подрудные) базальты и вариолиты принадлежат бонинитовой серии.

В бонинитовых базальтах и бонинитах установлены повышенные концентрации Cr, Ni и V и низкие содержания элементов ВЗИ, КИР; СП составляет 17–50 %.

Колчеданное оруденение уральского типа (Cu>Zn) в пределах Тубинско-Гайского пояса приурочено к верхнетаналыкской свите ( $D_{1e^2}vtn$ ), слагающей верхнюю часть фронтальной островной дуги, представлено средними (Макан-Октябрьское рудное поле) и суперкрупными (Гайское) колчеданными месторождениями. Гайское рудное поле сложено вулканитами известково-щелочной и толеитовой островодужной серий; возможно, присутствие вулканитов бонинитовой серии. Среди базальтов преобладают островодужные толеиты, присутствуют известково-щелочные и умеренно-щелочные разновидности с умеренно-повышенными и низкими содержаниями Cr (14.7–60.1–268 г/т) и Ni (9.6–28.6–107 г/т),  $TiO_2$  (0.53–1.05 %), Zr (12.9–128 г/т), Nb (0.25–1.89 г/т), La (1.17–5.05 г/т), Yb (0.7–2.51 г/т); СП 12–45 %.

К оруденению уральского типа (Cu>Zn) относится крупное Подольское колчеданное месторождение, руды которого залегают в разрезе ирендыкской свиты ( $D_{2ef1}ig_{1-2}$ ), слагающей развитую островную дугу. В составе подольского комплекса присутствуют гибридные породы и надрудные базальты толеитовой островодужной серии ( $ig_3$ ), аналоги которых участвовали в процессе смешения базальтовых и кремнекислых расплавов. Подушечные базальты комплекса характеризуются умеренными содержаниями Cr (112–256 г/т) и Ni (30–48 г/т), пониженными содержаниями Zr (6–33 г/т) и Nb (0.27–3 г/т) и низкими значениями отношения La/Yb (0.8–2.0), указывающими на высокую СП (15–45 %). Сгущение фигуративных точек на диаграмме Yb–La/Yb позволяет предполагать преобладающую СП – 25–40 %.

Колчеданное оруденение баймакского типа представлено мелкими месторождениями золото-колчеданно-полиметаллического типа, локализованными в той же верхнетаналыкской свите ( $D_{1e^2}vtn$ ) в специфическом Баймакском блоке, обогащенном полифациальными кислыми породами. Базальты Баймакского блока относятся к известково-щелочной магнезиальной серии с признаками кристаллизационной дифференциации. По сравнению с бонинитовой серией бурибайского комплекса, они обогащены элементами КИР, ЛРЗЭ. Особенностью базальтов являются пониженные содержания Zr (13–57 г/т) и низкие – Nb (0.9–1.36 г/т). Точки составов базальтов баймакского комплекса на диаграмме Yb–La/Yb сдвинуты по сравнению с бурибайским комплексом в область составов выплавки гранатового лерцолита с предполагаемой СП 15–25 %.

Колчеданное оруденение джусинского типа (барит-полиметаллическое) располагается в толщах сукраковского ( $D_{2ef1}ig_5$ ) и джусинского ( $D_{2ef1}dj$ ) палеовулканических комплексов в составе тыловой островной дуги и в разрезе остаточной отщепленной джусинско-зингейской островной дуги. Колчеданосные джусинский и сукраковский вулканические комплексы принадлежат к шошонитовой с известково-щелочным уклоном серии. Во всех типах вулканитов по кислотности характерны высокие концентрации элементов КИР и ВЗИ. Все породы обогащены ЛРЗЭ. На спайдер-диаграммах проявлены отрицательные аномалии Nb и положительные – Cs, Rb, Ba, Th, U. Часть точек джусинского комплекса на диаграмме Yb–La/Yb располагается в поле базальтов баймакского комплекса на продолжении (?) графика парциального плавления гранатового лерцолита. Предполагаемая СП мантийного субстрата при выплавлении исходных магм джусинского комплекса составляет 7–

20 %. Выплавление проходило при участии субдукционных флюидов на большой глубине в области присутствия флогопита, дегидратация которого продуцировала высококальциевые флюиды [Богатиков и др., 2010].

Таким образом, в ряду надсубдукционных колчеданосных палеовулканических комплексов в направлении падения зоны субдукции установлено возрастание калиевости вулканитов, глубины формирования исходных магм отдельных вулканических комплексов и уменьшение степени плавления мантийного субстрата. Обнаруживается корреляционная зависимость между степенью плавления мантийного субстрата и объемами рудного вещества в рудных районах. Наиболее высокую продуктивность на колчеданное оруденение имеют формации, содержащие заметные объемы базальтов, исходные магмы которых возникли при высоких степенях плавления мантийного субстрата.

*Работа выполнена в рамках программы государственного задания № 0246-2019-0078, РФФИ (проект № 17-45-020717) и программы Президиума РАН № 19.*

### Литература

*Авдейко Г. П., Палуева А. А., Хлебородова О. А.* Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // *Петрология*. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–265.

*Богатиков О. А., Коваленко В. И., Шарков Е. В.* Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.

*Косарев А. М., Серавкин И. Б., Холоднов В. В.* Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданосной мегазоны на Южном Урале // *Литосфера*. 2014. № 2. С. 3–25.

Магматические горные породы. Ультраосновные породы. Т. 5. М.: Наука, 1988. 508 с.

*Пейн Дж. Г., Стронг Д. Ф.* Генезис трондьемитов Туиллингейт, север центрального Ньюфаундленда: частичное плавление в корнях островной дуги / Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 354–374.

*Пирс Дж. А., Литпард С. Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции / *Геология окраинных бассейнов*. М.: Мир, 1987. С. 134–165.

*Пушкарев Е. В.* Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.

*Рингвуд А. Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

*Салихов Д. Н., Алексеев А. А.* Эклогиты в метаморфических комплексах Южного Урала: сравнительный геолого-петрологический и петрохимический анализ // *Геологический сборник* № 8. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. С. 94–107.

*Bailey J. C., Frolova T. I., Burikova I. A.* Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1989. Vol. 102. P. 265–280.

*Tatsumi Y., Hamilton D. L., Nesbitt R. W.* Chemical characteristics of phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1986. Vol. 29. P. 293–309.