

## ОЛОВОРУДНЫЕ И ЗОЛОТОРУДНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ПРИАМУРЬЯ

**Копылов М.И., Пустовойтова И.В.**

*ФГУП «Дальгеофизика», г. Хабаровск,  
e-mail: Pustov-irina@yandex.ru*

Формирование рудоносных систем (РС) различных иерархических рангов, вероятно, происходило в такой последовательности: первоначально шло образование суперрегиональных, региональных, районных, узловых, на фоне этих структур обособлялись локальные рудные поля и месторождения. Примером образований РС разного уровня может служить Тихоокеанский рудный суперпояс с преимущественным развитием оловорудной минерализации, с выделением в нем провинций, областей, поясов, рудных районов, узлов, полей, отдельных месторождений. Региональные РС зарождались в глубинах мантии под воздействием восходящего газогидратного плюма, на метасоматированном субстрате верхней мантии происходило становление магматических комплексов, связанных с генерацией щелочных расплавов. Началом формирования рудообразующего гидротермального раствора-расплава являлось начало остывания и кристаллизации магматического резервуара. Образование, с одной стороны, возрастающей массы гранитоидов, с другой – внутренних гидротермальных очагов. При этом процессе происходило естественное разделение вещества интродуцированной магмы. Минералы с повышенной температурой затвердевания отходили в твердую фазу, более низкой – в гидротермальный раствор-расплав. На последних стадиях кристаллизации первоначальный ионизированный раствор-расплав принимал вид новообразований, основу которых составляли комплексные, насыщенные металлами соединения. Согласно многочисленным данным кристаллизация гранитоидов и образование гидротерм происходит универсально при температуре 800-600°C. Этот процесс ведет к разделению исходного магматического вещества на две фазы – твердую и жидкую, сам раствор-расплав преобразуется из диссоциированного ионного в ассоциированный комплексный, практически нейтральный, состав. Этот состав становится иным, чем состав магмы (увеличивается содержание рудообразующих и уменьшается содержание порообразующих элементов), здесь происходит разделение процесса, который требует определенного затрата энергии.

При формировании рудоносных систем, в пространстве ее ядра, происходит локализация центростремительных элементов, а центробежных на периферии. При этом векторы миграции центробежных элементов направлены от центра к периферии РС, центростремительных – в обратном направлении, наблюдаются как восходящие флюидопотоки, так и латеральные, нисходящие и направленные внутрь [Копылов, 2009].

При сверхнасыщенности газовыми составляющими, в них исчезает грань между гидротермальными и пневматолитовыми растворами. Возникший рудообразующий раствор-расплав покидает внутриинтрузивный очаг, вернее всего, под влиянием внутреннего давления. Подъем вверх по каналу совершается до уровня, при котором достигаются термодинамические условия разрушения нейтральных комплексных образований, когда они преобразуются в обычные водные насыщенные ионные растворы, способствующие возникновению реакций. В результате этого из рудообразующего раствора выпадают рудные минералы, создающие руды, вода отфильтровывается в боковые породы, вокруг рудных тел возникают ореолы первичного рассеяния элементов. Концентрации рудных элементов во многие десятки-тысячи раз превышают кларковые содержания в горных породах. Так, концентрирование олова, т. е. кларк концентраций для средних промышленных руд, превышает его значения: для Комсомольского рудного района от 450 до 2250 раз, Кавалеровского от 400 до 2000 раз, Хинганского от 625 до 3125 раз, Баджальского от 500 до 2500 раз, Ям-Алинского от 550 до 2800 раз. Вариации этих значений обусловлены разным

порогом кларковых и промышленных содержаний в оловорудных районах. Для золоторудных районов Дальнего Востока кларк концентраций изменяется в более широких диапазонах, чем в оловорудных, так, для Березитового золоторудного района он составляет 4000-14000 раз, Кировского 3750-17000 раз, Покровского 12500-20000 раз и обусловлен не только концентрациями золота в рудах, но и экономической освоенностью района. Для титановых руд Дальнего Востока коэффициент концентрации, напротив, имеет более стабильную величину и изменяется от 16 до 25 раз. Высокие коэффициенты концентрации отмечаются и для меди: в Комсомольском районе в 100-20000 раз, в Челасинском в 100-15000 раз, в Янжаской шовной зоне в 100-50000 раз превышающих кларковые содержания.

Кроме геохимических полей, отличающихся интенсивностью (1000-10000 кратных) концентрирования элементов (промышленных рудных тел), в пределах юга Дальнего Востока более широко развиты геохимические поля со средним (100-10 кратным) и низким (до 10 кратного) уровнями концентрирования. Количество рудных и редких элементов в таких геохимических полях концентрирования, по-видимому, во много раз превышает их массу в геохимических полях интенсивного (промышленного) концентрирования. Эта картина находит четкое отображение в геохимических и геофизических полях, где повышенными значениями выделяются Комсомольский, Баджалский оловорудные районы, Кировский, Березитовый, Покровский золоторудные районы, Челасинский, Янжаский меднорудные и Каларский, Джугджурский титанорудные районы. Особенно аномальное распределение элементов и выделение рудоносных систем подчеркивается в полях  $\Delta T$ ,  $\Delta g$ ,  $\eta_k$ ,  $\Delta v$  ЕП и аэросъемке-U, Th, K и  $\gamma$ , имеющих значительные площади, заснятые по равномерной сети. Одним из примеров формирования РС приведем грейзеновую рудоносную систему, которая представляет собой образования кварц-мусковитового, кварц-полевошпат-слюдистого, флюорит-слюдистого, кварц-турмалинового составов, сопровождающиеся вольфрамовым, оловянным, молибденовым, реже серебро-висмутовым оруденением с высокими содержанием бериллия, лития, тантала и ниобия. Непременным атрибутом формирования грейзеновых РС является развитие интрузий аляскитовых гранитов типа купольных структур. Рудообразование грейзеновых РС начинается, вероятно, с глубин 2-4 км. Интрузивный магматизм определяет энергетику рудно-магматического процесса. Вмещающая среда оказывает существенное влияние на процесс рудообразования при внедрении в нее гранитоидов и гидротермальных растворов. Образующиеся при этом процессе метасоматиты будут по составу определяться свойствами вмещающей среды, гранитов и гидротермальных растворов. При формировании грейзеновой РС они будут испытывать общую физико-механическую эволюцию, которая выражается образованием метасоматической зональности. Становление рудоносной системы происходит в несколько фаз при внедрении многофазовых интрузий повышенной щелочности и увеличении содержаний летучих и редких элементов (W, Mo, Sn, Nb, Bi и др.). Интенсивное движение летучих фаз приводит к накоплению летучих и связанных с ними редких элементов в апикальных частях интрузий.

Одной из важнейших задач при изучении РС является изучение их глубинного строения. По результатам немногочисленных работ (Абрамов, 1985; Брянский, Бормантов, 1986; Брянский, Бормантов, Романовский и др., 1992; Петрищевский, 1983; Романовский, Родионов, Каплун, Копылов 2003 и др.), показано, что корневые части рудно-магматических систем проникают на глубины, превосходящие мощность земной коры, и уходят в мантию. Можно предположить, что магматическая дифференциация вещества, возникшая в мантии под воздействием восходящих потоков тепловой энергии и эволюционировавшая в пространстве, приводила к формированию промежуточных внутрикоровых очагов разуплотнения и плавления в низах коры, затем гранитоидных батолитов и аллохтонных интрузивных тел в их верхней части, что сопровождалось процессами рудоотложения. Разуплотнение в корневых частях глубинных рудоносных структур обусловлено рядом причин. Возможно, это связано с переходом эклогит-пероксенитов в перидотит-габбронориты в верхней мантии, а последних в гранулиты и габбро-амфиболиты в низах коры,

формированием крупных гранитоидных масс (батолитов) в интервале глубин 5-17 км с выходом на поверхность [Бортников и др., 2005; Романовский и др., 1992]. Эти процессы могли быть активизированы за счет тепловых и флюидных потоков на наиболее проницаемых участках литосферы с возникновением диапировых и плюмовых структур, промежуточных очагов магмообразования и др.

В целом можно отметить, что основные оловоносные площади Приамурья располагаются в зонах сочленения докембрийских консолидированных блоков земной коры, представленных срединными массивами, выступами фундамента, с мезозойскими геосинклинально-складчатыми сооружениями. Оловорудные площади локализуются в зонах разломов, в большинстве случаев сопровождающих области указанных структурных элементов складчатых систем.

Для характеристики строения земной коры и верхней мантии оловорудных и золоторудных районов были привлечены данные профильных исследований ГСЗ и МОВЗ, выполненных на территории Приамурья разными организациями. На блок-диаграммах отражена сложная картина блоково-слоистой структуры коры и верхней мантии, невыдержанность слоев коры и изменение скоростных свойств не только по вертикали, но и по латерали.

Мощность земной коры в пределах оловорудных районов Приамурья составляет 34-40 км. В золоторудных районах она понижается до 30 км. Наибольшая мощность земной коры зафиксирована по данным ГСЗ, а расчетная по гравитационному полю составляет до 40 км в Ямалинском, наименьшая (до 36 км) в Хинганском оловорудных районах. Наибольшая мощность неметаморфизованных осадочных отложений установлена для Кавалеровского и Комсомольского рудных районов. В Хинганском районе они отсутствуют, здесь на породах кристаллического фундамента залегают вулканические образования мощностью до 2.5 км.

Мощность «гранитного» слоя под оловорудными районами изменяется от 15 до 21 км, в золоторудных от 6 до 15 км, «диоритового» от 12 до 18 км, в золоторудных от 8 до 12 км и «базальтового» от 23 до 35 км и от 18 до 25 км соответственно. Интересным представляется отношение мощностей «гранитного» и «базальтового», «гранитного» и «диоритового» слоев, которое изменяется в первом случае в диапазоне от 0 до 0.8; во втором – от 0.8 до 1.5. По данным Э.Н. Лишневого (1980), для оловоносных районов Корякского нагорья соотношение между «гранитным» и «базальтовым» слоями, как правило, меньше единицы. Выявленную закономерность соотношения «гранитного», «базальтового» и «диоритового» слоев можно использовать как критерий для определения возможной оловоносности и золотоносности исследуемых территорий Приамурья.

При совмещении карт мощности рельефа земной коры,  $\Delta g$ ,  $\Delta T$ , сейсмоактивных зон с металлогеническими картами Приамурья отмечаются некоторые закономерности в размещении оловорудной минерализации, располагающейся в основном в пределах блоков с повышенной мощностью земной коры (Тугуро-Буреинский, Сихотэ-Алинский), интенсивных минимумов силы тяжести, чаще всего в слабоинтенсивных магнитных полях. Золоторудная – наоборот приурочивается к относительному повышению гравитационного и магнитного полей, она тяготеет к блокам с наиболее дифференцированными по морфологии глубинными границами со средней и повышенной мощностью земной коры.

Особый интерес вызывает строение земной коры и верхней мантии в пределах Гонжинского выступа, по периферии которого расположен ряд золоторудных узлов: Инимский, Талахи-Кутичинский, Улунгинский, Ольгинский, Боргуликанский и Игакский. Глубинные сейсмические и электроразведочные профили отражают важнейшие черты тектоники региона, расположенного в зоне коллизии Становой складчато-блоковой системы и структур Буреинского массива, трансформированной через зажатые между ними комплексы Амуро-Охотской складчатой системы. Рассмотрим сооружение Гонжинского выступа с позиций штамповых дислокаций, вызываемых внедрением гранитоидных плутонов, обязательных элементов РС, которые обуславливают деформации поперечного изгиба в породах кровли и куполообразование. Согласно экспериментальным данным В.И.

Старостина (1985), в геологических телах, деформируемых путем поперечного изгиба, возникают по вертикали две зоны: внешняя-растяжения и внутренняя-сжатия, которые разделяются нейтральной поверхностью. Степень относительной проницаемости среды возрастает снизу вверх в пределах каждой из зон. Зона растяжения фиксируется развитием массовых жильных систем, ветвящихся по восстанию. Это наиболее продуктивный интервал рудовмещающих структур, где развиты малосульфидные кварц-адуляровые, кварц-золоторудные метасоматиты, залегающие среди кварц-гидрослюдистых с адуляром или без него.

Для Гонжинского выступа устанавливаются две особенности штампового типа образования. Первая выражена высокой степенью дислоцированности вмещающей среды и надвигом древних архейских структур, вторая – в значительных масштабах выступа, занимающего около 15000 км<sup>2</sup>. В связи с этим сооружение Гонжинского выступа представлено пластинообразными блоками, перемещающимися к склону купола под действием гравитационных сил. Купольно-очаговые структуры выступа характеризовались интенсивной магматической деятельностью, на ранней стадии которой были сформированы интрузии мезоабиссального верхнеамурского и гипабиссального буриндинского комплексов раннемелового возраста. Во второй период широкое развитие получил вулканизм с формированием в большей мере по периферии выступа вулканотектонических структур: Улунгинской и Арбинской на востоке и северо-востоке соответственно, Бургаликанской и Игакской – на севере, Талданской, Топаковской и Неверской – на западе, Чалбучинской, Кутичинской, Верхне-Магдагачинской и Дульдинской на юге.

Источником золота в пределах Гонжинской РС, по-видимому, являются мантийный плюм, вмещающие породы и продукты их фракционирования. Мобилизация золота из мантийных источников и его транспортировка к земной поверхности осуществлялась по глубинным разломам.

Приведенный механизм образования рудных систем в Дальневосточном регионе с помощью модели плитной тектоники находит удовлетворительное объяснение в большей степени для краевых частей плит, микроконтинентов, супертеррейнов, подвижных и вулканических поясов. При анализе центральных частей этих структур требуется другая модель. Для этой цели более всего подходит модель плюмотектоники.

## Литература

Бортников Н.С., Ханчук А.И., Аникина Е.Ю., Гореликова Н.В., Гоневчук В.Г., Игнатьев А.В., Кокорин А.М., Коростелев П.Г., Ломм Т. Геохимия минералообразующих флюидов некоторых гидротермальных систем Сихотэ-Алиня (Дальний Восток, Россия) // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 6. С. 537-570.

Копылов М.И. Модели оловорудных систем в сводовых поднятиях и вулканотектонических структур юга Дальнего Востока России // Руды и металлы. 2009. №4. С. 33-43.

Копылов М.И. Типы рудоносных систем (РС) // Геология и геофизика Приамурья. Хабаровск. 1997. С. 118-125.

Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Ващилов Ю.Я. О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского типа // Тихоокеанская геология. 1992. №2. С. 66.