

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, Баджалевского 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 ΔT , Δg , η_k , Δv ЕП и аэросъемке-U, Th, K и γ , 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, Δg , ΔT , 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 км². 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.