

ГИГАНТСКИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕДИ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КОДАРО-УДОКАНСКОГО РАЙОНА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Б.И.Гонгальский*, А.Э.Изох**, А.П.Кривенко***, Н.А.Криволицкая**, Н.Д.Толстых***

* Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

** Институт геохимии РАН, Москва

*** Институт геологии СО РАН, Новосибирск

Проблема формирования крупных и уникальных месторождений является одной из ведущих в геологии в последние десятилетия (Когарко, 1999; Маракушев и др., 1988; Сафонов, 2003; Kutina, 2001; Laznicka, 1983; Rundkvist, Kravchenko, 2001; Pushkarev, 1999). В первую очередь, это обусловлено особой ролью месторождений-гигантов в мировой экономике – составляя около 5% от общего количества всех месторождений, они удовлетворяют на 80-90% мировую потребность в сырье, и, следовательно, должны лечь в основу концепции устойчивого развития цивилизации (Рундквист, Кравченко, 1996). Поэтому поиски и разведка таких объектов в любых регионах мира, независимо от государственных границ, – актуальнейшая задача современной геологии.

С практической стороны этого вопроса неразрывно связаны и фундаментальные научные проблемы – выяснение условий образования гигантских концентраций металлов в литосфере. Механизмы концентрирования элементов, которые, например, могут приводить к возрастанию содержания ЭПГ в рудах норильских месторождений на 5-6 порядков по сравнению с их кларковыми значениями, до сих пор вызывают острейшие дискуссии (Маракушев и др., 1988; Рябчиков, 1997; Naldrett, 1992; Hawkesworth et al., 1995). При этом решается вопрос – являются ли месторождения-гиганты следствием обычных геологических явлений (Овчинников, 1988), или же имели место особые, не известные нам процессы?

Особый интерес в этом смысле представляют разномасштабные металлогенические провинции, одной из крупнейших среди которых является Кодаро-Удоканская в Северном Забайкалье (Геологическое строение ..., 2000; Саитов, 2002; Четкин, Харитонов, 2000). Здесь на небольшой территории (рис. 1) в непосредственной близости друг от друга расположены три уникальных месторождения – Удоканское медное, Чинейское ванадиевое и Катугинское тантал-ниобиевое. Помимо протерозойской эпохи, во время которой были сформированы указанные суперкрупные месторождения, существовали и другие периоды геологической истории, в течение которых были образованы в этом же районе многочисленные разномасштабные месторождения. С археем здесь связаны месторождения железистых кварцитов (Сулумат и др.), апатитовые, ильменитовые и титаномagnetитовые проявления в анортозитах Олекмо-Каларского массива, пироксенитах Ханинского и Муруринского массивов, медно-никелевые рудопроявления с платиноидами и золотом, находки алмазов в коматинитах Олондинского трога. С фанерозойской историей развития региона связаны рудопроявления других металлов, с мезозойскими щелочными интрузиями связано Голевское месторождение сынныритов.

Такой широкий спектр выявленных месторождений и рудопроявлений, в особенности относящихся к суперкрупным, свидетельствует о длительном развитии рудно-магматических систем, связанных с глубинными зонами Земли и определенной «преемственности» процессов рудообразования.

Ю.Г.Сафонов (2003) показал влияние газовых эманаций при формировании золотоносных рифов Витватерсранда. Образование гигантских концентраций золота связывается им с эволюцией флюидно-магматических рудообразующих систем. Изучение месторождений меди в разновозрастных осадочных и магматических породах Северного Забайкалья может иметь принципиальное значение для определения источников металлов и путей их фракционирования.

Медная минерализация в истории развития Кодаро-Удоканской зоны

Вся известная в настоящее время медная минерализация – от рудопроявлений до уникальных месторождений – локализована на небольшой территории в районе сочленения Каларского и Удоканского хребтов в разновозрастных образованиях – от раннего протерозоя до настоящего времени (рис. 2). Здесь сконцентрировано более 40 млн.т меди, причем половина ее (20 млн.т)

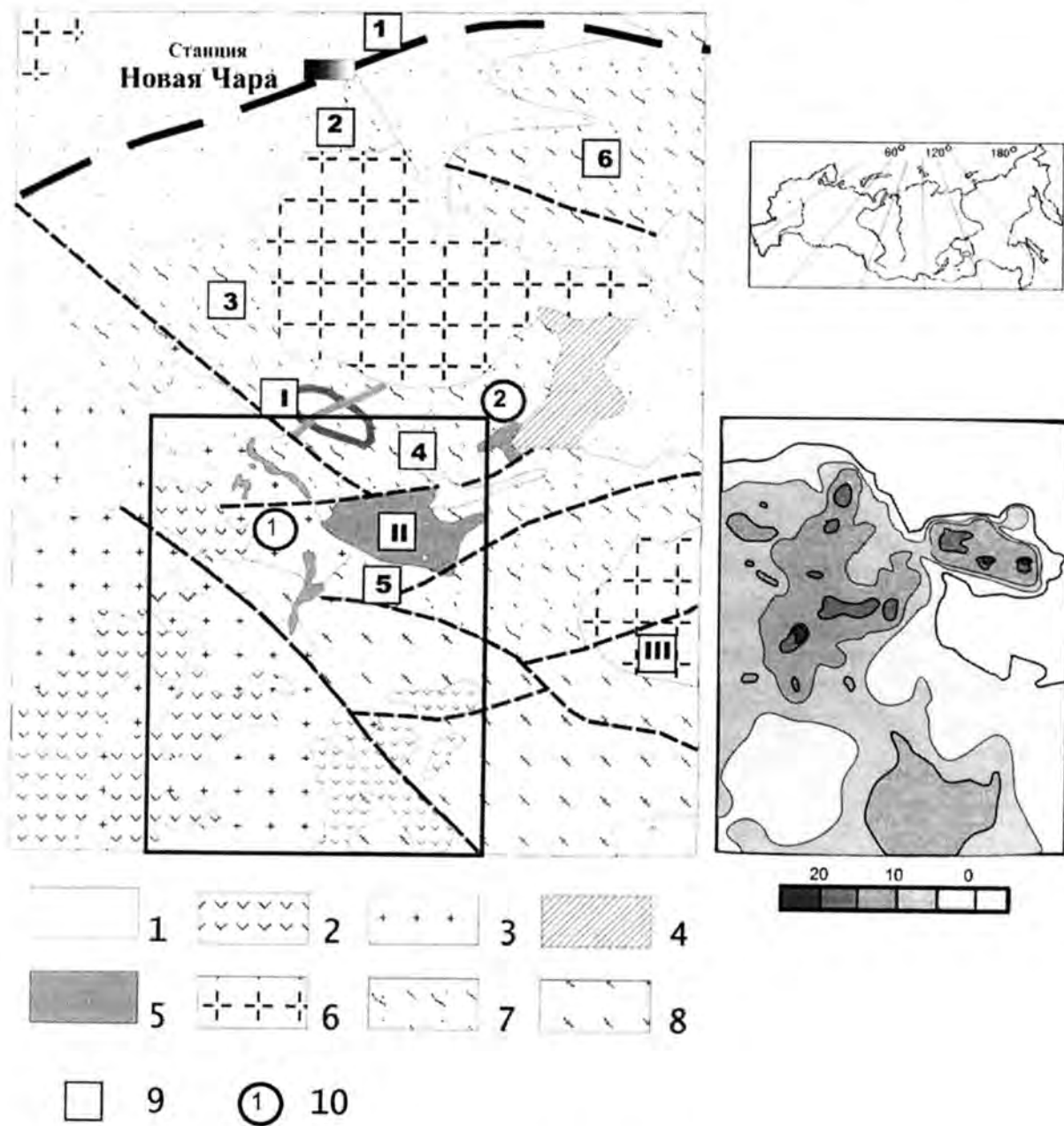


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кодаро-Удоканского района:

1 - четвертичные отложения; 2 - вулканические породы N-Q возраста; 3 - гранитоиды ингамакитского комплекса; 4 - осадочные отложения венд-кембрийского возраста; 5 - габброиды чинейского массива; 6 - гранитоиды кодарского комплекса; 7 - карбонатно-терригенные породы удоканской серии; 8 - гранитоиды куандинского комплекса; 9 - месторождения: I - Удоканское, II - Чинейского массива, III - Катугинское, месторождения и рудопроявления: 1 - Луктур, 2 - Ункур, 3 - Ключвенное, 4 - Сакинское, 5 - Правоингамакитское, 6 - Красное; 10 - габброиды Лурбунского (1) и Доросского (2) массивов. Врезка - карта аномального магнитного поля, шкала в миллиэрстедах

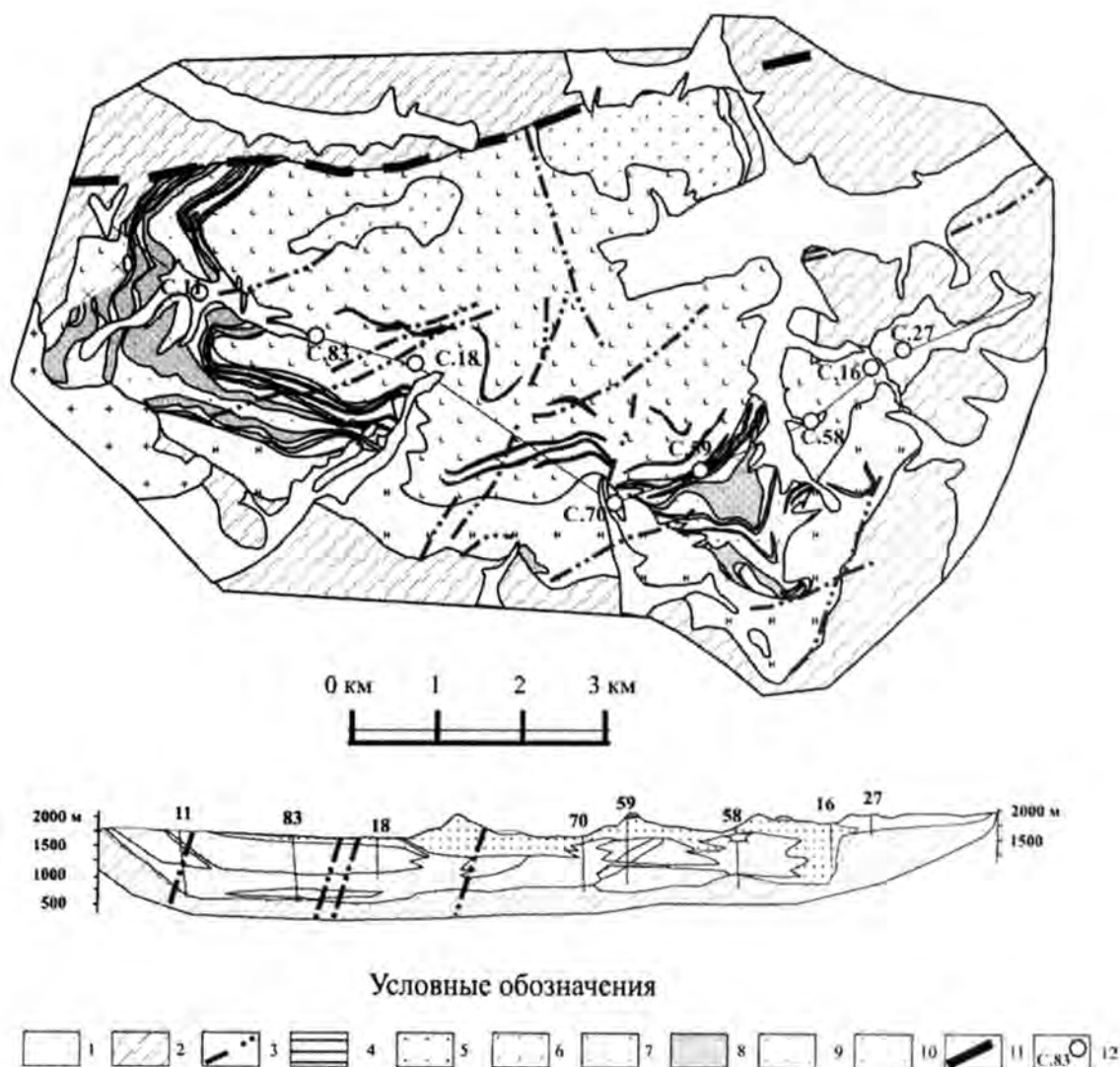


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Чинейского массива:

1 - четвертичные отложения; 2 - нижнепротерозойские отложения удоканской серии; 3 - разновозрастные дайки основного состава; 4-10 - чинейский габброноритовый комплекс: 4 – слои титаномагнетитов, 5 – низкотитанистые габброиды (3 группа), 6-9 – высокотитанистые габброиды (2 группа): 6 - сиенито-диориты и монцодиориты апикальной части массива, 7 - лейкогаббровая серия, 8 - титаномагнетитовые руды, 9 - высокотитанистые габброиды; 10 - диориты, пироксениты (1 группа); 11 - Ингамакитский разлом; 12 - буровые скважины и их номера

приходится на Удоканское месторождение медистых песчаников. Остальные запасы сосредоточены в месторождениях-спутниках Удокана в осадочных породах - Ункурском, Клюквенном, Сакинском, Правоингамакитском, Красном, Бурпалинском и других месторождениях (12 млн.т) - и в пределах Чинейского габброидного массива (8 млн.т.; месторождения Рудное, Солнечное, Сквозное, Контактное). В небольшом количестве медь (иногда с золотом, серебром, ураном) присутствует в венд-кембрийских отложениях Каларской впадины (Геологическое строение, 2000), гранитоидах позднепаеозойского ингамакитского комплекса в раннемеловых базальтах Чукчудинского грабена (Ступак и др., 1987). При этом медные руды имеют свою особую специфику на каждом этапе формирования.

Морфология Кодаро-Удоканской зоны, протяженностью около 300 км и шириной 60-80, определяется граничащими с ней жесткими структурами докембрия - Чарской глыбой и Каларским выступом, - а также различной ориентировкой трогов. В истории развития района выделяется несколько этапов - архейский, протерозойский, венд-кембрийский, палеозой-мезозойский и кайнозойский, в течение которых были сформированы структуры фундамента и платформенного чехла. Генетически разнообразные месторождения и рудопроявления меди приурочены к платформенным образованиям, нередко в той или иной мере связанными с одновременно действовавшими в этом регионе плюмами.

Самый ранний этап образования медных руд относится к раннему протерозою, в течение которого накопились мощные (до 15 км) терригенно-карбонатные породы удоканской серии, метаморфизованные преимущественно в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Их раннепротерозойский возраст определяется, во-первых, несогласным залеганием на образованиях архея и перекрыванием осадками верхнего протерозоя с базальными конгломератами в основании, а во-вторых - временем метаморфизма и возрастом прорывающих гранитов кодарского комплекса - 1.87-1.88 млн. лет (Ларин и др., 2000).

Толща нижнепротерозойских пород (удоканская серия) расчленяется на три подсерии: кодарскую, чинейскую и кеменскую. Подсерии, в свою очередь, по особенностям строения разрезов, делятся на 11 свит (Кренделев, 1983). В строении разреза резко преобладают песчаники. Характер обломочного материала закономерно меняется по разрезу снизу вверх от конгломератов и гравелитов до алевролитов. Карбонатные породы (известняки, доломиты) распространены крайне ограничено. Различная по масштабам медная минерализация обнаружена на разных стратиграфических уровнях (с размахом в несколько километров), но тяготеет преимущественно к средней части осадочной толщи.

Позднепротерозойский период истории развития района ознаменован образованием другого типа медного оруденения, связанного с базитовым магматизмом. В это время происходило внедрение значительных по объему ультрабазит-базитовых расплавов, в продуктах кристаллизации которых локализованы Cu-Ni руды, а также титаномагнетитовые и, реже, - хромитовые. Наибольший интерес в этом отношении вызывает Чинейский габбро-анортозитовый массив, в котором расположены самое крупное в России (и одно из первых в мире по запасам) месторождение Fe-V оксидных руд и сульфидные медные месторождения. Fe-Ti-V и Cu-Ni руды установлены в Луктурском массиве расположенном в долине р. Чара.

Возраст пород Чинейского плутона остается дискуссионным. Одни исследователи объединяют их с более древними, докуандинскими габброидами (каларский комплекс по Л.И. Салопу), другие - с более молодыми, послекодарскими. Э.Г.Конников (1986), относит габброиды Чинейского комплекса к раннему протерозою на основании обнаруженных им инъекций гранитов кодарского комплекса в габбро Верхнесакуканского массива, включаемого им в состав чинейского комплекса. Достаточно надежных данных абсолютного возраста пород самого плутона нет. На геологической карте масштаба 1:200000 (Томбасов и др., 1999) приводятся датировки от 1.9 до 1.1 млрд. лет. Наиболее вероятным представляется формирование плутона в течение позднего протерозоя.

В позднем палеозое-мезозое описываемый район подвергся интенсивной активизации. В этот период произошло внедрение крупных масс гранитов ингамакитского комплекса (менее характерны для него диориты, монцодиориты, сиениты) и накопление вулканогенно-терригенных отложений в грабенах. В эпидотизированных базальтах Каксинской свиты Чукчудинского грабена обнаружен медно-эпидотовый тип минерализации (Ступак и др., 1987). Рудные минералы представлены самородной медью, купритом, теноритом, малахитом, в кварцевых жилах - халькопирит и борнит.

Удоканское месторождение медистых песчаников и его спутники

Как отмечалось выше, месторождения и рудопроявления меди в песчаниках удоканской серии располагаются на разных стратиграфических уровнях: от нижних ее горизонтов до верхних частей. В определенной мере это свидетельствует о длительности и периодичности процесса рудообразования, отвечающему крупному этапу формирования мощных терригенно-осадочных толщ.

К самым глубоким уровням приурочены рудопроявления Озеро Медное, Кукугунда (александровская свита) и месторождения Красное, Правый Ингамакит (читкандинская свита).

Однако основными породами, в которых локализована большая часть запасов меди этого генетического типа, являются отложения сакуканской свиты (второй сверху из одиннадцати выделенных в пределах всей толщи), представленные кварц-полевошпатовыми, реже, существенно кварцевыми песчаниками. С породами именно этой свиты связано крупнейшее месторождение меди в России – Удоканское. К этим же отложениям приурочены и месторождения-спутники Удокана, такие как Сакунское, Ункурское и Бурпалинское месторождения, являющиеся хотя и не уникальными, но достаточно крупными объектами. Таким образом, наиболее продуктивной является верхняя часть удоканской свиты, что позволяет предполагать нарастание процесса рудообразования во времени.

При рассмотрении геологического строения указанных выше месторождений выявляется определенная общность в их строении и размещении относительно генеральных дизъюнктивных структур района. Большая их часть приурочена к брахисинклинальным складкам, близким по размерам и морфологии. Так Удоканское месторождение расположено в пределах Намингинской синклинали, вытянутой в северо-западном направлении. Наиболее крупным из месторождений-спутников является Ункурское месторождение, которое также приурочено к одноименной синклинали, которая сопоставима с Намингинской мульдой.

Существенную роль в строении месторождений играют долгоживущие тектонические нарушения глубинного заложения. Для Удоканского месторождения к таким структурам относятся Ингамакитский разлом и крупное нарушение северо-восточного простирания, рассекающее месторождение на две части и залеченное в позднем протерозое Главной дайкой габброноритов (мощностью до 40 м).

Более мелкие разрывные нарушения как син-, так и пострудные, играют весьма существенную роль в локализации руд, что наиболее отчетливо видно на примере Правоингамакитского месторождения, расположенного в непосредственной близости от Чинейского массива. Рудные горизонты прослежены на протяжении 10 км, и разбиты мелкими разломами на многочисленные блоки. В существенно тектонизированном участке земной коры расположено и Сакунское месторождение, более крупное по протяженности рудных тел и запасам.

Следует подчеркнуть, что зонально-кольцевые структуры, характерные для удоканской свиты и играющие огромную роль в строении месторождений медистых песчаников, не утратили своего значения и в позднепротерозойскую эпоху. В сочетании с глубинными разломами они определили пути внедрения и места локализации расплавов, что будет показано на примере чинейского комплекса пород.

Руды всех месторождений данного типа практически все медные, однако в качестве попутных металлов из них могут добываться серебро, золото и железо. Преобладают вкрапленные разности руд, реже встречаются массивные и линзовидно-слоистые. Они сложены в основном сульфидами (халькозин, борнит, халькопирит, реже - ковеллин) и сульфатами (антлерит, брошантит), а также карбонатами (малахит, азурит). Менее распространенными являются куприт, халькантит, хризоколла. Редко встречается магнетит, гематит, мартит. Всего на месторождении описано более 40 минералов, в том числе самородная медь, золото, серебро и кюстелит. На месторождении широко развита зона окисления, руды подразделены на три технологических сорта: сульфидные, смешанные и окисленные (Наркелюн и др., 1987). Содержания меди колеблются от десятых долей до 36%. Среди сульфидных руд выделяются минеральные разновидности: борнит-халькозиновые (67.5%) и халькопиритовые (6.5%), а среди окисленных - малахит-брошантитовые (26.0%).

Состав руд варьирует в разных месторождениях, особенно по набору и соотношению второстепенных и редких минералов. Так, Бурпалинское месторождение можно отнести к медно-серебряному типу, содержания серебра в рудах данного месторождения в 5-6 раз выше, чем в удоканских, в групповых пробах десятки грамм на тонну, золота до 0.8 г/т. Это же можно отнести и к месторождению Красное, где установлены значительны концентрации серебра. Многочисленные точки гидротермальной сульфидной минерализации (Cu, U-Cu, Cu-Au-Ag) находятся в породах удоканского осадочного комплекса в зонах Муруринского и Чинейского надвигов (Гонгальский и др., 1995), в венд-кембрийских отложениях Каларской впадины, в позднепалеозойских гранитоидах ингамакитского комплекса.

Вероятно, что в ряде случаев имело место наложение благороднометальной минерализации в результате поздних гидротермальных процессов, связанных с процессом образования магматической медной минерализации.

Медные месторождения Чинейского массива

Позиция Чинейского массива в структуре района

Чинейский габброидный массив с крупнейшими запасами ванадия и меди непосредственно примыкает с юга к Удоканскому месторождению, отделяясь от него Ингамакитским разломом (рис. 1). Последний вероятно, служил в качестве подводящего канала при внедрении чинейской магмы. Отличительной особенностью массива является исключительно основной состав слагающих его пород, характеризующихся очень высокой железистостью.

Многие геолого-геофизические признаки свидетельствуют о том, что обнажающийся на современной поверхности в виде единого магматического тела интрузив представляет лишь небольшую часть существовавшего в позднем протерозое более крупного плутона. Так, к западу от Чинейского массива, по северному и восточному контактам Лурбунского гранитного массива, а также в глубоких врезках реки Чукчуду наблюдаются габбро, габбронориты и габбродолериты. Их петрографический и химический состав, Fe-Ti-V и медносulfидный типы минерализации, а также характер магнитного поля и силы тяжести дают основание для отнесения их к чинейскому комплексу.

При внедрении гранитоидов Лурбунского плутона произошло разобщение единого массива габброидов, большая часть его оказалась перекрытой гранитным лополитом, а меньшая была приподнята и составила Чинейский плутон в его современных границах.

Сказанное выше хорошо подтверждается результатами геофизических работ. Так Кодаро-Удоканская зона находится в пределах структуры I порядка – Удоканского регионального минимума поля силы тяжести общей интенсивностью около 60 мГл (Гонгальский и др., 1995). Как элементы II порядка выделяются две кольцевые купольные структуры с однотипным строением геофизических полей: Кеменская и Ингамакитская. Для них характерно зональное строение: 1) центральные зоны обладают наиболее низкими значениями поля Δg , которые совпадают с одноименными массивами гранитоидов кодарского (PR₁) и ингамакитского (PZ₃) комплексов; 2) промежуточные зоны характеризуются градиентным нарастанием поля Δg и градиентно убывающим полем (ΔT) и коррелируются с породами, подвергшимися интенсивной гидротермально-метасоматической проработке терригенно-осадочных пород; 3) краевые зоны характеризуются повышенными значениями полей силы тяжести с локальными максимумами Δg и ΔT над известными (Чинейский, Луктурский) и нескрытыми базитовыми расчлененными массивами.

На схемах аномального магнитного поля масштаба 1:200000 (Сокол, 1978) и остаточного аномального поля силы тяжести (Зарубин, 1976) Чинейский массив является восточным окончанием поля высоких значений Δg и ΔT , центральная часть которых (при близких интенсивностях) имеет гораздо большее распространение по площади (рис. 1). Причем максимумы геофизических полей трассируют выходы габброидов среди гранитоидов ингамакитского комплекса позднего палеозоя. На продолжении осей аномалий к северу расположена Главная дайка габброноритов (относимая к чинейскому комплексу) Удоканского месторождения.

Геофизические данные хорошо подтверждаются результатами дешифрирования – выделяются крупные кольцевые структуры, соответствующие по морфологии и размерам отмеченным геофизическим аномалиям (Гонгальский и др., 1995), а также крупнейшие дизъюнктивные структуры.

В результате поздних разноамплитудных перемещений блоков земной коры на поверхность оказались выведенными Удоканское месторождение медистых песчаников, являющееся стратотипом месторождений осадочного генезиса, и месторождения Чинейского массива, для которых магматический генезис также является эталонным.

Внутреннее строение Чинейского массива

Интрузив представляет собой ассиметричное лополитообразное тело, подошва которого на западе под углом 10-25° погружается к центру на 3 км, а на востоке имеет субгоризонтальное близповерхностное (первые десятки метров) залегание; северный его контакт – тектонический (рис. 1, 2). На юго-западе массив прорван палеозойскими гранитами. В строении массива принимает участие несколько групп пород, между которыми установлены интрузивные взаимоотношения. Первая группа представлена крупными ксеноблоками и ксенолитами пироксенитов, измененных анортозитов, габбро, монцодиоритов в продуктах кристаллизации более поздних внедрений базитовой магмы. Ко второй группе пород отнесены высокотитанистые габброиды, подразделенные на железорудную (около 1.0 км) и лейкогаббровую (1.5 км) серии, а к третьей – низкотитанистые габброиды (рис. 2). Эти две группы пород слагают основной объем интрузива. Наиболее поздними образованиями являются магматические, флюидно-магматические брекчии с лампрофировым и габброноритовым цементом, слагающие силлы и трубообразные тела. Отдельно выделяются многочисленные дайки, близкие по составу к породам чинейского комплекса, но, судя по условиям залегания, они соответствуют более поздним образованиям базитового магматизма (позднепротерозойским, мезозойским и кайнозойским).

Породы главных этапов формирования массива – высоко и низкотитанистые габброиды – характеризуется разнотипной и разноранговой расслоенностью, причем элементы залегания «слоистости» в этих образованиях часто не совпадают. Наиболее резкое угловое несогласие слоев между породами разных групп отмечается в южной части массива.

Выделяются (особенно типично это для пород железорудной серии) пачки (первые сотни метров) и многочисленные ритмы (первые сантиметры – первые дециметры). Для пачек и ритмов характерна общая направленность смены парагенезисов минералов снизу вверх – от пироксенитаномагнетитовых до плагиоклаз-титаномагнетитовых. Нижние ритмы в пачках состоят преимущественно из титаномагнетита и ортопироксена, а верхние – из клинопироксена и плагиоклаза. Наиболее представительным является ритм 110642, описанный нами ранее (Гонгальский, Криволицкая, 1987, 1993). В подошве его доминирует титаномагнетит, к которому добавляется ортопироксен (нижняя треть ритма), а в верхних частях появляются клинопироксен и плагиоклаз. Последний из названных минералов сначала располагается в виде мелких интерстиционных выделений между титаномагнетитом и пироксенами, а затем – в верхних частях ритмов – в виде крупных самостоятельных обособлений. Редкие выделения сульфидов, как правило, ассоциируют с наиболее низкотемпературными лейкократовыми обособлениями в верхах ритмов, хотя нередко появляются и в их нижних частях.

Одной из специфических особенностей Чинейского массива является присутствие титаномагнетита практически во всех слагающих его породах, где он ассоциирует с главными породообразующими минералами в различных соотношениях, вплоть до резкого доминирования над ними с образованием мономинеральных титаномагнетитов – сплошных титаномагнетитовых руд. Другим типом железо-титан-ванадиевых руд являются массивные жильные и линзообразные тела, локализованные в восточной части массива. Оба типа руд нередко содержат повышенные концентрации меди, за счет присутствия пирротин-халькопиритовой вкрапленности (до 15% от объема породы).

Расслоенность в породах вышезалегающей лейкогаббровой серии отличается от описанной выше. Здесь в трахитоидных габброноритах, в нижней части наблюдаются слои лейкогаббро и анортозитов, иногда с небольшими линзами и маломощными слоями титаномагнетитов. Выше первой трети разреза лейкогаббровой серии анортозитовые слои единичны, титаномагнетит содержащие габбронориты имеют более мелкозернистый состав. В самой верхней части разреза в составах пород появляется калиевый полевой шпат и кварц, текстура породы часто неравномернозернистая, пятнистая.

Среди пород низкотитанистой группы, представленной преимущественно габброноритами, встречаются клинопироксениты и оливниновые пироксениты. В последних количество сильножелезистого оливина (Fe_{85}) в виде мелких включений в гиперстене не превышает первых процентов. С ними связаны повышенные концентрации сульфидов с платиной и палладием.

Химический состав пород

Около тысячи анализов использовано для характеристики петрохимических особенностей пород чинейского комплекса (Чинейского, Луктурского и Лурбунского массивов) а также более сотни анализов пород Бушвельда из литературных источников (Гонгальский, Криволицкая, 1993). В сравнении с трендом химических анализов пород Бушвельдского плутона (ЮАР) породы чинейского комплекса характеризуются отсутствием ультраосновных разновидностей (рис. 3), только в единичных пробах Луктурского массива и ксенолитах среди гранитоидов Лурбунского массива количество MgO превышает 20 вес.%. Точки составов пород Луктурского массива совпадают с бушвельдским трендом, Чинейского и Лурбунского массивов смещены от бушвельдского тренда, отражая повышенные содержания окислов железа и титана, частично перекрываются с породами Главной зоны Бушвельда.

Породы Чинейского массива образуют локальные поля на бинарных диаграммах, соответствующие наиболее распространенным разновидностям пород, состоящим из трех групп минералов – пироксенов, плагиоклазов, окислов железа и титана. Существенные отклонения точек представлены составами детально проанализированных интервалов, соответствующих наиболее мелким расслоенным последовательностям – ритмам. В нижних ритмах (рис. 3, тренд 2) первая прямолинейная часть трендов отражает постепенное выведение из расплава титаномагнетита (уменьшение Fe_2O_3) и кристаллизацию пироксенов (увеличение MgO) на фоне небольшого возрастания Al_2O_3). Осаждение титаномагнетита и кристаллизация плагиоклаза фиксируется резким изменением трендов на противоположное – увеличение Al_2O_3 , уменьшение MgO и Fe_2O_3 . От нижних ритмов вверх к середине следующих расслоенных последовательностей – пачек тренды от резких перегибов выравниваются (рис. 3, тренд 3), вплоть до прямой линии для дифференциатов верхов пачек – титаномагнетит–плагиоклазовых пород (чинитов, там же, тренд 4). Начиная с нижних ритмов к верхним все более отчетливо проявляется обособление лейкократовых составляющих вплоть до анортозитов. Это отчетливо фиксируется по прерывистости трендов на диаграммах.

Для пород группы низкотитанистых габброидов, в составе которых титаномагнетит присутствует как акцессорный минерал, тренды составов прямолинейны с обратно пропорциональным распределением Al_2O_3 и MgO и смещены от трендов высокотитанистых габброидов (рис. 3, тренд 5). Составы пород Чинейского плутона удалены от главного тренда пород Бушвельда и совпадают с точками составов пород Главной зоны Бушвельда. Это может свидетельствовать о кристаллизации пород Чинейского плутона из сильно фракционированного расплава. На тренд Бушвельда хорошо ложатся точки составов пород Луктурского массива, относимого к чинейскому комплексу, но отличающихся преобладанием Ni над Cu, что не характерно для чинейских руд. Породы Чинейского массива характеризуются в целом высокой железистостью и низкой магниальностью. Составы габброидов из ксенолитов и выходов среди гранитоидов ингамакитского комплекса идентичны породам чинейского комплекса, а единичные ксенолиты указывают на их ультраосновной состав, что может служить прямым признаком присутствия ультраосновных пород в перекрытом гранитоидами массиве.

Уровни концентраций РЗЭ в породах чинейского комплекса различаются на порядок от более низких концентраций в измененных анортозитах (породы 1 группы) до наиболее высоких в лампрофирах Чинейского и Луктурского массивов. Характер кривых также отличается: в лампрофирах отчетлив европиевый минимум, и минимум в измененных анортозитах (1 группа), лейкогаббро (2 группа) Чинейского массива и норитах Луктурского массива. В высоко- и низкотитанистых габброидах 2 и 3 групп распределение РЗЭ близко, без отчетливых отклонений в концентрациях европия (Гонгальский и др., 2002). Нормированные к примитивной мантии отношения $(La/Sm)_N$ и $(Ce/Yb)_N$ составляют 2.3-4.6 и 3.5-7.5 для габброидов Чинейского плутона и близки к характерным для плюмового магматизма значениям.

Медные руды Чинейского массива

Эндоконтактовые руды приурочены к разным типам пород приподошвенной части массива, наиболее богатыми являются западный и восточный фланги интрузива. Эндоконтактовое оруденение является крайне неравномерным. На фоне вкрапленности сульфидов, как в титаномагнетитовых рудах, так и в лейкократовых габбро, отмечаются жилы и линзы сплошных руд. В целом

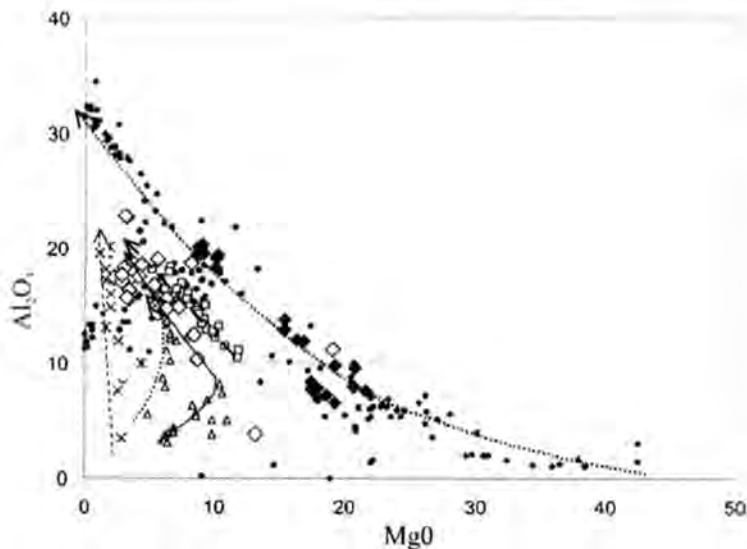


Рис. 3. Диаграмма $Al_2O_3 - MgO$ пород Бушвельдского (точки, линия тренда 1) Луктурского (залитые ромбы), Лурбунского (ромбы) и Чинейского массивов. В последнем: треугольники – ритмы 110622 (тренд 2) и 110.560 (тренд 3), косые крестики – чиниты (тренд 4), квадраты – низкотитанистые габброиды (тренд 5)

интенсивность оруденения нарастает к поверхности контакта. Рудные тела пластообразной формы с субгоризонтальным залеганием имеют мощность 15 - 60 м и протяженность до нескольких сотен метров.

Экзоконтактовые руды концентрируются преимущественно в юго-восточном обрамлении Чинейского массива, поскольку в его юго-западной части контакт с вмещающими песчаниками уничтожен последующим внедрением гранитоидов ингамакитского комплекса. Руды залегают в виде сплошных жил и линз, а также вкрапленного ореола в ороговикованных песчаниках удоканской серии. Они выполняют систему субгоризонтальных трещин в приподошвенной части массива. Мощность рудных тел достигает первых метров при протяженности 10-20 м.

Сульфидные руды Чинейского массива являются комплексными: помимо никеля и кобальта они существенно обогащены благородными компонентами и включают в себя как золотосеребряную, так и платино-палладиевую минерализацию. Их специфической особенностью является резкое преобладание меди над никелем.

По минеральному составу среди эндоконтактовых руд распространены *пирротин-халькопиритовые руды*. Помимо этих двух главных минералов в эндоконтактовых рудах диагностированы титаномагнетит, магнетит, ильменит, а также сфалерит, галенит, пирит, пентландит, линнеит. Из минералов благородных металлов установлены золото самородное, кюстелит, сперрилит и минералы Pd (преимущественно теллуриды и арсениды). В западной части Чинейского массива среди метасоматически измененных пород на контакте с гранитоидами ингамакитского комплекса развиты *халькопирит-пиритовые руды*. В эндоконтактовых рудах наблюдаются обособления арсенидов и сульфоарсенидов (кобальтина-герсдорфита, леллингита, саффорита и др.) в отдельные гнезда и прожилки среди сульфидных руд. Эндоконтактовые руды в среднем обогащены пирротинном и содержат 16 мас.% халькопиритового минерала и 1 мас.% Ni компонента, при относительном постоянстве Cu/Ni отношений. Концентрация Pd достигает 1.5 г/т, соотношение Pd/Pt всегда больше 1 и составляет 5-10. Содержания Ag всегда выше, чем Au и ЭПГ и достигает 15 г/т (в то время как Au составляет около 1 г/т). В эндоконтактовых рудах имеет место положительная корреляция пересчитанных на сульфидную фазу Au и Ag с суммой ЭПГ и с Cu. Это свидетельствует о совместном образовании Pt-Pd и Au-Ag минерализаций, связанных с халькопиритовой составляющей эндоконтактовых пирротиновых руд.

Экзоконтактовые вкрапленные руды изменяются от пирротин-халькопиритовых до халькопиритовых. В локальных участках повышается доля пирита или борнита. Сульфоарсениды кобальтин-герсдорфит часто замещают агрегаты сульфидов. Среди редких минералов диагностированы арсеногаухекорнит, маухерит, никелин, гессит, кубанит, маккиनावит, миллерит, никелин, кобальтин, герсдорфит, галенит, сфалерит, гюбнерит, Ni-Vi соединения, самородный свинец, сперрилит и многочисленные минералы Pd, соединения его с Bi, Te, Sb, Sn и As. Экзоконтактовые сульфидные руды Чинейского плутона имеют преимущественно медный состав.

Доля меди в сумме (Cu+Ni) составляет более 90%, соотношение этих металлов Cu/Ni колеблется от 50 до 900. Содержания Pd достигают 17,5 г/т, и Pd/Pt в сульфидной фазе экзоконтактовых руд значительно больше 1, достигая значения 100, что существенно выше, чем в эндоконтактовых рудах. При этом отмечаются более высокие концентрации Ag (160 г/т), и значения Ag/Au достигает 160. В целом, благородные металлы в экзоконтактовых рудах распространены крайне неравномерно, во вкрапленных рудах их уровень ниже, чем в сливных. Здесь отмечаются иные, чем в эндоконтактовых рудах корреляционные зависимости, в особенности для руд с различными концентрациями меди. В отличие от эндоконтактовых руд, ЭП отрицательно коррелируется с Cu. Для Au и Ag, наблюдаются две тенденции: при низких концентрациях в сульфидной фазе Cu положительно коррелируется с (Au+Ag), а при высоких концентрациях отмечается обратная зависимость. Это дает основание говорить о несколько иных условиях их образования – либо существенной роли флюидов в первичном их образовании, либо о перераспределении рудных компонентов после кристаллизации.

Заключение

Кодаро-Удоканский район представляет собой уникальную металлогеническую провинцию, в которой находятся суперкрупные медные месторождения, связанные с протерозойским этапом развития земной коры – Удоканское месторождение медистых песчаников, Fe-Ti-V и Cu-Pd месторождения Чинейского массива, а также рудопроявления меди в венд-кембрийских отложениях Каларской впадины, в нижнемеловых эпидотизированных базальтах каксинской свиты Чукчудинского грабена. Образование аномальных концентраций меди и сопутствующих благородных металлов в обрамлении Сибирской платформы в значительной мере обусловлено длительной историей развития данного участка земной коры и влиянием мантийных процессов.

Первым этапом формирования огромных запасов меди был ранний протерозой, когда на разных уровнях терригенно-осадочной толщи произошло формирование сульфидных руд. Они были локализованы в пределах кольцевых структур, сопряженных с крупными разломами глубинного заложения. Тектонические перемещения в земной коре достигали многих километров. Складчатая структура удоканской свиты (Намингинская, Сакинская синклинали, Чинейская антиклиналь) в сочетании с дизъюнктивными нарушениями (Ингамакитский, Чинейский разломы) предопределили дальнейшую историю развития магматизма и рудообразования.

Суперкрупные месторождения были образованы в протерозое, в фанерозое здесь формировались месторождения и рудопроявления других металлов (Au, U, W, Mo и другие), которые за исключением Голевского месторождения сыныритов пока остались малоизученными. Высокая рудогенерирующая способность этого участка земной коры определяется принадлежностью ее к границе Сибирской платформы, которая определила главные структуры, связанные с процессами, происходившими в мантии.

Уникальной особенностью района является многократное возобновление деятельности мантийных магматических очагов, причем путями внедрения расплавов зачастую служили одни и те же структуры, на протяжении сотен миллионов лет.

Формирование Чинейского массива происходило в результате многократных внедрений расплавов (Гонгальский, Кривоуцкая, 1993), из которых образовались оксидные и сульфидные руды, в значительной степени было проявлено наложение сульфидных руд на оксидные. Дайковый комплекс пород представляет более поздние эпохи тектоно-магматической активизации – рифейский, мезозойский и неоген-четвертичный.

Фракционирование расплавов приводило к закономерному изменению остаточного расплава и гомодромному строению расслоенных последовательностей. Иногда фиксируются силлы более поздних внедрений расплавов, которые нарушают закономерное строение ранее закристаллизованных пород. Здесь также возможны различные варианты: смешение новой порции с остаточным расплавом, кристаллизация новой порции без смешивания и пр.

Специфической особенностью расслоенного Чинейского массива является также присутствие мономинеральных пород всех главных порообразующих минералов: титаномагнетититы, клинопироксениты, ортопироксениты, анортозиты, халькопиритовые сплошные руды. Примечательно, что мономинеральные разновидности пород являются итогом различных петрологических процессов. Титаномагнетититы образуются в результате гравитационной

дифференциации высокотитанистых расплавов в низах ритмов в ассоциации с ортопироксеном, постепенно переходя в титаномагнетит-ортопироксениты и далее в ортопироксениты до появления в составе плагиоклаза. В низах ритмов группы низкотитанистых габброидов образуются ортопироксениты. Титаномагнетиты образуются также в верхних частях железорудной серии в ассоциации с анортозитами. Здесь впервые обращено внимание на породы титаномагнетит-плагиоклазового состава, названные впоследствии чинитами (Гонгальский, 1993), расщепление расплава такого состава приводило к образованию мономинеральных слоев анортозитов и титаномагнетитов. Мономинеральные обособления титаномагнетитита ассоциируют также с контактными зонами низкотитанистых расплавов с высокотитанистыми габброидами, как результат взаимодействия магнезиального расплава с высокотитанистыми породами. Разновременные внедрения высоко – и низкотитанистых расплавов предопределили разные типы месторождений – оксидных и сульфидных, в пределах массива.

Выявление древних плюмовых ассоциаций пород представляет собой наиболее сложную задачу, так как характерные первичные признаки плюмового магматизма могут быть уничтожены в ходе последующей геологической истории. В качестве одного из таких показателей рассматриваются крупные расслоенные плутоны, представляющие собой корни мантийных плюмов (Грачев, 2000). Именно к таким образованиям относится Чинейский массив (PR₃). Строение гравиметрических и магнитных полей в районе Чинейского интрузива указывает на присутствие на небольших глубинах гипербазит-базитовых пород. Обнажаемые на поверхности основные и ультраосновные породы (Луктурский массив, выходы по периферии Лурбунского массива гранитоидов и ксенолиты в них), исходя из их минералого-геохимических особенностей (наличие титаномагнетитовых руд, аналогичных спектров распределения редких элементов), могут рассматриваться как магнезиальная составляющая исходного расплава.

Таким образом, Чинейский массив представляет собой лишь часть крупного плутона, аналогичного крупнейшим расслоенным плутонам мира (Бушвельдскому, Стиллиуотеру), сложенного близкими по составу породами, но переработанного и нарушенного в фанерозое внедрением гранитоидов, сформировавших Лурбунский массив.

Важным фактором существования единого плутона в протерозойское время является минералого-геохимическое сходство ряда магматических тел, свидетельствующее об их генетической общности. Несмотря на более магнезиальный состав породы Луктурского интрузива близки по химизму к таковым Чинейского: они имеют идентичные спектры распределения редких элементов, характеризуются близкими La/Sm и Ce/Yb отношениями, несут титаномагнетитовое и сульфидное оруденение. Сульфидные руды Луктурского массива характеризуются повышенными содержаниями платины и палладия, причем спектры распределения PGE в них также близки к чинейским. Руды являются более никелистыми, что связано с большей основностью исходного расплава. С выходами габброидов и полей ксенолитов среди гранитоидов ингамакитского комплекса связаны геохимические аномалии и рудопроявления с титаномагнетитовой, медно-сульфидной минерализацией.

Поступавший в камеру кристаллизации высокотитанистый расплав, являющийся результатом фракционирования гораздо более крупного объема расплава, залежавшего на большей глубине, если и содержал какое-то количество компонентов сульфидных руд, то оно не могло быть значительным ввиду особенностей фракционирования таких расплавов. Между тем в титаномагнетитовых рудах содержатся достаточно крупные концентрации меди и металлов платиновой группы, что связано с отложением сульфидов из остаточных расплавов – флюидов, кристаллизовавшихся позже низкотитанистого расплава. Месторождения сульфидных руд расположены в приконтактной зоне массива низкотитанистых габброидов. Высокотитанистые расплавы содержали какое-то количество сульфидов, но оно было невелико. Медь и платиновые металлы образуют наиболее низкотемпературные минералы, которые кристаллизовались из остаточных расплавов – флюидов. В строении ритмов редкие выделения сульфидов приурочены к лейкократовым верхним частям ритмов.

Высокая концентрация сульфидов в остаточных расплавах могла приводить к ликвации и обособлению сульфидных расплавов, которые кристаллизовались как в уже закристаллизованных высокотитанистых магматических породах, так и во вмещающих осадочных (экзоконтактовые руды).

С другой стороны внедрение крупных магматических масс не могло не вызвать мобилизацию окружающего вещества, в том числе и рудного, а также вовлечение поровых вод из вмещающих пород и их участие в образовании флюидов смешанного генезиса. Возможно, что существенно жильные, локализованные в мелких тектонических нарушениях месторождения (Правонингамакитское, Сакинское, Красное) и есть продукты переработанных медистых песчаников. Часть вещества могла принять участие и в формировании экзоконтактовых сульфидных руд.

Однако образование и этой части было достаточно сложным. Процессы фракционирования протекали интенсивно уже на докамерной стадии развития этой локальной системы, т.к. отдельные части интрузива резко различаются и не связаны между собой: восточная и западные части содержат огромные запасы титаномагнетитовых руд, в то время как центральная часть сложена низкотитанистыми габброидами. В результате представляется, что массив был образован в результате неоднократного поступления расплава, эволюция которого привела к образованию Fe-Ti-V и Ni-Cu руд. Отмеченное на поздних стадиях становления массива участие метеорных вод могло привести к перераспределению и переотложению рудного вещества в ближайшем экзоконтакте массива.

Следует особо подчеркнуть еще раз указанный сугубо медный состав руд Чинейского массива, не типичный для месторождений такого типа. Практически полное отсутствие в рудах никеля выделяет массив из сообщества всех остальных базит-гипербазитовых расслоенных интрузивов мира, несущих медно-никелевое оруденение.

Это отражает его связь с предыдущим рудным этапом. Примесные элементы также подтверждают это: Удоканское месторождение содержит примесь серебра и золота, некоторые из его месторождений-спутников относятся к медно-золото-серебряным, а в рудах месторождений Чинейского массива присутствуют значительные концентрации серебра, золота и платиноидов.

Многочисленные проявления базитового магматизма в пределах Удоканского и Каларского хребтов, начиная с раннего протерозоя до мезозоя (Ступак и др., 1987), свидетельствуют о долговременной связи этого участка земной коры с мантией. В данном районе отмечается разуплотнение мантии и плотностная аномалия в нижней части земной коры, которая объясняется присутствием на глубине крупных ультрабазитовых тел. Все это нашло отпечаток в металлогенической специализации данного региона.

Литература

1. Геологическое строение и полезные ископаемые Читинского участка зоны БАМ. Чита, 2002. 61 с.
2. Гонгальский Б.И. О месте чинитов (плагноклаз-титаномагнетитовых пород) в формировании Чинейского расслоенного плутона (Северное Забайкалье) // Бюллетень МОИП, отд. геол. 1993. Т. 68. В. 2. С. 83-88.
3. Гонгальский Б.И., Кривоуцкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: Наука, 1993. 183 с.
4. Гонгальский Б.И., Головатый А.С., Абушкевич С.А. Зональные кольцевые структуры хребта Удокан // ДАН. 1995. Т. 343. № 1. С. 80-82.
5. Гонгальский Б.И., Кривоуцкая Н.А., Абушкевич С.А., Гонгальский А.Б. Базитовый магматизм и глубинные структуры хребта Удокан (Северное Забайкалье). Мантийные плюмы и металлогения // Математический международный Симпозиум. Петрозаводск-Москва, 2002. С. 64-67.
6. Грачев А.Ф. Проблемы глобальной геодинамики. М: ГЕОС, 2000. С. 69-103.
7. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских апатитовых и редкометальных месторождений Кольского полуострова (Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. № 5. С. 387-403.
8. Кренделев Ф.П., Бакун Н.Н., Володин Р.Н. Медистые песчаники Удокана. М.: Наука, 1983. 248 с.
9. Ларин А.М., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. и др. Граница раннего и позднего докембрия в Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические данные // Материалы III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2000. С. 141-143.
10. Маракушев А.А., Панеях Н.А., Русинов В.Л., Перцев Н.Н., Зотов И.А. Петрологические модели формирования рудных месторождений-гигантов // Геология рудных месторождений. 1988. Т. 40. № 3. С. 236-255.
11. Наркелон Л.Ф., Трубочев А.И., Салихов В.С. и др. Окисленные руды Удокана. Новосибирск: Наука, 1987. 101 с.
12. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 255 с.
13. Рундквист Д.В., Кравченко С.М. Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере // Геология рудных месторождений. 1996, Т. 38. № 3. С. 298-303.

14. Рябчиков И.Д. Глобальные потоки рудных металлов в глубинных процессах // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 5. С. 403-408.
15. Сайтов Ю.Г., Харитонов Ю.Ф., Шевчук Г.А.. Минерально-сырьевая база Читинской области, перспективы освоения и развития // Минеральные ресурсы России. 2002. № 4. С. 21-33.
16. Сафонов Ю.Г., Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал // Геология рудных месторождений. 2003. т. 45. № 4. С. 305-320.
17. Ступак Ф.М., Кренделев Ф.П., Криволицкая Н.А., Ступак Р.М. Новый тип медного оруденения в хр. Удокан // ДАН СССР. 1987. Т. 297. № 4. С. 929-931.
18. Четчин В.С., Харитонов Ю.Ф. Геолого-экономическая оценка и перспективы освоения Читинского участка зоны БАМ // Разведка и охрана недр. 2000. № 1. С. 12–18.
19. Чумаченко Н.М., Никитина Н.К., Быков В.Ю., Федоров В.П. Особенности геологического строения месторождений ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд // Разведка и охрана недр. 2000. № 1. С. 33-36.
20. Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al. Magma differentiation and mineralization in the Siberian continental flood basalts // Lithos. 1995. Vol. 34. Pp. 61-88.
21. Kutina J. The role of Upper Mantle Structure in Metallogeny // Global Tect. and Metall. 1985. Vol. 3. N 16. Pp. 14-16.
22. Laznicka P. Giant Ore Deposits: A Quantitative Approach // Global Tect. and Metall. 1983. Vol. 2. N 1&2. Pp. 41-6.
23. Naldrett A.J. A model for the Ni-Cu-PGE Ores of the Noril'sk Region and Its Application to Other Areas of Flood Basalts // Economic Geology. 1992. Vol. 87. Pp. 1945-1962.
24. Pushkarev Y.D. The nature of super-large ore deposits: A conception of crust-mantle interaction within the mantle. Mineral Deposits: Processes to Processing, Stanley et al (eds), Balkema, Rotterdam, 1999. Vol. 1, 2. Pp. 1345-1348.
25. Rundkvist D.V., Kravchenko S.M. The role geological time in the genesis of giant mineral deposits // Global Tect. and Metall. 2001. Vol. 7. N 7&8. Pp. 195-201.

КРУПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМА, ЖЕЛЕЗА, МЕДИ И ЗОЛОТА НА УРАЛЕ: ГЕНЕЗИС И ПЕРСПЕКТИВЫ КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ

*В.А.Коротеев, И.С.Чаушхин, В.В.Холоднов, Г.Б.Ферштатер, В.Н.Сазонов, А.И.Грабежесв,
Е.В.Аникина, Ю.А.Волченко, В.А.Прокин, В.П.Малошаг, А.И.Малышев, Е.В.Пушкарев*
Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Урал, уже почти 300 лет, является крупнейшей сырьевой провинцией России. До сих пор в нашей стране неизвестно ни одного другого региона со столь же высокой концентрацией разнообразных месторождений, как по количеству, так и по суммарным запасам, в расчете на единицу площади территории. В отдельные периоды своей истории Урал сохранял лидирующее положение как внутри страны, так и в мире по добыче: золота, платины, медных, железных, хромитовых и других руд. Несмотря на то, что подавляющее большинство месторождений было открыто и разведано к середине прошлого столетия, и многие из них к концу XX века были отработаны или близки к завершению, Урал располагает еще значительным потенциалом ресурсов, часть из которых эксплуатируется в настоящее время, а часть даже не вовлечена в разработку. Несомненно, что природные богатства Урала являются результатом сложной и длительной истории его геологического развития, составляющей, по разным оценкам, до 3 миллиардов лет.

Наметившаяся на Урале в последней трети прошлого столетия тенденция к снижению темпа прироста запасов, связанная как с истощением потенциала легко открываемых месторождений, так и с сокращением объемов геологоразведочных работ, сегодня является доминирующим фактором, отрицательно влияющим на развитие всего горнодобывающего и перерабатывающего комплекса в регионе. Кроме того, часть месторождений, в том числе крупных и уникальных, оказалась за пределами России (в Казахстане), что заметно осложнило ситуацию с сырьевой базой для многих предприятий. Эти и другие факторы заставляют искать новые источники сырья для поддержания мощной индустриальной инфраструктуры Урала. Решение этой проблемы возможно по нескольким направлениям:

1. глубокая комплексная переработка руд действующих месторождений, с максимальным извлечением полезных компонентов;
2. разработка критериев формирования и размещения крупных и уникальных месторождений, которые могли бы быть использованы на новом этапе поисково-разведочных работ;
3. вторичная переработка техногенных месторождений (отвалы рудников и металлургических комбинатов, «хвосты» обогатительных фабрик и т.д.), накопленных на Урале за 300 лет его промышленного развития.

Две первые задачи являются определяющими для проекта «Крупные месторождения хрома, железа, меди и золота на Урале: генезис и перспективы комплексного освоения», в котором участвуют многие сотрудники и коллективы Института геологии и геохимии УрО РАН. Фактически, данный проект состоит из восьми самостоятельных разделов, курируемых ведущими специалистами Института и охватывающих наиболее значимые для Урала типы полезных ископаемых, таких как: хромитовые руды, колчеданные медно-полиметаллические руды, титаномагнетитовые руды, золото и платиноиды.

Хромитовые месторождения

Урал, до сих пор является практически единственным поставщиком высокосортного хромита для металлургической и химической промышленности России. К сожалению, крупнейшие месторождения Донской группы, приуроченные к Кемпирсайскому офиолитовому массиву, сегодня территориально принадлежат Казахстану. Однако еще до открытия кемпирсайских месторождений, на Полярном, Среднем и Южном Урале были известны и частично эксплуатировались хромитовые месторождения, которые потом были заброшены, из-за отсутствия необходимости и возможности конкурировать с кемпирсайскими «гигантами». Ревизия этих месторождений не проводилась более 40-50 лет. В рамках настоящего проекта предполагается оценить значимость этих месторождений и