

сходство в распределении благородных металлов в межрудных сланцах курской серии и коматиитах, а возможно и зональных массивах. В кристаллическом фундаменте мегаблока КМА достаточно широко распространены коматиитсодержащие зеленокаменные пояса. Они (совместно с гипербазитовыми интрузивами) отмечаются как в составе раннеархейского обоянского плутоно-метаморфического комплекса (т. н. «нижние» зеленокаменные пояса), так и в объеме александровской свиты михайловской серии позднего архея (т. н. «верхние» зеленокаменные пояса) [1,6]. Эти образования могли служить одним из источников поступления ЭПГ в бассейны седиментации курской серии. Таким образом, полученные результаты позволяют поставить вопрос о проведении дополнительных исследований по выявлению источников ЭПГ в железорудных толщах КМА.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-00158-а) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009-2013 г.» (Гос. контракт № 02.740.11.0021).

Литература

1. Бочаров В.Л., Фролов С.М., Плаксенко А.Н. и др. Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА // Воронеж, 1993. 176 с.
2. Лазаренков В.Г., Петров С.В., Таловина И.В. Месторождения платиновых металлов. Санкт-Петербург: Недра, 2002. 298 с.
3. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2003. 487 с.
4. Орлов В.П. Железные руды КМА. М.: Геоинформмарк, 2001. 616 с.
5. Чернышов Н.М. Золото-платинометаллическое оруденение черносланцевого типа Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Издат.-полиграф. центр Воронеж. гос. ун-та, 2007. 177 с.
6. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М. Гипербазиты КМА. Воронеж, 1981. 252 с.

Особенности минерогенеза докембрия Кокшетауского срединного массива (Казахстан)

Кузовенко А.И.¹, Жуковский В.И.², Мальченко Е.Г.³

¹ Комитет геологии и недропользования. Республика Казахстан, г. Астана, e-mail: komitet@korsh.kz.

² МТД «Центрказнедра» Комитета геологии и недропользования, Республика Казахстан, г. Караганда, e-mail: rood@nursat.kz.

³ ТОО «GeoMineProject», Республика Казахстан, г. Алматы.

Территория Казахстана расположена в пределах западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. В процессе развития складчатого пояса происходило формирование его как все усложняющейся мегасистемы, состоящей из докембрийских массивов - микроконтинентов и покровно-складчатых сооружений салаирской, каледонской и герцинской тектонических эпох [2]. В связи с этим для структур Казахстана характерно сочетание древних сиалических массивов (микроконтинентов) с каледонскими островодужными и окраинно-континентальными вулканическими образованиями, фрагментами геоблоков коры океанического типа, впадинами с терригенным характером осадконакопления.

В тектонических структурах Северного Казахстана центральное место принадлежит Кокшетаускому срединному массиву, представляющему собой крупный геоблок земной коры площадью более 82500 км². Мощность земной коры Кокшетауского геоблока составляет 37-45 км [7]. Наиболее древними породами, слагающими эту структуру, являются глубоко метаморфизованные породы зерендинской серии (кумдыкольская, берлыкская и даулетская свиты), отнесенные условно к архею-раннему протерозою, представляющие комплекс основания (гнейсовый фундамент). Метамор-

фические породы кумдыкольской свиты условно относятся к архею. Свита сложена биотитовыми, гиперстен-биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-плагиоклазовыми, кордиерит-гранат-биотитовыми гнейсами, двупироксен-шпинелевыми сланцами, гиперстен-кордиеритовыми гранулитами в ассоциации с чарнокит-мигматитами, амфиболитами, линзами мраморов и кальцифиров. Для свиты характерно наличие тел и прослоев эклогитов и эклогитоподобных пород. Берлыкская и даулетская свиты отнесены к раннему протерозою. Берлыкская свита сложена высокоглиноземистыми гнейсами и различными кристаллическими сланцами: мусковитовыми, дистен-мусковитовыми с кордиеритом, гранат-силлиманит-биотитовыми и др. Данные радиогеохронологических определений (по цирконам) из гнейсов и сланцев кумдыкольской и берлыкской свит колеблются от 960 ± 85 , 1030 ± 90 , 1200 ± 75 до 2000 млн. лет [2].

В составе даулетской свиты присутствуют биотитовые, гранат-биотитовые, кальцит-диопсид-гранат-биотитовые, андалузитсодержащие гнейсы, кристаллические сланцы, углеродистые пиритовые сланцы, прослои и линзы мраморов.

Севернее Зерендинского гранитного массива широко распространены мигматизированные гнейсы, возраст мигматизации которых по результатам U-Pb датирования цирконов составляет 1150 ± 50 млн. лет. Омоложение изотопных систем пород гнейсового комплекса зерендинской серии могло происходить и в течение раннего-среднего палеозоя под термическим воздействием гранитоидных массивов [8].

Гнейсы зерендинской серии перекрываются отложениями кууспекской свиты нижнего-среднего рифея, представленными порфириоидами, реже порфиритоидами, кварц-серицитовыми, биотит-кварцевыми, серицит-хлорит-полевошпатовыми, альбит-актинолит-хлоритовыми сланцами, образовавшимися в результате метаморфизма терригенных и вулканогенных пород. Метаморфизм отложений соответствует фации зеленых сланцев. Радиогеохронологические данные по цирконам из порфириоидов: 775 ± 70 , 940 ± 80 (альфа-свинцовый метод) и 1100 млн. лет (свинцово-изотопный метод).

Выше залегает шарыкская свита среднего рифея. Свита подразделяется на нижнюю (серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы) и верхнюю (углисто-серицитовые, серицит-кварцевые сланцы, мраморизованные известняки и доломиты) части. Наиболее значительные площади распространения среднерифейских отложений отмечаются в северной и западной частях Кокшетауского массива, где они слагают сравнительно протяженные зоны - до 150 км, шириной до 30 км.

Нижний возрастной предел отложений нижнего-среднего и среднего рифея устанавливается по U-Pb возрасту порфириоидов кууспекской свиты и составляет 1050 ± 50 млн. лет. Верхний возрастной предел определен по аналогии с Атасу-Моинтинским сиалическим блоком, в котором аналогичные по составу сланцево-кварцитовые толщи перекрыты порфириоидами алтынсынганской свиты и прорваны гранито-гнейсами узынжальского комплекса с абсолютным возрастом 880 ± 11 млн. лет [8].

Выше залегают отложения кокчетавской свиты нижней части верхнего рифея, представленные бластосаммитовыми слюдистыми кварцитами, кварцито-песчаниками с прослоями серицитокварцевых сланцев и горизонтов конгломератов. С отложениями шарыкской свиты они образуют единый непрерывный разрез, но трансгрессивно залегают на более древних породах. Радиологические определения возраста свиты дают значительный разброс и соответствуют, в основном, возрасту подстилающих пород. Общая продолжительность формирования сланцево-кварцитовых толщ шарыкской и кокчетавской свит Кокчетавского геоблока оценена примерно в 100 млн. лет [9].

Кокчетавская свита несогласно перекрывается николюско-бурлукской серией, слагающей небольшие разобщенные участки. В составе серии выделяются зеленокаменноизмененные диабазы, андезитбазальты, базальты, спилиты, в верхней части – риолиты. Вероятный возраст серии - венд.

В составе зерендинской серии Кокшетауского массива выделяются две разновозрастные продуктивные формации с преимущественно развитым неметаллическим профилем полезных ископаемых: гнейсово-амфиболитовая и эклогитовая. С первой связано слюдяное месторождение Кулет, локализованное в кварц-гранат-мусковитовых сланцах, обладающее значительными запасами мусковита и абразивного сырья (альмандинового граната). Вторая образована кварц-гранат-пироксеновыми эклогитоподобными породами сложного генезиса с промышленными скоплениями техниче-

ских алмазов (месторождения Кумдыколь, Шелкар). Первые алмазы были установлены в районе озера Кумдыколь М.А.Абдулкабировой в 1946 году. Разведано Кумдыкольское месторождение Кокчетавской ГРЭ в период с 1970 по 1980гг. В его строении участвуют метаморфические отложения кумдыкольской свиты и метамагматиты докембрия; 85% разреза составляют гнейсы. Продуктивные отложения представлены апогнейсовыми графитистыми метасоматитами, перемежающимися с апокарбонатными пироксеновыми, флогопит-пироксен-карбонатными телами, содержащими линзовидные включения эклогитовых гранат-пироксеновых пород.

Рудная зона месторождения имеет протяженность до 1,5 км., ширину от 50 до 350 м. Наиболее высокие устойчивые содержания алмазов приурочены к графитсодержащим гранат-биотитовым гнейсам, в меньшей степени и метасоматитам, образующим линейные зоны, контролируемые разрывными нарушениями. Содержание графита варьирует от 0,3 до 10%. Установлена сингенетичность алмазов и сопутствующего им графита. Алмазы мелкие: 0,01-0,05 мм, редко более; типичны кристаллы кубической, скелетной, табличчатой, сфероидальной форм [6]. Западнее месторождения Кумдыколь разведано более мелкое месторождение алмазов Шелкар. В отличие от Кумдыкольского месторождения, породы месторождения Шелкар имеют более сложный минеральный состав. Среди них выделяются три типа алмазосодержащих руд: апогнейсовые метасоматиты, метасоматиты по карбонатным породам и метасоматиты сложного состава.

В породах кумдыкольской свиты присутствуют также платиноиды [5].

В зерендинской серии выявлен также один из самых перспективных типов вольфрамовой минерализации - стратиформные месторождения Баян, Аксоран и ряд перспективных проявлений, приуроченных к гнейсам, гранитогнейсам, кристаллическим сланцам, амфиболитам. Для месторождений характерно сочетание древних метасоматических пород с более молодыми интрузивными образованиями, наличие скарнов и скарноидов. Во всех месторождениях первичная минерализация представлена тонкими послойными прожилками шеелита в гнейсах и кристаллических сланцах с последующей регенерацией гранитоидами [3,4]. В зерендинской серии, кроме того, имеются андалузит-дистен-гранатовые и слюдяно-силлиманитовые сланцы (огнеупорное сырье), графитовые сланцы и гнейсы (Ескенежал, Коннозаводское).

В шарыкской свите установлены осадочные месторождения сидеритов (Шоккарагай, Андреевское, Елецкое, Баянтай, Люботинское и др.) и доломитов. В расположении месторождений сидеритов отчетливо проявляется стратиграфический, литологический и структурный факторы контроля оруденения. Литологический контроль заключается в том, что сидериты залегают среди существенно сланцев, серицитовых сланцев, обогащенных примесью железистого материала и, в большинстве случаев, тяготеют к зонам дезинтеграции сланцев на контакте с карбонатными породами. Часто отмечается пространственная связь залежей сидеритов с дайками, силлами и малыми интрузиями габбро-диабазов и габбро-диоритов, развитых среди пород свиты. При этом рудные залежи локализируются либо непосредственно у контакта дайковых образований, либо на некотором удалении от них, однако во всех случаях контактовых изменений в сидеритах не отмечается. Часто висячем, а иногда и лежащем боку даек можно наблюдать частичное или полное замещение дайковых пород сидеритом. Алексеевское месторождение доломитов сложено кварцитовидными песчаниками, филлитовидными и углисто-глинистыми сланцами; к последним приурочены линзы и прослои доломитов, доломитизированных известняков. Эти образования смяты в мелкие складки с углами падения крыльев от пологих до 50° и заключают две линзовидные залежи доломитов. Залежи доломита прослежены скважинами до глубины более 200 м. Доломиты представляют собой высококачественное сырье для металлургии.

Отложения кокчетавской свиты нижней части верхнего рифея представляют собой продукт размыва древних кор химического выветривания. Накопление кварцевых песков и последующий их метаморфизм привели к формированию метаморфизованных толщ, содержащих рутил-цирконовые пропластки (формация древних метаморфизованных россыпей). Рудные пласты и пропластки (рутилиты) имеют небольшую мощность и чередуются с безрудными прослоями. Залегают рутилиты согласно с вмещающими слюдястыми кварцитами. Минеральный состав рутилитов (%): кварц – 20-80, рутил – 10-70, циркон 2-25, мусковит – 1-25, иногда присутствует турмалин и гидроокислы железа – до 5. Метаморфизованные россыпи относятся к прибрежно-морскому типу [1].

Таким образом, для высокометаморфических докембрийских пород Кокшетауского срединного массива характерны: высокоглиноземистое и абразивное сырье (андалузит-мусковитовые, гранат-мусковитовые сланцы, технические алмазы) и стратиформные проявления шеелита, рутилитов, графита, мусковита при практически полном отсутствии гидротермальных месторождений.

Вместе с тем, основные редкометалльные (уникальное по запасам олово-тантал-ниобиевое месторождение Сырымбет, шеелитовые месторождения Баян, Аксоран и др.), золоторудные и крупные железорудные объекты, локализованные в древних метаморфических толщах массива, связаны с интенсивными проявлениями ордовикской и девонской тектоно-магматической активизации.

Уникальное Сырымбетское месторождение локализовано в узкой (2-3 км шириной) протяженной зоне, сложенной дислоцированными породами шарыкской свиты. Рудная минерализация контролируется Сырымбетской девонской интрузией гранит-порфиров. Длина интрузии около 6700 м, ширина от 100 до 600 м. Прожилково-вкрапленная и рассеянная рудная минерализация образует линейную штокверковую зону протяженностью более 3000 м, мощностью от 50 до 250 м, прослеженную до глубины 820 м. Рудные тела располагаются в апикальных частях рудоносной интрузии. Основным полезным компонентом является олово, концентрирующееся, в основном, в касситерите и станнине, сопутствующими: тантал, ниобий, вольфрам, молибден, висмут, бериллий [6].

Баянское шеелит-скарноидное месторождение приурочено к метаморфической толще, сложенной амфиболитами, кристаллическими сланцами, гнейсами с горизонтами скарноидов, контролирующими шеелитовую минерализацию. Промышленное оруденение наиболее интенсивно проявлено при сопряжении первично обогащенных вольфрамом скарноидов и амфиболитов со среднепалеозойскими лейкогранитами. Стратиформные пласто- и линзообразные залежи прожилково-вкрапленных шеелитовых руд, приуроченные в основном к горизонтам скарноидов, реже-выходящие в контактирующие с ними гнейсы и сланцы, имеют мощность от 2 до 90-100м, протяженность 50-1500м, по падению прослежены на 270-300м. Основным ценным минералом в рудах – вольфрам, главный попутный – висмут, второстепенные – серебро, медь, молибден, золото [6].

Как известно [5], метаморфические образования древних континентов содержат около 80% мировых ресурсов основных видов полезных ископаемых: хромитовые и медноникелевые с платиной месторождения ЮАР, Зимбабве, урановые и золото-урановые месторождения в конгломератах Витватерсранд, колчеданные месторождения древних зеленокаменных поясов, медно-кобальтовые месторождения Замбии, Заира, Афганистана, комплексные медно-золотые месторождения типа Олимпик Дэмм и т.д. Однако до настоящего времени в пределах докаледонских металлогенических комплексов Кокшетауского срединного массива подобных рудных объектов, характерных для древних (дорифейских) структур планеты, не установлено. Это, возможно, является следствием как недостаточной глубинности поисковой изученности массива, так и неверной интерпретации особенностей его тектонического развития.

Литература

1. *Абдулин А.А., Каюпов А.К. и др.* Металлогения Казахстана//Месторождения руд хрома, титана, ванадия, силикатного никеля и кобальта, бокситов. Алма-Ата: Наука, 1978. 228 с.
2. *Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я. и др.* Геологическое строение Казахстана. Алматы: Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 2000. 396 с.
3. *Гуляев А.П., Адамьян Н.Х., Фатхудинов Д.Х.* О стратиформном шеелитовом оруденении в Северном Казахстане // Геология рудных месторождений. 1982. №6. С.52-62.
4. *Гуляев А.П.* Рудовмещающие скарноиды Баянского месторождения (Казахстан)//Сб. “Петрология рудоносных метасоматитов”. Фрунзе: 1980. С. 42-48.
5. *Даукеев С.Ж., Ужкенов Б.С. и др.* Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Т.2 “Металлогения”. Алматы: РГП «ИПЦ геологии и минеральных ресурсов РК», 2002. 271 с.
6. *Даукеев С.Ж., Ужкенов Б.С. и др.* Атлас моделей месторождений полезных ископаемых. Алматы: РКГП “Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева”, 2004. 140с.
7. *Г.Н.Щерба, Н.П.Сенчило, В.В.Степанов и др.* Металлогенические провинции и пояса Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. 240 с.

8. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. С.-Петербург: Наука, 1993. 270 с.
9. Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б. Вертикальная латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов // Геотектоника. 2001. № 5. С. 26–44.

Генетические и рудно-формационные типы золотого оруденения Карелии

Кулешевич Л.В.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: kuleshev@krc.karelia.ru

Исследования, проводимые автором в течение последних десяти лет, позволили изучить геологическое строение основных типов месторождений и проявлений золота Карелии [1–12 и др.], состав вмещающих и близких по возрасту оруденению интрузивных пород, до- и околорудных изменений, минеральный состав руд и на основе этого систематизировать все рудные объекты по генезису и рудно-формационным типам, проследить последовательность и условия их образования и, в целом, установить общие закономерности в эволюции процессов золотого рудообразования в раннем докембрии Карелии (3,2–1,8 млрд лет).

Эндогенные золоторудные и золотосодержащие объекты Карелии представлены 7 месторождениями и около 250 перспективными проявлениями и точками минерализации. Небольшие по масштабу рудные объекты (с прогнозными ресурсами 10–46 т), пока не имеющие экономического значения, локализованы в архейских зеленокаменных поясах и палеопротерозойских структурах. Они изучались на уровне съемочных, реже разведочных работ. По генезису и обстановкам формирования их можно разделить на три основных типа (табл. 1): 1. Магматические в базит-ультрабазитовых интрузивных комплексах (ЭПГ+Au). 2. Гидротермальные (в т. ч., гидротермально-метасоматические, метаморфогенно-гидротермальные). 3. Осадочные (палеороссыпные метаморфизованные).

При более детальной систематизации месторождений золота принято указывать состав вмещающей среды, тип близких по возрасту интрузивных комплексов, характер гидротермально-метасоматических изменений – все эти признаки позволяют наиболее полно отразить условия формирования оруденения. Кроме того, традиционно используется терминология, учитывающая глубину и особо температуру образования (гипо-, мезо и эпитептермальные месторождения).

Для группы гидротермальных собственно золоторудных проявлений Карелии, сформировавшихся на орогенной (аккреционно-коллизивной) стадии развития, с учетом состава вмещающих пород, можно выделить следующие основные геолого-генетические типы (табл. 2, даны обобщенно для позднего архея и раннего протерозоя).

Среди них особый интерес представляет группа рудных объектов, контролируемая тектоническими зонами (разломами разного порядка, зонами деформаций, расланцевания и метасоматоза), эти зоны выделяются как *шир-зоны*. Они могут быть как локальные в ореоле гранитоидных тел и порфировых даек, так и более значительные, формирующиеся сопряженно главным сдвиговым деформациям регионального порядка (надсубдукционными зонами) и не имеющие непосредственной связи с гранитами. (Этот тип месторождений в иностранной литературе упрощенно называется как «орогенический»).

1. Месторождения и рудопроявления золотосодержащие колчеданные, колчеданно-полиметаллические гидротермальные локализируются в кислых-средних вулканитах, туфах, углерод-содержащих сланцах, полосчатых сульфидоносных формациях. Появляются на ранней аккреционной стадии развития, встречаются в вулканогенно-осадочных толщах архейского и протерозойского возраста. Изучение минералогии архейских колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений позволило установить в них тенденцию обогащения полиметаллами в поздней возрастной группе ЗП. В колчеданных рудах пирротин-пиритового минерального типа месторождения Рыбозеро, локализованных вблизи контакта с метамоматиитами установлено Au 1–6 г/т (ср. 1,8 г/т, руд-