

ЧАСТЬ 3. РУДОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В. В. Зайков, Е. В. Зайкова

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
zaykov@mineralogy.ru*

Осадочные и гидротермально-осадочные полезные ископаемые Республики Тува

В осадочных толщах Республики Тува сосредоточены месторождения нескольких формационных типов. Цель сообщения – обзор полезных ископаемых в осадочных и гидротермально-осадочных комплексах региона в зонах с различной земной корой, унаследованной от вендско-кембрийской ситуации. Океанический тип был проявлен в Хемчикско-Куртушибинской зоне, а Таннуольско-Хамсаринская зона имела черты активной континентальной окраины Тувино-Монгольского массива. Сведения об истории изучения осадочной минерагении Тувы содержатся в монографиях [Рудные..., 1981; Геология..., 1990; Парначев и др., 1996]. Основное внимание в предлагаемой статье уделено палеозойским полезным ископаемым. Положение рассматриваемых полезных ископаемых показано на рисунках 1 и 2. Рисунок 1 иллюстрирует позицию проявлений во времени, рисунок 2 характеризует распределение минерализации в пространстве.

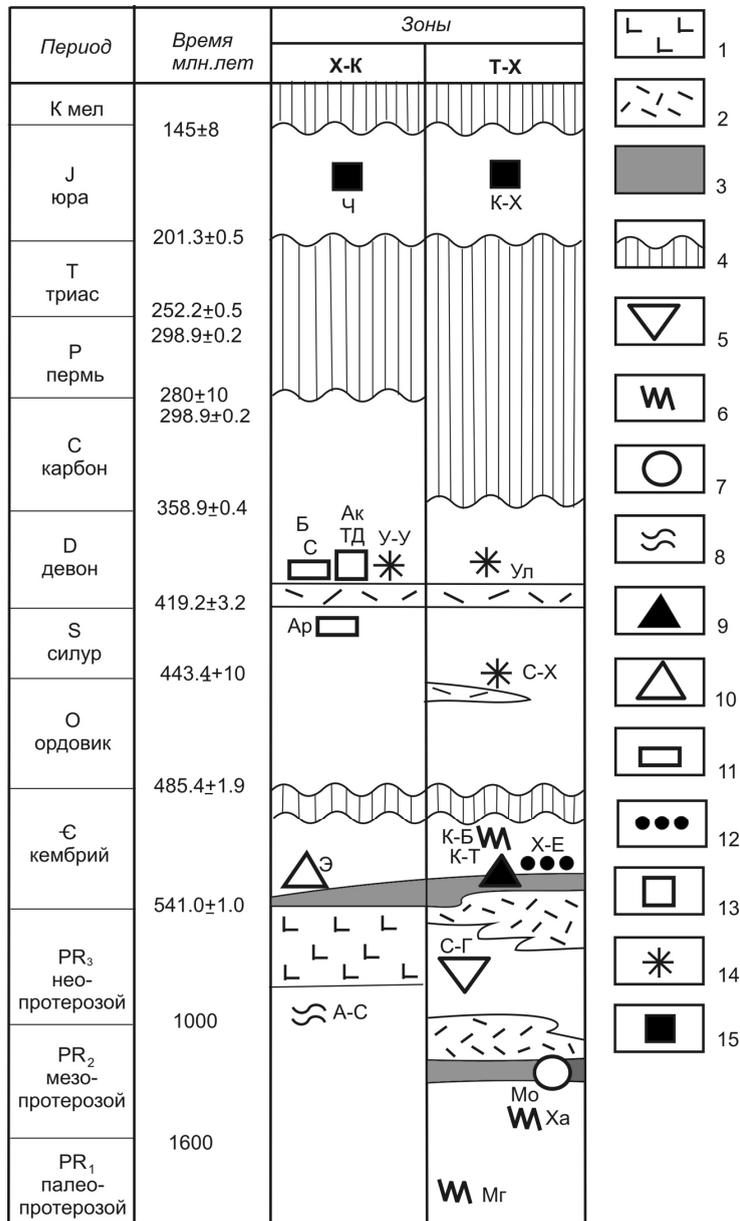
Докембрий. В Хемчикско-Куртушибинской зоне известны проявления медистых песчаников в терригенной ишкинской свите в бассейне р. Ак-Суг. Они представлены прослоями мощностью до 10–15 м с сульфидной вкрапленностью, преобразованной в поверхностных условиях в малахит. Во вмещающих отложениях установлены отдельные тела базальтов.

Протерозой Таннуольско-Хамсаринской зоны представлен разнообразными терригенными отложениями с прослоями известняков, потоками базальтов и риолитов. Минерализация установлена в метаморфических графитизированных породах фундамента, вскрытых в Эрзинском блоке. Здесь известны месторождения железистых кварцитов, имеющих мощность до 40 м и протяженность сотни метров. С кварцитами ассоциируют горизонты графитовых сланцев мощностью от 10 до 60 м, содержащих 15–30 % графита [Шапошников, Гольман, 1981].

Рис. 1. Схема размещения полезных ископаемых Тувы в стратиграфической колонке. Возраст принят по Международной стратиграфической шкале 2012 г. (<http://www.stratigraphy.org/column.php?id=Chart/Time%20Scale>).

Структурно-формационные зоны: **Х-К** – Хемчикско-Куртушибинская, **Т-Х** – Таннуольско-Хамсаринская.

1 – базальтовые комплексы; 2 – риолит-базальтовые комплексы; 3 – углеродистые отложения; 4 – стратиграфические перерывы и несогласия; 5–14 – осадочные и гидротермально-



осадочные месторождения и рудопроявления: 5 – полиметаллы (СГ – Сары-Гиматэ, Белатр), 6 – железистые кварциты (Мг – Мугурское, Ха – Харальское, К-Б – Кара-Бельдир), 7 – золотоносные кварциты (Мо – Мозголевское), 8 – медистые песчаники (А-С – Аксугское), 9 – колчеданно-полиметаллические (К-Т – Кызыл-Таштыг, Дальнее), 10 – серноколчеданные (Э – Эдыгейское), 11 – стратиформные полиметаллические (Ар – Артыш, С – Солтур, Б – Байтал), 12 – магнетитовые песчаники (Х-Е – Холь Ежу); 13 – каменная соль и гипс (ТД – Торгалыг и Дус-Даг, Ак – Актал), 14 – уран (С-Х – Систиг-Хемское, У – Уюкское, Ул – Улугосйкое), 15 – уголь (К-Х – Каа-Хемское, Ч – Чаданское).

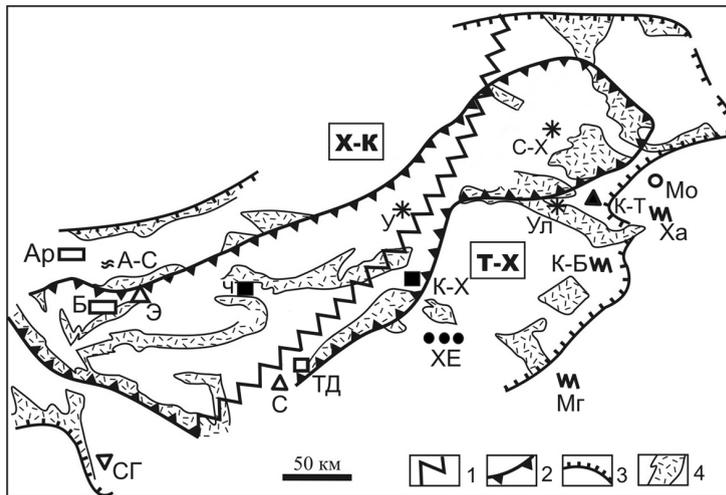


Рис. 2. Схема размещения осадочных и гидротермально-осадочных полезных ископаемых на территории Тувы.

1 – граница Хемчикско-Куртушибинской (Х-К) и Таннуольско-Хамсаринской (Т-Х) зон; 2 – контуры рифтогенного Тувинского прогиба; 3 – крупные региональные разломы; 4 – поля развития девонских вулканических пород. Буквенные сокращения см. на рис. 1.

В Харальском блоке встречаются пачки железистых кварцитов мощностью несколько метров в толще сульфидизированных углеродистых сланцев, вмещающих золоторудные проявления. Сланцы содержат тонкую вкрапленность, реже слойки и гнезда пирита, пирротина и арсенопирита, составляющих в совокупности 10–25, реже 35–40 % объема породы. Кроме этого, установлены прослои мощностью 0.2–0.3 м сплошной тонкозернистой пиритовой руды с реликтовой слоистостью. В графитистых сланцах, подстилающих metabазальты, установлены тела золотоносных кварцитов, к которым относится рудопроявление Мозголевское.

На юго-западном окончании Таннуольско-Хамсаринской зоны в карбонатных отложениях с потоками базальтов известны стратиформные проявления полиметаллических руд (Сары-Гиматэ, Белатр). Они развиты в полосе протяженностью 9.5 км и шириной 1–1.5 км. Минерализация представлена массивными галенит-сфалеритовыми рудами, вкрапленностью и прожилками церуссита, пироморфита, ванадинита, каламина. Мощность наиболее крупных залежей от 0.5–1.8 до 10–25 м, прослеженная длина несколько десятков метров. Среднее содержание свинца 4.9, цинка – 2.8 %.

Кембрий. Кембрийские отложения Таннуольско-Хамсаринской зоны вмещают полиметаллические руды и железистые кварциты. Горизонты гидротермально-осадочных руд и рудокластитов выявлены на Кызыл-Таштыгском рудном поле. К первым относятся реликты сульфидных построек с фрагментами рудоподводящих каналов. В кратерной воронке жерла расположена серноколчеданная залежь, являющаяся реликтом гидротермального сульфидного холма [Ковалев и др., 2004]. Ее поперечник составляет 300–500 м, мощность 200 м. В кровле и на флангах залегают колчеданно-полиметаллические рудные тела линзообразной и субпластовой формы мощностью 10–40 м. Типичные рудокласты выявлены в средней и верхней части разреза рудовмещающей толщи алевролитов и углеродистых сланцев. Наиболее разнообразен верхний рудокластический горизонт, в котором присутствуют обломки барит-сфалеритовых и баритовых руд размером до 0.8 м.

Кварц-гематитовые холмы гидротермального происхождения на Кызыл-Таштыгском рудном поле развиты на границе вулканогенной и терригенной толщ. Они имеют поперечник основания 30–90 м и высоту 5–8 м и сложены кварц-гематитовыми породами с однородной, пятнистой, брекчиевой текстурами. Холмообразные постройки сопровождаются «шапкой» и шлейфом пестрых агломератовых брекчий, сложенных щебнем и глыбами гематито-кварцевых пород, базальтов, риолитов, алевролитов. В западной части рудного поля холмы перекрыты потоками лав, частично разрушивших постройки.

Полосчатые железистые кварциты известны в районе прииска Карабельдыр и в южном обрамлении Ожинского гранитоидного массива. В первом случае мощность их 6–10 м, прослеженная длина 1 км, содержание Fe_2O_3 35–47 %, FeO 18–21 %, MnO 1.1–1.5 %.

Горизонты магнетитовых песчаников описаны Г. В. Пинусом [1961] в Таннуольском блоке. В бассейне р. Холь-Ежу установлен пласт мощностью 6 м, прослеженный на 25 м. Он сложен окатанными зернами магнетита размером 0.1–0.2 мм с песчаным цементом поровой структуры. Значение этого горизонта заключается в том, что установлено формирование железорудных месторождений Танну-Ола в раннем кембрии.

В Хемчикско-Куртушибинской зоне, где изливались толеитовые базальты, выявлены пластовые залежи серноколчеданных руд. На Эдыгейском рудопроявлении они находятся в пачке мощностью 200–600 м, сложенной аргиллитами, силицитами и углеродистыми сланцами. Число тел в разрезе от 3 до 5, форма пластообразная, мощность залежей 3–10 м, протяженность 0.3–2 км. Первичные руды имеют пирит-пирротинный состав при полосчатом, прожилково-вкрапленном и гнездовом распределении.

С телами гематит-кварцевого состава на правом берегу р. Хемчик ассоциируют прослои марганцевых руд и пьомонитовых сланцев. Мощность горизонтов яшм составляет 2–15 м, в перекрывающих агломератовых брекчиях присутствуют обломки гематито-кварцевых пород и кварцитов гидротермального генезиса. Присутствуют единичные железисто-кремнистые постройки длиной 10–15 м, высотой 2–4 м.

Силур. Наиболее известное рудопроявление силурийского возраста Артыш находится в Западном Саяне. По данным О. К. Гречищева, оно приурочено к брекчиевидным известнякам в терригенно-карбонатных отложениях с остатками бентосной фауны. Два горизонта известняков мощностью 15–20 м содержат вкрапленность галенита, сфалерита и вторичных минералов меди и свинца.

Девон. Начало девона знаменуется излияниями базальтов и риолитов в рифте Тувинского прогиба [Парначев и др., 1996]. Наиболее значительная эвапоритовая толща с полезными ископаемыми залегает в кровле вулканогенных отложений и вмещает месторождения полиметаллических руд, урана, каменной соли, гипса и медистых песчаников.

На Дус-Дагском месторождении каменной соли, известном еще древним кочевникам, соленосные отложения слагают линзу длиной около 900 м при мощности в центральной части 325 м. В 1962–1964 гг. были проведены поиски на прилегающей территории, в результате которых выявлено Торгалыгское месторождение каменной соли [Зайков, Зайкова, 2000]. Тремя скважинами вскрыты три пачки солей мощностью от 40 до 120 м, содержащие прослои глин и алевролитов. В верхней части залежи обнаружен сильвин-галитовый прослой буровато-красного цвета мощностью 0.4 м, с содержанием KCl 4.74 %. Общая мощность соленосной толщи в районе месторождения около 600 м, низы толщи не вскрыты.

Значение открытия Торгалыгского месторождения состоит в том, что подтверждено предположение о существовании в девоне на территории юга Сибири значительного по размерам солеродного бассейна. В 1970 г. монгольские геологи открыли месторождение соли Дабсту-Ула, там, где нами ранее был обнаружен шток гипса. Продуктивная толща мощностью около 350 м сложена залежами гипса и каменной соли среди песчаников и глин. Линзовидная залежь солей имеет длину около 2000 м, мощность до 56 м. Месторождение начали разрабатывать с 1980 г., соль используется животноводами Монголии.

Из месторождений гипса наиболее крупным является Актальское, расположенное в восточной части соленосной толщи в бассейне р. Хурегечи. По данным Е. И. Пирумова, выявлено три пласта гипса мощностью 0,8–3,6 м, прослеженные на 320–490 м. Месторождение оценивалось В. И. Кудрявцевым и др. на предмет использования сырья при производстве цемента.

В девонских отложениях выявлено два продуктивных уровня свинцово-цинковой стратиформной минерализации: саглинская (нижний девон) и илеморовская (живет) свиты, отлагавшиеся в морских мелководных или лагунных условиях. В саглинской свите, по данным В. Л. Авруцкого, оруденение установлено в ядерной части Байтальской мульды. Рудоносный горизонт залегает с размывом на толще нижнедевонских вулканитов, прослежен на 6,5 км и представлен черными алевролитами, аргиллитами и светло-серыми известковистыми песчаниками. Оруденение в виде тонкой вкрапленности сфалерита, реже галенита и пирита присутствует в слоях черных аргиллитов и светло-серых песчаников.

На полиметаллическом месторождении Солчур максимальные концентрации свинца и цинка приурочены к кровле градационных ритмов в отложениях саглинской и таштыпской свит. Сингенетичная минерализация представлена галенитом и пиритом при плотности насыщения прослоев 10–30 % [Бартев и др., 1990].

Со средним девонем связана урановая минерализация в кровле риолитовых сооружений, наиболее интенсивная в гравийно-галечных отложениях и более слабая, но выдержанная, в известковистых аргиллитах и алевролитах. В грубозернистых осадочных породах известно Уюкское месторождение урана (атакшильская свита), а в алевролитах и аргиллитах значительные радиоактивные аномалии (илеморовская свита).

Таким образом, большинство известных на территории Тувы осадочных месторождений формировалось после завершения вулканических этапов и носит черты гидротермально-осадочного генезиса. Особенно это относится к колчеданно-полиметаллическим и серноколчеданным рудам кембрия, связанным с вулканомиктовыми толщами. Подобная ситуация свойственна девонской эпохе с полиметаллическими и урановыми рудами в кровле риолит-базальтовой толщи. Низкая степень опискования этого стратиграфического уровня позволяет надеяться на выявление новых гидротермальных проявлений, формировавшихся в мелководной обстановке. Можно указать на перспективную ситуацию в западном ограничении Чингекатского блока, где осадочные толщи перекрывают девонскую вулканогенную толщу с проявлениями свинцовых руд.

В современных бассейнах придонные гидротермальные постройки обычно известны на глубинах более 1 км, но в последнее время установлены и на мелководье. В числе таковых можно указать проявления ангидрит-сульфидных руд дуги Тонга на глубинах 385–540 м [Stoffers et al., 2006] и гематито-марганцевые отложения в кальдере вулканов Санторин и Милош на глубине около 10 м [Varnavas, Cronan, 2005]. Это позволяет надеяться на выявление подобных проявлений с пригидротермальной фауной в мелководном бассейне Тувинского прогиба.

Исследования поддержаны интеграционным проектом УрО–СО РАН (№ 12-С-5-1010). Авторы благодарят за помощь О. Л. Бусловскую и К. Р. Ковалева.

Литература

Бартев А. С., Боброва Н. В., Ковалев К. Р., Мельгунов С. В. Стратиформное свинцово-цинковое месторождение Солчур Тувинского прогиба // Геология и геофизика. 1990. № 6. С. 88–98.

Геология Тувинской АССР / ред. П. С. Матросов, А. А. Подкаменный, Г. Н. Шапошников. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 121 с.

Зайков В. В., Зайкова Е. В. Минерагеня Тувинского эвапоритового бассейна (Тува) // Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей (VI солевое совещание). Соликамск, 2000. С. 72–74.

Ковалев К. Р., Дистанов Э. Г., Акимцев В. А., Баулина М. В. Месторождения массивных полиметаллических руд разновозрастных континентальных окраин юга Сибири // Металлогения древних и современных океанов–2004. Достижения на рубеже веков. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. Т. 1. С. 225–232.

Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. 119 с.

Парначев В. П., Вылцан И. А., Макаренко Н. А. и др. Девонские рифтогенные формации юга Сибири. Томск: ТГУ, 1996. 239 с.

Рудные формации Тувы / ред. В. А. Кузнецов. Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.

Шапошников Г. Н., Гольман Е. Н. Графитоносность Чангусского синклиория // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. V. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1981. С. 184–186.

Stoffers P., Worthingto T. J., Schwarz-Schampera U. Submarine volcanoes and high-temperature hydrothermal venting on the Tonga arc, southwest Pacific // Geology. 2006. Vol. 34. № 6. P. 453–456.

Varnavas S. P., Cronan D. S. Submarine hydrothermal activity off Santorini and Milos in the Central Hellenic Volcanic Arc: A synthesis // Chemical Geology. 2005. Vol. 224. P. 40–54.

Б. И. Гонзальский
ИГЕМ РАН, г. Москва
kgri-61@ya.ru

Геологическая модель формирования рудных месторождений Удокан-Чинейского района (Сибирь)

Медные месторождения Удокан-Чинейского района по суммарным запасам являются уникальными и составляют более 50 млн т меди. Они сосредоточены в осадочно-гидротермальных халькозин-борнитовых рудах Удоканского месторождения (25 млн т Cu) и собственно магматических месторождениях Чинейского массива (> 10 млн т Cu). Ресурсы гидротермальных прожилково-вкрапленных преимущественно пирит-халькопиритовых (\pm борнит, халькозин) руд (Правоингамакитское, Сакинское, Ункур, Красное, и др.), залегающих в осадочных породах, составляют более 12 млн т Cu. В последних устанавливаются существенно более высокие концентрации Au, Ag, ЭПГ и других элементов-примесей по сравнению с удоканскими. Месторождения Чинейского массива – Магнитное и Этырко – являются уникальными по запасам ванадия. В габброидах Чинейского массива и альбитизированных песчани-

ках удоканского комплекса наблюдаются месторождения и рудопроявления золота, урана и редкоземельных элементов. Близкий возраст формирования имеет Катугинское редкометалльно-редкоземельное месторождение. Далеко не полный перечень металлов указанных месторождений позволяет рассматривать их в рамках семейства железо-окисно-золото-медных месторождений.

Месторождения Удокан-Чинейского района связаны с палеопротерозойской эпохой рудообразования, которая проявлена на всех континентах и к которой принадлежат такие гиганты, как Бушвельд, Витватерсранд (ЮАР), Великая Дайка (Намибия), Садбери (Канада) и др. На Канадском щите установлены одновременные проявления ультрабазит-базитового магматизма в интервале 2.5–1.8 млрд лет, а ориентировка радиальных даек указывает на размещение центров плюмового магматизма – разновозрастных магматических очагов.

На основании палеомагнитных исследований и изотопных характеристик предполагается, что в палеопротерозое существовал единый суперконтинент Колумбия [Ernst, 2007], а ультрабазит-базитовые массивы и Cu-Ni месторождения трассируют зоны дефрагментации суперконтинента. Для краевых частей древних кратонов характерно сопряженное накопление многокилометровых толщ вулканогенно-осадочных пород, крупных массивов гранитоидов и ультрабазит-базитовых пород, которые в Удокан-Чинейском районе представлены Кодаро-Удоканским прогибом, массивами гранитоидов кодарского комплекса и расчлененными массивами чинейского комплекса (Чинейским, Майлаевским, Луктурским и др.) (рис., см. вкладку, с. 158).

Кодаро-Удоканский прогиб (протяженность около 300 км, ширина 60–70 км) выполнен нижнепротерозойскими карбонатно-терригенными породами удоканского комплекса мощностью 11–14 км, разделенными на три серии (макроритмы): кодарскую, чинейскую и кеменскую [Геологическое..., 2002]. Сульфидные горизонты установлены во всех трех сериях, но доминируют в самой верхней кеменской (талаканская, сакуканская, намингинская свиты), где в сакуканской свите расположен главный медный горизонт Удоканского месторождения. В пределах талаканской свиты локализованы месторождения Ункур и Бурпала. В средней чинейской серии (инырская, читкандинская, александровская, бутунская свиты) находятся Правоингамакитское, Красное и другие месторождения. В нижних свитах кодарской серии известны многочисленные пирротинизированные горизонты с халькопиритом с существенными примесями Ag, Co, Ni.

Каларский, Кеменский и другие массивы гранитоидов (1875 млн лет) принадлежат к Южно-Сибирскому поясу гранитоидов. Их соотношение с габброидами чинейского комплекса не совсем однозначно. По данным возраста цирконов (SHRIMP-II) впервые установлены различия во времени образования высокотитанистых габбро Чинейского массива (1858 ± 17 млн лет) и низкотитанистых габброидов (1811 ± 27 млн лет); по Sm-Nd методу возраст габброидов центральной части массива составляет 1850 ± 90 млн лет [Гонгальский, 2012]. Эти результаты согласуются с данными других исследователей: для пород краевых фаций Чинейского массива по изучению U-Pb системы в цирконах – 1867 ± 3 млн лет [Попов и др., 2009] и Ar/Ar системы в слюдах – 1880 ± 16 млн лет [Поляков и др., 2008].

Ультрабазит-базитовый Чинейский массив в плане имеет форму, близкую к овальной. Максимальная мощность слагающих его габброидов оценивается в 2.5–3.0 км. На юго-западе массив прорван позднепалеозойскими гранитами, а на севере отделяется от Удоканского месторождения Ингамакитским разломом.

На основании интрузивных взаимоотношений между габброидами, различий их состава и текстурно-структурных особенностей выделено четыре группы пород, сформированных в результате четырехкратных внедрений: 1) грубозернистые анортозиты и монцодиориты; 2) высокотитанистые и 3) низкотитанистые габброиды и 4) лампрофиры и флюидно-магматические брекчии. Породы второй и третьей групп характеризуются тонкой и грубой расслоенностью и разноранговой ритмичностью (микроритмы, ритмы, пачки, серии). В нижних частях ритмических единиц преобладают пироксен-титаномагнетиты, в верхних – плагиоклаз-титаномагнетиты (чиниты), которые относятся к ранне- и позднемагматическим рудам соответственно.

Промышленные концентрации сульфидов установлены в эндо- и экзоконтактных зонах Чинейского массива (месторождения Рудное, Верхнечинейское, Сквозное и Контактное). Сульфиды выявлены и в центральной части интрузива в виде прожилково-вкрапленных зон в высокотитанистых габброидах (титаномагнетитовые месторождения Этырко и Магнитное), а также в западной части массива в виде субсогласных с ритмическими единицами зон пирит-халькопиритовых вкрапленных руд с тонким самородным золотом. Во всех типах руд устанавливаются повышенные концентрации МПП, меняющиеся от эндо- к экзоконтактным рудам [Гонгальский, 2012]. Для генезиса сульфидных руд важное значение имеет выяснение происхождения сплошных халькопиритовых (\pm борнит, миллерит) руд и брекчий, в которых халькопирит является цементом (офсетные дайки). Прослеживаемые на глубину более 500 м вертикальные прожилки с пиритом и халькопиритом могут указывать на возможное поступление рудного сульфидного расплава из более глубинного источника – нижней магматической камеры.

В обрамлении Чинейского массива среди карбонатно-терригенных пород расположены Правоингамакитское и Сакинское месторождения Fe-Au-Ag-Cu руд, относимые к аналогам Удоканского месторождения. Руды указанных месторождений – пирит-халькопиритовые (\pm халькозин, борнит, миллерит). Составы руд, их структурно-текстурные особенности, а также высокие концентрации золота и серебра сопоставимы с экзоконтактными рудами месторождений Чинейского массива. Руды Правоингамакитского месторождения представлены пирит-халькопиритовыми разновидностями, для которых характерны прожилковые и брекчиевые текстуры. Максимальное обогащение никелем кварцевых жильных руд обусловлено высокими концентрациями никелевых минералов – миллерита и пентландита. Именно в этом типе руд установлены высокие концентрации благородных металлов (г/т): 0.1–2.2 Pt; 0.9–6.2 Pd; 0.1–0.4 Au, до 370 Ag. Запасы и ресурсы меди и серебра Правоингамакитского месторождения составляют соответственно 478 тыс. т Cu и 12.97 тыс. т Ag по категории С₂, 608 тыс. т Cu, 16.5 Ag по P₁ [Геологическое ..., 2002].

На Удоканском месторождении основной горизонт медистых песчаников приурочен к верхней подсвите сакуканской свиты (PR₁). В его пределах выделяются крупные линзовидные и пластовые тела халькозин-борнитового (67.5 %), пирит-халькопиритового (6.5 %) и малахит-брошантитового (26.0 %) состава (Архангельская и др., 2004). Кулисообразное расположение линз сульфидов с кварцем, а также секущие прожилки халькозин-борнитовых руд на участках Западном, Озерном и Наминга свидетельствуют об их отложении из гидротермальных растворов или существенном перераспределении меди после отложения осадков. Кварц-сульфидные прожилки окаймляются метасоматическим магнетитом, который по морфологии отличается от магнетита осадочных слоев. В них устанавливаются повышенные концентрации золота – до 0.3 г/т, в то время как в безрудных песчаниках его концентрации составляют менее 0.01 г/т [Гонгальский, 2012].

Дискуссия об образовании крупнейших из рассмотренных объектов – Удоканского и Чинейских месторождений – продолжается уже на протяжении нескольких десятилетий [Архангельская и др., 2004]. Одним из главных является вопрос об источнике главного металла в рудах – меди, а также серебра и золота, которыми обогащены руды всех месторождений Удокан-Чинейского района [Гонгальский, 1993]. Многократные внедрения магм, из которых кристаллизовались породы расслоенных массивов чинейского комплекса, и их фракционирование приводило к формированию остаточных флюидонасыщенных расплавов и гидротермальных систем. Закономерное распределение в пространстве месторождений в осадочных и магматических породах позволяет рассматривать их в рамках единой Удокан-Чинейской рудно-магматической системы. Ее вертикальный размах по геофизическим данным составляет не менее 4.5–5 км [Архангельская и др., 2004]. В ней последовательный ряд месторождений и рудопроявлений от магматического генезиса (вкрапленные и сплошные сульфидные руды в центральных и эндоконтактных частях расслоенных ультрабазит-базитовых массивов) сменяется гидротермально-осадочными месторождениями в осадочных породах в обрамлении габброидных массивов и далее месторождениями в осадочных породах.

Литература

- Архангельская В. В., Быков Ю. В., Володин Р. Н. и др. Удоканское медное и Катугинское редкометальное месторождения Читинской области России. Чита, 2004. 520 с.
- Геологическое строение и полезные ископаемые Читинского участка БАМ. Чита, 2002. 63 с.
- Гонгальский Б. И. Палеопротерозойская металлогения Удокан-Чинейского рудного района (Северное Забайкалье). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. 2012. 43 с.
- Гонгальский Б. И. О происхождении медных руд в осадочных и магматических (Чинейский массив) горных породах // Недра Востока. Чита, 1993. № 2. С. 2–4.
- Поляков Г. В., Изох А. Э., Кривенко А. П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 12. С. 1227–1241.
- Попов Н. В., Котов А. Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 242. № 4. С. 517–521.
- Ernst R. E. Large igneous provinces in Canada through time and their metallogenic potential // W. D. Goodfellow (ed.) Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. № 5. P. 929–937.

А. И. Брусницын¹, Е. Ф. Летникова², И. Г. Жуков^{3,4}

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
brusspb@yandex.ru

² – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

³ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

⁴ – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

Геохимия марганцевоносных отложений Южного Урала

Введение. На Южном Урале среди палеовулканогенных комплексов девонского возраста широко развиты небольшие по запасам месторождения марганцевых пород. На основании геологических и петрографических данных большинство иссле-

дователей рассматривают эти объекты как метаморфизованные аналоги гидротермальных отложений активных вулканических областей современного океана [Херасков, 1951; Гаврилов, 1972; Калинин, 1978; Брусницын, Жуков, 2010]. Этот вывод подтверждается также характером распределения в марганцевых породах главных петрогенных и редкоземельных элементов [Брусницын, Жуков, 2010; Брусницын и др., 2012]. Известно, что гидротермальные процессы обогащают морские осадки не только марганцем и железом, но и нередко целым спектром микроэлементов (As, Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, Zn и др.). Мы попытались выяснить, в какой степени такое обогащение реализовано в марганцевоносных метаосадках Южного Урала. В качестве эталонных выбраны пять хорошо изученных в геологическом и минералогическом отношении месторождений: Кызыл-Таш, Казган-Таш, Биккуловское, Южно- и Северо-Файзулинское.

Результаты исследований. Содержания микроэлементов в марганцевых породах изученных месторождений приведены в таблице. В пределах каждого из месторождений установлен широкий разброс концентраций микроэлементов: разница между минимальными и максимальными значениями может достигать двух–трех порядков. «Средние» содержания (оцененные по величине медианы) большинства элементов ниже их кларков в осадочных породах. Исключение составляют лишь мышьяк, германий и молибден. Но, и в этих случаях, превышения над кларком по абсолютным значениям невелики: для мышьяка – в 2.5–6.5 раз, для германия – в 2–8 раз, для молибдена – менее, чем в 2 раза.

Таким образом, не наблюдается резкое обогащение марганцевых метаосадков Южного Урала большим набором специфических «гидротермальных» микроэлементов. Одна из причин этого заключается в существенном разбавлении рудного вещества осадка фоновым литогенным и биогенным материалом, а также поставляемым гидротермами кремнеземом. В результате концентрации индикаторных микроэлементов в породах снижаются, и прямое сравнение их с кларками становится не эффективным. В данном случае корректней сопоставлять нормированные на алюминий концентрации элементов: $[C_i/C_{Al}]_{\text{образец}}/[C_i/C_{Al}]_{\text{кларк}}$. Если допустить, что источником алюминия в осадках был только обломочный материал, то таким путем можно оценить степень обогащения марганцевоносных отложений теми или иными элементами относительно фонового литогенного вещества.

Сопоставление нормированных на алюминий концентраций элементов приведено на диаграмме (рис. а). Элементы, фигуративные точки которых располагаются на единичной линии или ниже нее, поступают в осадок преимущественно в составе обломочного материала. На всех месторождениях к ним относятся Ti, K, Cr, Hf, Li, Nb, Rb, Th и Zr. Элементы, фигуративные точки которых находятся выше единичной линии, поступают в осадок в избыточном, относительно фоновом литогенном материале, количестве. Дополнительными источниками этих элементов могли служить морская вода (водородная сорбция элементов), биогенное вещество (карбонатное, кремнистое, фосфатное, углеродистое) и гидротермальные растворы. С учетом геологической обстановки вклад последних двух источников представляется более очевидным, чем первого. К числу однозначно «избыточных» элементов в изученных породах относятся Si, Fe, Mn, Ca, P, As, Ge, Mo, Ni, V и Y. Точки остальных элементов занимают промежуточные положения – эти вещества поступали в осадок как в составе литогенного материала, так и из других источников. Среди таких элементов особо отметим Ba, Co, Cu, Ga, Sn, Sr, Tl, U, Zn и La. Расположение фигуративных точек указывает на то, что чаще всего данные элементы являются «избыточными»:

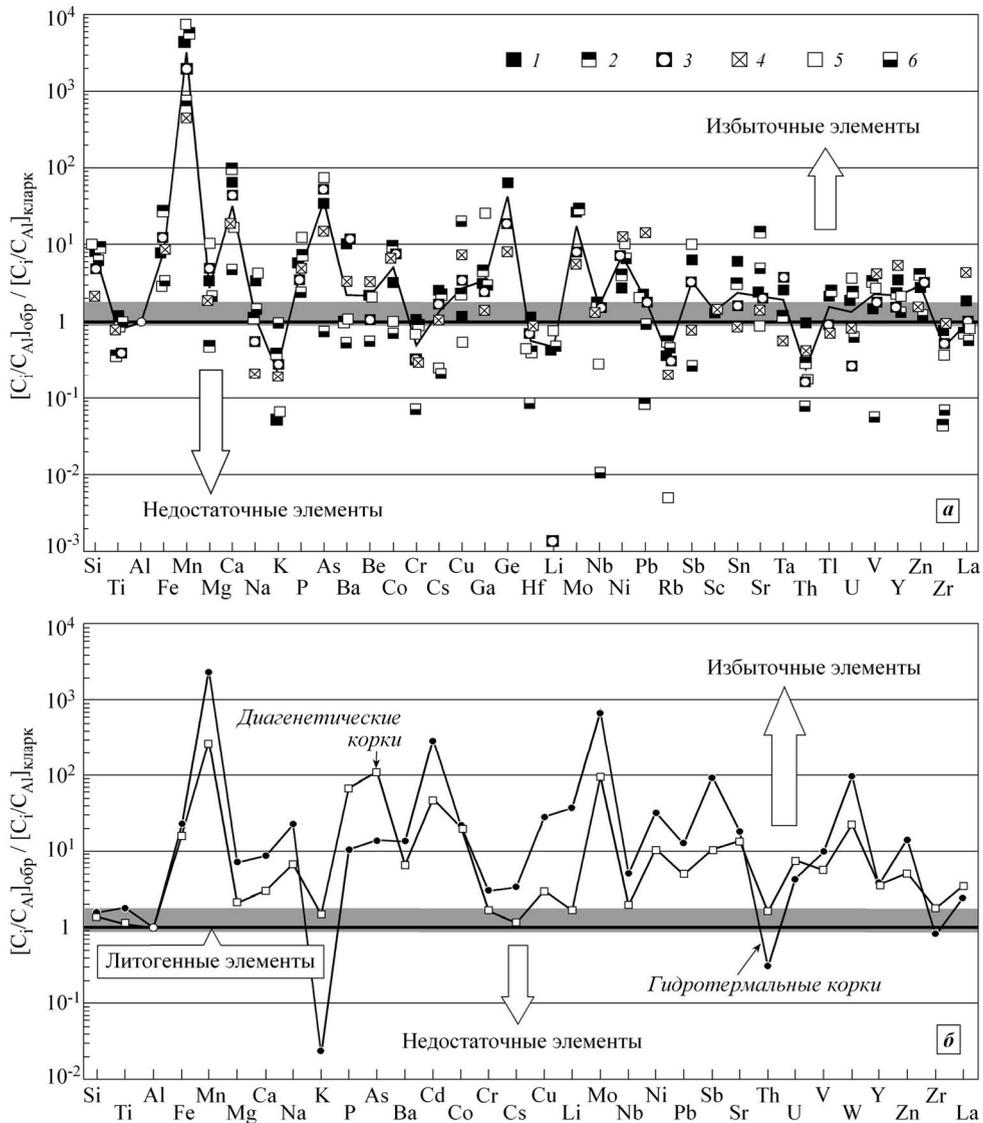


Рис. Геохимические спектры марганцевоносных отложений.

а) нормированные на алюминий средние содержания элементов в марганцевых породах Южного Урала. Месторождения: 1 – Кызыл-Таш, 2 – Казган-Таш, 3 и 4 – Биккуловское (3 – южный участок, 4 – северный участок), 5 – Южно-Файзулинское, 6 – Северо-Файзулинское. Ломаной линией показано среднее содержание элементов для всех месторождений. Жирная горизонтальная линия – уровень содержаний литогенных элементов.

б) нормированные на алюминий средние содержания элементов в гидротермальных корках и конкрециях Тихого Океана и диagenетических конкрециях шельфовых зон Балтийского, Белого, Карского и Черного морей. Построено по данным [Батурин, 2000; Школьник и др., 2012].

Элемент	Месторождения																
	Кызыл-Таш			Казган-Таш			Биккуловское южный участок			Биккуловское северный участок			Южно-Файзулинское			Северо-Файзулинское	
	<i>Me</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>Me</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>Me</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>Me</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>Me</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>	<i>Min</i>	<i>Max</i>
As	33.2	2.8	812	–	–	–	86.8	10.3	133.7	63.1	33.3	92.8	52.2	0.1	718	0.1	3.3
Ba	451	4.1	6540	35.3	21.8	147.9	815	70	4253	478	201	1176	32.5	3.4	292	37.2	69.1
Be	0.5	0.1	5.8	–	–	–	0.4	0.1	0.86	3.2	3.2	3.3	0.4	0.04	2	0.2	0.4
Co	4.5	0.5	179	10.5	4	18	17.4	9.5	240	26.1	21.9	70.2	1.1	0.4	5.5	2.4	2.5
Cr	7	0.1	21.6	4.7	1.9	6.7	3.5	1.5	44.2	8.8	4	11.5	3.5	1.2	16.1	0.4	1.8
Cs	0.9	0.1	29.6	0.7	0.2	7	1	0.1	4.5	1.7	1	2.2	0.1	0.01	7.9	0.03	0.3
Cu	3.8	0.1	13.2	5.9	1	57.1	18.1	9	454	61.8	23.4	327	1.4	0.2	7.5	12.5	206
Ga	4.4	2.4	9	5	4.3	8.5	5.4	2.5	25.2	8.8	7.7	9.6	28.9	14.5	35.9	11.1	11.7
Ge	7.6	1.6	29.5	13.4	7.4	18.9	3.8	2.3	11.8	4.3	3.6	4.8	–	–	–	–	–
Hf	0.4	0.1	2.9	0.1	0.01	0.2	0.4	0.2	1.3	1.4	0.8	1.9	0.1	0.01	0.5	0.02	0.1
Li	2	0.1	24.1	–	–	–	0.01	0.01	1.1	–	–	–	3	0.1	203	3.7	7
Mo	5.1	2.7	8.2	4.6	4.1	6.1	2.6	0.9	33.7	4.3	2.3	8.1	–	–	–	–	–
Nb	1.2	0.1	9.2	1	0.5	3.1	2.1	1.7	5.6	5.2	4.9	7.4	0.2	0.1	1	0.01	0.02
Ni	10.6	6	23.4	12	9.1	43	43.9	24.1	224	201	153	252	30.5	16.5	57	55.9	67.9
Pb	3.4	0.1	7.7	0.05	0.03	6	4.5	0.04	24	95.5	73.3	117.7	2.6	0.2	11.9	1.2	5
Rb	3.6	3.1	34.5	4.5	3.3	11	5.1	3.6	10.7	9	8.1	10.4	0.04	0.01	8.3	3	19.1
Sb	0.7	0.1	3.8	–	–	–	0.6	0.03	7.2	0.4	0.3	0.5	0.9	0.1	16.7	0.03	0.1
Sc	1	0.1	4.4	–	–	–	–	–	–	6.1	6	6.2	–	–	–	–	–
Sn	1.4	0.9	2.2	0.6	0.4	1.3	0.6	0.07	5.1	0.9	0.5	1.2	–	–	–	–	–
Sr	28.8	2.3	186	143	16.1	65.1	39.7	13.7	149	79.3	43.9	113.8	8.7	1.5	64.3	34.9	257
Ta	0.3	0.1	1.2	0.1	0.01	0.8	0.6	0.01	3.5	0.1	0.03	0.6	–	–	–	–	–
Th	0.8	0.2	5.7	0.2	0.1	0.5	0.2	0.1	1.2	1.3	1.2	2.6	0.1	0.01	1.1	0.1	0.2
Tl	0.1	0.03	0.5	0.1	0.02	0.16	0.1	0.01	0.3	0.2	0.2	0.2	–	–	–	–	–
U	0.4	0.03	1.1	0.4	0.05	1.7	0.1	0.01	2.4	0.7	0.3	1.3	0.6	0.2	0.9	0.3	0.4
V	13.8	0.7	45.3	25.9	14.1	41.2	28.5	13.3	59	178	95.2	266	20.4	2.8	80.4	0.1	2.3
Y	6.8	0.5	22.6	3.6	2.5	10.1	5.4	1.5	24	36.1	34	63.3	3.1	1.9	10.7	7.1	7.5
Zn	19.9	0.1	138	23.6	17	46.3	41.5	32.3	199	49.5	38.9	50.3	–	–	–	0.1	44.2
Zr	9.2	0.2	93.3	0.4	0.2	3.9	10.9	3.7	50.5	38.5	35.3	65.6	3.5	0.2	12.7	1.1	2.7
La	5.8	0.5	19.5	1.9	1.5	8.9	5.2	2.3	17.1	68.8	40.1	73.3	1.9	0.7	9.2	4.3	4.9

Примечание. Анализы выполнены методом ИСП-МС. Статистические характеристики: *Me* – медиана, *Min* и *Max* – минимальное и максимальное значение соответственно; прочерк – отсутствие данных. Максимальное число анализов: месторождение Кызыл-Таш – 36, Казган-Таш – 6, Биккуловское, южный участок – 21, северный участок – 5, Южно-Файзулинское – 18, Северо-Файзулинское – 2.

их общая концентрация, как правило, превышает соответствующую величину в литогенной части осадка. Особенно отчетливо «избыточные» концентрации проявлены для кобальта.

Набор «избыточных» элементов, а также степень превышения их концентраций над уровнем «фоновой» литогенной компоненты осадка индивидуальны для каждого из изученных месторождений. Разброс средних содержаний микроэлементов достаточно велик. Но конфигурация усредненного геохимического спектра (на диаграмме он показан ломаной линией) близка к аналогичным данным для гидротермальных железо-марганцевых отложений Тихого океана [Батулин, 2000; Maynard, 2003]. Данный факт свидетельствует в пользу гидротермально-осадочной модели генезиса марганцевых пород Южного Урала. Однако этот вывод справедлив только с учетом имеющихся геологических наблюдений.

Обсуждение. Как известно, химический состав рудоносных отложений контролируется множеством независимых факторов: температурой растворов, составом взаимодействующих с ними пород, физико-химическими и геологическими условиями разгрузки гидротерм и др. При этом далеко не всегда даже явно гидротермальные марганцевоносные осадки (как современные, так и древние) интенсивно обогащаются микроэлементами. С другой стороны, повышенные концентрации микроэлементов характерны для железо-марганцевых отложений не только гидротермального происхождения. Так, особенно высокие (до первых процентов от массы) содержания Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb и REE свойственны гидрогенным конкрециям и коркам абиссальных котловин океана и гайотов. Резкий рост концентрации цветных металлов в данном случае обусловлен процессами сорбции их гидроксидами марганца из морской воды. Но в древних геологических разрезах аналоги гидрогенных конкреций и корок редки.

Существенное накопление многих микроэлементов установлено также в диагенетических конкрециях, образующихся на осадках мелководного шельфа эпиконтинентальных морей. Например, по своей геохимии конкреции Балтийского, Белого, Карского и Черного морей близки к типичным гидротермальным коркам вулканогенных областей Тихого океана. Аналогично, много общего имеется между собственно осадочными и гидротермально-осадочными марганцевыми отложениями палеоокеанов. Особенности химического состава пород указывают на то, что физико-химические и литологические условия образования марганцевых осадков благоприятны также для накопления в них и целого ряда микроэлементов. Но источники как марганца, так и микроэлементов и способы поступления вещества в область седиментации могут быть принципиально разными.

Отсюда возникают трудности в использовании геохимических данных при реконструкции условий генезиса марганцевых месторождений. Особенно большие неопределенности возникают с учетом больших дисперсий концентраций микроэлементов. Тем не менее, сопоставление нормированных на алюминий значений показывает (рис. б), что гидротермальные железо-марганцевые скопления, по сравнению с аналогичными образованиями осадочного (не гидротермального) генезиса, в среднем, содержат примерно на порядок больше Cd, Cu, Li, Mo, Sb и W. В тоже время осадочные породы обогащены P и As. Кроме того, железо-марганцевые отложения гидротермального и негидротермального генезиса различаются концентрациями Th и Zr. В осадочных породах нормированные на алюминий содержания данных элементов больше единицы, а в гидротермальных – ниже. Геохимия марганцевоносных метаосадков Южного Урала носит двойственные черты. С гидротермальными отложе-

ниями эти породы сближают низкие концентрации Р, Th и Zr, а с осадочными – низкие концентрации Cu, Li и Sb.

Закключение. Впервые для месторождений Южного Урала получены данные о содержании в марганцевых породах микроэлементов. Эти данные, в целом, не противоречат предложенной ранее гидротермально-осадочной модели образования изученных объектов. Вместе с тем, взятые сами по себе, вне геологического контекста, геохимические данные не могут являться независимыми аргументами в генетических построениях. В этом плане намного более информативными оказываются геологические наблюдения и сведения о распределении в марганцевых породах редкоземельных элементов.

Исследования поддержаны РФФИ (проекты 12-05-00308 и 12-05-00140).

Литература

Батури Г. Н. Рудные ресурсы океана // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 5. С. 451–477.

Брусницын А. И., Жуков И. Г. Марганцевоносные породы Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал): строение залежей, состав, генезис // Литосфера. 2010. № 2. С. 77–99.

Гаврилов А. А. Эксталяционно-осадочное рудонакопление марганца. М.: Недра, 1972. 215 с.

Калинин В. В. Марганцевые и железо-марганцевые месторождения восточного склона Южного Урала // Марганцевые месторождения складчатых областей СССР / отв. ред. *И. В. Витовская*. М.: Наука, 1978. С. 55–90.

Херасков Н. П. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений // Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 47–65.

Школьник Э. Л., Жегалло Е. А., Батури Г. Н. и др. Исследование марганцевой и железомарганцевой минерализации в разных природных обстановках методами сканирующей электронной микроскопии. М.: Эслан, 2012. 471 с.

Maynard J. B. Manganiferous sediments, rocks and ores // Treatise on Geochemistry. Vol. 7. Sediments, diagenesis, and sedimentary rocks. Elsevier, 2003. P. 289–308.

С. Е. Знаменский¹, С. В. Мичурин¹, Н. Н. Анкушева²

¹ – *Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Znamensky_Sergey@mail.ru, s_michurin@mail.ru

² – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*
ankusheva@ilmeny.ac.ru

Геолого-генетические модели месторождений золота в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале

Авторами проведены комплексные структурно-тектонифизические, петрофизические, изотопно-геохимические и термобарогеохимические исследования на месторождениях и рудопроявлениях золота, залегающих в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах зоны Главного Уральского разлома (ГУР) на Южном Урале.

По результатам исследований установлены три модели формирования месторождений золота: 1) гидротермально-плутоногенная; 2) гидротермально-метаморфогенная и 3) гидротермально-метаморфогенно-плутоногенная.

Гидротермально-плутоногенная модель. Генетическую (парагенетическую) связь с интрузивными комплексами в южноуральском сегменте зоны ГУР имеют мелкие месторождения и рудопроявления Убалинской зоны. Рудоносная зона в структурном отношении представляет собой надвиговую тектоническую пластину, сложенную углеродсодержащими осадочными и вулканогенно-осадочными породами (D₂₋₃). Девонские отложения прорваны дайками субщелочных габбро, сиенитов и граносиенитов Балбукского комплекса (C₂-P). Надвиговая пластина содержит золоторудную минерализацию в интервале пересечения ее более поздней левосторонней тектонической зоной близмеридионального простирания. В пределах этого интервала разведаны и частично отработаны золото-сульфидные Среднеубалинское месторождение и рудопроявления Порфирировая дайка, Северо-, Верхне- и Южноубалинское. Рудные тела представляют собой зоны вкрапленной сульфидной и прожилково-вкрапленной сульфидно-карбонат-кварцевой минерализации. Главными рудными минералами являются пирит и самородное золото. Ведущим фактором локального структурного контроля оруденения служили сдвиговые деформации.

Данные изучения изотопного состава серы рудного пирита, кальцита из золотоносных карбонат-кварцевых прожилков, фазового состава солевых систем в флюидных включениях в кальците по методике А. С. Борисенко [1977] и распределения РЗЭ в пирите, околорудных метасоматитах и дайках свидетельствуют в пользу магматогенного источника рудообразующих флюидов и минерального вещества при формировании Убалинских месторождений и проявлений.

По изотопному составу серы пирит рудных тел характеризуется незначительным отклонением от метеоритного стандарта. Его значения $\delta^{34}\text{S}$ варьируют в небольших пределах от -3.9 до -0.1 ‰, что отличает серу магматического происхождения [Фор, 1989]. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ кальцита из рудоносных карбонат-кварцевых прожилков варьируют от -8.3 до -4.5 ‰ и от 13.4 до 16.1 ‰ соответственно. Расчет по уравнениям фракционирования в системах кальцит- CO_2 и кальцит- H_2O с учетом данных о температуре отложения карбонат-кварцевых прожилков на рудопроявлениях (230 – 260 °C) показывает, что изотопные составы С и О рудоносного флюида близки к углероду и кислороду магматического происхождения [Фор, 1989].

По солевому составу минералообразующие растворы относятся к водно-хлоридным с преобладанием солей MgCl_2 , KCl , NaCl и FeCl_2 . Сложный состав растворов с участием солей Mg и Fe и повышенная соленость (4 – 9.5 мас. % NaCl -экв.) являются характерной особенностью рудоносных гидротерм магматического происхождения. Такие параметры рудообразующих растворов установлены, например, на Кочкарском месторождении, залегающем в Пластовском массиве плагиогранитов [Прокофьев, Спиридонов, 2005].

РЗЭ в дайках, околорудных метасоматитах и рудном пирите имеют одинаковые спектры распределения, отличающиеся дефицитом тяжелых лантаноидов и незначительной отрицательной Eu аномалией, что позволяет с большой долей уверенности предполагать генетическую (парагенетическую) связь золотого оруденения Убалинской зоны с Балбукским интрузивным комплексом.

Гидротермально-метаморфогенная модель охарактеризована на примере золото-сульфидно-кварцевого Орловского месторождения. Оно залегает в зоне чешуйчатого взбросо-надвига юго-восточного падения, образовавшегося вдоль контак-

та серпентинитового меланжа с блоком карбонатных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород ирендыкской свиты (Def₁). Девонские породы в зоне надвига рассланцованы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевого метаморфизма эпидот-актинолитовой ступени. Наиболее интенсивно динамометаморфизм проявлен во вторичных разрывах взбросо-надвиговой зоны, которые служат на месторождении главными рудовмещающими структурами. В их пределах девонские породы преобразованы в биотит-кварц-хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы, содержащие более поздние прожилки карбонат-кварцевого состава. Прожилки сопровождаются вкрапленной, преимущественно пиритовой минерализацией и самородным золотом. Участки сгущения прожилков представляют собой рудные тела, границы которых выделяются по данным опробования. За пределами разломных зон интенсивность метаморфических изменений падает, а количество карбонат-кварцевых прожилков заметно сокращается. В период рудообразования по рудовмещающим разломам происходили правые сдвиги-взбросовые движения.

Формирование золоторудной минерализации мы связываем с регрессивной стадией зеленосланцевого метаморфизма. На преимущественно метаморфогенный источник минералообразующих флюидов месторождения указывают данные изучения изотопного состава серы рудного пирита, углерода и кислорода кальцита из карбонат-кварцевых прожилков, фазового состава солевых систем в флюидных включениях в кальците и геохимии РЗЭ.

Установлена зависимость изотопного состава серы пирита от состава вмещающих пород и положения относительно рудных тел. В безрудных зонах, которые сложены динамометаморфизованными пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами и их брекчиями пирит отличается околонулевыми значениями $\delta^{34}\text{S}$ (0.0–2.3 ‰). В безрудных динамометаморфических сланцах, образовавшихся по вулканогенно-осадочным породам, он значительно обогащен тяжелым ^{34}S изотопом (9.4–10.1 ‰). Такая зависимость может быть объяснена процессами заимствования серы при формировании пирита из сульфидов, содержавшихся во вмещающих породах, среди которых, возможно, присутствовали эвапориты. Выявленная зависимость сохраняется и в рудных телах, Однако здесь появляется пирит с промежуточными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (3.3–5.6 ‰), что, по-видимому, обусловлено процессами смешивания в зонах рудовмещающих разломов серы, выделявшейся при метаморфизме как вулканогенных, так и вулканогенно-осадочных пород.

Кальцит из карбонат-кварцевых прожилков характеризуется незначительными вариациями $\delta^{13}\text{C}$ (–1.1...–2.3 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (13.9–15.3 ‰). По значениям $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (4.1–5.5 ‰), рассчитанным для температуры 200 °С, равновесный с ним минералообразующий флюид соответствует метаморфической воде [Тейлор, 1977], а по значениям $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (–0.9...–2.1 ‰) близок к изотопному составу углерода осадочных морских карбонатов.

По данным изучения фазового состава солевых систем во включениях в кальците методом криометрии, гидротермальные растворы Орловского месторождения имеют NaCl–KCl–H₂O состав с незначительной примесью MgCl₂, FeCl₂, Na₂CO₃ и K₂CO₃. Значения солености составляют 3–5 мас. % NaCl-экв. Судя по составу растворов, в рудообразующие флюиды месторождения, по-видимому, были вовлечены метеорные воды морского происхождения, минерализованные при их взаимодействии с вмещающими породами. Вероятно, в рудообразовании могли участвовать также формационные воды (рассолы) [Тейлор, 1977].

По результатам исследования геохимии РЗЭ выявлено, что малоизмененные породы и пирит из динамометаморфических сланцев, образовавшихся по этим породам, характеризуются близкими спектрами распределения лантаноидов. Например, пирит из рудного тела № 2 и пироксен-плаггиоклазовые порфириды, вмещающие это рудное тело, имеют следующие значения геохимических коэффициентов: $\Sigma L/\Sigma Y$ 3.59 и 3.56, $(La/Yb)_N$ 3.64 и 2.87, $(Gd/Yb)_N$ 1.85 и 1.42, $(La/Sm)_N$ 1.69 и 1.75 соответственно. Выявленная особенность в поведении РЗЭ наиболее удовлетворительно может быть объяснена процессами мобилизации РЗЭ при формировании пирита из вмещающих пород.

Гидротермально-метаморфогенно-плутоногенная модель исследована на примере золото-сульфидного месторождения Миндяк. Оно расположено в узле пересечения региональных коллизионных разломов: северо-восточного надвига и наложенной на него тектонической зоны малоамплитудных левых сдвигов и косых разрывов близмеридионального простирания. Рудовмещающий интервал надвига состоит из субширотного правого и северо-западного левого трансферных сдвигов, ограничивающих месторождение с севера и юга соответственно, и системы чешуйчатых западнотрансвергентных взбросо-надвигов, образовавшихся между трансферами на северо-западном крыле антиформы. В антиформу смят пакет тектонических пластин.

Рудные тела представляют собой зоны весьма сложной морфологии, сложенные ранней прожилково-вкрапленной пиритовой и более поздней прожилковой сульфидно-карбонат-кварцевой минерализацией. Оруденение локализовано во вторичных разрывах правосдвиговой зоны, образовавшейся на месте взбросо-надвиговой пластины.

На месторождении отчетливо выражен литологический контроль оруденения. Оно локализовано в тектонической пластине полимиктового олистодрома, а в его пределах в олистоплаках диабазов и брекчий. Литологический контроль в значительной мере обусловлен петрофизическими и геохимическими факторами. Полимиктовый олистодром представлял собой гетерогенную в петрофизическом отношении среду, в которой наиболее благоприятными по физико-механическим свойствам для формирования золотоносных разломов являлись олистоплаки диабазов и их брекчий [Знаменский, Мичурин, 2012].

Геохимические факторы, способствовавшие локализации оруденения в олистодроме, связаны с присутствием в его цементе сингенетичной сульфидной минерализации. Она представлена глобулярным и конкреционным пиритом, который характеризуется повышенными содержаниями Au (0.97–3 г/т). Изотопный состав серы сингенетичного пирита ($\delta^{34}S_{cp}$ –25.3...–5.2 ‰) указывает на его осадочно-биогенное происхождение. Одинаковые спектры распределения РЗЭ в углеродсодержащем цементе олистодрома, сингенетичном ему пирите, околорудных метасоматитах и рудном пирите, отличающиеся накоплением легких лантаноидов и наличием европиевого минимума, позволяют предполагать, что при формировании продуктивного на золото оруденения происходил процесс мобилизации рудных компонентов, в том числе и золота, из окружающего пространства. Главные рудовмещающие породы месторождения – диабазы – характеризуются принципиально другим спектром распределения РЗЭ. В основных вулканитах установлено преобладание тяжелых лантаноидов по отношению к легким. Eu аномалия в них отсутствует или выражена крайне слабо.

По изотопному составу серы рудного пирита ($\delta^{34}S$ –0.1...2.9 ‰), углерода ($\delta^{13}C_{CO_2}$ –7.1...–6.2 ‰) и кислорода карбоната ($\delta^{18}O_{H_2O}$ 9.6–10.3 ‰) [Мичурин, Знаменский, 2012], углерода углекислоты, извлеченной из флюидных включений кварца

($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ $-7.8\dots-6.2$ ‰), а также кислорода кварца и альбита окolorудных метасоматитов ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ $6.3\dots 8.2$ ‰) [Мурзин и др., 2002] рудоносный флюид отвечает магматическому. Магматический источник достоверно не установлен.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ и АН РБ (грант 11-05-97021-р_поволжье_а), совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН (№ 12-С-5-10-22), ФЦП Минобрнауки (ГК П 237) и проекта молодых ученых и аспирантов УрО РАН (№ 11-5-НП-554).

Литература

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.

Знаменский С. Е., Мичурин С. В. Структурный и литологический контроль золото-сульфидного оруденения месторождения Миндяк (Магнитогорская мегазона Южного Урала) // Металлогения современных и древних океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 165–169.

Мичурин С. В., Знаменский С. Е. Источники вещества золоторудного месторождения Миндяк: анализ изотопно-геохимических данных // Металлогения современных и древних океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 169–173.

Мурзин В. В., Бортников Н. С., Сазонов В. Н. и др. Эволюция изотопного состава углерода и кислорода карбонатов и рудообразующего флюида Миндякского золоторудного месторождения // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002. С. 252–254.

Прокофьев В. Ю., Спиридонов Э. М. Состав метаморфогенных флюидов и условия преобразования руд Кочкарского золоторудного месторождения (Южный Урал) // II Всероссийское петрографическое совещание «Петрография на рубеже XXI века». Т. 3. Сыктывкар, 2005. С. 88–90.

Тейлор Х. П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 213–294.

Фор Г. Основы изотопной геохимии. М.: Мир, 1989. 590 с.

С. Г. Ковалев

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
kovalev@ufaras.ru*

Благороднометальная геохимическая специализация вулканогенно-осадочных комплексов западного склона Южного Урала

По геологическому строению территория Южного Урала подразделяется на восточную (палеоокеаническую) и западную (палеоконтинентальную) мегазоны. Эти различия формировались на протяжении длительной истории развития региона. В строении восточной мегазоны участвуют структурно-вещественные комплексы, входящие в состав океанических и островодужных формаций, в то время как в западной мегазоне породы представлены преимущественно платформенными осадочными и магматическими образованиями. Особенности геологического строения находят свое выражение и в распространенности благороднометаллических объектов, наибольшее количество и разнообразие которых установлено в восточной мегазоне, где присутст-

вуют практически все типы золоторудных формаций. Золото-сульфидные и золото-кварцевые месторождения и рудопроявления западной мегазоны приурочены к терригенным породам, которые в большинстве случаев прорываются интрузивными телами основного состава. Генетические условия образования этих объектов на сегодняшний день изучены явно недостаточно.

Наиболее известными и значимыми для геологии западного склона Южного Урала являются вулканогенно-осадочные образования машакской свиты (RF₂), распространённые на восточном крыле Ямантауского антиклинория в районе хребтов Малый и Большой Шатак и в более мелких структурах – Кухтурском и Узьянском блоках. Отложения с угловым и стратиграфическим(?) несогласием перекрывают юшинскую свиту нижнего рифея и постепенно сменяются зигальгинскими кварцитами. Среди пород, слагающих Шатакский комплекс, выделяются стратифицированная вулканогенно-осадочная ассоциация, а также образования субвулканической и дайковой фаций. Осадочные породы составляют около 25–45 % его объема и представлены преимущественно грубозернистыми разностями: конгломератами и песчаниками, реже алевролитами, сланцами и известняками. Конгломераты развиты на нескольких стратиграфических уровнях. Они присутствуют в основании разреза (кузьелгинская подсвита) и центральной части свиты (каранская подсвита).

Для конгломератов кузьелгинской подсвиты характерны направленные изменения состава и степени окатанности материала. В нижней части подсвиты породы сложены слабоокатанными, часто остроугольными обломками кварцитов и кварцито-песчаников со значительным количеством сланцевого материала. Вверх по разрезу степень окатанности обломков увеличивается, а сланцевые гальки исчезают полностью. По минеральным парагенезисам и характеру рудной минерализации эти отложения условно подразделяются на две толщи – нижнюю и верхнюю. Для первой характерны значительные колебания мощности, варьирующие в различных обнажениях от 80 до 100 м. Наиболее распространенным рудным минералом в этих породах является гематит. Он встречается как в гальке, так и в цементе конгломератов. В монофракциях гематита, отобранных из цемента конгломератов нижней толщи кузьелгинской подсвиты атомно-абсорбционным методом было установлено до 10.77 г/т Au и 1.12 г/т Ag, а в валовых пробах содержание Au составляет 1.8 г/т, Ag – 1.4 г/т, Pt – до 1.25 г/т, Pd – до 0.35 г/т, при массовой доле железа – 8.22 % [Ковалев, Высоцкий, 2006].

В верхней толще выделяется до трех горизонтов валунно-галечных конгломератов суммарной мощностью около 50 м в переслаивании с потоками(?) и пластовыми телами диабазов, перекрывающихся в верхней части разреза риолитами. Рудная минерализация, приуроченная как к цементу, так и к галькам, представлена идиоморфными кристаллами магнетита размером 0.5–2 мм, в монофракции которого содержание золота составляет 4.9 г/т, серебра – 0.2 г/т. В валовых пробах концентрации благородных металлов достигают (в г/т): Pt до 1.75, Pd до 0.30, Au до 2.15, Ag до 5.25, при массовой доле железа 6.54 % [Ковалев, Высоцкий, 2006].

Конгломераты каранской подсвиты представлены крупногалечными разновидностями, часто в переслаивании с разномзернистыми песчаниками. По преобладающему составу рудных минералов они, также как и конгломераты кузьелгинской подсвиты, подразделяются на гематитовые и магнетитовые разновидности. Ранее было установлено, что повышенные содержания благородных металлов в этих породах хорошо коррелируют с присутствием в их составе оксигидроксидов железа, в которых микронзондовым анализом установлены значимые содержания Au, Pt, Pd и Rh [Ковалев, Высоцкий, 2006].

Кроме железоокисной минерализации в конгломератах выявлены самородные элементы (Au, Ag), сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит, борнит, сфалерит, халькозин, ковеллин, бетехтинит), селениды и теллуриды. В двух образцах был обнаружен платиноид, определенный оптическим методом в минералогической лаборатории ОАО «Унипромедь» как нигглиит ($PtSn_3$).

Для грубообломочных пород кузьелгинской и каранской подсвет характерна своеобразная геохимическая специализация. В них наблюдаются повышенные содержания таких элементов, как As, Se, Te, Sn, V, Cr, Ni, Co, Mn, Cu, Zn. Количества благородных металлов превышают кларк земной коры: Pt и Pd – на 2–2.5 порядка, Au на 3–3.5 порядков.

В распределении благородных металлов по разрезам кузьелгинской и каранской подсвет Шатакского комплекса (рис. 1) присутствуют определенные черты, позволяющие предполагать полихронность и полигенность процессов формирования благороднометальной специализации пород. Для кузьелгинской подсветы характерна четко выраженная Os-Pd-Pt специализация, при этом обращает на себя внимание относительно равномерное распределение благородных металлов. Кроме того, из анализа отношений $Pd/Ir - Pt/Pt+Pd$ следует, что породы пикритового тела из основания Шатакского комплекса и метабазалты (метадолериты) кузьелгинской подсветы образуют комплементарный ряд, свидетельствующий о формировании благороднометальной специализации этих пород в едином процессе дифференциации расплава в промежуточной камере.

Благороднометальную геохимическую специализацию пород каранской подсветы можно охарактеризовать как золото-палладий-платиновую. При этом значимые содержания Au распределяются поинтервально, а изменения в содержаниях платины и палладия синхронны. По разрезам обеих подсвет наблюдаются обогащенные Pt и Pd горизонты, приуроченные к нижним частям тел магматических пород. Здесь же необходимо подчеркнуть, что в породах каранской подсветы, в отличие от кузьелгинской, значимые содержания Os не обнаружены.

Генетическая природа благороднометальной геохимической специализации шатакских конгломератов выявляется при сравнительном анализе содержаний благородных металлов в терригенных и магматических породах комплекса. Как видно из рисунка 2, нормализованные количества платиноидов и золота в базальтоидах и конгломератах комплементарны друг другу. При этом специализация магматических пород кузьелгинской и каранской подсвет различается. В породах второй подсветы отсутствуют значимые содержания тугоплавких осмия и иридия. На наш взгляд, это свидетельствует о формировании благороднометальной геохимической специализации терригенных пород под воздействием флюидной фазы, сопровождающей внедрение магматического расплава в верхние горизонты коры. Отсутствие значимых количеств Os и Ir как в базальтоидах, так и в терригенных породах каранской подсветы обусловлено его дифференциацией в промежуточной камере и, как следствие, поздние порции флюида оказываются обедненными тугоплавкими компонентами.

Подводя итог характеристике благороднометальной специализации вулканогенно-осадочных пород Шатакского комплекса, необходимо акцентировать внимание на том, что данные образования фиксируют глобальное событие в докембрийской истории развития региона. Начало процесса знаменуется формированием в раннерифейское время перикратонного прогиба с компенсированным осадконакоплением и внедрением в зоны конседиментационных разломов мелких рассредоточенных базитовых и базит-гипербазитовых интрузий. Проявление магматизма на обширной терри-

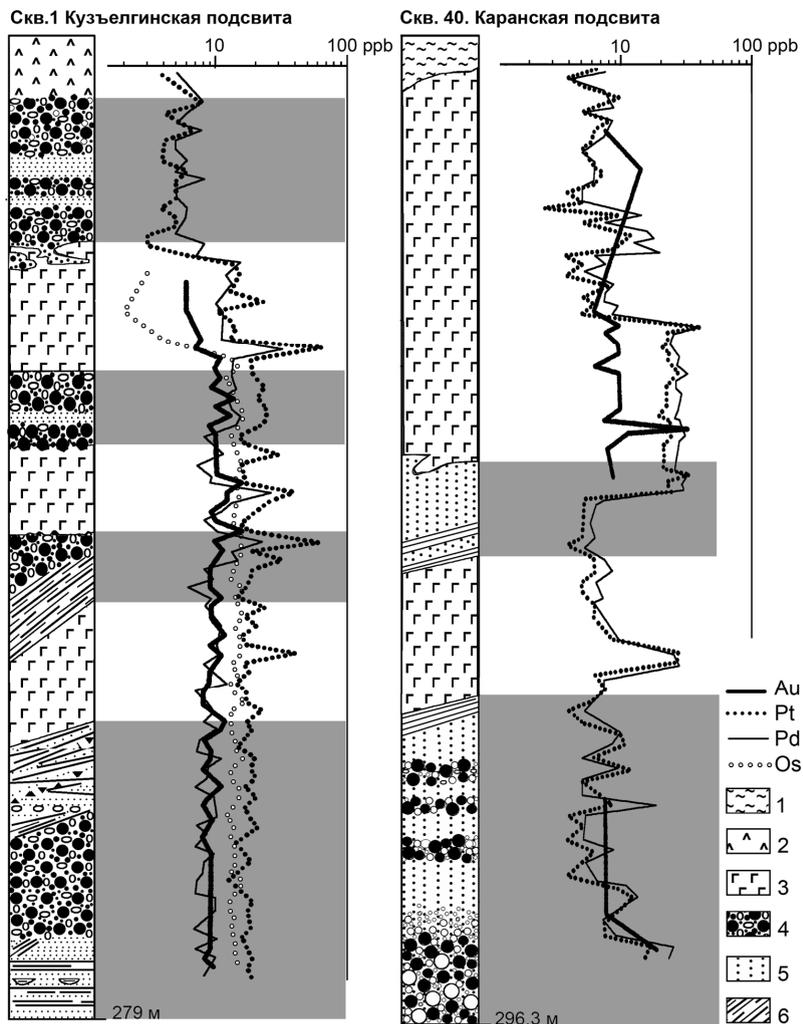


Рис. 1. Распределение благородных металлов по разрезам кузельгинской и каранской подсвит Шатакского комплекса.

1 – кора выветривания; 2 – риолиты; 3 – metabазальты (метабазы); 4 – конгломераты; 5 – песчаники; 6 – алевросланцы и сланцы. Серой заливкой выделены горизонты терригенных пород.

тории преимущественно в интрузивной форме, а также повышенная «основность» пород (пикриты, диабаз-пикритовые комплексы, дайки меланократовых габбро-диабазов) свидетельствуют о его плюмовой природе. Собственно рифтогенный этап знаменуется переходом от рассредоточенного типа растяжения литосферы к линейно сконцентрированному, что в пределах западного склона Южного Урала выразилось в формировании серии грабенообразных структур с максимальным развитием интрузивного магматизма и вулканизма при большом разнообразии продуктов его деятельности – интрузии, эффузивные и пирокластические фации [Ковалев, 2008].

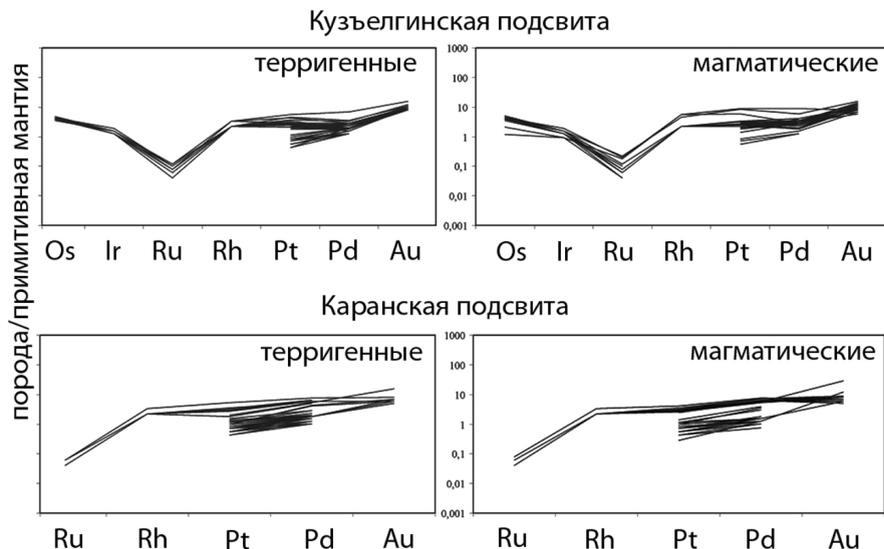


Рис. 2. Нормализованные содержания благородных металлов в магматических и терригенных породах Шатакского комплекса.

Процессы дифференциации в промежуточных очагах и, возможно, контаминация в их верхних частях, приводят к образованию магм, различающихся как по основности (пикриты, базальты, риолиты), так и по геохимическим характеристикам (обогащенность Au, Pt и Pd по сравнению с мантийным субстратом и др.). При этом формирующиеся осадки и осадочные породы верхних горизонтов коры пронизываются потоками глубинных флюидов, что приводит к формированию геохимических аномалий рудогенных элементов. Масштабность рудообразующих процессов определялась эволюцией флюидно-гидротермальных систем, которые сформировались при смене палеорифтогенного этапа развития региона процессами водного корового палингенеза и регионального метаморфизма, реализующимися в режиме сжатия в поздневендское время [Пучков, 2000]. Это привело к образованию рудных объектов или рудных зон, оруденение которых имеет унаследованный характер и специфические черты, присущие как мантийным, так и коровым образованиям.

Таким образом, полученные материалы свидетельствуют о значительных перспективах региона на обнаружение объектов с промышленными запасами полезных компонентов.

Литература

- Ковалев С. Г. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 2. С. 68–79.
- Ковалев С. Г., Высоцкий И. В. Новый тип благороднометальной минерализации в терригенных породах Шатакского грабена (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 4. С. 415–421.
- Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

А. М. Косарев, А. А. Измайлова
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
amkosarev@mail.ru
Бакирский государственный университет, г. Уфа

Геохимические типы кремнекислых пород южно-ирендыкского палеовулканического комплекса

Южно-Ирендыкский палеовулканический комплекс слагает восточную и северо-восточную части Бурибайского рудного района. По стратиграфическому уровню этот комплекс соответствует ирендыкской свите и датируется ранним эйфелем [Биков и др., 1973, Сопко и др., 1983, Маслов и др., 1993, Артюшкова, 2010]. Кислые породы этого комплекса представлены тремя типами: кунакайским; суурганско-подольским; сукраковским [Косарев, 1975; 1977; 1982].

Дациты и риодациты кунакайского типа слагают нижнюю подтолщину второй толщии ирендыкской свиты ($D_2ef_1ir_2^1$) в пределах Кунакайского стратовулкана, расположенного на левобережье р. Таналык в 10 км на северо-восток от пос. Уфимка.

Кремнекислые породы кунакайского типа представлены базокварцевыми дацитами и мелкопорфировыми, флюидальными риодацитами с вкрапленниками титаномагнетита, плагиоклаза и роговой обманки. Плагиоклаз первой генерации незональный, содержит малое количество продуктов деанортитизации, обладает лейстовидной и таблитчатой формой. Такой же состав имеют и редкие полнокристаллические (гомогенные) включения, встреченные в этих породах. Плагиоклаз и амфибол кристаллизовались в большинстве случаев одновременно, но после титаномагнетита. Вторая генерация плагиоклаза представлена микролитами.

Кремнекислые породы кунакайской подтолщии перекрываются вулканитами андезит-андезибазальтового состава карсаклытауской подтолщии (ir_2^2), а затем отложениями эффузивно-пирокласто-тефроидной базальт-андезибазальтовой ташлытауской подтолщии (ir_2^3). Перечисленные подтолщии представляют антидромную серию, которая слагает Кунакайский стратовулкан и генетически связана с процессами кристаллизационной дифференциации [Косарев и др., 2005].

Кислые породы суурганско-подольского типа слагают первую и третью толщии ирендыкской свиты в пределах Подольской кальдеры и третью толщину в области ареального кислого вулканизма. Последняя включает на северо-западе Суурганский участок, а на юго-востоке – район урочища Сукраково, представляющий собой северный фланг Подольской кальдеры. В составе третьей толщии ирендыкской свиты присутствуют тела экструзивно-субвулканической фации, которые вместе с пирокластолитами, эффузивами и тефроидами слагают эффузивно-экструзивно-субвулканический суурганско-подольский комплекс. Мощность кислых пород ir_3 достигает 600 м, по простиранию с севера на юг. Суурганско-Подольский комплекс прослежен на 30 км при ширине выходов вкрест простирания 5–15 км.

Кислые породы (суурганско-подольский тип) представлены дацитами и риолито-дацитами от крупно- и мегапирокластового до мелкопорфирового строения. Их характерной чертой является отсутствие переходных разновидностей андезитового и андезитобазальтового составов к ниже и вышележащим базальт-андезибазальтовым толщам.

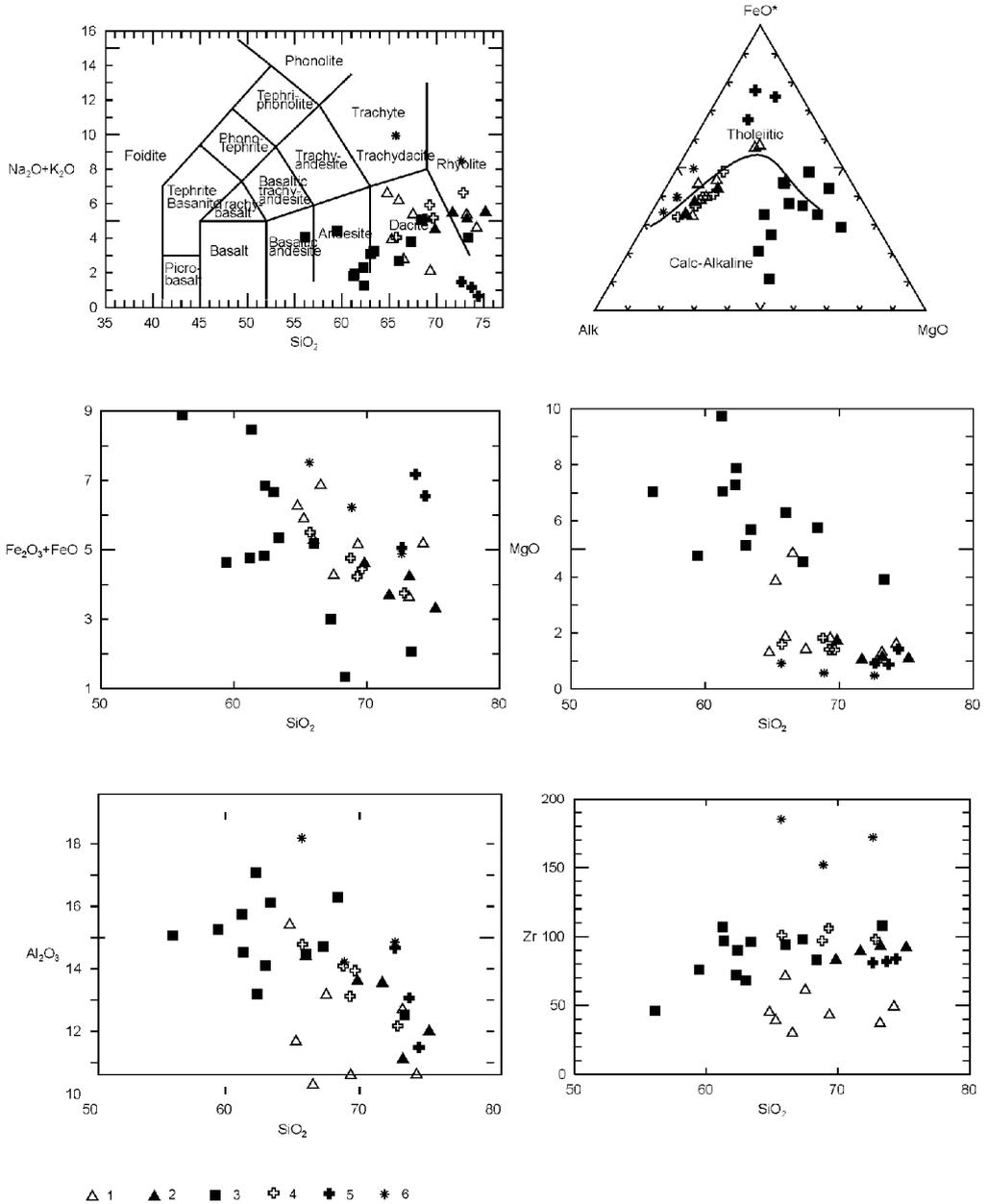


Рис. Распределение микроэлементов, нормированных по N-MORB [Srn, McDonough, 1989] и редкоземельных элементов по хондриту [Nakamura, 1974] в кислых вулканитах Южно-Ирендыкского островодужного комплекса.

А, Б – ферродацииты и риодациты Кунакайского вулкана (ir_{1-2}); В, Г – риодациты (ir_3) Суурганского участка; Д, Е – кислые вулканиты первой и третьей толщ Западного фланга Подольского кальдера-вулкана; Ж, З – риодациты надрудной толщи (ir_3) Подольского месторождения; И, К – трахидациты и риодациты сукраковской толщи (ir_5).

На рудном поле Подольского месторождения крупнокварцевые риолито-дацитовые порфиры слагают Центрально-Подольский экструзивный купол и толщу экструзивно-пирокластических брекчий и туфов, образующих шлейф вокруг экструзии и залегающих на этом участке в основании разреза ирендыкской формации. Кремнекислый экструзивный купол окаймляется экструзивно-субвулканическими телами кварцевых андезитов и андезито-базальтов грибообразной формы, внедрившимися вслед за кислыми расплавами. Главное рудное тело Подольского месторождения залегает в депрессии экструзивного купола (ig_{1-2}).

Сукраковский комплекс кислых пород завершает активный вулканизм Подольской кальдеры и распространен в северной ее части. Зона максимальных мощностей трахидацитовых пород образует дугу, совпадающую с северным сегментом кальдеры, площадь распространения этой толщи составляет около 70 км^2 , максимальная мощность достигает 567 м , объем – 9 км^3 . Толща залегает в моноклинали, погружающейся под отложения улутауской свиты, в целом, на юго-восток.

Сукраковский тип кислых пород имеет состав от риолитового с повышенной щелочностью до трахиандезито-дацитового, и в среднем, отвечает трахидацитам [Косарев, 1975]. Они содержат до 15 % вкрапленников плагиоклаза (альбита, альбита-олигоклаза) лейстовидной формы размером 1–4 мм, редкие (1–3 %) выделения биотита, роговой обманки и титаномагнетита. Рудный минерал – более ранний, нежели плагиоклаз и роговая обманка, биотит кристаллизовался после плагиоклаза.

Геохимические особенности кремнекислых пород различных типов проанализированы нейтронно-активационного (ГЕОХИ, г. Москва), рентгено-флюоресцентного (ИГЕМ, г. Москва, Университет г. Удины, Италия), атомно-абсорбционного (ИГЕМ, г. Москва, ИГ РАН, г. Уфа) и ICP-MS (ИГЕМ, г. Москва, Университет г. Гранада, Испания) методами. Часть геохимических материалов содержится в публикациях [Spadea et al., 2002; Косарев, 1975; Косарев и др., 2005].

Кунакайский тип кислых пород характеризуется низкими содержаниями Al_2O_3 и Zr, широким размахом количеств суммарного железа при наличии отрицательной корреляции $(FeO + Fe_2O_3) - SiO_2$ (рис.). На спайдер-диаграмме нормированных значений «порода/хондрит» все графики имеют ровный «толеитовый» характер. Слабый минимум Eu свидетельствует о фракционировании плагиоклаза. На спайдер-диаграмме «порода/NMORB» хорошо проявились негативные аномалии Nb, Ti, Zr, свидетельствующие о принадлежности вулканитов к островодужной толеитовой петрогенетической серии.

Суурганско-подольский тип распространен в безрудной (Суурганский участок) и колчеданосной (Подольская кальдера) зонах. По сравнению с предыдущим типом характеризуется повышенными концентрациями Al_2O_3 , Zr, Nb. Кислые породы надрудной толщи Подольского месторождения отличаются повышенными содержаниями SiO_2 и пониженными MgO. На спайдер-диаграмме «порода/хондрит» очевиден дефицит тяжелых РЗЭ при обогащении легкими РЗЭ, что свидетельствует о известково-щелочной специфике этой группы пород. Это подтверждает и позиция суурганско-подольских риодацитов на диаграмме AFM. По геохимическим характеристикам риодациты суурганско-подольского типа сопоставимы с трондьемитами Ньюфаунленда [Пейн, Стронг, 1983] и генетически могут быть связаны с процессом выплавления магм тоналит-трондиemitового ряда из амфиболизированных базальтов нижней коры [Баркер, 1983].

Сукраковский тип кислых пород относится к группе субщелочных и известково-щелочных пород с повышенной глиноземистостью. Значительная часть проб ха-

рактируется содержаниями Al_2O_3 14–18 %, что позволяет классифицировать эти породы как умеренно-высоко-глиноземистые [Баркер, 1983]. Характерны также высокие концентрации Zr и низкие MgO, что сопоставимо с известково-щелочной серией запада США и субщелочной серией Камчатки. По совокупности характеристик кислые породы Сукраковской толщи (i_{r5}) относятся к переходному типу от высококалийевой известково-щелочной серии к шошонитовой [Косарев и др., 2005]. По геохимическим характеристикам эти породы сопоставимы с дацитами и риодацитами четвертой толщи джусинского комплекса ВМЗ.

Среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород сукраковской трахидацитовой толщи (i_{r5}) залегают рудные пластовые тела Восточно-Подольского колчеданного месторождения. Образование довольно больших объемов кислых пород повышенной щелочности могло быть связано с процессом частичного плавления метасоматически измененной верхней мантии. Об отсутствии признаков контаминации коровым материалом могут свидетельствовать относительно низкие «мантийные» значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, варьирующие от 0.7029 до 0.7046 [Бобохов и др., 1989].

Литература

Артюшкова О. В. Биостратиграфия по конодонтам вулканогенно-осадочных отложений девона Магнитогорской мегазоны Южного Урала // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2009. 40 с.

Баркер Ф. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы // Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования. М.: Мир, 1983. С. 9–19.

Биков М. Ш., Захаров А. А. Косарев А. М. и др. Геологическое строение Бурибайского рудного района. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50000 Таналькской КГСП за 1967–1973 гг. Уфа, Фонды БТГУ, 1973 г.

Бобохов А. С., Горожанин В. М., Кузьмин С. А. Стронциево-изотопные данные для кислых вулканитов Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала. Уфа: БНЦ-УрО АН СССР, 1989. 24 с.

Косарев А. М., Пучков В. Н., Серавкин И. Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22–42.

Сопко П. Ф., Серавкин И. Б., Бобохов А. С., Косарев А. М. Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения. Уфа: БФАН СССР, 1983. 116 с.

Маслов В. А., Черкасов В. Л., Тищенко В. Т. и др. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.

Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1974. Vol. 38. № 5. P. 757–775.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc–arc Complex // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*. 132, 2002. P. 101–134.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and systematic of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes // *Magmatism in the ocean basins*. A. D. Sanders and M. J. Norry (Eds.). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Карбонатные породы Кочкарского антиклинория и их минерагения, Южный Урал

Карбонатные породы широко распространены в Кочкарском антиклинории. С ними связаны проявления рубинов, красной шпинели, розового топаза, золота, графита и других минералов. Несмотря на разнообразие, карбонатные породы антиклинория хорошо различаются по химическому и минеральному составу, текстурно-структурным особенностям, акцессорным минералам и ряду других характеристик, которые можно использовать для практических целей. Ранее на Кучинском проявлении рубина и шпинели было выделено три типа мраморов, которые впоследствии были установлены и в других рубиноносных метаморфических комплексах Урала [Кисин, 1991]. Дальнейшие исследования позволили дополнить данный перечень карбонатных пород в Кочкарском антиклинории и показать их генетическое родство с фаунистически охарактеризованными известняками визейского возраста. Последнее особенно важно тем, что в последнее время на геологических картах Кочкарского антиклинория мраморы необоснованно стали относить к рифею.

Карбонатные породы в Кочкарском антиклинории представлены различными мраморами и мраморизованными известняками (далее – известняки). Первые располагаются вблизи гранито-гнейсовых купольных структур и в межкупольных структурах; вторые распространены исключительно по границам метаморфического комплекса, на краю антиклинория, на максимальном удалении от гранито-гнейсовых массивов. Мрамора не содержат фаунистических остатков и, на этом основании, некоторые исследователи относят их к нижнему или среднему рифею [Сначев и др., 1989]. В отличие от мраморов, известняки обычно содержат обильную фауну удельной сохранности, и возраст их уверенно определяется как раннекаменноугольный (C_{1t_1-v}). Это дает уникальную возможность привязать различные этапы становления метаморфического комплекса к фаунистическим реперам. Известняки слоистые, мелкозернистые, битуминозные; окраска светло-серая до черной; состав существенно кальцитовый. От гранито-гнейсовых массивов известняки везде отделены мраморами.

Типы мраморов. На Кучинском проявлении рубинов выделено три основных типа мраморов [Кисин, 1991].

Кальцитовый мрамор – светлая, массивная, среднезернистая порода, состоящая из полиэдров кальцита (размер зерен 5–15 мм). Структура полигональнозернистая. Кальцит полупрозрачный; полисинтетические двойники деформации наблюдаются редко. Содержание MgO менее 0.01 %. Этот тип мрамора резко преобладает над двумя другими типами.

Магнезиально-кальцитовый мрамор – голубоватая, зеленоватая, белая и желтовато-белая средне-крупнозернистая порода с характерной панидиобластовой структурой. Кальцит обычно сильно деформирован, вплоть до разлистования. Весьма характерны полисинтетические двойники деформации по 2–3 системам. Содержание MgO по массе составляет 0.п %.

Доломит-кальцитовый мрамор – мелко-среднезернистая массивная белая порода, обладающая повышенной вязкостью, которая обусловлена пойкилобластовой структурой мрамора, выраженной в прорастании зерен магнезиального кальцита игольчатыми индивидами доломита (кальцит-доломитовая субграфика). Содержание MgO достигает 17–22 мас. %.

Особенности залегания мраморов. Кальцитовый мрамор разбит субвертикальными трещинами кливажа на плиты толщиной 0.3–0.5 м; к центральной части плиты наблюдается укрупнение размеров зерен кальцита в 2–3 раза. Секущие, смятые в пегматитовые складки, будинированные и растащенные слойки кварцитов, иногда наблюдаемые в мраморе, определяют данную систему трещин как кливаж течения. Следовательно, кальцитовый мрамор испытал ориентированное горизонтальное сжатие. В Кучинском карьере азимут простирания кливажа 45° СВ, падение субвертикальное. Источниками стресса здесь могли быть только Варламовская (на северо-западе) и Борисовская (на юго-востоке) купольные структуры. Гранобластовая структура кальцитового мрамора, почти полное отсутствие деформаций кальцита и развитый кливаж течения, контролирующий размер зерен кальцита, позволяют отнести этот мрамор к рекристаллизованному.

Мрамор 2 типа слагает небольшие, но сложные по конфигурации столбообразные тела среди кальцитового мрамора. В то же время, они контролируются трещинами кливажа. Иногда в мраморе сохраняются частично залеченные трещины кливажа. Переходы к мрамору 1 типа размытые. Мелкие тела магнезиально-кальцитового мрамора имеют столбообразную форму, т.е. тела удлинены по вертикали. Полисинтетические двойники деформации в кальците ориентированы близко параллельно к плоскости кливажа, а сама порода раздавлена стрессовым давлением вплоть до расщепления. Мрамора 2 типа нередко содержат рассеянную вкрапленность (ранняя генерация) рубина и минерализованные трещины (поздняя генерация) с рубином. Последние обычно фиксируют трещины кливажа, но иногда приурочены к мелким извилистым трещинам иного происхождения. Характерно, что гнезда рубина в трещинах кливажа также имеют столбообразную форму. Все перечисленные признаки свидетельствуют в пользу образования магнезиально-кальцитового мрамора в результате перекристаллизации в высокотемпературных условиях при участии флюидов.

Мрамора 3 типа встречаются в виде небольших тел среди мраморов 2, реже 1 типов и нередко содержат их реликты. Контролируются трещинами кливажа, углубляющимися по плоскостепараллельным выдержанным узким зонам минерализации, расстояние между которыми хорошо согласуется с наблюдаемым кливажем. Порода массивная. Границы тел достаточно резкие, определяемые в интервале 1–2 см. Нередко мрамор 3 типа содержит рубины, по которым развивается красная Mg-шпинель. Температура образования данного мрамора по доломит-кальцитовому геотермометру оценивается в 620 °С [Кисин, Таланцев, 1989], что близко к оценкам температур метаморфизма другими исследователями района [Болтыров и др., 1973; Сначев и др., 1989; Ферштатер и др., 1996 и др.]. Перечисленные признаки однозначно указывают на образование доломит-кальцитового мрамора в результате магнезиального метасоматоза.

Взаимоотношения мраморов с дайками гранитоидов и пегматитов. О времени образования мраморов различных типов позволяют судить их взаимоотношения с дайками гранитоидов и пегматитов. К трещинам кливажа приурочены мелкие дайки гранитоидов мощностью 0.5–5 см без зон закалки, что особенно хорошо видно по крупнозернистым пегматитам. Дайки гранитоидов, секущие кливаж, имеют плитооб-

разную форму и мощность 0.2–1.5 м. Трещины кливажа и зоны рассланцевания, наблюдаемые в мраморах 1 и 2 типов, в дайках не прослеживаются. Перекристаллизация мраморов в контактах с дайками гранитоидов также не отмечена. Редкие мелкие ксенолиты мраморов в гранитах по структуре и размерам зерен идентичны вмещающим дайку мраморам. Иногда в мраморе 2 типа наблюдаются извилистые прожилки гранитного состава мощностью несколько миллиметров, которые внедрились в межзерновое пространство и по трещинкам спайности в кальците, т.е. додайковая структура мрамора полностью сохранилась. Аналогично выглядят многочисленные прожилки гранитного состава, выполняющие трещины кливажа и отдельности в мраморе 1 типа. Иногда сохраняется морфология зерен кальцита в их контактах. Эти факты свидетельствуют о том, что мраморы 1 и 2 типов образовались в додайковое время.

Иначе выглядят контакты даек гранитоидов с мрамором 3 типа. В этих интервалах дайки разбиты многочисленными сближенными крутопадающими трещинами с зеркалами скольжения и со смещением до 15–20 см. Поверхности скольжения совпадают с плоскостью кливажа. По кинематике они отвечают левостороннему сдвигу. В доломит-кальцитовом мраморе трещины сдвига не прослеживаются, а на контакте развиваются зоны диффузионных форстерит-кальцитовых скарнов, иногда с флогопитом. Мощность скарнов не превышает 2 см. Эти факты показывают, что мрамор 3 типа образовался в постдайковое время в результате магнезиального метасоматоза в зоне локализованного сдвига.

Таким образом, время образования мраморов разных типов уверенно разделяется на додайковое и постдайковое. Время внедрения даек гранитов и пегматитов всеми исследователями единодушно отнесено к позднему палеозою [Львов, 1965; Болтыров и др., 1973; Кейльман, 1974; Ферштатер и др., 1996 и др.]. Низкая вязкость гранитного расплава обеспечивалась, вероятно, повышенным содержанием флюидов. Отсутствие зон закалки можно объяснить высокими температурами среды в момент внедрения расплава, которые достигали 660 °С [Кисин, Таланцев, 1989]. Отсутствие признаков воздействия стрессовых напряжений на дайку послужило основанием для отнесения времени массового внедрения даек гранитного состава к границе прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма. Разделение этапов образования различных типов мрамора внедрением даек гранитных пегматитов – удобный и надежный репер, показывающий также генетическую связь деформаций, мраморизации, метаморфизма, куполообразования и анатексиса.

Взаимоотношения между мраморной толщей и органогенными известняками. К востоку от Борисовского массива, южнее широты д. Борисовки, расположено обширное поле мраморов шириной около 3 км. На востоке они граничат с узкой субмеридиональной полосой мраморизованных раннекаменноугольных известняков. К тектонической границе известняков и мраморов приурочено Андрее-Юльевское проявление розового топаза.

Здесь распространены мраморы 1 типа. Ранее, в центральной части участка описывались блоки мелкозернистых доломитовых пород с нижнекаменноугольной фауной, залегающих среди кальцитового мрамора [Кисин, Таланцев, 1989; Кисин, Милицина, 1990]. Содержание MgO в породе достигает 11.78 мас. %. Фауна замещена крупнозернистым кальцитом. В породе наблюдаются многочисленные трещины сколового характера, выполненные белым крупнозернистым кальцитом, по химическому составу и структуре отвечающим мрамору 2 типа. Мощность жил достигает 10 см. В нерастворимых остатках одного из прожилков найдены рубины.

Образование доломитовых пород (с фауной) объясняется околотрещинным дометаморфическим избирательным магниезиальным метасоматозом, в результате чего субстрат приобрел доломит-кальцитовый состав, а фауна осталась кальцитовой. При последующем прогрессивном метаморфизме породы фауна в основных чертах сохранилась. Mg-метасоматоз происходил до образования корундов, но был наложен на известняки с фауной. Морфология тел метасоматитов сложная. Контакты с вмещающим мрамором резкие, иногда постепенные, отчего метасоматиты выглядят реликтовыми образованиями, которые подвергались хрупким деформациям в условиях стресса. Вмещающие мраморы не содержат магний. Они массивные, однородные по составу. Есть все признаки дедоломитизации Mg-метасоматитов и образования по ним кальцитового мрамора. Фауна в известняках и метасоматитах аналогичная, и образование кальцитового мрамора по данным известнякам выглядит вполне естественно. Наблюдались постепенные переходы между кальцитовым мрамором и мраморизованным известняком. Следовательно, мраморизация карбонатных пород данного участка могла происходить только в пострanneкаменноугольное время.

Вертикальные сечения тел метасоматитов изучались в мраморном карьере на восточном краю участка. Карьером вскрыты мраморы 1 типа с телами Mg-метасоматитов. В 10–15 м восточнее карьера обнажаются черные известняки с фауной. Тела Mg-метасоматитов плитообразной формы падают на запад под углом около 70°. Исследования показали, что мрамор также испытал пластическое и катакlastическое течение вверх на восток; Mg-метасоматиты подверглись сжатию в горизонтальной плоскости и растяжению в вертикальной, что привело к формированию будинаж-структур и вращению блоков по часовой стрелке (если смотреть на север).

Таким образом, мраморы формировались синхронно с формированием гранито-гнейсовых куполов (кливаж течения, кристаллизационная полосчатость, эволюция процесса во времени). На раннем этапе метаморфизма происходил избирательный магниезиальный метасоматоз по нижнекаменноугольным известнякам с образованием доломитовых пород с реликтами фауны. Прогрессивный динамотермальный метаморфизм околоскупольного пространства сопровождался дедоломитизацией и образованием кальцитового мрамора, способного к реоморфическим перемещениям и пластическому течению. Высокие температуры и восходящие потоки флюидов вызывали локальную перекристаллизацию с образованием Mg-кальцитового мрамора, иногда с рубинами. Переход к регрессивному этапу отмечен массовым внедрением даек гранитоидов и пегматитов, магниезиальным метасоматозом (доломит-кальцитовый мрамор с рубинами и шпинелью). Далее следовал длительный период релаксации и пневматолито-гидротермальных преобразований, ответственных за большинство месторождений района.

Работа выполнена в при финансовой поддержке УрО РАН (Программы № 12-II-5-2068 и 12-5-029-СГ).

Литература

Болтыров В. Б., Пыстин А. М., Огородников В. Н. Региональный метаморфизм пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива на Южном Урале // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1973. Вып. 91. С. 53–66.

Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

Кисин А. Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: Изд. УрО АН СССР, 1991. 130 с.

Кисин А. Ю. Деформационные макроструктуры в карбонатных породах гранито-гнейсовых комплексов Урала // Литосфера. 2007. № 1. С. 90–108.

Кисин А. Ю., Таланцев А. С. Особенности формирования хондрит-тремолитовых прожилков в толще мрамора из района кочкарской гранитной интрузии // ЗВМО. 1986. № 1. С. 93–99.

Сначев В. И., Демин Ю. И., Романовская М. А., Шулькин В. Е. Тепловой режим становления гранитоидных массивов. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 120 с.

Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Рампопорт М. С. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 151 с.

И. Р. Рахимов
ИГ УНЦ РАН, г. Уфа
rigel92@mail.ru

Геохимия рудоносных габброидных комплексов Магнитогорской мегазоны (научный руководитель Д. Н. Салихов)

Мощный эффузивный магматизм нижнего карбона Магнитогорско-Богдановского грабена сопровождался локальным проявлением интрузивного магматизма как в восточном, так и в западном бортах Магнитогорского мегасинклинория. Интрузии Восточно-Магнитогорской зоны связаны непосредственно с вулканической активностью (поствулканический интрузивный магматизм), комагматичность их с эффузивными аналогами была установлена Г. Б. Ферштатером еще в 70-х годах прошлого века. С 2009 г. нами ведется полевое и лабораторное исследование интрузивных комплексов, образовавшихся в эпоху мягкой коллизии [Салихов, Беликова, 2011]. Систематизация интрузивных массивов, малых интрузий и даек, а также взгляды на геодинамические обстановки их формирования часто противоречивы. В работе приведены анализ и сопоставление геохимического состава рудоносных габброидных комплексов. Аналитические работы выполнены методом ICP MS в ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург.

В Западно-Магнитогорской зоне известны комплексы конформных габброидных тел, приуроченные к бортам синклинальных структур и расположенных субмеридионально. Формирование их связано со сжатием и сдвигом при коллизии Магнитогорской островной дуги и Восточно-Европейского континента [Салихов, Беликова, 2011]. К ним относится Утлыкташский комплекс, развитый в пределах Имангуловской мульды и состоящий из крупного массива и отдельных мелких тел. К контактовой зоне Утлыкташского массива из одноименного комплекса и отложений улутауской свиты (D₂ul) приурочено железорудное месторождение скарново-магнетитового типа Кара-Сьер [Салихов и др., 2008]. Породы массива представлены лейкократовыми габбро, переходящими с одной стороны в мезократовые, с другой – в габбродиориты и диориты [Салихов, 1970]. Из всех конформных комплексов для пород Утлыкташского характерно наибольшее содержание титана, что связано с широким развитием титаномagnetита и ильменита.

Секущее положение по отношению к вмещающим породам имеют Худолазовский комплекс на западе и Куйбасовский – на востоке. Последний относится к как

называемой Магнитогорской серии интрузивных и жильных пород [Салихов и др., 1977ф]. Интрузии сформировались в две магматические фазы, с первой из которых связано образование базитов. Породы представлены нормальными лейкократовыми и меланократовыми клинопироксеновыми, а также пироксен-роговообманковыми и роговообманково-пироксеновыми габбро. К ним приурочено титано-магнетитовое оруденение, образующее железорудное месторождение Малый Куйбас, где установлено два типа руд – I магматические высокотитанистые титаномагнетитовые руды и II собственно скарново-магнетитовые. Рудные минералы образуют шлировые обособления в линзах пород. Главный рудный минерал – высокотитанистый магнетит.

Худолазовский комплекс развит в западном крыле мегазоны в пределах одноименной мульды. Вещественный состав залежей «трещинного» типа [Салихов и др., 2011] разнообразен – от габбро-диоритов до пикритоидов. В породах развито сульфидное медно-никелевое оруденение, приуроченное, главным образом, к груборасслоенным и дифференцированным интрузиям существенно ультраосновного и основного составов. Сульфидная вкрапленность представлена шлировыми обособлениями. Ранее было отмечено сходство интрузий Худолазовского и Куйбасовского комплексов [Салихов и др., 1977ф]. Сопоставление геологического строения дифференцированных интрузий и петрогеохимических особенностей серий пород выявило общий характер различий, связанных с эволюцией магматического расплава.

Геохимические характеристики комплексов схожи, но Утлыкташский комплекс менее дифференцирован в отличие от двух других комплексов. Распределение редкоземельных элементов в породах идентично (рис. а): они обогащены группой легких РЗЭ. Иттрий, обычно сопутствующий редким землям, положительно коррелирует с тяжелой группой РЗЭ. Различия условий накопления РЗЭ демонстрируют аномалии Eu: в Утлыкташском массиве δEu меняется от 0.162 до 1.867, в Худолазовском комплексе – δEu от –1.58 до 0.878, в Куйбасовском – δEu от –4.026 до 1.561.

В распределении редких и рассеянных элементов показательными являются минимумы в содержаниях Sc, V и особенно Co, а также неравномерно повышенные концентрации когерентных (Cr, Ni), радиоактивных (Th, U) и крупноионных литофильных элементов (Rb, Cs, Ba) (рис. б). В Утлыкташском комплексе, скорее всего, соблюдается принцип «когерентности» элементов, образующийся при фракционной дифференциации магмы. В связи с этим, есть основания предполагать, что в нижних частях интрузий может быть сконцентрировано оруденение аналогичное Куйбасовскому типу II.

Геодинамические обстановки формирования нижнекаменноугольного магматизма до сих пор не ясны. Повышенные концентрации несовместимых элементов и отрицательный наклон трендов распределений РЗЭ, а также высокие значения La/Yb отношений не свойственны рифтовым образованиям, к которым отнесены габброиды Магнитогорской серии [Ферштатер и др., 2005]. Нормирование количеств РЗЭ к составу примитивной мантии показало, что их распределение близко к базальтам океанических островов. Скорее всего, примитивная, а не деплетированная мантия стала источником формирования охарактеризованных выше интрузивов, породы которых относятся к субщелочному типу (аналоги субщелочных базальтов и толеитов) с повышенным содержанием калия, генезис которых, согласно модели П.Ю. Плечова [2008], обусловлен плавлением мантии и нижней коры. Такой механизм свойственен заключительной стадии развития островных дуг.

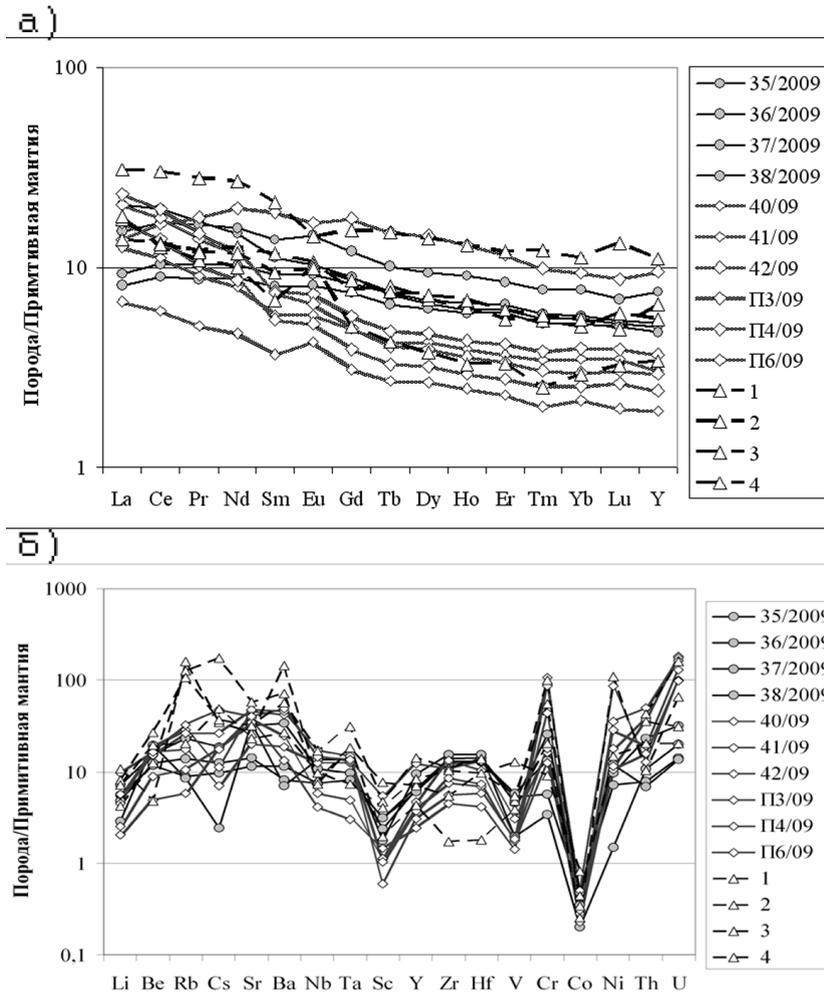


Рис. Распределение а) редкоземельных элементов и Y, б) редких и рассеянных элементов в породах Утлыкташского (обр. 35-38/2009), Худолазовского (обр. 40-42/09, П3, П4 и П6/09) и Куйбасовского (п. 1-4) комплексов, нормированное к составу примитивной мантии.

Согласно возрастным датировкам, самым ранним является Утлыкташский комплекс – S_{1t2} [Рахимов, 2012], т.е. он образовался в эпоху развития мягкой коллизии. Возраст Худолазовских и Куйбасовских интрузий по данным U/Pb метода анализа соответствует визейско-серпуховскому времени (328–324 млн лет и 334–327 млн лет соответственно). Судя по современным представлениям, это – время окончания мягкой коллизии на Южном Урале [Пучков, 2010].

Таким образом, образовавшиеся в эпоху мягкой коллизии рудоносные габброидные комплексы Магнитогорской мегазоны обладают геохимическими характеристиками, свойственными для надсубдукционной геодинамической обстановки.

Литература

- Плечов П. Ю.* Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2008. 43 с.
- Пучков В. Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Рахимов И. Р.* Комагматичность конформных интрузий Утлыкташского комплекса и базальтов нижнего карбона Магнитогорско-Богдановского грабена // Матер. 21-й науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 193–198.
- Салихов Д. Н.* Утлыкташский габброидный комплекс интрузивных и жильных пород // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 13. Уфа: БФАН СССР, 1971. С. 108–119.
- Салихов Д. Н., Ковалев С. Г., Ларионов Н. Н., Беликова Г. И.* Полезные ископаемые Республики Башкортостан (железные руды). Уфа: Гилем, 2008. 148 с.
- Салихов Д. Н., Беликова Г. И., Пучков В. Н., Рахимов И. Р.* Магматизм Худолозовской мульды на Южном Урале // V Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 163–166.
- Ферштатер Г. Б., Холоднов В. В., Прибавкин С. В. и др.* Рифтогенный магматизм и железооруденение Южного Урала // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 5. С. 421–443.

А. Ф. Сметанников

Горный Институт УрО РАН, г. Пермь
smetannikov@bk.ru

Минералогия солей и благородных металлов Верхнекамского месторождения, Пермский край

Верхнекамское месторождение солей (ВКМС) расположено в центральной части Соликамской впадины Предуралья Краевого прогиба и представлено мощной (свыше 500 м) соляной толщей. Толща подразделяется (снизу вверх) на подстилающую каменную соль (ПдКС) мощностью 320–400 м, калийную залежь мощностью 70–100 м и покровную каменную соль (мощность 20 м). Соляные породы относятся к иренскому горизонту кунгурского яруса нижнего отдела пермской системы. Площадь соляной толщи – 8100 км², калийной залежи – 3750 км². В подстилающей соли выделяется верхняя пачка мощностью 20 м, нижней границей которой является пласт маркирующей глины (МГ) мощностью 0.6–1 м.

В калийной залежи выделяются сильвинитовая и карналлитовая зоны. Сильвинитовая зона сложена пластами красных сильвинитов (Кр III, Кр II, Кр I), полосчатого сильвинита (А) и разделяющих их пластов каменной соли (Кр II–Кр III, Кр I–Кр II, А–Кр I). Наиболее мощным является пласт Кр II (до 6 м), в котором выделяется 7 слоев. Нечетные слои сложены богатым сильвинитом (содержание КСI от 18 до 45 %), четные – бедным сильвинитом (содержание КСI от 5 до 18 %). Остальную массу сильвинитов составляет галит (NaCl). Мощность зоны составляет 20–25 м.

Карналлитовая зона сложена чередующимися пластами К–Mg солей (9 пластов от Б до К) и каменной соли (8 пластов от Б–В до И–К). В основании зоны пласт Б залегает на пласте А, образуя единый пласт АБ [Иванов, Воронова, 1975]. Отрабатываются пласты КрII и АБ.

Для всех соляных пород характерно присутствие нерастворимого в воде остатка (Н.О.), в котором концентрируются все благородные металлы (рис. 1, см. вкладку, с. 157; табл. 1). Содержание благородных металлов (БМ) в пересчете на соляные породы составляет 0.03–0.2 г/т, а в Н.О. соляных пород – до 10 г/т [Сметанников, Кудряшов, 1999; Сметанников, Шанина, 2006]. При переработке сильвинитовых руд БМ вместе с большей частью Н.О. локализируются в глинисто-солевых отходах [Сметанников, Кудряшов, 1999; 2000; Сметанников и др., 2000; Сметанников, Шанина, 2006].

Таблица 1

Минеральный состав соляных пород ВКМС

Минералы, %	Соляные породы					
	Каменная соль	Маркирующая глина	Сильвинит	Карналлитовая порода	Межпластовая каменная соль	Коржи
Галит	97–99	7–13	95–45	до 45	до 92	60–85
Сильвин	–	–	5–45	1–3	–	–
Карналлит	–	–	0.5–3	до 55	–	–
Н.О.	1–3	93–87	2.5–6	до 6	10–12	40–15

Состав Н.О. соляных пород близок. Различия наблюдаются в содержании сульфидов Fe, оксидов и гидроксидов Fe и связываются со сменой гидрохимических солевых фаций при переходе от ПдКС в калийную залежь (табл. 2). Содержания органического вещества в Н.О. соляных пород близки. Соляные минералы и минералы Н.О. представляют две последовательно формирующиеся группы минералов. Минералы Н.О. ПдКС сконцентрированы в межзерновом пространстве агрегатов галита, в глинисто-ангидритовых прослоях и пласте МГ.

Таблица 2

Минеральный состав Н.О. соляных пород

Минералы, %	Нерастворимый в воде остаток соляных пород			
	Каменная соль	Маркирующая глина	Сильвинит	Карналлитовая порода
Ангидрит	40	42	44	5
Гипс	10	21	5	3
Ярозит	1.1	сл.	–	–
Доломит	24	11	20	18
Кварц	12	12	12	35
Полевые шпаты	1.5	11	8	26
Хлорит	3.5	1.5	3	3
Гидрослюда	0.8	1	3	–
Тальк	–	–	–	3
Пирит	0.2	0.5	–	–
Гематит	0.6	0.6	сл.	–
Гетит	–	–	1.5	–
Лепидокрокит	–	–	–	3
С _{орг.}	0.9	1.35	1.1	1.54

Примечание. Приведены средние содержания по нескольким пробам: каменная соль – 5, МГ – 15, сильвинит – пласты КрЦ, А и Б, карналлитовая порода по 3 пробы.

В калийной залежи минералы, слагающие Н.О. соляных пород, представлены минеральной массой межзернового пространства (межзерновой Н.О.) и минеральным пигментом соляных минералов. Пигмент по отношению к соляным минералам формируется одновременно–последовательно, а межзерновой Н.О. формируется последовательно по отношению к соляным минералам. Основным отличием состава пигмента от состава межзернового Н.О. является отсутствие в нем сульфатов кальция, полевых шпатов и хлорита с глинистыми минералами. В процессе выделения пигмент [Сметанников и др., 2000] делится на флотлируемую фракцию, где преобладает гетит, гематит, и осадочную фракцию, где преобладает доломит. В составе пигмента фиксируется Au; Pt и Pd отсутствуют. В межзерновом Н.О. содержится Au, Ag, Pt и Pd. В составе пигмента Au связано с гематит-гетитовой составляющей. В межзерновом Н.О. Au и Ag частично, а Pt и Pd полностью связаны с сульфатной составляющей Н.О. и органическим веществом [Сметанников, Кудряшов, 1999; Сметанников, Шанина, 2006].

Таблица 3

Содержание элементов-примесей в Н.О. соляных пород

Элемент	Содержание, мкг/г	Метод анализа	Элемент	Содержание, мкг/г	Метод анализа
Li	9.3	Aes.Ms	La	7.7	Ms
Be	0.67	Ms	Ce	18	–
Sc	11	–	Pr	2.6	–
V	230	Aes	Nd	11	–
Cr	120	Aes.Ms	Sm	3.1	–
Co	10	–	Eu	0.76	–
Ni	100	–	Gd	2.9	–
Cu	3500	–	Tb	0.42	–
Zn	60	–	Dy	2.4	–
Ga	5.4	Ms	Ho	0.61	–
As	6.1	–	Er	1.3	–
Se	17	–	Tm	0.13	–
Rb	28	–	Yb	1.2	–
Sr	280	Aes.Ms	Lu	0.19	–
Y	9.1	Ms	Hf	1.4	–
Zr	48	–	Ta	0.50	–
Nb	2.8	–	W	0.68	–
Mo	1.1	–	Re	<0.04	–
Rh	<0.1	–	Ir	<0.02	–
Pd	3.3	–	Pt	0.79	–
Ag	2.6	–	Au	0.17	–
Cd	0.12	–	Hg	0.16	–
Sn	0.67	–	Tl	0.11	–
Sb	0.56	–	Pb	3.4	–
Te	0.89	–	Bi	0.15	–
Cz	0.40	–	Th	2.0	–
Ba	230	Aes.Ms	U	1.3	–

Примечание. Aes – атомно-эмиссионный метод анализа с индуктивно связанной плазмой; Ms – масс-спектрометрический метод анализа с индуктивно связанной плазмой. Прочерк – то же самое.

В Н.О. соляных пород обнаружены элементы-примеси, представленные собственными минералами, самородными металлами, твердыми растворами, интерметаллидами (табл. 3). Они ассоциируют с кварц-доломит-полевошпатовая составляющей межзернового Н.О. и доломитовой составляющей пигмента соляных минералов.

Изучение органического вещества Н.О. методами хлороформенной и спиртобензольной экстракции показало, что БМ связаны с хлороформенными (ХБ) и спиртобензольными (СББ) битумоидами, являющимися частью органического вещества Н.О. Содержания битумоидов в пересчете на исходные соляные породы составили: в каменной соли – 0.0006–0.0008 %, в сильвинитах и карналлитовых породах – 0.002–0.013 %. Количество насыщенных углеводородов варьирует в пределах от 28 до 50 %.

Все исследованные образцы характеризуются близостью спектральных характеристик (рис. 2). Битумоиды близки по составу и являются автохтонными. Источником ОВ служил морской фитопланктон, его преобразование проходило в восстановительных условиях [Сметанников, 2011]. Определение содержания БМ в ХБ и СББ битумоидах, выделенных из осадочной и флотируемой составляющей межзернового Н.О., показало, что более 90 % благородных металлов связано с ХБ и СББ битумоидами (табл. 4). БМ в солях ВКМС связаны с органическими соединениями [Сметанников, Шанина, 2006].

Изложенный материал свидетельствует, что Au, Ag и Pt-металлы локализованы и ассоциируют с тремя группами минералов: 1) Н.О. подстилающей каменной соли, 2) Н.О., представленный пигментом сильвина и 3) межзерновой Н.О. соляных пород калийной залежи. Каждая из этих групп характеризуется единством места и времени образования, и может быть отнесена к парагенетическим минеральным ассоциациям по определению Н. В. Петровской [1967].

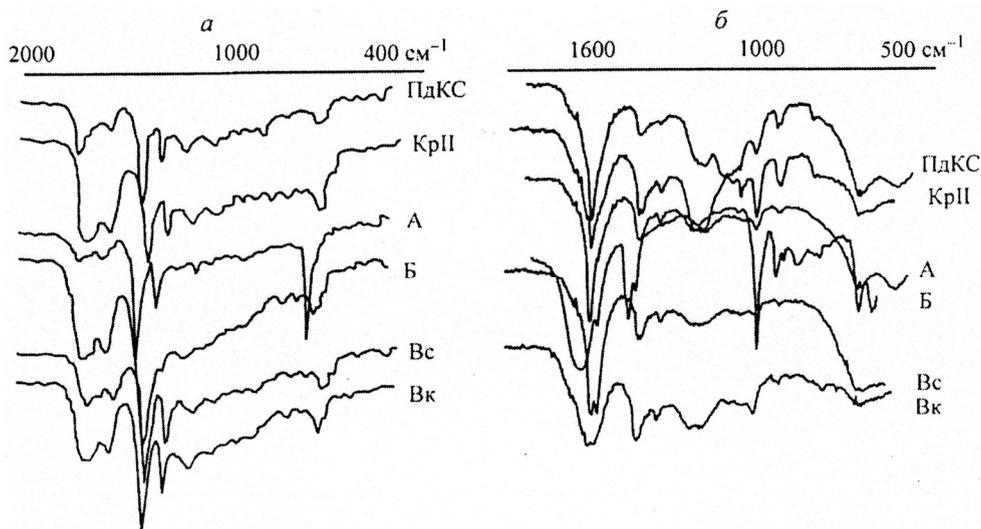


Рис. 2. Инфракрасные спектры поглощения хлороформенных (а) и спиртобензольных (б) битумоидов в нерастворимом остатке соляных пород.

Вк – карналлитовая часть пласта В; Вс – сильвинитовая часть пласта В; А, Б – полосчатый и пестрый сильвиниты пластов А и Б; КрII – сильвинитовый пласт КрII; ПдКС – верхняя пачка толщи каменной соли.

Содержания Au, Pt, Pd в компонентах Н.О.

Тип пробы	Содержание, г/т		
	Au	Pt	Pd
Н.О. осадок	1.10	2.70	2.60
Н.О. флотат	0.50	0.30	0.05
Н.О. флотат пена	0.25	13.0	25.0
ХБ осадка	0.10	1.30	2.70
СББ осадка	0.21	1.25	4.60
ХБ флотата	0.24	3.10	10.10
СББ флотата	1.50	13.10	1.10
Остаток осадка после вытяжек	1.10	0.25	0.50

Выделяется три парагенетических минеральных ассоциации. Первая представлена соединениями Au, Ag и Pt-металлов, ангидритом, доломитом, кварцем, полевым шпатом, пиритом и другими минералами, составляющими Н.О. подстилающей каменной соли. Ассоциация сформирована после галита, отнесенного к соляной парагенетической минеральной ассоциации. Эти две ассоциации (соляная и благороднометалльная) принадлежат стадии минералообразования, сформировавшей подстилающую каменную соль.

Вторая (включающая карбонилгалогениды золота, самородное золото, интерметаллиды Au, Ag, Cu, Ni и других металлов совместно с гетитом, лепидокрокитом, доломитом, кварцем и др. минералами) ассоциация локализована в пигменте сильвина, карналлита и, в меньшей степени, галита. Минералы солей и минералы пигмента соляных минералов представлены двумя (соляной и благороднометалльной) ассоциациями, образующимися одновременно-последовательно.

Третья ассоциация, объединяющая самородное серебро, органические соединения платиновых металлов, золота, сульфосоли и хлориды серебра совместно с ангидритом, доломитом, кварцем, полевыми шпатами, хлоритом, гидроксидами Fe (гетит, лепидокрокит), ОВ и др. минералами, представлена межзерновым Н.О. соляных пород калийной залежи. Вторая и третья ассоциации вместе с соляной ассоциацией образованы на стадии формирования калийной залежи. В калийной залежи соляной толщи ВКМС выделяется процесс постседиментационных эпигенетических изменений, являющихся следствием радиогенно-химических процессов образования водорода при радиолитизации кристаллизационной воды карналлита. Следствием этого процесса является преобразование карналлитовых и карналлитсодержащих пород [Сметанников, 2011].

Таким образом, в минералообразующем процессе выделяется процесс образования соляной толщи, включающий стадию формирования подстилающей каменной соли, стадию формирования калийной залежи и стадию формирования покровной каменной соли, а также процесс постседиментационного преобразования пород калийной залежи, составляющий стадию эпигенеза.

В соляной толще ВКМС выявлены следующие особенности распределения и формирования благороднометалльной минерализации. Это устойчивые содержания, наличие комплекса минеральных ассоциаций, меняющихся снизу вверх по разрезу, последовательный характер образования ассоциаций минералов солей и благородных металлов, отвечающий стадиям минералообразующего процесса. Указанные особен-

ности позволяют обосновать выделение нового техногенного типа месторождений благородных металлов [Сметанников, Кудряшов, 2000]. Результаты изучения форм нахождения БМ, минералогии и вещественного состава соляных пород использованы для обоснования технических решений при разработке промышленной технологии переработки шламов для извлечения БМ. Эти решения реализованы в исходных данных для проектирования опытного производства. Разработанная технология является основой для выделения нового геолого-промышленного типа, формирование которого связано с концентрированием БМ в отходах переработки руд.

Литература

- Иванов А. А., Воронова М. Л.* Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 1975. 219 с.
- Петровская Н. В.* О понятии «Парагенетическая минеральная ассоциация» // Геология рудных месторождений. 1967. № 2. С. 69.
- Сметанников А. Ф., Кудряшов А. И.* Содержание и распределение благородных металлов в маркирующей глине Верхнекамского месторождения солей // Геохимия. 1999. № 9. С. 669–672.
- Сметанников А. Ф., Кудряшов А. И.* О выделении новой рудной формации благородных металлов в эвапоритовых отложениях Предуральского прогиба // Металлогения древних и современных океанов–2000. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 221–224.
- Сметанников А. Ф., Филиппов В. Н., Янулова Л. А.* Минеральный состав пигмента сильвинов Верхнекамского месторождения солей // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Маг. регион. науч.-практ. конф. Пермь, 2000. С. 71–72.
- Сметанников А. Ф., Шанина С. Н.* Благородные металлы в солях Верхнекамского месторождения // Записки Российского минералогического общества. 2006. № 3. С. 61–65.
- Сметанников А. Ф.* Об образовании водорода при радиолитизации кристаллизационной воды карналлита и возможные следствия этого явления // Геохимия. 2011. № 9. С. 971–980.

Т. А. Ярцева

*Южно-Российский государственный технический университет
(Новочеркасский политехнический институт), г. Новочеркасск
yarceva123@rambler.ru*

Вариации минералого-геохимических параметров в разрезе соленосной толщи Гремячинского месторождения калийных солей (Волгоградская область)

(научный руководитель доцент А. А. Бутенков)

Целью работы является выявление особенностей условий накопления соленосной толщи Гремячинского месторождения калийных солей, расположенного в пределах Котельниковского района Волгоградской области. Фактический материал, послуживший основой написания статьи, был собран во время прохождения производственной практики в ОАО «Волга-Калий». Автором пройдены геологические маршруты, задокументирован керн скважин, отобран каменный материал, изучены фондовые и опубликованные источники, обработаны результаты химического и ми-

нералогического опробования, изучены образцы сильвинита. Для вертикального разреза по участку Равнинному (восточный фланг месторождения) по данным химического и минералогического анализа построены графики изменчивости по вертикали содержания различных компонентов соленосной толщи. Была произведена процедура корреляционного анализа с использованием программы STATISTICA 6.

Гремячинское месторождение расположено в северной части Ергенинской возвышенности, на левобережье р. Дон. Оно приурочено к южному окончанию Приволжской моноклинали и находится непосредственно в зоне сочленения докембрийской и эпигерцинской платформ, которая фиксируется серией разрывных нарушений запад-северо-западного простирания. Пограничное положение района определяет специфический характер латеральной и вертикальной структурной зональности Гремячинского месторождения. Структурно-тектонические особенности месторождения позволяют выделить два структурных комплекса по степени тектонической активности: нижний палеозойско-триасовый и верхний мезозойско-кайнозойский. Они разделены стратиграфическим и слабым угловым несогласием [Свидзинский и др., 1986].

Продуктивная толща месторождения входит в состав отложений кунгурского яруса ранней перми. Это галогенная формация, сложенная каменной солью, доломитами, ангидритами, калийными и калийно-магниевыми солями с незначительным количеством терригенного материала. Верхняя граница яруса устанавливается по резкой смене хемогенных отложений терригенными. Кровля кунгурского яруса является маркирующей поверхностью, выделяемой на электрокаротажных кривых. Перерыв в осадконакоплении, предположительно, соответствующий уфимскому и казанскому ярусам верхней перми, фиксируется в основании пермо-триасового комплекса горизонтом ангидритовых брекчий, сцементированных песчано-глинистым материалом.

В период накопления кунгурской галогенной толщи район Гремячинского месторождения принадлежал к периферической части крупнейшего Прикаспийского солеродного бассейна, в котором за это время накопились соленосные отложения мощностью в несколько километров. В пределах Приволжской моноклинали, в основном, осуществлялось накопление карбонатно-сульфатных отложений, периодически сменявшееся галогенезом вследствие внедрения хлоридных рассолов с запада, из основной части солеродного бассейна [Свидзинский и др., 1986].

В связи с периферическим положением Гремячинского месторождения формирование галогенной толщи на его территории происходило в обстановке неоднократного изменения физико-химических свойств рапы солеродного бассейна, в результате чего возникло многократное чередование пластов и слоев различных пород.

Литологические и минералого-петрографические особенности галогенных образований являются следствием сложных закономерных условий седиментогенеза соляных пород из равновесных гидрохимических систем солеродных бассейнов. Накопление осадков в этих системах происходило, как правило, в порядке повышения их растворимости от доломитов, ангидритов, каменной соли до конечных стадий концентрации рассолов – отложений калийных и калийно-магневых солей (сильвинит – карналлит – кизерит – бишофит). Любое нарушение режима прогрессирующей концентрации рассолов разбавлением сказывается на особенностях минерального состава галогенных отложений, поэтому нередко отмечаются случаи обратного соотношения калийно-магневых солей, когда менее растворимые минералы залегают

выше более растворимых [Алексеев, 2001]. Это отчасти свойственно и калиеносной толще Гремячинского месторождения, разрез которой завершается сильвинитами.

Анализ графиков распределения параметров соленосной толщи месторождения позволяет выделить три пачки – подстилающую, продуктивную и перекрывающую. Подстилающая толща характеризуется преобладанием в разрезе карналлита с подчиненным содержанием прослоев галита и отдельными прослоями с повышенным содержанием ангидрита. Содержание сильвина невысокое, отмечается лишь два единичных прослоя. Продуктивная часть разреза характеризуется повышенным содержанием сильвина (до 60 % в отдельных прослоях). Здесь выделяются отдельные прослои с повышенным содержанием карналлита. Подчиненное значение имеет галит, в небольшом количестве присутствует ангидрит. Перекрывающая часть разреза представлена, в основном, галитом с прослоями ангидрита и небольшим количеством карналлита.

Состав нижней части описанного разреза (подстилающая и продуктивная пачки) указывает на то, что они образовались на стадии сгущения рапы, а также в начальной фазе стадии опреснения рапы. Перекрывающая толща соответствует стадии опреснения рапы. Стадия сгущения рапы обычно маркируется преобладанием галитовых и калийных солей, а стадия опреснения характеризуется преобладанием каменной соли с ангидритом [Байков, Седлецкий, 1997].

Корреляционный анализ параметров соленосной толщи позволил выявить ряд закономерностей. Наибольший интерес представляет собой связь KCl с сильвином и карналлитом. Это соединение входит в состав обоих минералов, но только сильвин является полезным ископаемым. Выявлено, что наиболее сильная связь у KCl с сильвином (коэффициент корреляции 0.75), с карналлитом связь также положительная, но значительно меньше (0.33). Сильная отрицательная связь выявлена между $MgCl_2$ и NaCl (-0.81), что практически дублирует такую же отрицательную связь между минералами, содержащими эти соединения – карналлитом и галитом (-0.54), а также между карналлитом и сильвином (-0.38). Это объясняется разными условиями отложения этих минералов, связанными, прежде всего, с разной растворимостью солей. Как известно, растворимость повышается в ряду «ангидрит–галит–сильвин–карналлит–кизерит», вследствие чего эти соли не могли выпасть в осадок одновременно.

Породы описанного разреза являются индикаторами аридного палеоклимата. Аридный литогенез (по Н. М. Страхову) развивается в областях, где отношение среднегодового количества осадков к величине их испарения составляет менее 0.5. Области современного аридного климата охватывают континентальные территории (пустыни, полупустыни, сухие степи и саванны), акватории морей (Каспийское, Красное и др.) и часть областей океанического шельфа. Специфической обстановкой солевого осадконакопления являются себхи (араб. *sebha*) – побережья засушливых зон с отступлением береговой линии внутрь континента и формированием мелководных лагун с высокой соленостью [Алексеев, 2001].

Главными факторами аутигенного минералообразования в аридных условиях, кроме климатического и тектонического, являются состав и концентрация солей в растворе, температура и давление.

Минералы выпадают в осадок из растворов в последовательности, определяемой составом солей, степенью их растворимости, относительным количеством солей в растворе, концентрацией, их влиянием друг на друга. В общем случае по мере упа-

ривания воды солеродного водоема сначала осаждаются труднорастворимые сульфаты (гипс и ангидрит), затем более растворимые соли (галит – сильвинит – карналлит – кизерит – бишофит). По мере выпадения этих солей в осадок возрастает соленость бассейна. Главный способ минералообразования – кристаллизация из пересыщенных растворов.

Выделяют три гидрохимических типа аридных солеродных водоемов: 1) содовый или карбонатный (углекислый); 2) сульфатный (сернокислый); 3) хлоридный [Байков, Седлецкий, 1997].

Изученный нами разрез начал формироваться в водоеме морского типа, который принадлежит к сульфатному классу, но содержит много калия и магния. Галогенез в таких водоемах может быть полным, т.е. начинаться осаждением карбонатов, завершаться садкой хлоридов калия и магния.

Основание толщи, расположенное ниже изученного разреза, сложено доломитами и ангидритами. Они отлагались в интервале солености от 3.5 до 26–27 % в ходе карбонатной и гипсово-ангидритовой стадий (подготовительный этап галогенеза). В дальнейшем происходило нарастание солености раствора до значений 27–32 %, что выражалось в галитовой стадии. Эти соотношения позволяют прийти к выводу о произошедшей метаморфизации рапы, т.е. преобразовании водоема сульфатного типа в хлоридный. Согласно М. Г. Валяшко [Байков, Седлецкий, 1997], прямая метаморфизация вызывает понижение содержания сульфатного иона в растворе, что в конечном итоге вызывало преобразование водоема сульфатного типа в хлоридный и образование бессульфатных калийных солей. При солености выше 32 % накапливаются калий-магниевые соли, что продолжается до достижения эвтонической точки, т.е. до полного высыхания рапы. Эта стадия заканчивается при минерализации 38–40 % [Байков, Седлецкий, 1997].

В разрезе соленосной толщи сильвиниты залегают выше карналлитов, что противоречит нормальной последовательности их отложения: сильвин должен перекрываться более легко растворимыми карналлитом и кизеритом. Такое залегание могло возникнуть вследствие диагенетических преобразований: сильвиниты вторично образовывались вследствие фильтрации внутрисолевых вод через первичные карналлитовые породы. На влияние диагенетических процессов на породы описываемого разреза также указывает наличие ангидрита, который, как известно, не отлагается путем седиментации, а возникает при диагенезе первичного седиментогенного гипса.

Литература

- Алексеев В. П.* Литология. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001. С. 138–150.
- Байков А. А., Седлецкий В. И.* Литогенез. Учебник для студентов геологических специальностей. Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ ВШ, 1997. С. 325–400.
- Свидзинский С. А.* Литолого-фациальный анализ галогенной толщи западной части Северного Прикаспия // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986. С. 10–18.
- Свидзинский С. А., Музалевский М. М., Ковальский Ф. И.* Гремячинское месторождение сильвинитов // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986. С. 204–219.

И. Н. Куликов
Южно-Российский государственный технический университет
(Новочеркасский политехнический институт), г. Новочеркасск
kaftanatiy_ab@mail.ru

Геохимическая корреляция соленосной толщи
Гремячинского месторождения калийных солей
(Волгоградская область)
(научный руководитель доцент А. Б. Кафтанатий)

Объектом исследования является Равнинный и Даргановский участок Гремячинского месторождения калийных солей. Месторождение расположено на территории Котельниковского района Волгоградской области, в 150 км к юго-западу от г. Волгограда, на левобережной части бассейна нижнего течения р. Дон. Работа по изучению микропримесного состава соленосной толщи проводилась на основе материалов, полученных на первой научно-производственной практике в ОАО «ЕвроХим-Волга-Калий» в г. Котельниково Волгоградской области.

В тектоническом отношении район относится к зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и северной краевой зоны Средиземноморского орогенного пояса, завершившей развитие в конце палеозоя в результате герцинской складчатости. Палеозойско-триасовый комплекс подразделяется на три основные толщи: подсолевые сульфатно-карбонатные отложения карбона–нижней перми; галогенную толщу кунгурского яруса; терригенные отложения верхней перми–раннего триаса. Формирование складчатых структур в прилегающих районах завершилось к началу перми. По геологическому строению, литологическому составу, верхняя и средняя части описываемого разреза сходны с подобными отложениями Прикаспия и условно отнесены к ниже-пермским отложениям (сакмарский–кунгурский ярусы) [Свидзинский, 1983; Московский, Свидзинский, 1989].

В качестве исходных данных были использованы результаты спектрального анализа по 40 микроэлементам в соленосных интервалах разведочных скважин Даргановского участка. В обработке были использованы определения по 192 пробам с точностью определения $10^{-4}\%$. На первом этапе рассчитывались основные статистические параметры, рассматривался характер распределения, в результате которых из выборки были исключены неинформативные элементы, не показавшие изменчивости значений в различных толщах и пачках разреза. Затем была рассчитана корреляционная матрица по 192 пробам и 29 элементам, характеризующим микропримесный состав. Дендрограмма дает представление о характере связи признаков между собой и группами признаков. Для характеристики большого количества коррелятивных отношений по оставшимся признакам наиболее применимым является метод главных компонент (R-факторный анализ). Он позволяет из множества пространства признаков выделить ассоциативные и альтернативные группы. Эти группы, называемые факторами, могут корреспондировать с реальными геологическими процессами как на стадии седиментации бассейна соленакпления, так и на стадии эпигенетических (диагенетических) трансформаций. Из пяти расчетных факторов наиболее информативными являются три первых, описывающие соответственно (24, 8.9 и 7.4 %) изменчивости признаков. Вклад в общую дисперсию для них соответствует 40.5 %. Оставшиеся факторы могут описывать ошибки и погрешности методов определения и в меньшей степени иметь геологическую информативность.

Корреляция по парагенезисам химических элементов, предложенная А. Е. Ферманом для поисков полезных ископаемых, может быть использована для корреляции осадочных толщ с одинаковыми потоками вторичного рассеяния микроэлементов [Кузнецов, 1984]. Применяются различные закономерные сочетания элементов в осадках, зависящие от металлогенической специализации осадочных комплексов и индивидуальных особенностей отдельных горизонтов. В нашем случае группировка признаков по факторам показала наличие следующих групп элементов: халькофильной, сидерофильной, третьей объединенной для цветных и рассеянных (литофильных) элементов. Эти ассоциации характеризуют палеогеографические условия седиментогенеза и эпигенетические преобразования соленосной толщи и требуют дальнейшего более тщательного анализа геолого-геохимических показателей.

Состав соленосных пород и корреляция их в разрезе по геохимическим критериям подтверждает резкую дифференцированность условий осадконакопления в пределах месторождения [Свидзинский, Московский, 2011], что может быть обусловлено изменчивостью палеорельефа бассейна соленакпления. В свою очередь, имело место и влияние эпигенетических процессов, особенно в южной части месторождения.

Литература

Свидзинский С. А. Сводный разрез галогенных образований западной части Северного Прикаспия // Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: Наука, 1983. С. 87–88.

Московский Г. А., Свидзинский С. А. Соотношение ритмопачек и циклов седиментации в галогенных разрезах Северного Прикаспия // Советская геология. 1989. № 5. С. 49–54.

Кузнецов В. А. Геохимические корреляции в речных долинах. Минск: Наука и техника, 1984. 288 с.

Свидзинский С. А., Московский Г. А. Нижнепермская галогеновая формация западной части Северного Прикаспия // Геология, полезные ископаемые, перспективы промышленного освоения. Саратов: СП-Принт, 2011. 280 с.