

УДК 55(47+57)

С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ШАТАКСКОГО И КУСИНСКО-КОПАНСКОГО МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ (БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ)

Аннотация. В работе приводятся материалы по геохимии Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов. Рассмотрены вопросы поведения РЗЭ, рудогенных элементов (Ti, V, Ni, Co, Cu, Cr) и ЭПГ + Au в процессе становления магматических тел. Делается вывод о том, что процессы дифференциации расплавов в промежуточных очагах привели к перераспределению и концентрации РЗЭ, рудогенных элементов и благородных металлов при сохранении первичных отношений в породах, являющихся результатом непосредственной кристаллизации мантийных расплавов в верхних этажах земной коры (пикритовые и пикродолеритовые комплексы).

Ключевые слова: Башкирский мегантиклинорий, геохимическая специализация редкоземельные элементы, благородные металлы, платиноиды, Шатакский комплекс, Кусинско-Копанский комплекс, дифференциация.

ВВЕДЕНИЕ

Башкирский мегантиклинорий — крупнейшая положительная структура палеоконтинентального сектора Урала, расположенная в горной части Южного Урала. Мегантиклинорий протягивается на 250 км при ширине до 100 км. На западе он граничит с Западно-Уральской складчатой зоной и с глыбово-надвиговым поднятием Каратау; на юге и юго-востоке резко погружается, сменяясь Зилаирским синклиномием; на востоке по разломам граничит с антиформой Уралтау и Главным Уральским разломом; к северу, постепенно сужаясь, оканчивается примерно на 56° с.ш. Ядро мегантиклинория сложено мощными терригенно-карбонатными отложениями рифея (рис. 1), а крылья — вендскими и палеозойскими породами. Разрез последних начинается с ордовика на юге и востоке, с силура или девона на западе. В восточных разрезах ордовик лежит на рифее с размывом и угловым несогласием; к западу глубина размыва уменьшается, а угловое несогласие исчезает.

Магматические породы Башкирского мегантиклинория более чем на 90% представлены интрузивными телами дайковой и силловой формы, варьирующими по основности от пикритов до кислых, субщелочных и щелочных разновидностей. Эффузивные образования (базальты различной щелочности и риолиты) распространены локально в обрамлении Тараташского комплекса (Навышский

комплекс), а также в Машакской и Шатакской палеорифтогенных структурах. Возрастной интервал формирования магматических пород в пределах Башкирского мегантиклинория простирается от раннего рифея до венда и палеозоя включительно. Наиболее полная сводка по магматизму всего западного склона Южного Урала приведена в монографии А.А. Алексеева [1984]. Кроме того, отдельные вопросы магматизма Башкирского мегантиклинория освещены в целом ряде публикаций, вышедших в последнее время [Алексеев и др., 2003; Ковалев, Высоцкий, 2004, 2006; Пучков, 2000, 2010; Ковалев, 2008, 2011; Ковалев и др., 2013; Сазонова и др., 2011; Носова и др., 2012 и др.].

Среднерифейские магматические комплексы наиболее широко распространены в пределах региона и представлены Бердяушским комплексом гранитов рапакиви, Кусинско-Копанским расслоенным комплексом, Повальненским и Кургасским габбро-долеритовыми, Лапыштинским долерит-пикритовым, Ишлинским пикритовым комплексами, а также Машакским и Шатакским пикрит-риолит-базальтовыми и Ахмеровским гранитным комплексами.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Кусинско-Копанский расслоенный комплекс с титан-железо-ванадиевым оруденением представляет одну из наиболее известных и относительно хорошо изученных ассоциаций интрузивных пород Башкирского мегантиклинория (см. рис. 1). В составе этого комплекса выделяются Кусинско-Черноре-

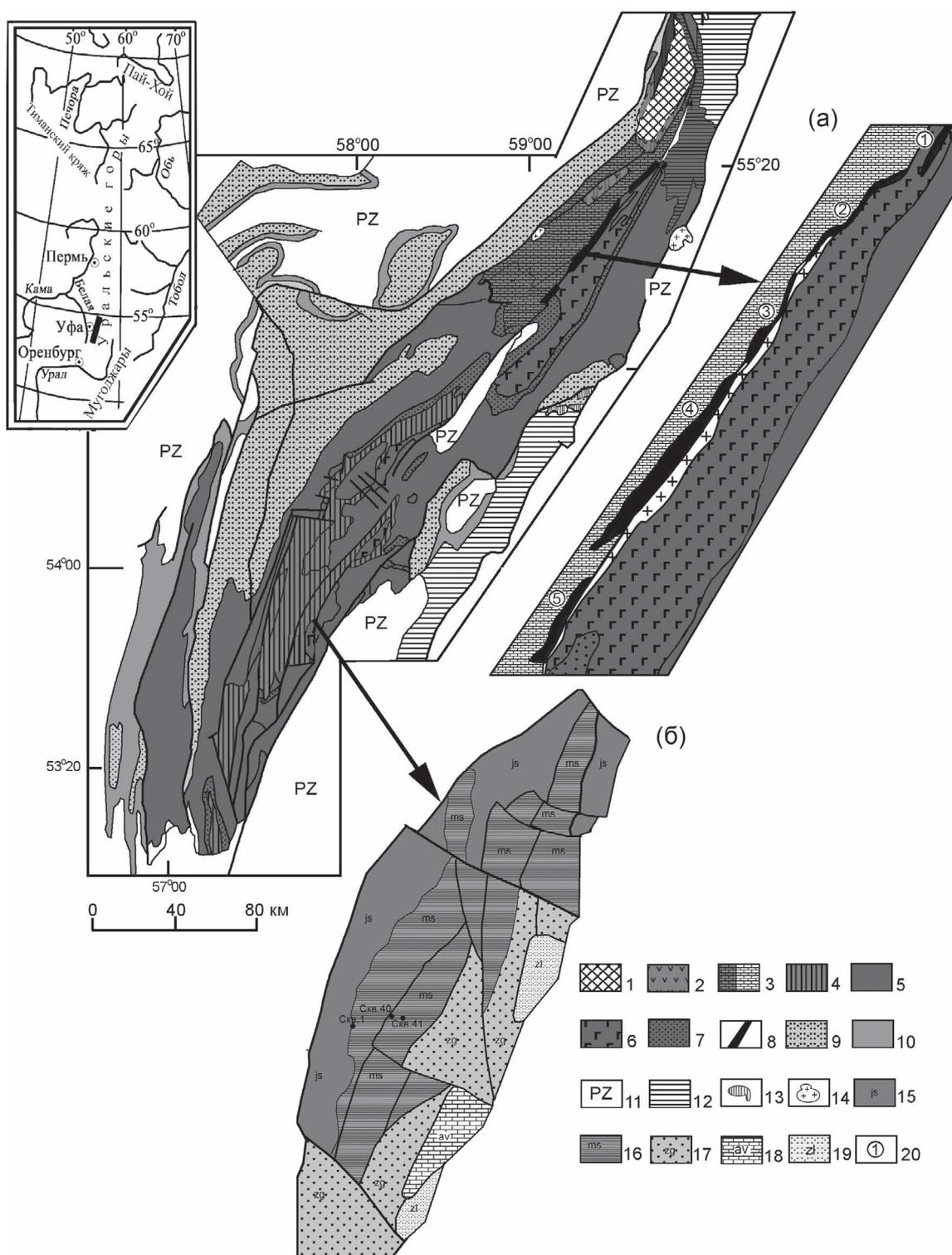


Рис. 1. Геологическая схема Башкирского мегантиклинория, Кусинско-Копанского (а) и Шатакского (б) комплексов

Для схемы: 1 — тараташский метаморфический комплекс, 2 — айская свита (RF_1), 3 — саткинская и бакальская свиты нерасчлененные (RF_1), 4 — большеинзерская, суранская и юшинская свиты нерасчлененные (RF_1), 5 — терригенные отложения нерасчлененные (RF_1), 6 — вулканогенно-осадочные отложения (RF_2), 7 — зигальгинская свита (RF_2), 8 — Кусинско-Копанский комплекс (RF_2), 9 — верхнерифейские отложения нерасчлененные, 10 — вендские отложения нерасчлененные, 11 — палеозойские отложения нерасчлененные, 12 — метаморфические комплексы нерасчлененные, 13 — ультраосновные породы, 14 — гранитоиды; для врезок: 15 — юшинская свита, 16 — машакская свита, 17 — зигальгинская свита, 18 — авзянская свита, 19 — зильмердакская свита, 20 — массивы Кусинско-Копанского комплекса (1 — Шумгинский, 2 — Кусинско-Чернореченский, 3 — Медведевский, 4 — Копанский, 5 — Маткальский).

ченский, Медведевский, Копанский и Маткальский массивы, вытянутые друг за другом с северо-востока на юго-запад на расстояние около 70 км. Общая площадь массивов составляет около 50 км², а наибольшая ширина достигает 2 км.

Изучение геологического положения, внутреннего строения и генезиса ассоциации и связанного с нею титаномагнетитового оруденения проводилось многими исследователями на протяжении длительного периода времени.

В настоящее время Кусинско-Копанский комплекс рассматривается как типичная платформенная стратиформная интрузия, комагматичная ранне-среднерифейской риолит-базальтовой формации, или как представитель перидотит-пироксенит-норитовой формации расслоенных интрузий. Тела комплекса приурочены к Юрюзано-Зюраткульскому разлому и имеют согласное залегание с вмещающими отложениями. Нормальные первичные интрузивные соотношения массивов комплекса с вмещающими породами подтверждаются параллельностью западного контакта в плане и разрезе горизонтам вмещающих осадочных пород; переслаиванием в лежачем боку некоторых массивов роговиков, кварцитов и габброидов, а в висячем — габброидов, диоритов и гранитов; наличием в габброидах роговиков и скарнов, имеющих согласное с вмещающими породами и полосчатостью габброидов залегание [Алексеев и др., 2000].

Массивы комплекса имеют неоднородное внутреннее строение. Характерная их особенность — полосчатость, стратифицированность, заключающаяся в чередовании в разрезе «слоев» базитов переменной мощности (обычно первые десятки метров), различного состава, зернистости, структуры и текстуры. Полосчатое строение массивов усиливается переменным содержанием рудных минералов в породах и наличием согласных с общей полосчатостью пластов вкрапленных и сплошных титаномагнетитовых руд. Полосы базитов разного состава и рудные пласты хорошо прослеживаются по простиранию и падению, подчеркивая псевдостратифицированное, расслоенное строение массивов.

Другой важнейшей особенностью внутреннего строения интрузий комплекса является относительно широкое распространение, преимущественно в лежачем боку массивов, ксенолитов метаморфизованных вмещающих пород — скарноидов по карбонатным породам, кварцитов и роговиков, образующих пластообразные тела мощностью до нескольких десятков метров и протяженностью до 100–150 м. С подобными карбонатными ксенолитами связаны скарны всемирно известных в прошлом минеральных копей.

В строении комплекса участвуют также дайки мелкозернистых метадолеритов, микрогаббро, редко плагиогранитов и жилы разнообразных гранитов. Наиболее широко дайки основного состава развиты в Копанском массиве, где они при субширотном простирании и мощности от долей до 15–20 м протягиваются на расстоянии до 1,5 км. В висячем боку интрузий, за исключением северной части Кусинско-Чернореченского массива, залегают микропегматитовые граниты, выделенные М.И. Гаранем [1957] под названием Рябиновской интрузии. Участками они отделены от габброидов переходной зоной гибридных (?) габбро-диоритов и диоритов.

В сложении массивов комплекса главное значение имеют разнообразные по составу и структуре габбро, резко подчиненное — пироксениты, горнблендиты и анортозиты. В связи с усилением метаморфизма пород на северо-восток, Медведевский и особенно Кусинско-Чернореченский массивы сложены габбро-амфиболитами, апогаббровыми плагиоклазовыми и реже гранатовыми амфиболитами, а ультрамафиты представлены метапироксенитами и амфиболовыми сланцами. Петрографически обособленную группу составляют диориты и гранофиновые граниты, а также жильные породы заключительной фазы становления комплекса. Породообразующие минералы габброидов — плагиоклаз № 55–62, авгит переменного состава, редко пижонит-авгит, магнезиальный гиперстен, хризолит; в небольших количествах — титанистая и буро-зеленая роговая обманка, биотит. Содержание титаномагнетита, обычно «цементирующего» нерудные минералы, варьирует от 2–3 до 10–12%. Из сульфидов обычны пирротин, реже пирит и халькопирит.

Пироксениты и горнблендиты в виде пачек мощностью 7–40 м установлены в разрезах Маткальского и Медведевского массивов. Обычно они тяготеют к рудным зонам. Пироксен в них полностью замещен актинолитом или ассоциацией магнезиальный актинолит + хлорит.

Граниты второй фазы становления комплекса слагают протяженное пластообразное тело в кровле массивов. Основными типами их являются микропегматитовые (гранофиновые) мезопертитовые граниты и гнейсированные их разности. Общая особенность их — наличие реликтовых таблитчатых выделений (до 1–1,5 мм) олигоклаза в зернах мезопертитового полевого шпата или в окружении гранофиновых сростков кварца и мезопертитового полевого шпата. Наблюдаются также малораспространенные плагиограниты с преобладанием среди полевых шпатов плагиоклаза и повышенным содержанием магнетита и амфибола.

Среднерифейский возраст комплекса определяется как геологическими, так и радиогеохроноло-

гическими данными. Базиты активно воздействуют на отложения нижнего рифея, кварциты зигальгинской свиты и содержат их ксенолиты, что указывает на послезигальгинское время формирования комплекса. В последнее время многочисленными методами (Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb возраст цирконов SHRIMP-II) был установлен единый возраст (1385–1395 млн лет) формирования пород (габброидов и гранитоидов) и массивных руд Кусинско-Копанского комплекса [Холоднов и др., 2012].

Шатакский пикрит-риолит-базальтовый комплекс. Субвулканические тела ультраосновного, основного и кислого состава развиты в пределах Ишлинско-Шатакской грабеновой зоны (см. рис. 1). Они тесно ассоциируют с риолит-базальтовыми вулканитами машакской свиты и являются их комагматами.

Жильные, дайковые и силловые тела долеритового и габбро-долеритового. состава мощностью от 3–5 до 40–45 м и протяженностью до 50–150 м имеют с вмещающими породами согласные или секущие контакты. Обычно они симметрично-зональные — центральные части интрузий сложены средне- и крупнокристаллическими разностями, а в эндоконтактах — мелкозернистыми.

Пикриты представлены пластовой интрузией, расположенной в основании машакской свиты на ее непосредственной границе с подстилающими отложениями юшинской свиты [Ковалев, Высоцкий, 2008]. Макроскопически породы представлены зеленовато-серыми, темно-зелеными среднезернистыми амфиболитизированными разновидностями, имеющими массивную текстуру и видимую мощность около 25–30 м. Изучение петрографического состава пород, их петро- и геохимических особенностей позволило выделить в строении интрузии три зоны: нижнюю эндоконтактовую, центральную и верхнюю эндоконтактовую. Породы верхней эндоконтактовой зоны представлены метадолеритами с микроофитовой и микродолеритовой структурой. Центральная часть интрузии сложена пикритами, первичными минералами которых являлись оливин, клинопироксен, ортопироксен и роговая обманка. Породы сильно изменены и практически полностью превращены в тальк-амфибол-серпентиновый агрегат. В верхней части центральной зоны выделяется узкий горизонт, сложенный амфиболитами с единичными находками граната. Петрографически породы представляют собой измененные (карбонатизированные, хлоритизированные, с серпентином и тальком) пикриты (пикродолериты), по которым развивается амфибол-гранатовая минерализация.

Нижняя часть тела представлена интенсивно измененными пикродолеритами. Из первичных минералов, по псевдоморфозам, устанавливается

клинопироксен; присутствие плагиоклаза проблематично. Петро-геохимические особенности пород, слагающих пикритовое тело, подчеркивают его дифференцированное строение и выражаются в накоплении магния, хрома и никеля в нижней и средней (ультраосновных) зонах, а титана, железа, ванадия, фосфора и щелочей в верхнем горизонте, что является типичным для аналогичных образований [Ковалев, 1996].

Габбро, габбро-долериты (мезократовые) представлены силами или штокообразными телами с рвущими контактами. Плагиоклазовые дацитовые порфириды, риодацитовые, трахириодацитовые порфиры образуют дайко- и штокообразные тела мощностью до 2–2,5 м и длиной 3–5 м. Они пространственно связаны с эффузивами близкого состава. Магматические породы претерпели интенсивный зеленокаменный метаморфизм. Они интенсивно окварцованы и серицитизированы.

Метабазальты Шатакского комплекса, максимальное количество которых входит в состав кузьелгинской и каранской подсвит, в целом представляют собой зеленые, зеленовато-серые, средне-мелкозернистые породы, для которых характерны микродолеритовая, микроофитовая, апоинтерсертальная и порфиридная структуры. Минеральный состав пород включает в себя клинопироксен, плагиоклаз, роговую обманку, титаномагнетит и магнетит. Ассоциация вторичных минералов представлена амфиболом актинолит-тремолитового ряда, хлоритом (пеннин-клинохлор), эпидотом, серицитом, титанитом и лейкоксеном. В крупных телах наблюдается вполне отчетливое увеличение размерности зерен в направлении от контактов внутрь тел, при этом минеральный состав не претерпевает каких-либо изменений, изменяются лишь размерность кристаллов и микроструктурные особенности пород: в эндоконтактах структура близка к интерсертальной с удлинненными лейстами плагиоклаза и интерстициальным пространством, заполненным стекловатым мезостазином либо продуктами его девитрификации; в центральных частях тел породам присущи микрогаббровая, микродолеритовая и микроофитовая структуры. Часто в прикровельных и приподожвенных частях магматических тел наблюдаются обильные миндалины, что свидетельствует о значительной флюидонасыщенности внедрявшейся магмы. Выполнены миндалины чаще всего кальцит-кварц-эпидот-хлоритовым агрегатом с переменным количеством отдельных минералов.

Метабазальты характеризуются повышенной титанистостью, железистостью и натриевым типом щелочности. Кислые разновидности имеют натрий-калиевый тип щелочности и иногда приближаются к трахириолитам.

В магматических породах основного состава и ассоциирующихся с ними грубообломочных терригенных породах комплекса, ранее были установлены аномальные содержания золота и платиноидов [Ковалев, Высоцкий, 2006].

Как уже отмечалось выше, датирование магматических пород по единичным кристаллам цирконов на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) показало присутствию в пробах Шатакского комплекса нескольких популяций цирконов с возрастом от 1500–1550 до 1330–1350 млн лет [Пучков и др., 2007; Краснобаев и др., 2008].

Возрастные данные, полученные методом СА-TIMS (СА-ID-TIMS) по 4 зернам циркона из тела metabазальтов, дали средневзвешенную $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировку $1381,5 \pm 1,0$ млн лет ($\text{MSWD} = 1,0$) и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировку $1380,3 \pm 0,4$ млн лет ($\text{MSWD} = 1,1$) [Пучков, 2010]. Таким образом, время начала «машакского события», по мнению В.Н. Пучкова [2010], опустилось до уровня 1400 млн лет.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Геохимические особенности магматических пород Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов характеризуются устойчивыми признаками, подчеркивающими условия их формирования.

В частности, нормализованные содержания REE в различных по основности типах пород, слагающих Шатакский (риолиты, базальты и пикриты) и Кусинско-Копанский (граниты, габбро, анортозиты и оливиновые пироксениты) комплексы комплементарны между собой, что свидетельствует об их формировании в промежуточных магматических очагах (рис. 2). При этом эффузивные магматические породы Шатакского комплекса представляют собой порции дифференцированного вещества, излившиеся на поверхность, а субвулканические — внедрившиеся в верхние горизонты коры, в то время как породы Кусинско-Копанского комплекса являются в целом раскристаллизованным в коре самим промежуточным очагом.

По величинам нормализованных отношений La/Lu и Ce/Yb все разновидности пород Шатакского (пикриты — 2,52–4,38 и 2,24–3,64; базальты — 4,40–5,91 и 3,30–4,74; риолиты — 112,23 и 66,08 соответственно) и Кусинско-Копанского (оливиновые пироксениты — 4,59 и 4,06; габброиды и анортозиты — 4,24–14,15 и 3,79–10,62; граниты Рябиновского массива — 6,72 и 5,74) комплексов в значительной степени обогащены легкой группой REE. Кроме того, La/Sm отношение в пикритах и базальтах Шатакского комплекса изменяется в пределах от 1,66 до 2,53 и незначительно повышается к риолитам до величины 4,61, в то время как в породах

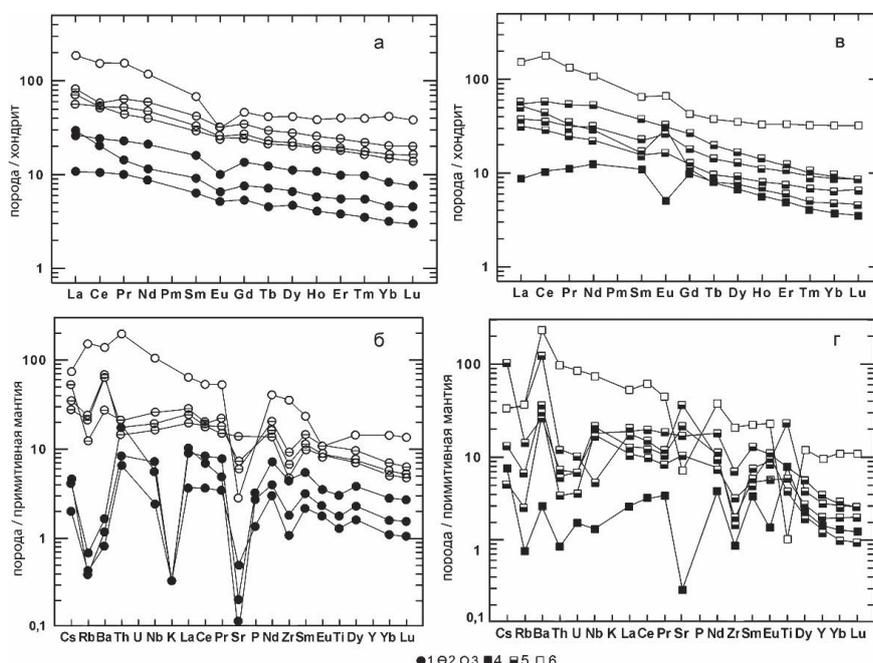


Рис. 2. Нормализованные содержания РЗЭ и спайдер-диаграммы для магматических пород Машакского (а, б) и Кусинско-Копанского (в, г) комплексов

1–3 — Шатакский комплекс (1 — пикриты, 2 — базальты, 3 — риолиты); 4–6 — Кусинско-Копанский комплекс (4 — оливиновые пироксениты, 5 — габброиды и анортозиты, 6 — граниты Рябиновского массива). Хондрит и примитивная мантия по [Sun, McDonough, 1989].

Кусинско-Копанского комплекса максимальное значение La/Sm отношения установлено в анортозитах (3,04), а в оливиновых пироксенитах (1,93), габброидах (1,42–1,63) и гранитах Рябиновского массива (2,28) значения отношения близки друг к другу. Несмотря на схожесть геохимических характеристик, существуют и различия, подчеркивающие разные механизмы становления комплексов. В частности, для шатакских пикритов и базальтоидов характерны повышенные количества U и Th и устойчиво пониженные Sr по сравнению с аналогами Кусинско-Копанского комплекса (см. рис. 2).

Определенный интерес представляют содержания рудогенных металлов, U и Th в породах Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов (рис. 3). Анализ бинарных диаграмм, приведенных на рис. 3 позволяет сделать следующие выводы:

— несмотря на то, что комплексы характеризуются разным типом оруденения (титаномагнетитовое в Кусинско-Копанском комплексе и железокисное в Шатакском), изменение содержаний V и Ti в различных разновидностях пород (граниты → ильменитовое габбро для Кусинско-Копанского комплекса и риолиты → базальты для Шатакского) аналогично для обоих комплексов, образуя на диаграмме единый тренд, что свидетельствует о близких, но не тождественных механизмах становления комплексов;

— аналогичное поведение характерно и для Co и Ni, при этом для пород Кусинско-Копанского комплекса характерен больший разброс значений элементов в ряду граниты – габбро (в 100 раз), что свидетельствует о специфике внутрикамерной дифференциации расплава, которая реализовывалась в «закрытой» системе [Ковалев, 2008];

— для Cu и Cr также характерны свои особенности распределения в рядах пород комплексов; в ряду гранит – габбро (Кусинско-Копанский комплекс) значительно возрастает количество меди при незначительном повышении содержаний хрома, в ряду риолит – базальт (Шатакский комплекс) также растет количество Cu, но при этом все разновидности

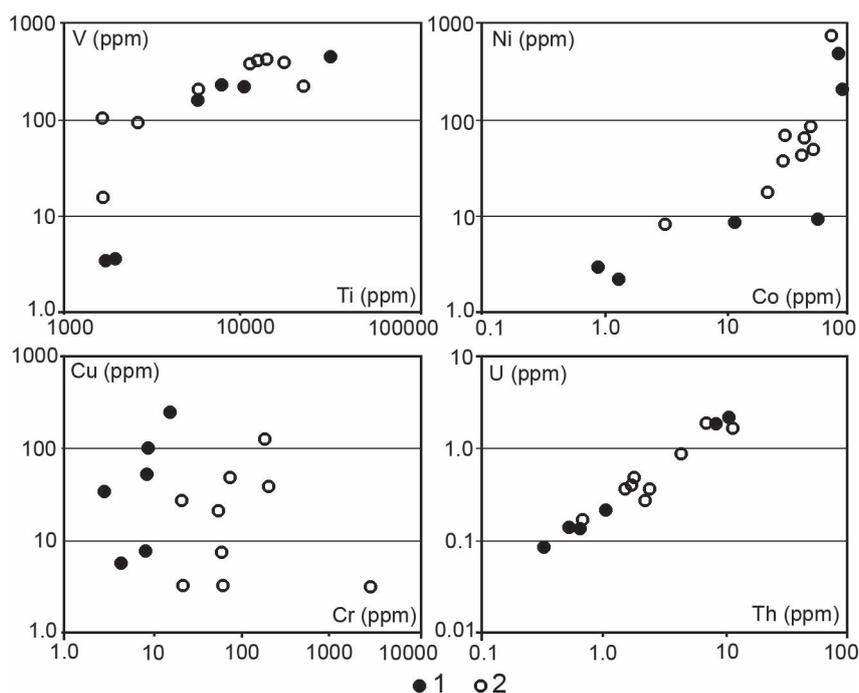
пород Шатакского комплекса более «хромистые», чем аналоги по основности Кусинско-Копанского комплекса, а максимальные количества Cr при минимуме Cu характерны для пикритов;

— по содержаниям U и Th породы обоих комплексов образуют единый тренд, для которого характерно увеличение количеств урана и тория в направлении от ультраосновных-основных разновидностей пород (пикриты, базальты, габбро) к кислым (граниты, риолиты); наличие единого тренда для пород Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов свидетельствует о схожих минеральных формах этих элементов и аналогичном их поведении в процессах дифференциации.

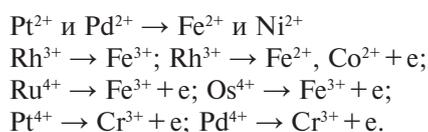
Элементы группы платины (ЭПГ), кроме того, что представляют собой ценное полезное ископаемое, являются очень информативными геохимическими «маркерами» разнообразных петрогенетических и рудообразующих процессов. Все они обладают сидерофильными свойствами, однако Pt и особенно Pd, а также Au проявляют и халькофильные тенденции. По температурам плавления ЭПГ образуют две триады: легкоплавкие (Pd — 1555°C; Pt — 1755°C, Rh — 1985°C) и тугоплавкие (Ir — 2440°C, Ru — 2450°C, Os — 2700°C), что согласуется с их минералого-геохимическими и металлогенетическими особенностями, а именно: приуроченностью повышенных концентраций самых тугоплавких Os, Ir, Ru к наиболее «высокотемпературным» и, вероятно, глубинным магматическим образованиям, а Rh, Pt, Pd, Au — к промежуточным, с некоторым уменьшением глубинности от Pt к Pd и Au.

Рис. 3. Бинарные диаграммы содержаний рудогенных металлов, U и Th в породах Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов

1 — Кусинско-Копанский комплекс; 2 — Шатакский комплекс.



Обладая самыми высокими значениями окислительно-восстановительного потенциала ($Au^{1+} = 1,55$, $Au^{3+} = 1,38$ эВ), золото проявляет большую способность к самородному минеральному состоянию, в результате чего почти все рудное Au находится или переходит в самородный вид. Эта же особенность характерна и для всех остальных благородных металлов и несколько снижается в ряду $Au^{3+} > Pt^{3+} > Ir^{3+} > Pd^{2+} > Os^{3+} > Ru^{3+} > Rh^{3+}$. Кроме того, благородные металлы могут входить в виде изоморфных примесей в оливин, орто- и клинопироксен, хромшпинелид, титаномagnetит, сульфиды и сульфогарсениды Fe, Co, Ni и Cu, образуя замещения по схемам [Юшко-Захарова, 1975]:



Поведение благородных металлов в эндогенных процессах, как уже отмечалось выше, тесно связано с их физическими и химическими свойствами. В частности, наибольшее ядерное сходство элементов в пределах каждой из платиновых триад, а также Au, создает возможность более тесной ассоциации Pt с Ir и Os; Pd с Rh и Ru в мантийных процессах. Близкие термические свойства, с одной стороны — Au, Pt, Pd, Rh, с другой — Ru, Os, Ir, также должны влиять на специфику распределения и накопления данных металлов. Сходство по электронной структуре атомов в парах Pt — Rh; Ru — Ir; Pd — Au и их существенное отличие от других элементов семейства железа, вероятнее всего, способст-

вует «обособлению» каждой из этих пар в ходе процессов минералообразования. Большее геохимическое сходство ЭПГ с элементами семейства железа, чем с Au, и близость последнего к Cu и щелочным металлам, должно способствовать их разделению в рудо- и петрогенетических процессах.

По мнению А.А. Маракужева [1976], восстановительная обстановка способствует концентрации во флюиде золота, серебра, меди и свинца, менее восстановительная — Pt-Ni; при этом роль последнего должна усиливаться с ослаблением восстановительного режима. Более окислительные условия способствуют концентрации Ir, Rh, Os, Ru и т.д. Еще большее снижение восстановительной обстановки при прочих равных условиях приводит к накоплению во флюиде серебра, свинца и цинка, то есть окислительно-восстановительный потенциал и состав флюидов играет очень важную роль в перераспределении ЭПГ и Au. Н.С. Горбачевым с соавторами [1992] экспериментально было установлено, что магматический флюид обладает исключительно высокими транспортными свойствами в отношении ЭПГ, в частности, растворимость Pt во флюиде возрастает от 50 мг/кг при $T = 1350^\circ C$ до 750 мг/кг при $T = 1100^\circ C$. Ими было показано, что интенсивнее всего из силикатов флюид мобилизует Ir и Pt, а из хромитов — Pd и Au. То есть роль флюидного перераспределения и концентрирования ЭПГ в процессах петро- и рудогенеза имеет очень большое (если не главенствующее) значение.

Определения содержаний элементов платиновой группы и золота в породах Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов, приведенные в таблице,

Таблица

Содержания благородных металлов в породах Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов (ppm)

№ п/п	№ обр.	Порода	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	15ш-3	Риолит	0,002	< 0,002	0,0068	0,0046	0,0062	0,0031
2	15ш-4	Риолит	< 0,002	< 0,002	0,0095	< 0,002	0,0025	0,0034
3	15ш-7	Риолит	< 0,002	< 0,002	0,011	0,0023	0,014	0,0037
4	15ш-8	Риолит	< 0,002	< 0,002	0,0057	< 0,002	< 0,002	0,0022
5	ш71/1-1	Пикрит	< 0,002	< 0,002	0,0074	0,0028	< 0,002	< 0,002
6	Ш71/2-7	Пикрит	< 0,002	< 0,002	0,0048	< 0,002	< 0,002	0,0046
7	Ш71/2-13	Пикрит	0,016	0,0033	0,009	0,031	0,063	0,03
8	Ш71/2-16	Пикрит	< 0,002	< 0,002	0,0065	< 0,002	< 0,002	0,0034
9	Ш71/2-21	Пикрит	0,0026	< 0,002	0,0069	0,013	0,068	< 0,002
10	Ш71/2-25	Пикрит	< 0,002	< 0,002	0,0085	0,0033	< 0,002	< 0,002
11	C1/16	Риолит	< 0,002	< 0,002	0,0066	< 0,002	0,052	< 0,002
12	C1/37	Риолит	< 0,002	< 0,002	0,0075	< 0,002	0,0071	0,0054
13	C1/39	Риолит	0,0024	< 0,002	0,0047	0,011	0,031	0,013
14	C1/44	Риолит	< 0,002	< 0,002	0,0053	< 0,002	0,0028	0,011

Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9
15	C1/46	Риолит	< 0,002	< 0,002	0,0053	0,0053	0,0085	0,0074
16	C1/81,5	Метабазальт	< 0,002	< 0,002	0,0056	0,0056	0,0072	0,0043
17	C1/90	Метабазальт	< 0,002	< 0,002	0,0042	0,013	0,03	0,0049
18	C1/130	Метабазальт	< 0,002	< 0,002	0,0021	0,01	0,0087	0,0045
19	C1/137	Конгломерат	< 0,002	< 0,002	0,0044	0,0032	0,03	< 0,002
20	C1/148	Метабазальт	0,0051	< 0,002	0,0028	0,0091	0,023	0,014
21	C40/133	Метабазальт	< 0,002	< 0,002	0,0047	0,02	0,044	0,0095
22	C40/138	Метабазальт	< 0,002	< 0,002	0,0059	0,019	0,051	< 0,002
23	C40/138,5	Метабазальт	< 0,002	< 0,002	0,0064	0,016	0,0083	< 0,002
24	C40/219,5	Метабазальт	< 0,002	< 0,002	0,0053	0,0036	0,05	< 0,002
25	A-9223	Метабазальт	< 0,002	< 0,002	0,0061	0,012	0,022	< 0,002
26	A-9257	Метабазальт	< 0,002	< 0,002	0,0055	0,0066	0,018	< 0,002
27	A-9270	Метабазальт	< 0,002	< 0,002	0,0056	0,0056	0,0056	0,0049
28	A-16302	Гранодиорит	0,004	< 0,002	0,0033	0,01	< 0,002	< 0,002
29	A-16491	Анортозит	< 0,002	< 0,002	0,0055	0,0023	0,0082	< 0,002
30	A-16529	Габбронорит	< 0,002	< 0,002	0,0028	0,0022	0,0057	0,0021
31	A-16705	Габбронорит	< 0,002	< 0,002	0,0025	0,0037	0,014	0,0064
32	A-18136	Габбронорит	< 0,002	0,0021	0,0037	0,0077	0,0083	0,0022
33	A-16718	Пироксенит	0,0021	< 0,002	< 0,002	0,0029	0,0034	0,002
34	A-16310	Гранит	0,0046	< 0,002	< 0,002	0,01	0,0036	0,0037
35	A-9741	Гранит	0,0031	< 0,002	0,0059	0,008	< 0,002	< 0,002
36	A-15918	Гранит	< 0,002	< 0,002	0,0022	< 0,002	0,0033	< 0,002
37	K-300	Габбро	< 0,002	< 0,002	0,0021	0,0094	< 0,002	< 0,002
38	K-301	Габбро	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002
39	K-302	Габбро	< 0,002	< 0,002	0,0034	0,0025	0,012	< 0,002
40	K-303	Габбро	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002
41	K-305	Пироксенит	< 0,002	< 0,002	< 0,002	0,0035	< 0,002	< 0,002
42	K-306	Пироксенит	< 0,002	< 0,002	0,0026	0,015	0,0052	0,0021
43	K-307	Пироксенит	0,0037	0,0022	0,0022	0,029	0,025	0,0049
44	K-308	Долерит	< 0,002	< 0,002	0,002	< 0,002	0,0047	< 0,002
45	K-313	Пироксенит	< 0,002	< 0,002	0,0021	0,0047	0,0061	< 0,002
46	K-314	Пироксенит	< 0,002	< 0,002	0,0027	< 0,002	< 0,002	< 0,002
47	K-315	Габброид	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	0,0084	< 0,002
48	K-316	Меланогаббро	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	0,0057	< 0,002
49	K-317	Пироксенит	< 0,002	< 0,002	< 0,002	0,0024	< 0,002	< 0,002
50	K-318	Пироксенит	< 0,002	0,0023	< 0,002	0,0056	0,0076	< 0,002
51	K-320	Пироксенит	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002
52	K-333	Меланогаббро	< 0,002	0,0022	< 0,002	0,0062	0,0036	< 0,002
53	K-350	Серпентинит	< 0,002	< 0,002	< 0,002	0,0088	0,025	< 0,002
54	K-351	Серпентинит	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	0,014	< 0,002
55	K-352	Серпентинит	0,0051	0,0048	0,0036	0,024	0,031	< 0,002
56	A-10475	Амфиболит	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	0,014	< 0,002
57	A-10480	Метадолерит	< 0,002	< 0,002	0,0026	0,016	0,039	0,0059
58	A-10724	Пироксенит	0,0032	< 0,002	0,0026	0,014	0,015	0,0023

были выполнены методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудрявцев; пределы обнаружения ЭПГ и Au — 0,002 ppm). Анализ средних нормализованных содержаний платино-

идов и золота в различных разновидностях пород Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов, изображенных на рис. 4, позволяет сделать следующие выводы:

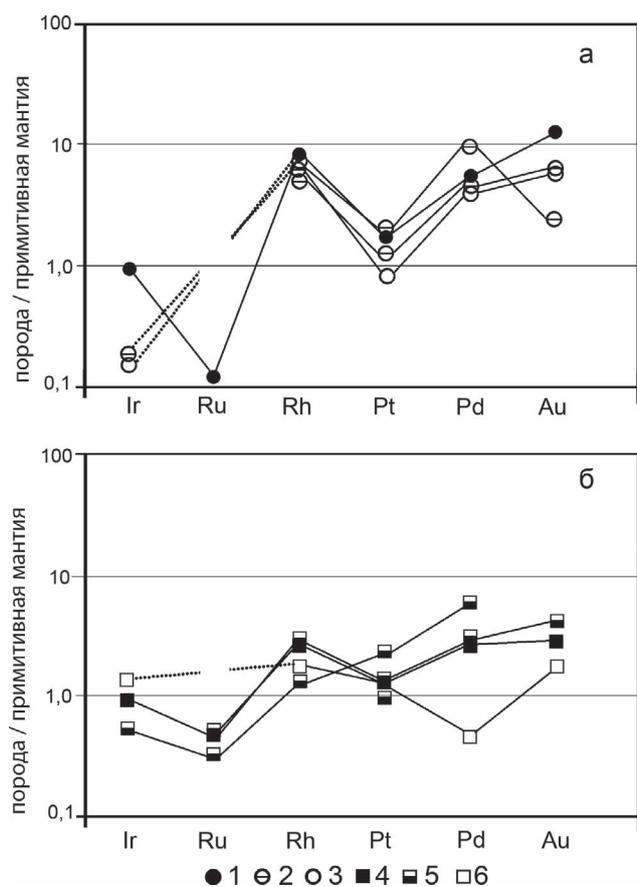


Рис. 4. Нормализованные средние содержания благородных металлов в различных разновидностях пород Шатакского (а) и Кусинско-Копанского (б) комплексов

Примитивная мантия по [McDonough, Sun, 1995]. Условные обозначения см. на рис. 2.

максимальный разброс значений наблюдается у Pd и составляет для пары пироксенит – гранит более 10 раз;

— в целом для тренда средних содержаний благородных металлов в породах Кусинско-Копанского комплекса характерна меньшая дисперсия в нормализованных количествах ЭПГ и Au по сравнению с породами Шатакского комплекса, что, вероятнее всего, обусловлено различиями в условиях внутрикамерной дифференциации.

Определенный интерес представляет сравнительный анализ нормализованных трендов Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов со средними содержаниями ЭПГ и Au в пикритах, коматиитах и рассчитанных составах расплавов, сформировавших рудоносные комплексы Бушвельда и Норильска (рис. 5). Как видно из приведенных диаграмм, по сравнению со средними составами пикритов и коматиитов шатакский и кусинско-копанский тренды отличаются аномально высокими содержаниями Rh и низкими Ru. Эта особенность проявляется и при сравнении шатакского и кусинско-копанского трендов с рассчитанными составами расплавов, сформировавших рудоносные комплексы Бушвельда и Норильска (см. рис. 5). Южноуральские породы в общем несколько «обогащены» тугоплавкими (Ir, Ru) элементами, что свидетельствует о больших величинах плавления мантийного субстрата и о близости первичных расплавов, сформировавших породы Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов к пикритам-пикродолеритам, в то время как рассчитанные первичные составы Бушвельда и Норильска менее «основны» и соответствуют базальтам.

Генетическая природа «родиевой аномалии», присущей практически всем магматическим породам рифейского возраста, распространенным в пределах западного склона Южного Урала, и имеющей относительный характер, устанавливается при анализе материалов, полученных Барнсом и Майером [Barnes, Maier, 1999] по содержаниям платиноидов в сульфидных минералах Норильска (рис. 6).

Как видно из приведенных на рис. 6 диаграмм, тренд содержаний благородных металлов в богатых железом сульфидах практически полностью идентичен аналогичным нормализованным трендам разновозрастных пикритовых и пикродолеритовых ком-

— нормализованные содержания ЭПГ и Au во всех разновидностях пород (пикриты, базальты, риолиты) Шатакского комплекса близки между собой, образуя единый тренд, который характеризуется значительным (в 10 раз) превышением по сравнению с мантийными содержаниями Rh, Pd и Au (см. рис. 4а);

— максимальный разброс значений устанавливается для Au и Ir, при этом максимальные количества как первого элемента, так и второго, характерны для пикритов;

— в целом нормализованный тренд пород Шатакского комплекса обладает определенной «неравновесностью», что свидетельствует о неоднократном (?) перераспределении платиноидов и золота как в процессе становления вулcano-плутонической ассоциации, так и при более поздних процессах метаморфогенного изменения пород; благородно-металльную геохимическую специализацию комплекса в общем виде можно охарактеризовать как Ru–Pd–Au;

— по сравнению с шатакскими породами аналогии по основности (пироксениты, габбро и граниты) Кусинско-Копанского комплекса в общем характеризуются меньшими количествами Rh, Pd и отчасти Au и большими — Ir и Ru (см. рис. 4б);

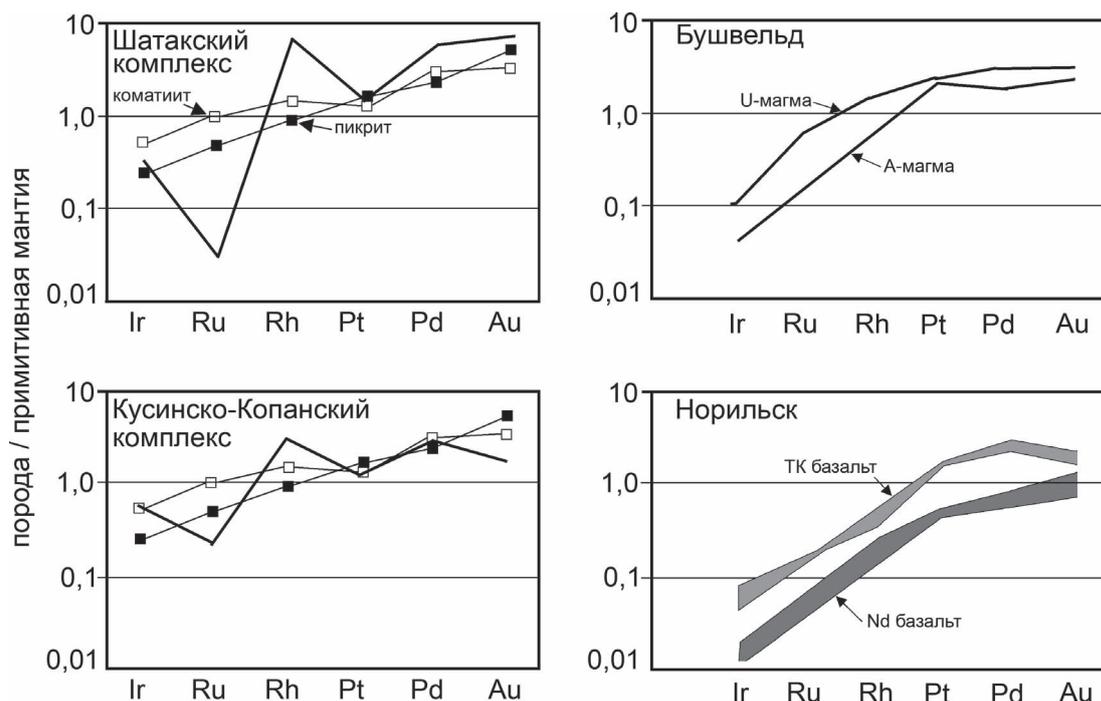


Рис. 5. Графики нормализованных содержаний благородных металлов для средних составов пикритов, коматиитов, магматических пород Шатакского, Кусинско-Копанского Бушвельдского и Норильского комплексов

U магма — высокомагнезиальные базальты, A магма — толеитовые базальты, ТК базальт — базальты с коровым материалом, Nd базальт — безсульфидные базальты. Средние составы пикритов и коматиитов по [Barnes, Lightfoot, 2005]. Диаграммы для пород Бушвельда и Норильска по [Barnes, Maier, 1999].

плексов западного склона Южного Урала, включая Шатакский и Кусинско-Копанский (см. рис. 5).

Ранее [Ковалев и др., 2014а, б] нами было установлено, что основным сульфидным минералом пикритовых комплексов является кобальтсодержащий пентландит, т.е. сульфид, богатый железом — $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$. Выше было показано, что родий проявляет тенденцию к замещениям по схемам: $\text{Rh}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$; $\text{Rh}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$, $\text{Co}^{2+} + e$. Таким образом, можно с большой долей уверенности утверждать, что специфика благороднометалльной геохимической специализации («родиевая аномалия») пикритовых и пикродолеритовых комплексов западного склона Южного Урала, включая Шатакский и Кусинско-Копанский комплексы, обусловлена содержанием благородных металлов в сульфидных минералах и имеет «первичную природу». Вариации содержаний Pt, Pd, и Au, характерные для различных разновидностей пород Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов, вероятнее всего, являются результатом перераспределения этих элементов ввиду их большей подвижности при становлении магматических тел и их преобразовании вторичными процессами.

Анализ Pt/Pd и Pt/Ir для пород Шатакского (риолиты — 0,16–0,74 и 3,1–12,92; базальты, кузьелгинская подсуита — 0,37–1,15 и 4,51; базальты,

каранская подсуита — 0,072–1,92 и 0; пикриты — 0,19–0,49 и 3,9–26,15) и Кусинско-Копанского (граниты, Рябиновский комплекс — 2,78 и 0,78; анортозит — 0,28 и 0; габброиды — 0,26–1,72 и 0; пироксениты — 0,73–2,88 и 1,62–6,76; ультрабазиты — 0,35–0,77 и 6,08–13,72) комплексов показывает, что практически для всех разновидностей характерна палладиевая специализация, иногда сменяющаяся палладий-платиновой, что свидетельствует о значительной подвижности этих элементов в процессах становления и преобразования пород комплексов. Средние значения Pt/Pd и Pt/Ir для всех разновидностей пород (Шатакский комплекс — 0,386 и 3,81; Кусинско-Копанский комплекс — 0,7 и 1,172) комплексов показывают, что в целом расплав, сформировавший породы Кусинско-Копанского комплекса, содержал несколько больше платины и иридия, чем расплав, сформировавший шатакские породы.

Анализ диаграммы Pd/Ir — Pt/Pd (рис. 7) показывает, что эти отношения в рядах пород пироксениты — габбро — граниты (Кусинско-Копанский комплекс) и пикриты — базальты — риолиты (Шатакский комплекс) разнонаправлены, т.е. в первом случае от ультраосновных разновидностей к кислым растёт количество Ir и Pt, в то время как во втором — от пикритов к риолитам увеличивается количество

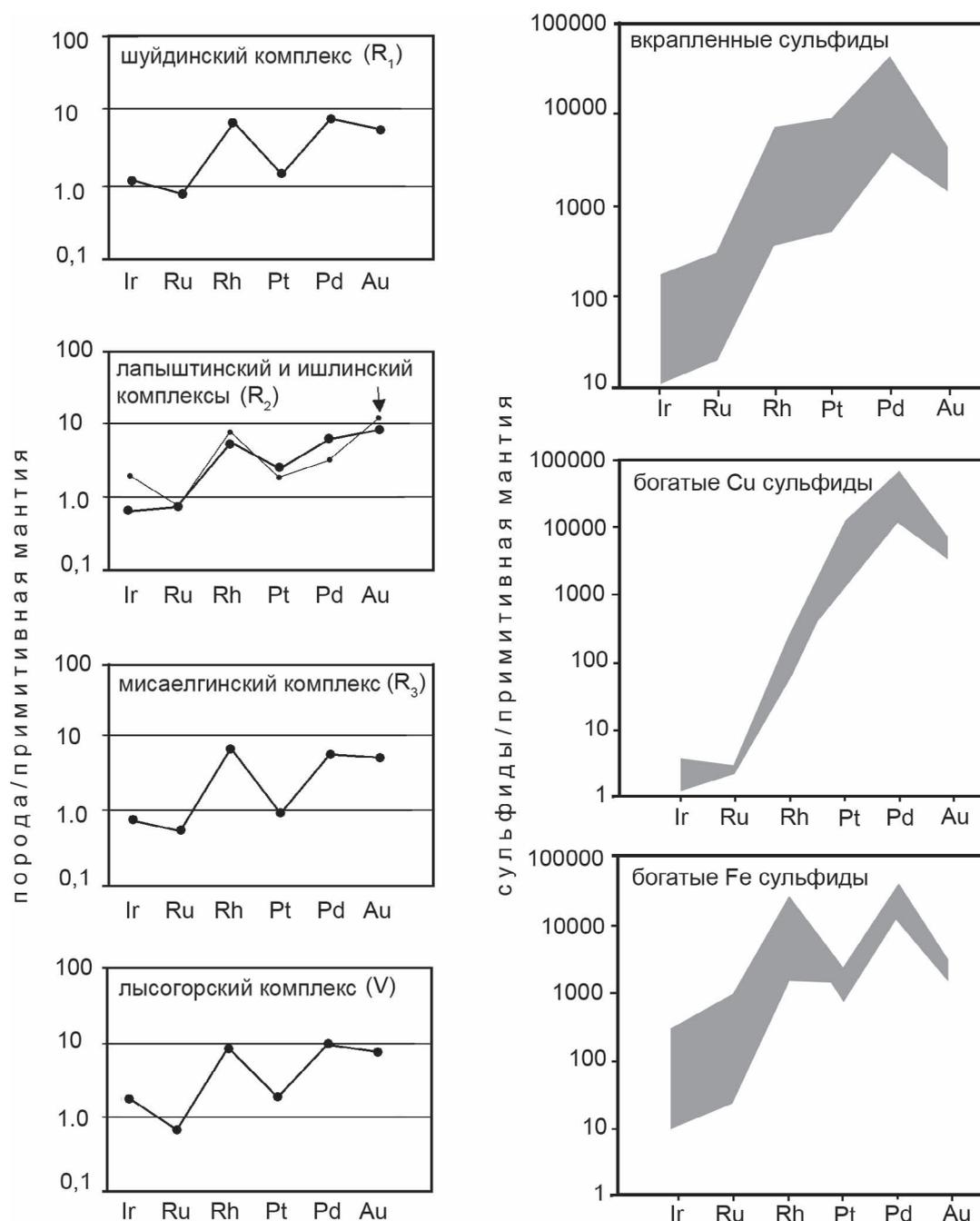


Рис. 6. Средние нормализованные содержания благородных металлов в разновозрастных пикритовых комплексах западного склона Южного Урала и содержания благородных металлов в сульфидных минералах Норильска по [Barnes, Maier, 1999]

Pd. Примечательным является то, что наиболее близкие к примитивной мантии значения отношений характерны для гранитов Рябиновского и одно-возрастных им гранитов Ахуновского массива, что, по нашему мнению, требует дальнейшего изучения на более представительном материале.

«Обогащенность» расплавов Pd относительно Pt и Ir по сравнению с их отношениями в примитивной мантии довольно значительна и увеличивается

от пород Кусинско-Копанского комплекса к породам Шатакского комплекса, что иллюстрируется средними значениями, рассчитанными для всех разновидностей пород комплексов (см. рис. 7). При этом южноуральские породы отличаются и от эталонных составов пород, для которых характерно значительное увеличение количества Pd по отношению к Ir при слабых вариациях Pt/Pd, близких к constant.

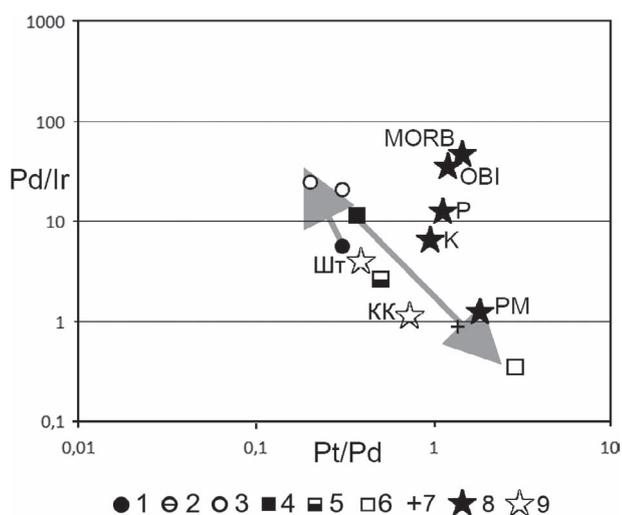


Рис. 7. Диаграмма Pd/Ir – Pt/Pd для средних составов магматических пород Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов и эталонных составов магматических пород

1–3 – Шатакский комплекс (1 – пикриты, 2 – базальты, 3 – риолиты); 4–6 – Кусинско-Копанский комплекс (4 – оливинные пироксениты, 5 – габброиды и анортозиты, 6 – граниты Рябиновского массива); 7 – граниты Ахуновского массива; 8 – эталонные составы магматических пород; 9 – средние составы южноуральских пород (Шт – Шатакский комплекс, КК – Кусинско-Копанский комплекс); PM – примитивная мантия, К – коматиты, P – пикриты, OBI – базальты океанических островов, MORB – базальты срединно-океанических хребтов. Эталонные составы магматических пород по [Barnes, Lightfoot, 2005].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно современным геодинамическим построениям, западный склон Южного Урала в мезопротерозое являлся частью Волго-Уральского сегмента палеоконтинента Балтики [Пучков, 2010]. Неоднократно проявленные этапы рифтогенного развития региона в рифей-вендское время, обусловленные плюмовыми процессами [Пучков, Ковалев, 2013], привели к формированию магматической провинции (LIP), охватывающей западный склон Южного Урала и прилегающий край Восточно-Европейской платформы, что, в свою очередь, способствовало формированию интракратонного прогиба и внедрению в зоны конседиментационных разломов многочисленных мелких базитовых и базит-гипербазитовых интрузий (пикриты, пикродолериты, меланократовые габбро-долериты). Собственно рифтогенный этап начала среднего рифея характеризовался уже линейно сконцентрированным растяжением литосферы [Ковалев, 2008] с формированием серии грабенообразных структур, образованием под ними крупных промежуточных магматических очагов (Машакский, Шатакский, Кусинско-Копанский) и развитием интрузивного

магматизма в виде многочисленных мелких интрузий пластообразной и дайковой формы. Процессы плавления мантийного субстрата и его дифференциация в промежуточных очагах способствовали образованию магм, различавшихся как по основности (пикриты, габбро, долериты, базальты, риолиты, граниты), так и геохимическим характеристикам (концентрации РЗЭ, рудогенных элементов (Ti, V, Ni, Co, Cu, Cr) и ЭПГ + Au). Близкие условия магмогенерации разновременных комплексов (глубина очагов, степень частичного плавления и т. д.) явились определяющими для образования сульфидной минерализации с кобальтовой и рутений-палладиевой специализацией. При этом процессы дифференциации расплавов в промежуточных очагах привели к перераспределению и концентрации благородных металлов при сохранении первичных отношений в породах, являющихся результатом непосредственной кристаллизации мантийных расплавов в верхних этажах земной коры (пикритовые и пикродолеритовые комплексы).

Литература:

- Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. – М.: Наука, 1984. – 136 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Расслоенные интрузии западного склона Урала. – Уфа: Гилем, 2000. – 188 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Дифференцированные интрузии западного склона Урала. – Уфа: Гилем, 2003. – 171 с.
- Гарань М.И. Геологическое строение и полезные ископаемые Бакало-Саткинского района // Вопросы развития Бакальской рудной базы. – Свердловск: УФСН СССР, 1957. – С. 23–55.
- Горбачев Н.С., Бругманн Г., Налдретт А.Дж. Фракционирование платиновых металлов и золота во флюидо-содержащих оксидно-силикатно-сульфидных системах в магматических процессах (по экспериментальным данным) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов: Тез. докл. – М.: ИГЕМ, 1992. – С. 111.
- Ковалев С.Г. Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. – Уфа: УНЦ РАН, 1996. – 99 с.
- Ковалев С.Г. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. – 2008. – № 2. – С. 68–79.
- Ковалев С.Г. Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. – 2011. – № 2. – С. 68–83.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новый тип оруденения в докембрийских конгломератах западного склона Южного Урала // Докл. РАН. – 2004. – Т. 395, № 4. – С. 503–506.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новый тип благороднометалльной минерализации в терригенных породах Шатакского грабена (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. – 2006. – № 4. – С. 415–421.

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новые данные по геологии Шатакского комплекса (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. – 2008. – № 3. – С. 280–289.

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н., Маслов А.В., Гареев Э.З. Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. – Уфа: ДизайнПресс, 2013. – 268 с.

Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Пиндюрина Е.О., Котляров В.А. Сульфидная минерализация пикритовых и пикродolerитовых комплексов Южного Урала // Записки РМО. – 2014а. – № 5. – С. 74–84.

Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Ковалев С.С. Первые находки зигенита (CoNi_2S_4) в пикритовых и пикродolerитовых комплексах Южного Урала // Докл. РАН. – 2014б. – Т. 457, № 3. – С. 308–314.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Нехорошева А.Г., Лепехина Е.Н. Машакский вулканизм: ситуация 2008 // Мат-лы Междунар. конф. «Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов» (III Чтения памяти С.Н. Иванова). – Екатеринбург, 2008. – С. 61–63.

Маракушев А.А. Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблема источников рудного вещества // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. – М., 1976. – С. 145–164.

Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. – 2012. – Т. 20, № 4. – С. 392–428.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.

Пучков В.Н., Ковалев С.Г. Плюмовые события на Урале и их связь с субглобальными эпохами рифтогенеза // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. – С. 34–38.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Матюков Д.И., Нехорошева А.Г., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя в свете новых U-Pb датировок // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. – С. 3–14.

Сазонова Л.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О., Каргин А.В., Ковалев С.Г. Мезопротерозойские пикриты восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Башкирского мегантиклинория: петрогенезис и особенности составов оливина и клинопироксена // Литосфера. – 2011. – № 3. – С. 64–83.

Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С. Состав, возраст и генезис магнетит-ильменитовых руд среднерифейского стратифицированного Медведевского массива (Кусинско-Копанский комплекс Южного Урала) // Литосфера. – 2012. – № 5. – С. 145–165.

Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. – М.: Недра, 1975. – 247 с.

Barnes S.J., Lightfoot P.C. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and affecting their copper and platinum-group element contents // Economic Geology. – 2005. – 100th Anniversary Volume. – P. 179–214.

Barnes S.-J., Maier W.D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids exploration. // C.E.G. Geological Association of Canada. – 1999. – Short Course Volume 13. – P. 69–106.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. – 1995. – V. 120. – P. 223–253.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins. – London, Geological Society, Special Publications. – 1989. – V. 42 (1). – P. 313–345.

Сведения об авторах:

Ковалев Сергей Григорьевич, Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

Ковалев Сергей Сергеевич, Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

GEOCHEMICAL SPECIALIZATION SHATAK AND KUSA-KOPAN IGNEOUS COMPLEXES (BASHKIRIAN MEGANTICLINORIUM)

S. G. Kovalev, S. S. Kovalev

Kovalev Sergey Grigorievich, Institute of geology of the Ufiman scientific centre (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

Kovalev Sergey Sergeevich, Institute of geology of the Ufiman scientific centre (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

Abstract. The paper presents materials on the geochemistry of Shatak and Kusa-Kopan complexes. The questions of behavior of REE, ore elements (Ti, V, Ni, Co, Cu, Cr) and PGE + Au in the formation of magmatic bodies are discussed. It is concluded that the differentiation processes in melts of intermediate chambers led to redistribution and concentration of REE ore elements and noble metals, while maintaining the primary relationship in the rocks resulting from the direct crystallization of mantle melts in the upper levels of the crust (picritic and picrodoleritic complexes).

Keywords: Bashkirian meganticlinorium, geochemical specialization, rare earth elements, noble metals, platinum group metals, Shatak complex, Kusa-Kopan complex, differentiation.