

**ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД,
ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ РУДОНОСНЫЙ ГОРИЗОНТ УРАНОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАРАССАН (РЕСПУБЛИКА КАЗАХСТАН)**

Байназаров Б.Р., Столбова Н.Ф.

Томский политехнический университет (ТПУ), г. Томск, Россия,
e-mail: *baqlan@inbox.ru; snf@tpu.ru*

Целью данной работы является изучение вещественного состава пород, перекрывающих меловой рудоносный горизонт уранового месторождения Харассан. Объектом специальных исследований являются образцы керна, представленные обломочными и глинистыми породами палеоцен-миоценового возраста.

**MATERIAL COMPOSITION OF THE BREED, OVERLAPPING
THE ORE HORIZON URANIUM DEPOSITS KHARASSAN
(REPUBLIC OF KAZAKHSTAN)**

Bainazarov. B.R., Stolbova N.F.

Tomsk Polytechnic University (TPU), Tomsk, Russia, E-mail: *baqlan@inbox.ru; snf@tpu.ru*

The aim of this work is to study the material composition of rocks overlying Cretaceous ore horizon uranium deposit Kharassan. The objects of special studies are core samples submitted clastic and argillaceous rocks of Paleocene-Miocene age.

Месторождение Харассан находится в Жанакорганском районе Кызылординской области Республики Казахстан. Оно относится к инфильтрационному генетическому типу и представлено продуктами переотложения минерального вещества при фильтрации растворов, обогащенных ураном [1]. Многие разновидности пород содержат битуминозное вещество. В связи с этим вещественный состав пород представляет существенный интерес. Каменный материал для исследований был отобран из керна скважины, пересекающей разрез отложений палеоцен-миоценового возраста. Было изготовлено 16 шлифов и 12 пришлифовок. Для достижения поставленных целей были применены следующие методы: петрографический, рентгено – флуоресцентный и термический.

Петрографические исследования показали, что породы представлены обломочными и глинистыми типами. Среди них выделены алевритовые, псаммитовые и дресвяно-гравелитовые разновидности. Содержание обломочного материала в них такое: кварца ~ 60–70%, полевых шпатов 7–15%, обломков пород 5–15% (по классификации В.Д. Шутова – это породы не терригенного происхождения) [2]. Это подтверждает предположение о генезисе пород в коре выветривания пород кислого состава.

В подчиненном количестве содержатся слюды (мусковит, хлорит, хлоритизированный биотит) ~ 1–2%, углистый растительный детрит ~ 0.5–5%, глинистые минералы ~ 5–15%. В виде незначительной примеси встречаются акцессорные минералы (ильменит, лейкоксен, турмалин, циркон и другие). Тип цемента по количеству и распределению в породах – базальный, а по составу – карбонатный.

Рентгено-флюоресцентный метод исследования был проведен на современном спектрометре «Innov-X 50». Анализ результатов обнаружил присутствие отдельных прослоев пород с высоким содержанием урана (образец 7, содержание урана $84 \cdot 10^{-4}$). В таких прослоях отмечаются также высокие концентрации марганца.

Дифференциально – термический анализ образцов выполнен в научно – аналитическом центре НИ ТПУ. Были установлены глинистые минералы группы иллита – гидромусковита [3].

Наибольшее внимание было уделено битуминологическому методу. Он был применен для изучения состава, характера свечения, структурно – текстурных особенностей и распределения битумоидов в породе. Битуминозность пород изучалась, в ультрафиолетовом свете на люминесцентном микроскопе «Микмед-2». Результаты исследований представлены в таблице.

Анализ результатов, представленных в таблице, позволяет сделать ряд выводов:

Во всех изученных образцах зафиксировано присутствие битумоидов. Этот факт свидетельствует о процессах битумообразования в изучаемом районе.

Текстуры и структуры битуминозных пород свидетельствуют о принадлежности их к эпибитумоидам. Они приурочены к ослабленным зонам в породе: заполняют трещины, отмечаются в цементирующей массе, образуя, ореолы вокруг сульфидов (пирит).

Состав эпибитумоидов варьирует от легких (голубоватое свечение) до смолисто - асфальтовых (темно- коричневое свечение) при преимущественном проявлении битумоидов смолистого состава (темно – бурое свечение).

Т а б л и ц а

Особенности проявления битумоидов в породах изучаемого разреза

| № обр | Название породы | Концентрация битумоидов | Состав | Характер свечения | Текстуры и структуры |
|-------|--|-------------------------|---|--|---|
| 6 | Алевролит | 0,02 | Смолистый > смолисто-асфальтовый > маслянистый > смолистые > легкие | Темно-бурый > темно-коричневый > желтовато-бурый > голубой | Неравномерно- рассеянная, пятнистая, то- точная, трещи- новатая |
| 8 | Дресвяно- гравелито- псаммитовая | 0,05 | Маслянистый-смолистый > маслянистый > смолистый | Светло-желто-бурый > светло-желтый > бурый | Цементная, ореольная, пятнистая |
| 5 | Алевролит | 0,03 | Смолистый > масляно-смолистый > легкие | Темно-бурый > светло-желто-бурый > голубой | Неравномерно- рассеянная, пятнистая |
| 7 | Песчаник поли- миктовый | 0,03 | Смолистый > масляно-смолистый > смолисто-асфальтовое > легкие | Бурый > темно-бурый > темно-коричневый > голубой | Неравномерно- рассеянная, пятнистая |
| 2 | Песок белесый, мелкозернистый | 0,03 | Смолистый > масляно-смолистый > легкие | Темно-бурый > светло-желто-бурый > голубой | Цементная, точечная |
| 1 | Песок серый, мелкозернистый | 0,05 | Масляно-смолистый > смолистый > смолисто-асфальтовое > легкие | Светло-желто-бурый > темно-бурый > темно-коричневый > голубой | Цементная, пятнистая, трещиноватая, точечная |

Содержание эпитумоидов в породах изменяется от 0,02–0,05%, при среднем – 0,03 %. Отмечается устойчивая тенденция к повышению их концентрации по мере приближения к рудной пачке.

Особенностью изученного разреза является присутствие эпитумоидов, которые, вероятно, мигрировали из ниже залегающего рудоносного горизонта.

Обнаруженные особенности вещественного состава пород, перекрывающих рудоносный горизонт месторождения Харасан, подтверждают инфильтрационный генезис месторождения и выявляют существенное влияние на его формирование углеводородных флюидов. Среди последних наиболее активны битумоиды средне-тяжелого состава.

Литература

1. Аубакиров Х.Б, Берикболов Б.Р, Вершков А.Ф, Язиков В.Г. Урановые месторождения Казахстана. – Алматы: Білім, 2008. – 318 с.
2. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / Под ред. Шванова В.Н., Фролова В.Т., Сергеевой Э.И. и др. – СПб.: Недра, – 1998. – 352 с.
3. Иванов В.П. Касагов Б.К. Красавина Т.Н. Розина Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. М – Недра, 1974.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМАТИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ПО ПРОСТИРАНИЮ СВИТЫ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Вольский Ю.А., Межеловская С.В.

Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе
(МГРИ-РГГРУ), г. Москва, Россия, e-mail: volskii_yurii@mail.ru

В ходе петрографического изучения коматиитовых базальтов свиты ветреного пояса по простиранию структуры, были установлены отличия, связанные с различной степенью дифференциации лавовых потоков, а также характером наложенных постгенетических преобразований, выраженных гидротермальными изменениями. В целом, свита формировалась в единых условиях и на конкретном магматическом этапе становления структуры Ветреного Пояса (Юго-восток Фенноскандинавского щита).

PETROGRAPHIC CHARACTERISTIC OF KOMATIITE BASALTS ALONG STRETCH OF THE VETRENIY BELT SUITE (SOUTH-EAST OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD)

Volsky Y.A., Mezhelovskaya S.V.

Russian State Geological Prospecting University (MGRI-RSGPU), Moscow, Russia, e-mail: volskii_yurii@mail.ru

The distinctions which are linked with variable degree of lava-stream differentiation and nature of imposed postgenetic transformations showing in hydrothermal alteration were fixed during petrographic study of komatiite basalts of the vetreniy belt suite along spreading of the structure. As a whole, the suite was forming in common conditions and in concrete magmatic stage of the Vetreniy Belt structure formation (south-east of the Fennoscandian shield).

В пределах Фенноскандинавского щита на рубеже архея и протерозоя сформировались многочисленные структуры, сложенные вулканогенно-осадочными породами. Одной из таких структур, расположенной на юго-востоке Карельского кратона, является Ветренный Пояс. В пределах щита его протяженность составляет 250 км при ширине от 15 до 85 км [2]. На северо-востоке пояс граничит с Беломорским подвижным поясом по зоне глубинного разлома сбросо-надвигового типа, который четко фиксируется в геофизических полях по гравитационной ступени. На юго-западе с Карельской гранит-зеленокаменной областью. Возраст составляет 2.45 млрд лет [4] и относится к палеопротерозою. Поперечный разрез представляет собой чередование осадочных и вулканогенных толщ, наклоненных под углами 20–40° в северо-восточном направлении.

В разрезе Ветреного Пояса большой интерес вызывают вулканические формации. За время образования структуры дважды происходило значительное по своим объемам изливание расплавов, различного состава: от андезитов и андезибазальтов до коматиитовых базальтов. Мощность отложений киричской свиты достигает 1000 м, свиты ветреного пояса 4000 м. Отсутствие осадочных прослоев внутри свит дает основания говорить о непродолжительном, но крайне интенсивном вулканизме.

Свита ветреного пояса завершает разрез структуры, как было отмечено, имеет большую мощность, возрастающую к северо-западу. Обнаженность свиты весьма неравномерная, как правило, выходит на поверхность в пределах небольших гор, которые, в свою

очередь, являются труднодоступными. Небольшие возвышенности слагают непрерывную цепочку кряжа Ветреный Пояс и простираются в юго-восточном направлении. Авторами в ходе нескольких полевых сезонов детально изучались обнажения в пределах следующих гор: Голец, Шапочка, Большая Левгора, Оловгора, Мяндуха.

Чаще всего в докембрийских структурах, породы коматиитового ряда формируют стратифицированные лавовые толщи, состоящие из переслаивания различных типов лавовых потоков (мощностью от 1 до 10–15 м), с пирокластическим и реже, осадочным материалом [5]. Одной из уникальных особенностей коматиитовых лав является проявление сильной дифференциации, что выражено в формировании зон закалки, кумулятивного, массивного, крупнозернистого строения, зон спинифекс-структур и кровельных лавобрекчий [6]. Спинифекс-структура по определению Н. Арндта и Е. Нисбета в работе «Что такое коматиит» [7]: «Спинифекс-структура характеризуется большими скелетными, пластинчатыми, вытянутыми формами кристаллов оливина или пироксена, обнаруженными в верхних частях коматиитовых потоков, или в краевых частях силлов и даек. В настоящее время чаще всего первичные минеральные фазы, формирующие спинифекс-структуру, замещены на вторичные, такие как: серпентин, хлорит, тремолит, тальк, эпидот и альбит». Спинифекс структура формируется кристаллами оливина или пироксена, что позволяет соответственно этому выделять «оливиновый» или «пироксеновый» спинифекс [3].

В результате изучения образцов с г. Голец, расположенной в северо-западной части структуры, выделены коматиитовые базальты со средним (до 1 мм) идиоморфным оливином, интерстиции заполнены клинопироксеном. Эта разновидность отвечает кумулятивной зоне потоков. Возможно, коматиитовые базальты со структурой спинифекс пироксенового типа являются средней частью потоков, а коматиитовые базальты со структурой спинифекс оливинового типа – их верхней частью. Клинопироксен образует морфологически различные структуры спинифекс: веерообразные тонкоигольчатые агрегаты с плавным погашением, длинные пластинчатые, хаотично расположенные кристаллы.

Оливин в составе спинифекса представлен в виде тонких пластинок, иногда разделенных на небольшие отрезки с оплавленными краями. Часто образует спинифекс «гусиные лапки» и ориентирован перпендикулярно кровле потоков [1].

В пределах г. Голец встречаются образцы с различной кристаллизацией оливина, есть как хорошо ограненные зерна, изометричные либо овальные, так и тонкие пластинчатые и игольчатые агрегаты, разно ориентированные и иногда имеющие конкретную ориентировку перпендикулярно кровле потоков.

Гора Шапочка расположена в 80 км юго-восточнее г. Голец и в 40 км северо-западнее Большой Левгоры. Здесь можно наблюдать по обнажениям один из наиболее полных разрезов свиты ветреного пояса, достигающий мощности более 2,3 км [1].

При петрографическом изучении образцов с г. Шапочка, также были выделены различные части потоков от зон закалки до кумулятов. Широко представлены базальты с миндалекаменной и вариолитовой структурами. Миндалины часто заполнены карбонатами. Спинифекс оливинового типа имеет различные размеры от долей до первых миллиметров. В некоторых образцах встречаются кварцевые прожилки, абсолютно прямолинейные и сформировавшиеся, скорее всего, по трещинам в ходе гидротермальных процессов. В отличие от пород с г. Голец, в пределах г. Шапочка встречаются и метасоматически преобразованные породы с большим разнообразием гидротермальных слюд, тонкой вкрапленностью рудных минералов и кварцем разных генераций. Присутствие базальтов со скелетными формами – спинифекс, а также пород с миндалекаменной структурой свидетельствует о различной степени дифференциации лавовых потоков. Присутствие мета-

соматически измененных пород, возможно по зонам хорошей проницаемости, представленной разрывными нарушениями, отличат их от пород г. Голец.

На участке г. Большая Левгора и г. Оловгора зафиксированы дифференцированные лавовые потоки со структурами спинифекс оливинового и пироксенового типов, широко проявлены кумулятивные зоны, с хорошо сохранившимися реликтовыми гранями оливина. По всем петрографическим особенностям г. Большая Левгора вполне сопоставима с лавовыми потоками г. Голец. В пределах г. Оловгора обнаружены базальты с шаровой или орбикулярной текстурой, представленной пироксен-плагиоклазовым агрегатом. Также иногда встречались базальты с вариолитовой структурой, что указывает на наличие ликвации в лавовых потоках.

В пределах г. Мяндуха, описаны однородные по составу и структурно-текстурным особенностям коматиитовые базальты. Стекловатые структуры проявлены слабо, чаще встречаются миндалекаменные базальты, сложенные пироксен-плагиоклазовым агрегатом. Вероятно, это связано со слабой дифференциацией и возможно с большой мощностью потоков. Так, в пределах доступных обнажений на г. Мяндуха, возможно обнажается всего лишь один лавовый поток.

Таким образом, изучив многочисленную коллекцию образцов коматиитовых базальтов по простиранию свиты ветреного пояса, были выявлены отличия, связанные с различной степенью дифференциации вещества, а также с постгенетическими преобразованиями, такими как наложенные гидротермальные процессы и различный характер метаморфизма. Но в целом свита формировалась в единых условиях, на конкретном магматическом этапе становления структуры Ветреного Пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Проект № 14-05-00559-а.

Литература

1. Куликов В.С., Куликова В.В. О сводном разрезе раннего докембрия Ветреного Пояса // Операт.-информ. матер. Петрозаводск, 1982.
2. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможная Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. + комплект цветных приложений. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. – Т. 2. 400 с.
3. Светов С.А. Атлас структур и текстур докембрийских вулканогенных пород Карелии. 2005.
4. Puchtel I.S., Naase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schonberg C.D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 1205–1222.
5. Sylvester P.J., Harper G.D., Byerly G.R., Thurston P.C. Volcanic aspects.// In De Witt M.J. & Ashwal L.D. (Ed), *Greenstone belts* // Clarendon press, Oxford. 1997. P. 715.
6. Arndt N.T. Komatiites: a dirty window to the Archean mantle // *Terra Cognita*. 1986. 6. P. 59–66.
7. Arndt N.T., Nisbet E.G. What is komatiite? // in N.T. Arndt and E.G.Nisbet (Eds.) *Komatiites.*, George Allen and Unwin, London. 1982. P. 19–28.

СОСТАВ ХРОМШПИНЕЛИДОВ КАПИТАНОВСКОГО МАССИВА КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО СУЩЕСТВОВАНИЯ АРХЕЙСКИХ ОФИОЛИТОВ НА УКРАИНСКОМ ЩИТЕ

М. А. Гарун¹, Л.З. Скакун¹, С.М. Бондаренко²

¹ Львовский национальный университет имени Ивана Франко (ЛНУ им. Ивана Франко), г. Львов, Украина
e-mail: *maria16031990@gmail.com.ua*

² Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. И. П. Семененко НАН Украины
(ИГМР НАН Украины), г. Киев, Украина, e-mail: *Izskakun@gmail.com*

Морфологические особенности строения и вариация состава хромитов, из метаморфизованных ультрабазитов Капитановского массива, отражают влияние эпидот – амфиболитовой, амфиболитовой, гранулитовой фаций. Изменение состава хромита является результатом повторного уравнивания шпинелидов с сосуществующими силикатными фазами и с формированием кайм хроммагнетита, хромита, алюмохромита. Эволюция изменения состава шпинели, в направлении возрастания значения глинозема, при одновременном уменьшении магнетитового минала ($Fe^{3+} - Cr - Al$), отражает процесс увеличения температуры. Хромшпинелиды из массивных хромитовых руд и включений не претерпели изменений и оставались стабильными. По составу они соответствуют хромиту, алюмохромиту. Содержание Cr_2O_3 колеблется от 52 вес.% до 46 вес.% и указывает на высокую степень деплетации субстрата (океанической коры). Содержание Fe^{3+} составляет, соответственно 0,09 ф.е. и 0,2 ф.е. и несет информацию о восстановительных условиях среды. Содержание TiO_2 – мизерное, до 0,09–0,15 вес.%. Данные особенности состава хромшпинелидов является типоморфными для офиолитовых ассоциаций пород.

CHROMITE COMPOSITION OF KAPITANIVKA MASSIF AS EVIDENCE FOR AN ARCHAEOAN OPHIOLITE IN THE UKRAINIAN SHIELD

M.A. Harun¹, L.Z. Skakun¹, S.M. Bondarenko²

¹ Lviv National University, (LNU of Iván Franco), Lviv, Ukraine, e-mail: *maria16031990@gmail.com.ua*

² Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
(IGMOF NAN Ukraine), Kyiv, Ukraine, e-mail: *Izskakun@gmail.com*

The morphological features of structural and compositional variations of metamorphosed ultramafic chromite in Kapitanivka area reflect the impact of epidote – amphibolite, amphibolite, granulite facies. The compositional changes of chromite are the result of re-equilibration of coexisting silicate – spinel phases demonstrating Cr-magnetite, chromite, Al – chromite rims formation. Evolution of composition changes of spinel towards increasing of alumina and decreasing of magnetite minal ($Fe^{3+} - Cr - Al$) reflects increasing of thermal regime. Chrome-spinel from massive chromite ores and inclusions haven't changed and remained stable and correspond to chromite, Al-chromite. The content of Cr_2O_3 varies from 52 wt.% to 46 wt.%, and indicates a high degree of substrate reduction (oceanic crust). The content of Fe^{3+} is from 0.09 f.u. to 0.2 f.u. and it reflects high reduction of environmental conditions. The content of TiO_2 is miserable, from 0.15 to 0.09 wt.%. These compositional chromite datas are typomorphic for ophiolite rocks associations.

Хромшпинелиды – выступают важными петрогенетическими индикаторами ультраосновных пород. Установлены четкие системные связи химического состава, внутреннего строения хромшпинелидов с минеральными ассоциациями, геологической обстановкой и

условиями формирования. Первичные, неизменные шпинелиды из магматических пород, несут информацию о составе, генезисе и условиях кристаллизации массива [8]. Изменение их состава и внутреннего строения отражает постмагматические преобразования [5, 7]. Исследование хромитов из архейских офиолитов являются редкими. В строении офиолитов, в основном, принимают участие подушечные толщи базальтов, глубоководные морские осадки, массивные ультраосновные породы. Однако, известны массивы, которые под влиянием значительных тектонических деформаций и сложной истории развития, сохранились только в виде отдельных фрагментов разреза. Этот факт затрудняет качественную интерпретацию формационного расчленения на основе геологических признаков. Поэтому целесообразно использовать реликтовые хромшпинелиды в качестве типоморфных минералов. Одним из таких массивов выступает Капитановский мафит- ультрамафитовый хромитоносный комплекс, генезис, формационное расчленение и этапы постмагматических изменений которого остаются неопределенными.

Капитановский массив локализован в пределах древнего участка Украинского щита, Днестровско – Бугского мегаблока. Данный комплекс входит в состав, так называемой, субмеридиональной «цепи» мафит – ультрамафитовых тел, габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций Побужского хромитоносного района, протяженностью 100 км (возраст 3,2 млрд лет). В его составе насчитывается более 60 крупных массивов. Данные тела локализованы среди ультраметаморфизованных пород: гнейсо-эндербитов, мигматитов, кристаллосланцев (возраст 3,65–3,6 млрд лет), в ассоциации с которыми находятся гранодиориты, чарнокиты и аплит – пегматоидные граниты (возраст 2 млрд лет) [2].

Капитановский массив относится к дунит – перидотитовой формации. Массив сложен дунитами, перидотитами различной степени серпентинизации и карбонатизации (серпентинизованные оливин-шпинелевые кальцифиры) [1]. Представлен несогласными, сложно будинированными, клиновидными фрагментами, среди рассланцованных пород: гранат – биотитовых, кордиеритовых, двупироксеновых гнейсов, скарнов, амфибол – пироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов, кварцитов, биотитовых сланцев, которые являются высокометаморфизованными производными ультрамафитового субстрата.

Хромшпинелиды присутствуют во всех петротипах пород массива, от интенсивно-серпентинизованных аподунитов, кальцифиров и двупироксеновых гнейсов (редко и густо вкрапленные руды), до собственных рудных тел (мощностью до 2 м).

Шпинелиды исследовались с помощью РС-ЕДА, выполнено 650 электронных микропроб, полученное суммарное железо на основе кристаллохимии шпинели разделено на $Fe^{2+} - Fe^{3+}$ с помощью метода Кармишеля [3]. В пределах Капитановского массива присутствуют шпинелиды разнообразного состава, которые условно можно разделить на: феррихромит – хроммагнетитовую серию – наблюдаемую в составе серпентинитов и карбонатизованных серпентинитов (доля хромшпинелида не превышает 25%); алюмохромитовую серию, в составе амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев и двупироксеновых гнейсов (содержание хромшпинелида не превышает 15–20%) и герцинитовую серию в составе скарнов (акцессорное вкрапления до 5%) (рис. 1).

На основе особенностей внутреннего строения хромшпинелиды были разделены на два типа. Первый – полифазовые индивиды со сложным внутренним строением, представлены сочетанием фаз разнообразного состава с формированием кайм и структур распада. Выделены три типа кайм по содержанию Al: высоко магнетитовые, вокруг феррихромитового ядра (серпентиниты), ультра хромитовые и высокоглиноземистые, вокруг ядра алюмохромита (амфибол-пироксеновые кристаллосланцы, двупироксеновые гнейсы). По содержанию $\# Fe (Fe^{3+} / Al + Cr + Fe^{3+})$ в ядре выделено две группы хромшпинелидов: 1, 2 – из серпентинитов и кальцифиров (хроммагнетит); и 0,05 – из амфибол-пироксеновых

кристаллических сланцев и двухпироксеновых гнейсов (алюмохромит). Структуры распада представлены тонкими ламелями хромпикотита в хроммагнетитовом матриксе. Наблюдаются участки перекристаллизации ламелей с формированием мирмекитовых структур. Данные фазовые сочетания характерны для серпентиновых и амфибол – серпентиновых пород.

Второй тип представлен гомогенными хромшпинелидами выдержанного состава (хромит), которые установлены только для массивных хромитовых руд и не разгерметизированных включений в пироксене и оливине.

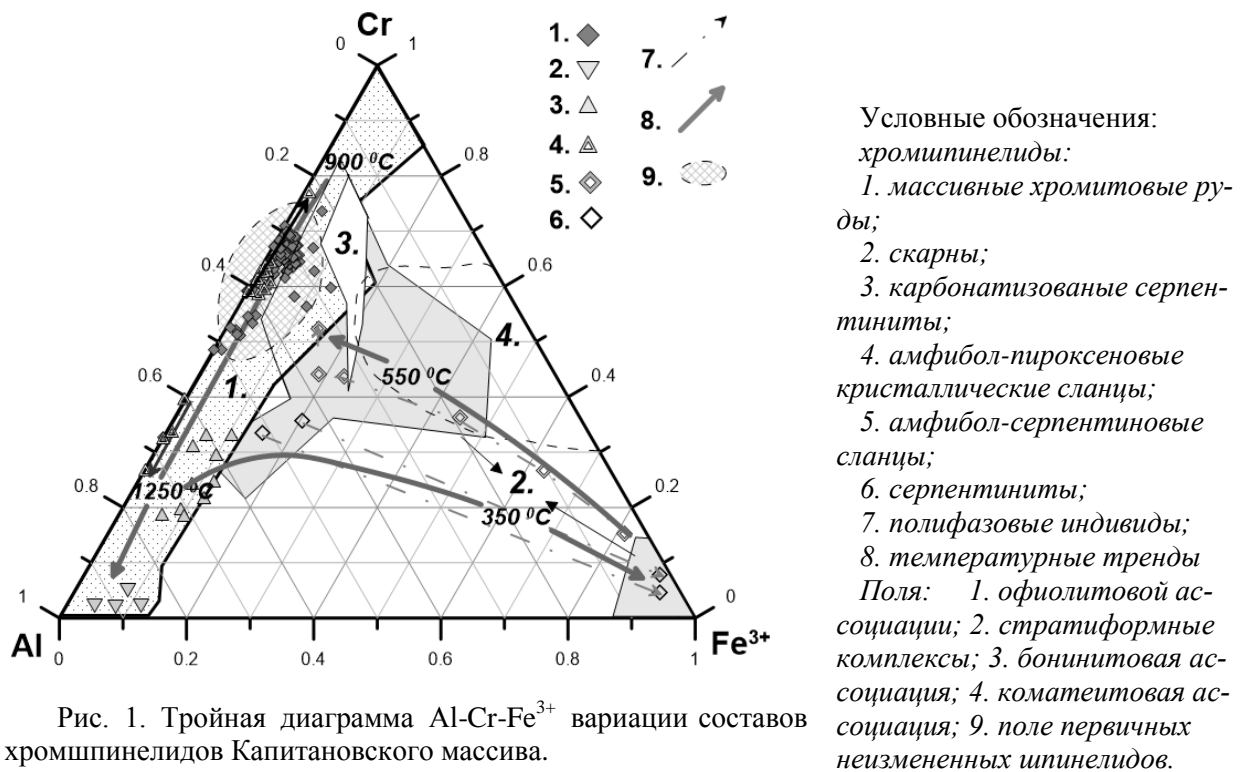


Рис. 1. Тройная диаграмма Al-Cr-Fe³⁺ вариации составов хромшпинелидов Капитановского массива.

Изменения состава хромшпинелидов при гидротермальных преобразованиях ("магнетитовое заражение" шпинели) подробно исследованы в работах Гофмана, Волкера, Кимбала., тогда как, процессы воздействия высоких температур – изучены недостаточно [5]. Хромититы Капитановского массива характеризуются значительной вариацией состава, отражая весь спектр постмагматических изменений, характерных только для редко и густо вкрапленных руд. Данные шпинелиды испытали максимальные изменения, связанные с наличием магнетита в среде, максимальная концентрация которого достигалась в серпентините, где хромит присутствовал только в виде вкрапленников. Рост термического параметра приводит к диффузным процессам между сосуществующими фазами, в системе хромит – магнетит. Данные изменения проявлены в возрастании значения $\#Fe$ ($Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$) от матрикса к кайме, описывая процесс растворения шпинели с выносом Mg, Al, Cr ($t = 350\text{ °C}$) [7]. Структурные особенности шпинелидов из амфибол – серпентиновых сланцев несут информацию о процессе сборной перекристаллизации при более высоких температурах ($t = 550\text{ °C}$), где увеличение размерностей ламелей отражено в росте $\#Cr$ ($Cr/Al+Cr+Fe^{3+}$). Более выраженный характер очистки от Fe^{3+} можно наблюдать в амфибол – пироксеновых и двухпироксеновых гнейсах, с формированием чистого хромита и алюмохромита соответственно ($t = 900\text{ °C}$). Данная композиционная эволюция состава хромшпинелидов и сосуществующих минеральных ассоциаций отражает рост термиче-

ского параметра во время метаморфического этапа развития массива (рис. 1). Хромшпинелиды из массивных хромитовых руд и хромшпинелиды в виде включений, оставались стабильными во время метаморфических преобразований. Это вызвано мономинеральностью породы и изолированностью зерна соответственно, а как следствие – изохимичностью процесса. Перекрытие данных разновидностей с высокометаморфизованными аналогами свидетельствует о высоком термическом режиме формирования. Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах из массивных хромитовых руд в среднем составляет 52 вес.%, из включений – до 46 вес.%, это указывает на высокую степень деплетации субстрата (океанической коры). Содержание Fe^{3+} составляет соответственно 0,09 ф.е. и 0,2 ф.е. и несет информацию о высококислородных условиях среды. Содержание TiO_2 – мизерное, до 0,09–0,15 вес.%. Этот факт свидетельствует о глубинном генезисе и медленном остывании. Именно данные индивиды могут рассматриваться в качестве реликтовых и использоваться при формационном расчленении.

Проблематика формационного расчленения Капитановского массива остается открытой. Данный массив относят как к стратиформным расслоенным интрузиям базит-гипербазитовой формации (Бухарьев В.П., Москалева С.В.), альпинотипным гипербазитовым массивам офиолитовой ассоциации (Усенко И.С., Наливкина Е.Б., Ярошук М.А.), коматиитовым сериям пород (Фомин А.Б., Яковлев Б.Г.), так и к ложно ультраосновным разновидностям – карбонатитам (Смирнов Ю.И., Булах А.Г., Иванников В.В.) [1]. Существует две точки зрения относительно времени воздействия постмагматических преобразований: 1) становление массива происходило в постметаморфическую стадию развития региона в предварительно метаморфизованные вмещающие породы мегаблока (кальцифиры, скарны, двупироксеновые гнейсы); 2) влияние на состав и структуру массива одноэтапного метаморфизма, представленного прогрессивной и регрессивной ветвями [2].

В результате проведенного анализа состава хромшпинелидов и особенностей их внутреннего строения можно прийти к следующим выводам. В качестве первичных шпинелидов следует рассматривать хромшпинелиды из массивных хромитовых руд и включений в силикатных фазах, состав которых формирует четкое поле, типоморфное для офиолитовых ассоциаций пород. Широкие вариация состава, морфологических особенностей внутреннего строения хромшпинелидов и сосуществующих минеральных ассоциаций является результатом воздействия неоднократного, полифациального метаморфизма.

Литература

1. Каневский А.Я., Фомин А.Б. Хромитоносные гипербазиты Среднего Побужья // Советская геология. – 1979. – № 12. – С. 115–124.
2. Степанюк Л.М. Хронология проявления эндогенных процессов в гранулитовых комплексах Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита (конец архея-ранний протерозой) // Минерал. журн. – 1998. – 20, № 2. – С. 68–73.
3. Carmichael, I.S.E. (1967) The iron-titanium oxides of silicic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates Contributions to Mineralogy and Petrology, 14, 36–64.
4. de Wit, M.J., Hart, R.A. & Hart, R.J. The Jamestown Ophiolite Complex, Barberton mountain belt: a section through 3.5 Ga oceanic crust // Journal of African Earth Sciences. 1987. V. 6. P. 681–730.
5. Gargiulo M., Bjerg E., Mogessie A. Spinel group minerals in metamorphosed ultramafic rocks from Río de Las Tunas belt, Central Andes, Argentina // Geol. Acta. 2013. V. 11. №2. P. 133–148.
6. Liipo J., Vuollo J., Nykanen V. and Piirainen T. Chrome spinel compositions as evidence for an Archaean ophiolite in the Kuhmo greenstone belt in Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 1994. V. 66, P. 3–18.
7. Merlini A., Grieco G., Diella V. Ferritchromite and chromian-chlorite formation in mélange-hosted Kalkan chromitite (Southern Urals, Russia) // American Mineralogist. 2009. V. 94. P. 1459–1467.
8. Sack R.O., Ghiorso M.S. Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamics and petrological applications // Amer. Mineral. 1991. V. 76. P. 827–847.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ КИМБЕРЛИТАМИ И РОДСТВЕННЫМИ ИМ ПОРОДАМИ НА ОСНОВЕ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Голубева Ю.Ю.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП «ЦНИГРИ»), г. Москва, Россия, e-mail: jugolubeva@gmail.com

На основе сравнительного анализа петрогеохимических характеристик кимберлитов и родственных пород, встречающихся в пределах Северо-Западного ФО и Якутии, сделаны выводы о возможном анализе пространственно-генетических связей кимберлитов и родственных им пород с точки зрения оценки потенциальной алмазности перспективных площадей Северо-Западного ФО. Выявлены индикаторные элементы для определения номенклатуры пород и их потенциальной алмазности, пространственно-генетические связи между кимберлитами, щелочными пикритами и щелочными базитами.

SPATIAL AND GENETIC RELATIONSHIPS BETWEEN KIMBERLITES AND RELATED ROCKS ON THE BASIS OF DATA PETROGEOCHEMICAL

Golubeva Yu.Yu.

Central Research Geological Exploration Institute of Nonferrous and Precious Metals (FSUE TsNIGRI), Moscow, Russia, e-mail: jugolubeva@gmail.com

Based on a comparative analysis of the petrogeochemical characteristics of kimberlites and related rocks, occurring within the North-Western Federal district and Yakutia, were made conclusions about the possible analysis of spatial and genetic relationships between kimberlites and related rocks from the point of view of assessing the potential presence of diamonds in promising areas of the North-West Federal district. It were identified indicator elements to determine the rocks nomenclature and their potential presence of diamonds, spatial and genetic relationships between kimberlites, alkaline picrites and alkaline basic rocks.

Выявление пространственно-генетических связей между кимберлитами и родственными им породами (щелочными пикритами, мелилитами, фойдитами, щелочными базальтами и т.д.) представляет фундаментальный и практический интерес: как изучение эволюции и развития магмогенерирующей зоны, производными которой является кимберлитовое поле [1], а также с целью поиска дополнительных критериев, используемых при обосновании перспектив алмазности известных и новых территорий.

Для выявления петрогеохимических критериев, подтверждающих наличие пространственно-генетических связей между кимберлитами и родственными породами, были проанализированы два банка данных кимберлиты и родственные породы Северо-Западного федерального округа и Восточной Финляндии – использованы 428 полных химических анализов пород (химический анализ породы включает содержания 10 главных (в мас.%) и 32 редких (в ppm) элементов) по 77 объектам из 10 полей кимберлитового, лампроитового и родственного магматизма; 2) кимберлиты и родственные породы Якутии – использован 341 анализ петрогенных и редких элементов из 267 объектов, расположенных в пределах 22 кимберлитовых полей. Сравнительный анализ кимберлитов и родственных пород включал в себя выявление основных петрогеохимических отличий между кимберлитами и родственными породами, определение химических элементов-индикаторов алмазности.

сти и их предельных концентраций, выявление пространственно-генетических связей между кимберлитами, лампроитами и родственными породами.

Для территории Северо-Западного ФО (Мурманская, Архангельская области, республика Карелия, Средний Тиман) характерны ассоциации кимберлитов и лампроитов с родственными породами: оливиновыми мелилититами, фойдитами, щелочными пикритами, лампрофирами, толеитовыми базальтами. При этом известны самостоятельные поля родственного магматизма, в пределах которых отсутствуют кимберлитовые трубки: Ижмозерское, Ненокское, Четласское поля и др. В Якутии породы, родственные кимберлитовому магматизму, встречаются лишь в северной убого- и неалмазоносной части провинции. Породы, известные как пикритовые порфириды, встречаются в пределах Куойского, Мэрчимденского, Укукитских и других кимберлитовых полей северо-восточной части Якутии. В северо-западной части, помимо пикритов, присутствуют также мелилититы и карбонаты [4].

В результате сравнительного анализа петрогеохимических характеристик кимберлитов и родственных пород, известных в пределах Северо-Западного ФО и Якутии, были сделаны выводы о возможном анализе пространственно-генетических связей кимберлитов и родственных им пород с точки зрения оценки потенциальной алмазоносности перспективных площадей Северо-Западного ФО:

1. Выделены элементы, индикаторные для определения номенклатуры пород для кимберлитов и родственных пород объектов Северо-Западного ФО и Якутии: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MgO (Cr, Co, Ni), K_2O , Ba, Sr, Ga, REE, степень фракционирования REE (La/Yb). По направлению от кимберлитов к пикритам, лампрофирам и щелочным базальтам в породах повышается роль SiO_2 , Al_2O_3 (3–4 мас.% в кимберлитах; 6–7 мас.% в мелилититах и щелочных пикритах; 8–14 мас.% в лампрофирах; 13–15 мас.% в щелочных базальтах), понижаются содержания MgO (23–33 мас.% в кимберлитах; 15–17 мас.% в мелилититах и щелочных пикритах; 7–15 мас.% в лампрофирах; 4–8 мас.% в щелочных базальтах), Cr, Ni и степень фракционирования REE (La/Yb), повышаются – Ga (5–8 ppm в кимберлитах; 9–10 ppm в мелилититах и щелочных пикритах; 14–20 ppm в лампрофирах; 19–23 ppm в щелочных базальтах), HREE. На основании набора данных элементов можно сделать выводы о принадлежности породы к кимберлитам, или родственным породам, а также определить потенциальную алмазоносность породы. По некоторым характеристикам (содержаниям элементов-индикаторов глубинности и щелочности пород) также можно отличить родственные породы, ассоциирующие с кимберлитами, от не ассоциирующих. Например, оливиновые мелилититы Кольской щелочной провинции, не ассоциирующие с кимберлитами, характеризуются более высокими содержаниями Al_2O_3 (10 мас.% в не ассоциирующих и 7–8 мас.% в ассоциирующих), Ga (20 ppm в не ассоциирующих и 9–10 в ассоциирующих), Ba, Sr; низкими содержаниями MgO (9 мас. % в не ассоциирующих и 15–18 в ассоциирующих), Cr, Ni.

2. Для алмазоносных пород характерны следующие концентрации индикаторных элементов: HREE (1–2,2 ppm), Ga (4–7 ppm), Ni (>800 ppm). Согласно распределению содержаний этих элементов в кимберлитах и родственных породах, возможно выделение областей с разной степенью перспективности на обнаружение алмазоносного магматизма на уже известных и новых территориях.

3. Магматические образования кимберлитового и родственного магматизма в пределах одного поля, сформировавшиеся в один этап тектономагматической активизации, являются производными одной вертикальной магмогенерирующей зоны и характеризуются однородными петрогеохимическими характеристиками. При этом кимберлитовые расплавы обладают более глубинным вещественным составом, щелочные пикриты и мелилититы

– менее глубинным. Неоднородности в пределах полей, по-видимому, связаны с наличием нескольких этапов активизации магматизма и/или вертикальных магмогенерирующих зон. В пределах Северо-Западного ФО встречаются практически все случаи ассоциации разновозрастных кимберлитов и родственных пород, т.е. находки одних не могут однозначно отрицать возможность присутствия других в пределах поля.

Идея гибридной природы кимберлита, по которой процесс плавления развивается одновременно во всем вертикальном разрезе верхней мантии, приводя к формированию множества изолированных порций кимберлитовой магмы, различающихся по составу в зависимости от давления, температуры и степени плавления, которая нарастает вниз по разрезу, обсуждается в монографии В.И. Ваганова [1]. Кимберлитовое поле при этом можно рассматривать как проекцию глубинного очага, или глубинной вертикальной (стволовой) магмогенерирующей (кимберлитогенерирующей) зоны. Похожую модель можно представить для формирования поля, в пределах которого встречаются не только кимберлиты, но и менее глубинные щелочно-ультраосновные породы: мелилититы, щелочные пикриты. При этом отсутствие в пределах поля кимберлитов может означать недостаточную глубину развития магмогенерирующей зоны, что может быть связано со структурно-тектонической приуроченностью поля и особенностями мантийно-корового взаимодействия (составом и мощностью литосферной мантии и коры).

4. Вещественные характеристики базитов можно использовать с целью прогноза нахождения рядом кимберлитовых объектов, как индикаторы наличия разновозрастных магмопроводящих зон, которые могут также контролировать и кимберлитовый магматизм. Благоприятным признаком для прогноза наличия кимберлитового магматизма является длительное фракционирование базитового расплава при смене режимов сжатия и растяжения при развитии рифтовых зон. Таким обстановкам соответствуют долериты с различными петрогеохимическими характеристиками [3]. Наиболее распространены базиты, становление которых происходило в режиме растяжения – магма после ухода из зоны магнообразования не испытала заметных преобразований. Это типичные толеитовые базиты среднепалеозойских палеорифтов восточной части Сибирской платформы. Похожими характеристиками обладают большинство базитов Кольского полуострова, а также толеитовые долериты Архангельской области. Субщелочные габбро-долериты и плагиодолериты формировались в условиях смены режима растяжения на режим сжатия в периферийных зонах дайковых поясов. Такие магматиты отражают процессы, происходящие с толеитовым расплавом при кратковременном фракционировании его в докамерных условиях. Следующую группу составляют тела магматитов, в веществе которых фиксируются процессы длительного фракционирования расплава в докамерной глубинной обстановке. В результате длительного закрытия системы в глубинных очагах реализуются анортозитовый (глубина ~ 35–40 км) или монцонитоидный (глубина ~ 15–20 км) тип дифференциации магмы. И отдельную группу составляют дайки высокотитанистых базитов, группирующихся вблизи кимберлитовых трубок. Таким образом, исследование петрографических и петрогеохимических характеристик хорошо распространенных пород основного состава, может быть использовано при расшифровке тектонических обстановок – режимов сжатия и расширения при активизации рифтовых зон. При этом, по-видимому, благоприятным признаком для прогноза наличия кимберлитового магматизма, является длительное фракционирование базитового расплава, т.е. повышение его глиноземистости, щелочности и содержаний TiO_2 . В пределах Северо-Западного ФО выделено несколько участков, на территории которых долериты характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 : базиты Онежского комплекса (Солозеро), базиты Мурманского комплекса (Западные Кейвы, Ивановская губа).

5. Щелочно-ультраосновные породы, относящиеся к родственному кимберлитам магматизму, могут иметь пространственно-генетические связи с крупными щелочными интрузивами (лампрофиры и пикриты Северного Тимана, лампрофиры Северной Ладogi, фойдиты и оливиновые мелилититы Кольского п-ова), и не иметь никакого отношения к кимберлитообразованию. Однако при этом нельзя отрицать, что наличие в пределах прогнозируемой площади пород, связанных с крупными интрузивами, с повышенными содержаниями химических элементов–индикаторов глубинности расплава, могут свидетельствовать о потенциальной возможности присутствия здесь и других глубинных пород – пикритов и кимберлитов.

6. Находки ультращелочных лампрофиров – мелалейцититов на территории Вологодской области является индикатором наличия мезозойского магматизма на территории Северо-Западного ФО [2] Данные образования характерны для рифтовых зон, т.е. на бортах таких зон возможны проявления мезозойского кимберлитового магматизма.

Литература

1. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (Основы прогнозирования). М.: Геоинформмарк, 2000, 371 с.
2. Масайтис В.Л., Труфанов А.И. Мелалейцититы с берегов реки Сухона (Северо-Восток Московской синеклизы) // Региональная геология и металлогения, 2008. № 36, С. 49–60.
3. Томшин М.Д., Зайцев А.И., Земнухов А.Л., Копылова А.Г. Характер становления базитов в Накынском кимберлитовом поле Якутии // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 44–49.
4. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. М.: Недра, 1998, 555 с.

ВКЛЮЧЕНИЯ В ЦИРКОНЕ

Денисова Ю.В.

Институт геологии КомиНЦ УрО РАН (ИГ КомиНЦ УрО РАН), Сыктывкар, Россия,
e-mail: *yulden777@yandex.ru*

Рассмотрены различные виды включений в цирконе. Показана важность детального изучения включений для получения информации о физико-химических свойствах минералообразующей среды.

INCLUSIONS IN ZIRCON

Denisova Ju. V.

Institute of Geology of the Komi SC RAS, (IG Komi SC RAS), Syktyvkar, Russia, e-mail: *yulden777@yandex.ru*

The different types of inclusions in zircon were examined. For more information on physico – chemical properties of mineral-forming environment the importance of detailed study of inclusions was shown.

При изучении типоморфических и типохимических особенностей акцессорных минералов так же крайне важно уделять внимание имеющимся в минерале включениям, исследование которых позволяют **получить информацию о фазовом составе, химизме, температуре и давлении минералообразующей среды. Особенно интересен в этом отношении циркон – минерал, характеризующийся** исключительной стойкостью к различным химическим и физическим воздействиям, происходящим в среде минералообразования.

Включения могут образоваться до кристаллизации минерала-хозяина (протогенетические), одновременно с минералом-хозяином (сингенетические), а так же после формирования минерала-хозяина (эпигенетические).

К первой группе относятся включения кристаллов породообразующих и некоторых акцессорных минералов. Более раннее формирование их доказывается положением в объеме индивида и анализом характера взаимоотношений. В цирконе протогенетические включения **представлены кварцем, биотитом, калиевыми полевыми шпатами, амфиболом, плагиоклазом, а так же апатитом, магнетитом и др.** Более определенно диагностируются синпетрогенные (первичные) включения на основе анализа границ кристаллов-включений и кристалла-хозяина. Можно наблюдать следы одновременного роста апатита и циркона, ильменита и циркона, циркона и циркона. Синпетрогенные включения в цирконе так же представлены включениями биотита, хлорита, роговой обманки, плагиоклаза, кварца, учитывая последовательность кристаллизации которых можно получить более детальную информацию об отдельных этапах циркообразования. Так, асимметричное расположение включений в кристалле указывает на снижении симметрии среды кристаллизации. **Наличие поздних (вторичных) включений, довольно широко распространенных в цирконе, является признаком наложенных процессов [1, 5].**

Включения по фазовому составу подразделяются на твердые (расплавные), газовые и газовой-жидкие. В циртолитах встречаются и жидкие включения. В цирконе расплавные включения обычно фиксируются в виде выделений изометричной формы, что свидетельствует о магматической природе содержащей их породе. Чаще всего

встречается апатит, расположенный как правило хаотично. Так же присутствует биотит, который представлен отдельными пластинками, в отдельных случаях гексагональными окрашенными и плеохроирующими кристаллами, расположенными вдоль продольных трещин в вытянутых индивидах. Встречаются и полифазные включения: пирит + апатит, галенит + пирит и др. **Газовые включения характеризуются шаровидной и вытянутой формами. Первый вид таких включений часто ассоциируется с округлыми расплавленными включениями. Удлиненные включения обычны для кристаллов неправильной формы, но особенно часто присутствуют в топедовидных кристаллах. Форма газово – жидких включений более разнообразно – от изометричной до удлиненной. Такие включения встречаются в копьевидных, гиацинтовых и торпедовидных типах циркона.** Некоторые включения могут свидетельствовать о росте цирконов в присутствии газово- флюидной фазы. Наличие газово- жидких включений в отдельных зернах циркона, сформировавшихся в присутствии газо- флюидной фазы, позволяют говорить о формировании того или иного гранитного массива на малых и средних глубинах. Кроме того, наличие каналов – полостей в минерале не всегда признак газовых, газово- жидких включений, возможно это следы от ранее существовавших минералов, выщелоченных или отвергнутых в процессе роста кристалла [2, 3, 4].

Таким образом, анализ состава включений, а так же характера взаимоотношений с хозяином – минералом (цирконом) позволяет получить более детальную информацию физико- химических свойствах минералообразующей среды, на основе которой можно подтвердить или подкорректировать уже имеющиеся выводы, полученные на основе исследованных ранее химических и морфологических особенностей минерала.

Литература

1. Денисова Ю.В. Типоморфические и типохимические особенности акцессорных цирконов гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, № 5, 2014. – С. 9–16.
2. Краснобаев Г.А. Циркон как индикатор геологических процессов. – М.: Наука, 1986. – 147 с.
3. Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. – Москва: Наука, 1967. – 446 с.
4. Носырев И.В., Ромул В.М. и др. Генерационный анализ акцессорного циркона. – М: Наука, 1989. – 203 с.
5. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. – М.-Л.: Наука, 1968. – 252 с.

К ВОПРОСУ АЛМАЗОНОСТИ ИМПАКТИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ

Долгушина А.О.

Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия
e-mail: *a.dolgushina.geo@gmail.com*

Карская астроблема, расположенная на юго-западном берегу Байдарацкой губы, примечательна алмазоносностью ее импактитов. В рамках предшествующих геологических исследований была дана крайне высокая оценка содержаний импактных алмазов, а также в единичном случае было установлено наличие алмаза кимберлитового происхождения. Данная исследовательская работа была направлена на изучение алмазной минерализации импактитов, а также предпринималась попытка установления возможности обнаружения на прилегающей к астроблеме территории ранее неизвестного магматического источника алмазов. В результате проведенных исследований в импактитах не было обнаружено ни одного алмаза, однако оказалось относительно широко распространено углеродное вещество переходной ступени импактного преобразования между углем и апоугольными импактными алмазами. Вероятно, учет таких образований при оценке содержаний привел к получению крайне высоких значений. В результате изучения аллювиальных отложений с территории астроблемы не было установлено наличие минералов-спутников алмаза, характерных для алмазоносных магматитов. Обнаруженный в импактитах ранее кимберлитовый алмаз с высокой долей вероятности является результатом заражения пробы в лаборатории.

TO THE ISSUE OF IMPACT DIAMONDS OF KARA ASTROBLEME

Dolgushina A.O.

Saint Petersburg State University (SPbU), Saint Petersburg, Russia, e-mail: *a.dolgushina.geo@gmail.com*

Kara astrobleme located on the southwest shore of the Baydaratskaya Bay is known for its diamond-bearing impactites. The content of the diamonds was estimated extremely high during previous geological surveys. Also one kimberlite diamond was observed in the impactites. Thus this scientific work was aimed to investigate the diamond mineralization of the impactites and an attempt to determine unknown kimberlite fields on the area of the astrobleme was undertaken. The conducted investigation revealed that occurrence of the diamonds seems to be overestimated, but another carbon compound is relatively widespread in the rocks. It's an X-ray amorphous material that represents transition stage of impact alteration between original coal and impact diamonds. The attempt to determine any distinctive minerals of diamond-bearing kimberlite in fluvial sediments from the astrobleme failed. Thereby the observed kimberlite diamond with high probability is a result of a contamination in the laboratory.

Объект исследования. Карская астроблема расположена на Югорском полуострове на юго-западном берегу Байдарацкой губы. Ее диаметр составляет 60 км, в 5 км на северо-восток от нее располагается почти полностью покрытая водами Карская моря Усть-Карская астроблема, диаметр которой по разным оценкам составляет 20 или 70 км.

Существующие оценки возраста астроблемы получены по результатам преимущественно К-Аг датирования импактных стекол. Они значительно различаются, наиболее вероятным считается возраст около 70 млн. лет [6].

Породы Карского коптогенного комплекса представлены аллогенными брекчиями и зювитами с линзами тагамитов и кластическими дайками, общей мощностью около 2 км

[4]. В породах Карской астроблемы установлено присутствие импактной алмазной минерализации. Источником углерода для образования алмазов послужили пермские угленосные молассы. Среднее содержание алмазов в породах Карской астроблемы составляет 5,5 карта на тонну [2]. Прогнозные ресурсы оцениваются в 4500 т [4]. Наиболее высокие содержания характерны для тагамитов. Среди импактных алмазов встречается как апоугольные, так и апографитовые.

Предпосылки и цели исследования. В ходе детального изучения алмазоносности Карских импактитов в специализированной лаборатории в одной из проб наряду с импактными алмазами было обнаружено зерно кимберлитового облика [4]. Это послужило основанием для отбора заверочной пробы импактитов из того же обнажения с целью подтверждения или опровержения возможности провоцирования кимберлитового магматизма данным импактным событием. «Болидная модель» образования кимберлитовых трубок была предложена и активно развивается [5].

Таким образом, исследуемый материал был представлен пробой импактитов (около 400 кг), а также пробами аллювиальных отложений реки Кара (около 150 кг). Изучение импактитов проводилось с целью обнаружения алмазной минерализации. При изучении аллювиальных проб была предпринята попытка обнаружения минералов-спутников алмаза с целью возможного установления развития кимберлитового магматизма в районе астроблемы.

Пробоподготовка и методы исследования. Для этих целей было проведено механическое дробление имеющихся импактитов на щековой дробилке (каф. ГМП И СПбГУ) с разделением на классы по крупности с помощью набора сит и отбором для последующего изучения фракций $-1+0,5$ и $-0,5$. Далее было проведено обогащение на гравитационном сепараторе типа СКЛ-2 с целью выделения тяжелой фракции. Полученный концентрат был доведен в чашках сначала в воде, а затем в этиловом спирте.

Для дальнейшего изучения из импактного материала была выделена немагнитная фракция, которая была в последствии подвергнута травлению в концентрированной азотной, а затем смеси плавиковой и соляной кислот для разложения сульфидных и силикатных минералов. Полученный остаток был подвергнут минералогическому анализу. Аллювиальный материал подвергся травлению в концентрированной азотной кислоте и был также проанализирован под биноклем.

После этого было проведено изучение химического состава отобранных зерен на настольном растровом электронном микроскопе-микроанализаторе HITACHI TM 3000 с приставкой энергодисперсионного микроанализа OXFORD (Научный парк СПбГУ, РЦММ), а зерна считающиеся алмазами были изучены на монокристалльном дифрактометре Rigaku «R-AXIS RAPID II» (Научный парк СПбГУ, РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования»).

Результаты исследования. В ходе минералогического анализа импактитов были отобраны зерна, по своим морфологическим характеристикам отвечающие импактным алмазам. Они представлены образованиями неправильной формы черного цвета, смолоподобного облика. Всего было обнаружено 10 таких зерен. Качественный микронзондовый анализ показал, что в состав данных зерен входит только углерод и кислород.

Однако изучение этих зерен на монокристалльном дифрактометре показало, что ни одно из имеющихся зерен не характеризуется кристаллической структурой, и все они давали рентгенограммы типичные для рентгеноаморфных образований. Лишь в некоторых зернах фиксировались слабые рефлексы, не отвечающие, тем не менее, ни рефлексам графита, ни лонсдейлита, и свидетельствующие, по-видимому, о наличии мельчайших кристаллических включений другой природы.

В литературе известно описание подобных агрегатов углеродного вещества из импактитов Карской астроблемы [1]. Такие образования были отнесены к ударно-метаморфизованному углестому веществу, которое находится на промежуточной стадии преобразования между углем и алмазом [1] для них было предложено название *тогорит* [3].

В аллювиальных отложениях среди минералов-спутников алмаза предполагалось обнаружение пирропа, хром-дипсида и хромшпинелидов, однако отобранные зерна не продемонстрировали химизма, характерного для алмазоносных магматитов.

Так, изученные *гранаты* характеризуются достаточно пестрым химическим составом и представлены рядом переходным от пирропа к альмандину с присутствием гроссуляровой и спессартиновой компоненты. Однако наиболее частыми являются зерна по составу близкие к альмандину. В составе *шпинели* наблюдается постоянная примесь Fe, однако никаких следов Cr не обнаружено. *Дипосиды* оказались низкомагнезиальными, прилежающимися к авгиту или геденбергиту, характерной для алмазоносных кимберлитов и лампроитов примеси Cr не обнаружено.

Выводы. На основании того, что в ходе изучения алмазоносности импактитов не было обнаружено ни одного алмаза, можно сказать, что содержания, оцененные в 5,5 карат на тонну [2], скорее всего являются сильно завышенными. Это может быть связано: 1) с заражением проб в ходе изучения их в специализированных лабораториях; 2) при такой оценке учитывались также содержания тогорита, который, несмотря на схожесть физических свойств, по своей кристаллической структуре не является алмазом.

Изучение шлихов современных аллювиальных отложений на территории астроблемы не выявило наличия акцессорной минерализации, характерной для алмазоносных кимберлитов и лампроитов, из чего следует вывод о исключительно низкой вероятности нахождения в близости от астроблемы источников алмазов эндогенного происхождения. Поэтому обнаруженный в импактитах алмаз кимберлитового облика [4] скорее всего является результатом заражения пробы.

Литература

1. Езерский В.А. Гипербарические полиморфы, возникшие при ударном метаморфизме углей. // Зап. ВМО. 1986. Вып. 1, ч. 115. С. 26–29.
2. Зархидзе Д.В. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 на территории листов R-41-XXVIII, XIX (Карская площадь). Текст отчета. Нарьян-Мар. 2010. Комигеолфонд.
3. Мащак М.С. Геолого-петрографическое и минералогическое изучение измененных пород Карской структуры в связи с оценкой ее перспектив на полезные ископаемые. Текст отчета. Л.: ВСЕГЕИ. 1979. 293 с. Комигеолфонд.
4. Микляев А.С. Геологическое доизучение масштаба м-ба 1 : 50 000 Кара-Силовской площади на территории листов R-41-118-A (в, г), Б (в, г), В, Г; 119-B, Г; 130-A (а, б), Б (а, б) с общими поисками. Текст отчета. Воркута. 1998. Комигеолфонд.
5. Хазанович-Вульф К.К. Астероиды, кимберлиты, астроблемы. СПб: Геомастер. 2011. 192 с.
6. Koeberl, C., Sharpton, V.L., Murali, A.V., and Burke K., 1990. The Kara and Ust-Kara impact structures (USSR) and their relevance to the K/T boundary event. // *Geology*, v. 18. pp. 50–53.

ОСОБЕННОСТИ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ НИКЕЛЕНОСНЫХ ПОРОД ДУКУКСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Еременко Д.В., Еременко А.В., Жабин В.А.

Воронежский государственный университет (ВГУ), г. Воронеж, Россия, e-mail: *office@main.vsu.ru*

Некоторые особенности вторичных изменений минерального вещества, слагающего никеленосные мафит-ультрамафитовые массивы дукукского комплекса, выявленные в процессе петрографического изучения пород, позволили установить вторичную природу карбонатного вещества и сделать заключение о том, что большинство вторичных изменений осуществлялось до окончательной кристаллизации массивов в позднемагматическую стадию.

CHARACTERISTICS OF SECONDARY CHANGES SPECIES OF NIKEL AT DUKUKSKOGO COMPLEX IN SOUTHERN KAMCHATKA

Eremenko D.V., Eremenko A.V., Zhabin V.A.

Voronezh State University (VSU), Voronezh, Russia, e-mail: *office@main.vsu.ru*

Some features of secondary changes of mineral substances, composing nikel mafite-ultra mafite of Dukuksky complex arrays from the petrographic study of rocks permitted to determine a secondary nature of carbonaceous matter and to conclude that most of the secondary occurred before the final crystallization of the arrays in the late-magmas stage.

Месторождение Шануч (Южная Камчатка) является уникальным и по содержаниям никеля в руде, превосходит все остальные месторождения России. На данный момент значительная часть месторождения уже отработана, а поиски новых продуктивных тел до сих пор не увенчались успехом, несмотря на значительные объёмы финансирования поисковых работ. Отсутствие положительных результатов поисковых работ вызвано неприменимостью концепции поисков классических ультрамафит-мафитовых расслоенных комплексов в условиях Камчатского региона. Наиболее актуальным в данном случае является пересмотр чисто ликвационной природы происхождения богатых медно-никелевых руд и внесение в эти представления существенных корректив с точки зрения эпигенетического, наложенного гидротермального процесса, изменение идеологии поисков и разведки Cu-Ni руд шанучского типа.

Целью данной работы является выявление особенностей вторичных изменений и эпигенетического характера руды в мафит-ультрамафитовых никеленосных интрузиях дукукского комплекса, в пределах поисковых участков Тундровый, Квинум и Хихку в южной части Срединно-Кристаллического массива Камчатки.

По мнению предшественников [1, 4], интрузии приурочены к зоне влияния Квинум-Степановского разлома. Дукукский комплекс объединяет ряд интрузий в форме штоков, лополитов, субпластовых тел [3]. Состав интрузий – габбро, кортландиты, горнблендиты, преобразованные в тальк-хлоритовые породы и серпентиниты; габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты.

Работа основана на петрографическом изучении пород дукукского комплекса, в ходе работы, были выявлены особенности, указывающие на эпигенетический характер рудного вещества.

В серпентинитах рудные минералы распределены относительно равномерно, прослеживается директивность в их расположении. Представлены пентландитом I и II генерации, пирротином, халькопиритом, магнетитом, пиритом, валлериитом. Карбонат пространственно связан с серпентинизированными зернами и образует ксеноморфные симплектитовые сростания с рудным веществом (рис. 1). Исходя из уравнений реакции серпентинизации оливина и пироксена, отношение образующегося серпентина к карбонату должно составлять: 4:1 соответственно. Реально в породе из изученного массива количество карбоната меньше серпентина примерно в 4,4 раза. Это количество карбоната удовлетворяет уравнению реакции серпентинизации. Соответственно, карбонат в породе имеет эпигенетическую природу, а симплектитовая структура прорастания карбоната рудным минералом указывает на серпентинизацию зерен оливина и пироксена одновременно с окончательной кристаллизацией рудной фазы. Это не противоречит диапазону температур серпентинизации и кристаллизации низкотемпературного пирротина [5].

В рудной массе отмечается большое количество разорванных серпентинизированных зерен, разобщенных волокон хризотила, листочков талька, многие из которых изогнуты. Все трещинки заполнены рудным веществом, что говорит о деформации серпентинизированных зерен и окончательной кристаллизации рудного вещества после этой деформации. Выделяется следующая последовательность вторичных изменений: 1) оливин и пироксен → серпентин + карбонат; 2) роговая обманка → хлорит + магнетит → тальк + магнетит.

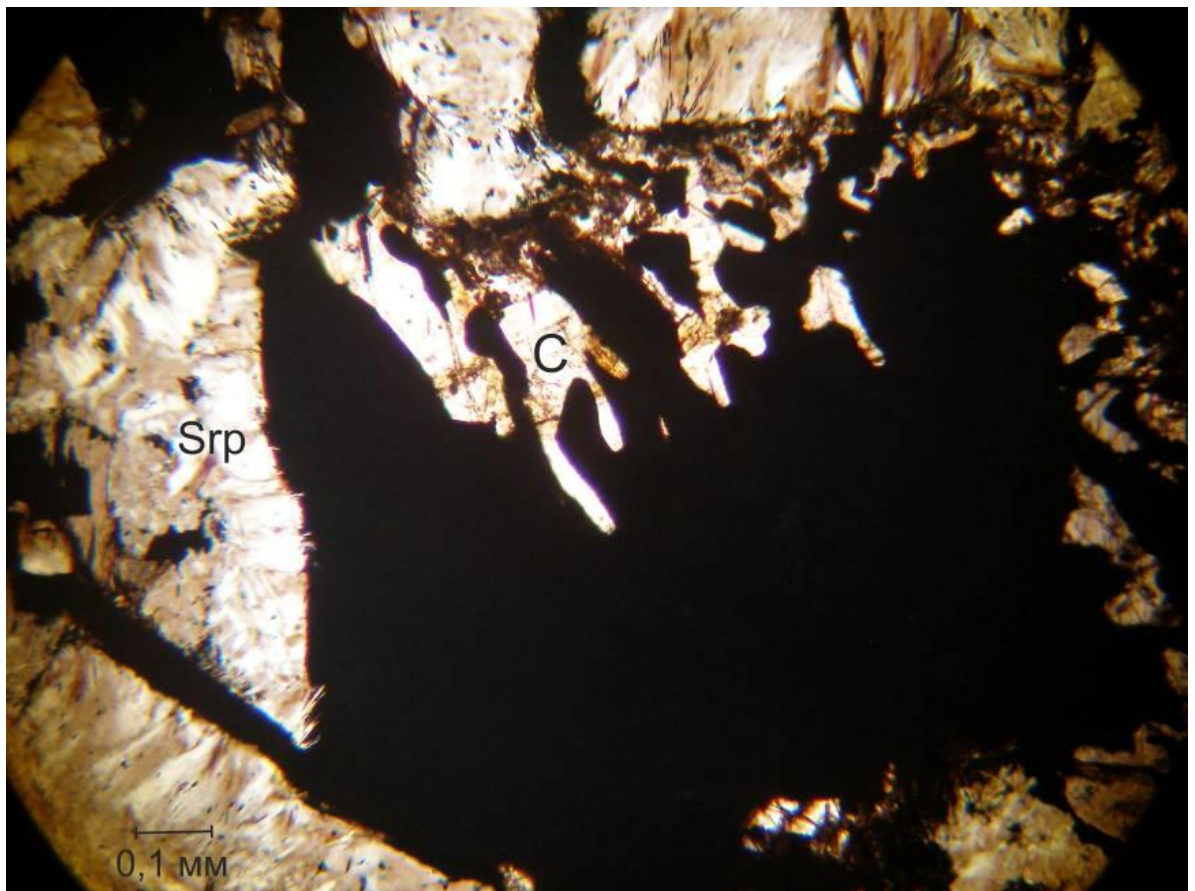


Рис. 1. Взаимное прорастание карбоната и рудного минерала. Николи параллельны. С – карбонат, Srp – серпентин, черное – рудные минералы.

Тальк-хлоритовые породы сложены преимущественно: хлоритом, тальком, амфиболом актинолит-тремолитового ряда, карбонатом, серпентином. Среди эпимагматической минеральной массы наблюдаются реликты роговой обманки и рудный минерал. Выделяется примерный характер замещения минералов (зерна оливина в породе не сохранились): пироксен → уралитовая роговая обманка → хлорит + магнетит → тальк + магнетит; роговая обманка → тремолит + хлорит + магнетит; оливин → серпентин + карбонат → тальк + карбонат.

Рудные минералы присутствуют как в виде угловатых, ксеноморфных зерен (пирротин, пентландит и халькопирит) между листочками талька и хлорита (рис. 2), так и заполняют трещины в тальк-хлоритовой породе. Это указывает на эпигенетический характер рудного материала.

Габбро-диориты характеризуются широким развитием вторичных изменений. По роговой обманке развивается хлорит, волокнистый амфибол актинолит-тремолитового ряда, образуя многочисленные сноповидные скопления. Пироксены псевдоморфно замещены сульфидами и карбонатом, которые прорастают друг друга, образуя графические сростания.

Для кварцевых диоритов характерно широкое развитие вторичных изменений и многочисленных трещин, заполненных пентландитом, пирротинном и халькопиритом. На контакте эпигенетического биотита с рудными минералами наблюдается интенсивная его деформация с заполнением межзернового пространства рудным материалом. Наблюдается большое количество разорванных рудным веществом зерен роговой обманки, первоначальное единство которых маркируется по двойниковому шву, что также указывает на эпигенетическую природу рудного вещества.

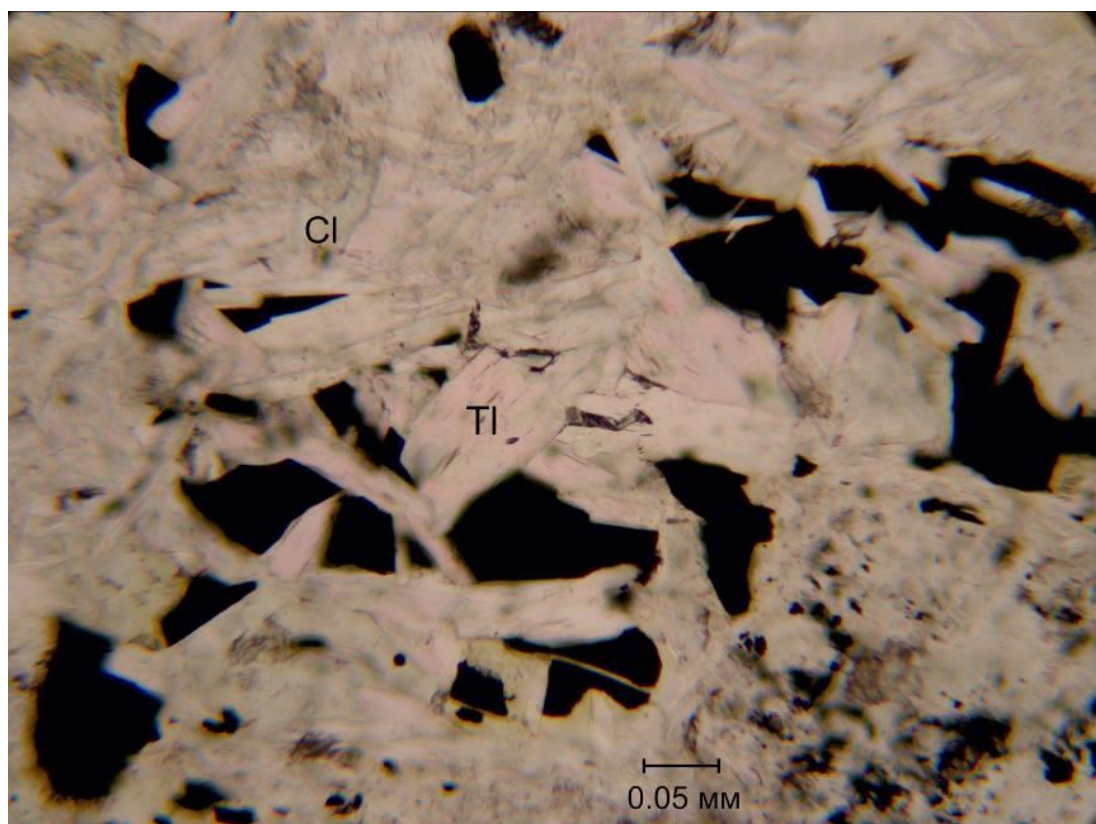


Рис. 2. Угловатые выделения рудного минерала (черное) в межзерновом пространстве тальк-хлоритовой породы. Шлиф, николи параллельны. Cl – хлорит, Tl – тальк.

Таким образом, наблюдаемые особенности вторичных изменений никеленосных пород: широким развитием автометасоматических изменений первичных минералов, возникновением графических сростаний карбоната с сульфидами, замещением сульфидами пироксена, многочисленными скоплениями разобщенных волокон серпентина в рудной массе и выделением рудного минерала в угловатых промежутках между чешуйками хлорита. Все это говорит о том, что большинство вторичных изменений осуществлялось до окончательной кристаллизации слагающих массивы пород. Некоторые из перечисленных выше особенностей пород были выявлены в Мончегорских медно-никелевых месторождениях Е.К. Козловым, который относит эти месторождения к позднемагматическим гидротермально-автометаморфическим [2].

Литература

1. Гумовский А.С. Отчёт ПГО «Камчатгеология» о результатах поисков медно-никелевых месторождений на участке Квинум за 1988–1990 годы. Мильково Камчатской обл. Кн. 1. / Гумовский А.С. [и др.]. – 1990.
2. Козлов Е.К. Естественные ряды горных пород в дифференцированных никеленосных интрузиях Центральной части Кольского полуострова и их металлогения: автореф. д-ра геол.-минерал. наук / Козлов Е.К.; Ленингр. ун-т. – Л., 1972. – 70 с.
3. Кувакин Г.В. Отчет о результатах работ по геологическому изучению в южной части Дукуского никеленосного рудного узла (Квинум-Кувалорогская зона) за 2003 год / Кувакин Г.В. – Инв. № 6420.
4. Лашинский Г.В. Отчёт о результатах региональных и поисковых геолого-геофизических работ, выполненных в южной части Срединного Камчатского выступа Дукусской партией в 1976–1979 гг. / Лашинский Г. В., Лукьянов В.Н. – 1979.
5. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений: монография / А.Д. Генкин, В.В. Дистлер, Г.Д. Гладышев [и др.]. – М.: Наука, 1981. – 234 с.

МИНЕРАЛОГИЯ РУД И ФОРМЫ ЗОЛОТА ПЕТРОПАВЛОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Иванова Ю.Н., Викентьев И.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН),
г. Москва, Россия, e-mail: jnivanova@yandex.ru

В работе представлены новые данные по минералогии Петропавловского золоторудного месторождения (Полярный Урал), включая составы самородного золота и Au-Ag-теллуридов. Впервые с помощью метода LA-ICP-MS проведено исследование пирита, и получены первые данные о содержании в нем золота, серебра и других микроэлементов.

ORE MINERALOGY AND GOLD MODES OF THE PETROPAVLOVSKOE GOLD DEPOSIT (THE POLAR URALS)

Ivanova J.N., Vikentyev I.V.

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry RAS (IGEM RAS), Moscow,
Russia, e-mail: jnivanova@yandex.ru

New data dealt with ore mineralogy of the Petropavlovsk gold deposit (the Polar Urals) are discussed in this article including compositions of native gold and Au-Ag-tellurides. In the first time compositions of pyrite were investigated using LA-ICP-MS method and the first data of the contents of gold, silver and other minor elements in pyrite were obtained.

Петропавловское золоторудное месторождение входит в состав Новогодненского рудного поля – главного в пределах Тоупугол-Ханмейшорского рудного района (Ямало-Ненецкий автономный округ) [1]. Оно приурочено к контакту вулcano-терригенной тоупугольской толщи (S_2-D_{1tp}) базальт-андезибазальтовой формации и многофазного массива гранитоидов собского комплекса (D_{1-2s}), осложненного апофизами порфиroidных диоритов и насыщенного дайками кварцевых диоритовых порфиритов заключительной фазы становления массива [1,3]. Порфиroidные тела и сопряженная с ними золоторудная минерализация контролируются тектонической зоной субмеридионального простирания [4].

Гидротермально измененные породы представлены карбонат-хлоритовыми, пирит-хлорит-альбитовыми (этот тип является основным рудомещающим) и кварц-серицитовыми метасоматитами (все они при наличии пиритовой вкрапленности являются березитоподобными); подчиненное значение имеют скарны и скарноиды. Рудные тела, выделяемые в пределах минерализованной зоны по бортовому содержанию золота 1 г/т, отвечают области развития наиболее интенсивной прожилковой пиритизации (пирита от 5 до 30 об. %). Эти тела имеют мощность до первых десятков метров, протяженность по падению и простиранию – от десятков до первых сотен метров. Они контролируются экзо-контактовыми частями даек порфиroidных диоритов и диоритовых порфиритов. В пределах рудных тел картируется система стержневых кварцевых прожилков, с которыми связаны богатые руды [4]. В целом морфология золоторудных тел и вмещающих их сблизженных тел метасоматитов конформна восточному контакту массива собских гранитоидов. Падение тех и других составляет 60–70° на ВЮВ. На конец 2013 г. по данным с сайта

Ямалзолота (владельца лицензии) геологические запасы на месторождении Петропавловское составляли 23.77 т руды, золота 34.02 т (из них балансовых 23.93 т) при $C_{Cp}=1.43$ г/т Au и серебра 49.68 т (34.94 т) при $C_{Cp}=2.09$ г/т Ag. Месторождение подготовлено к отработке открытым способом. Параметры золоторудных тел позволяют отнести его к типу «крупнообъемных» месторождений с невысокими содержаниями золота [4], что характерно для месторождений порфирового семейства.

Главными рудными минералами являются пирит и халькопирит, реже встречаются магнетит, галенит, гематит. Весьма редко встречаются самородное золото и теллуриды, в том числе теллурид серебра – гессит, теллурид золота – калаверит и теллурид золота и серебра – петцит, а также теллурид свинца – алтаит.

Количество **пирита** в изученных нами пробах колеблется от 1 до 30 об. %. Он образует как рассеянную вкрапленность кубических кристаллов (0.1–3 мм) в измененных породах, так и концентрируется в виде линейных разноориентированных скоплений, образуя агрегаты до первых сантиметров. Ассоциирует с галенитом, сфалеритом (звездчатые включения); катаклазированные агрегаты пирита цементируются халькопиритом. Иногда метакристаллы пирита насыщены включениями вмещающих пород и кристаллами кварца; в ряде случаев в центральной части кристаллов пирита включения присутствуют, а внешняя зона однородна. Состав пирита стехиометричен. По данным рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) в пирите установлены повышенные концентрации Co (до 4.1 мас. %) и As (до 0.2 мас. %). По данным [2] интервал изменения $\delta^{34}S$ в пирите составляет от –4.0 до +2.0 ‰ CDT.

Нами впервые для золоторудных месторождений Урала выполнено исследование пирита Петропавловского месторождения с помощью метода LA-ICP-MS и получены первые данные о распределении в нем примесных микроэлементов. Анализы выполнялись в ИГЕМ РАН и контрольные – в Канаде (LabMaTer at the Université du Québec à Chicoutimi). Самые высокие содержания золота установлены в пирите из березитов – они изменяются от 0.03 до 50.73 ppm; концентрации золота в пирите из скарнов составляют от 0.03 до 0.11 ppm. Содержания примеси серебра в пирите из березитоподобных метасоматитов варьируют от 0.03 до 128.16 ppm, для пирита из скарнов – от 0.03 до 0.17 ppm.

Халькопирит (до 7 об. %) образует обособления размером до 50 мкм неправильной формы в измененных вмещающих породах, сростания с пиритом, а также включения и микропрожилки в нем (рис. 1а). В пирите в части включений халькопирита последний образует сростания с теллуридами золота и серебра.

Магнетит встречается в двух генерациях: первая образует удлиненные включения в кубических кристаллах пирита, а также линейные тонковкрапленные скопления в сильноизмененных окварцованных, пиритизированных, вулканитах и мелкообломочных туффилах; вторая – массивный магнетит, цементирующий пирит (рис. 1б). Количество магнетита увеличивается на глубоких горизонтах, где встречаются скарно-магнетитовые руды в диабазах. Под микроскопом устанавливается замещение магнетита гематитом с образованием кайм шириной около 50 мкм.

Галенит иногда локализуется в дефектах пирита или халькопирита в виде включений неправильной формы размером до 50 мкм (рис. 1в), а также в виде микропрожилков (менее 100 мкм) совместно с алтаитом в пирите.

Сфалерит встречается совместно с пиритом и галенитом, образуя крупные обособления размером более 50 мкм, а также в виде включений неправильной формы размером от 5 мкм в пирите (рис. 1г) и в виде изометричных скоплений менее 100 мкм в галените. В сфалерите обнаружена (РСМА) примесь Cd (до 0.45 мас. %), а содержание в нем железа до 2 мас. %.

Исследование образцов, отобранных в карьерах-расчистках Т-308, Т-309 и Т-310, показало, что пирит содержит незакономерные овальные наноразмерные (<1 мкм) включения **теллуридов** золота и серебра и самородное золото (рис. 1д). Более крупные (до 60 мкм) обособления локализуются в дефектах кристаллов пирита и между ними и представлены петцитом с включениями в нем самородного золота и калаверита и с каймой гессита (рис. 1е).

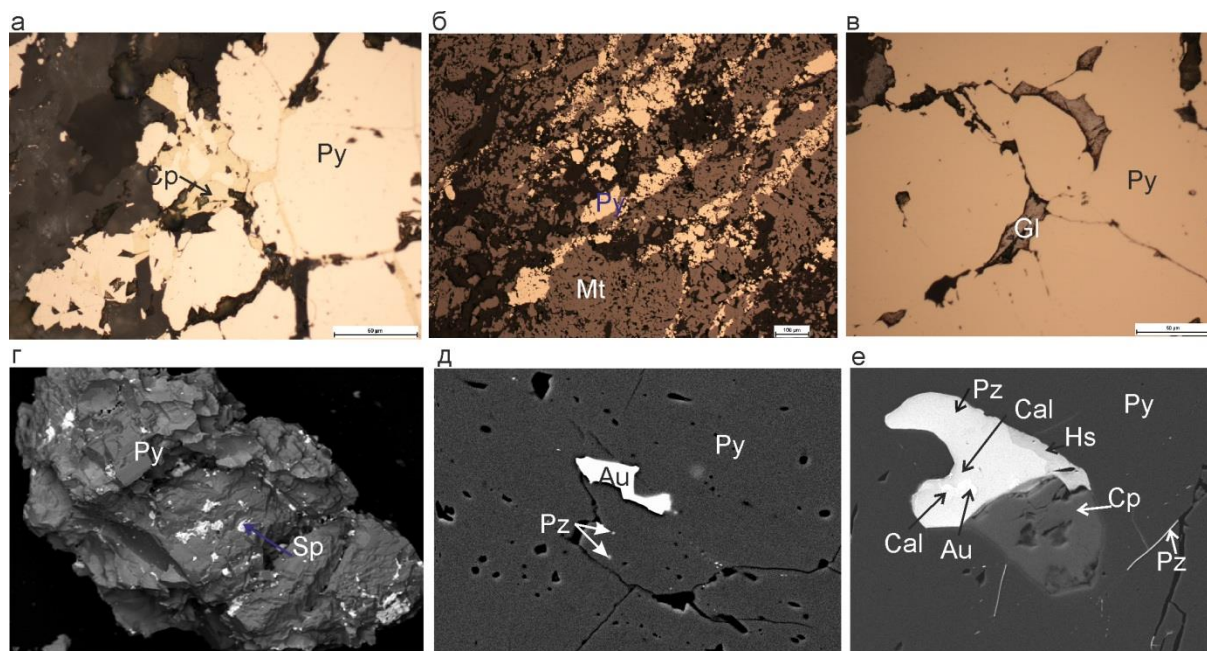


Рис. 1. Детали строения руд Петропавловского месторождения. Микропрожилки халькопирита в пирите (а); линзовидно-полосчатые пирит-магнетитовые руды (б); галенит в дефектах пирита (в); включения сфалерита в пирите (г); д-е – минералы золота и серебра: самородное золото и Au-Ag теллуриды в пирите (д); сростание Au-Ag теллуридов (е). Обозначения: Py – пирит, Cp – халькопирит, Mt – магнетит, Gl – галенит, Sp – сфалерит, Pz – петцит, Cal – калаверит, Hs – гессит, Au – самородное золото.

Установлено два вида **самородного золота**. Мелкое самородное золото (≤ 5 мкм) образует округлые выделения в пирите (рис. 2а) и Au-Ag-теллуридах (см. рис. 1г). Более крупное (5–50 мкм) ксеноморфное и в виде чешуек самородное золото локализовано в трещинах, дефектах и между кристаллами пирита и иногда во вмещающей нерудной матрице. На глубоких горизонтах самородное золото локализуется главным образом в микропрожилках в пирите. Оно содержит от 4.7 до 15.7 мас. % Ag; спорадически – Hg до 7.7 мас. %. Пробность самородного золота на Петропавловском месторождении варьирует нешироко: от 821 до 953 (рис. 2 б).

Выводы. Главный золотоконцентрирующий минерал руд Петропавловского месторождения – пирит. Золото в пирите в основном «невидимое». С помощью метода LA-ICP-MS установлено, что концентрации золота в пирите варьируют от 0.03 до 50.73 ppm, а серебра – от 0.03 до 128.16 ppm. Самые высокие содержания Au и Ag установлены в пирите из березитов. Редкими микроскопически наблюдаемыми золотосодержащими минералами являются самородное золото и теллуриды золота и серебра. Последовательность образования теллуридов следующая: калаверит→петцит→гессит, что, по всей видимости, было обусловлено изменением

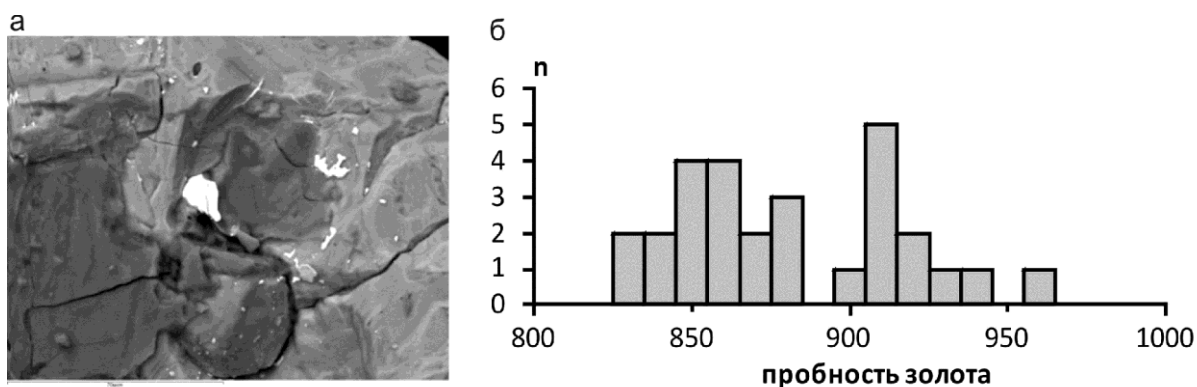


Рис. 2. Самородное золото в виде чешуйки в пирите (а); пробность самородного золота месторождения Петропавловское (б).

температурного режима и окислительно-восстановительного потенциала [5]. Этот процесс, очевидно, сопровождался выделением золота все более свободного от примесей (в том числе и серебра), укрупнением и переотложением его в дефектах пирита и в составе кварцевых прожилков.

Микроанализы проведены Трубкиным Н.В. и Никольским М.И. (СЭМ/ЭДС), Ковальчук Е.В. (РСМА) и Абрамовой В.Д. (LA-ICP-MS). Работа выполнена при поддержке проекта РНФ №14-17-00693.

Литература

1. Кениг В.В., Бутаков К.В. Месторождения рудного золота Новогоднее-Монто и Петропавловское – новый золоторудный район на Полярном Урале // Разведка и охрана недр. 2013. № 11. С. 22–24.
2. Кряжев С.Г., Васюта Ю.В., Харрасов М.К. Методика валового анализа флюидных включений в кварце // Материалы XI Международной конференции по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС, 2003. С. 6–9.
3. Мансуров Р.Х. Геологическое строение Петропавловского золоторудного месторождения, Полярный Урал // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 70–74.
4. Мансуров Р.Х. Геолого-структурные условия локализации Петропавловского золоторудного месторождения. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: РУДН, 2013. 161 с.
5. Zhang X., Spry P.G. Calculated stability of aqueous tellurium species, calaverite and hessite at elevated temperature // Economic Geology. 1994. Vol. 89. P. 1152–1166.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МИНЕРАЛОВ МАГМАТОГЕННО- И ЭПИМАГМАТОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ (ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Игамбердиев Э.Э.¹, Юсупов Р.Г.², Азизов А.М.³

¹ Государственный комитет Республики Узбекистан по геологии и минеральным ресурсам (Госкомгеологии РУз), г. Ташкент, Республика Узбекистан, e-mail: *erkin.67@inbox.ru*

² Неправительственная некоммерческая общественная организация «Ветеран геологии» Государственного комитета Республики Узбекистан по геологии и минеральным ресурсам; г. Ташкент, Республика Узбекистан, e-mail: *r.g.yusupov@bk.ru*

³ Государственная пробирная палата Агентства по драгоценным металлам при Центральном Банке РУз, Ташкент, Республика Узбекистан, e-mail: *pharaon_20@mail.ru*

Эндеогенные рудные магматогенные, а также эпимагматогенные месторождения Ag- и Au-ных формаций содержат платиновые металлы, пространственно и генетически связанные с габбро-перидотит-анортозитовым, C₁ и габбро-монцодиорит-гранодиоритовым, C₂₋₃ комплексами. Минеральные формы платиновых металлов присутствуют в самородной (металлы, сплавы, интерметаллиды), сульфидно-арсенидной, оксидной и теллуридной формах нахождения (платина, палладий, родий, осмий, иридий, ферроплатина, аллопалладий, потарит, перпецит, куперит, лаурит, сперрилит, нигглиит и др.).

PLATINUM MINERALS OCCURRENCE FORMS OF MAGMATOGENE – AND EPIMAGMATOGENE DEPOSITS (WESTERN TIEN SHAN)

E.E. Igamberdiev¹, R.G. Yusupov², A.M. Azizov³

¹ State Committee of the Republic of Uzbekistan on Geology and Mineral Resources, e-mail: *erkin.67@inbox.ru*
² «Veteran Geologii» Non-Governmental Nonprofit Public Organization under the State Committee of the Republic of Uzbekistan on Geology and Mineral Resources, Republic of Uzbekistan, Tashkent, e-mail: *r.g.yusupov@bk.ru*

³ State Assay Office of the Precious Metals Agency, Tashkent, Republic of Uzbekistan,
e-mail: *pharaon_20@mail.ru*

Endogenous ore magmatogene deposits as well as epimagmatogene deposits of Ag- and Au- formations contain platinum-group metals associated spatially and genetically to the gabbro-peridotite-anorthosite, C₁ and gabbro-monzodiorite-granodiorite, C₂₋₃ complexes. Mineral forms of platinum-group metals are present in the native (metals, alloys, intermetallic compounds), sulphide-arsenide, oxide and telluride forms (platinum, palladium, rhodium, osmium, iridium, ferroplatinum, allopalladium, potarite, porpezite, cooperite, laurite, sperrylite, niggliite, etc.).

Эпимагматогенные, контактово-пневматолитовые, гидротермальные, телетермальные, эпигенетические месторождения серебро- и золоторудных формаций Среднего и Южного Тянь-Шаня с «Притяньшаньской полосой» (Центральные Кызылкумы) [3, 4, 7, 8–10] принадлежат к практически значимым на платиноносность. Платиновые металлы образуют собственно минеральные и изоморфно – связанные формы нахождения.

А.С. Уклонский, З.М. Протодяконова, Т.С. Тимофеева, М.М. Мусаева и другие впервые установили на контактово-пневматолитовых (скарновых Гавасай, Бозымчак, Курутегерек, Сулутегерек и др.) месторождениях золото-платино-меднорудных формаций платинометалльные минералы (порпецит, поликсен, потарит, куперит и др.). И.Х. Хамрабаев и др. [8] на мафит-ультрамафитах Тамдынской (Центральные Кызылкумы) и Атбаши-Джангджирской группах (Южный Тянь-Шань) при проверочных работах обратили на их

платиноносность. Ультрамафиты средних и больших глубин явились носителями акцессорно-минеральных форм платиновых металлов (Pt, Os, Ir и Ru).

Эпимагматогенные месторождения Au-Te (Кочбулак), Au-Ag (Акбулак, Чадакское рудное поле) формаций и др. в составах руд порпечит [7] и самородную платину [6]. Месторождения Ag – и Au, а также Cu-Au-Mo формаций Алмалык-Ангренского и Чадакского горнорудных районов [3] являются носителями в составах руд платинометаллических минералов (самородные палладий и родий, меренскит и др.) в практически интересных значениях. В результате обрабатываемые месторождения медно-порфириновых и серебро- и золоторудных формаций Срединного Тянь-Шаня совместно с Au, Ag, Cu, Mo и др. [3, 8] попутного добавочного извлечения металлов платиновой группы (Pt, Pd).

Группировка основных полезных компонентов месторождений Ag- и Au-ных формаций по их платиноносности сопровождалась ростом практической извлекаемой ценности платиновых металлов. Месторождения Au-Te, Au-Ag и Au-As формаций (Au, Ag, Pb, Cu, U и др.) с участием платиновых металлов (Pt, Pd, Rh) получили значимость как комплексных для совместной промышленной обработки.

В составах руд металлы платиновой группы находятся в минеральных формах (**металлы, сплавы и интерметаллиды, сульфиды и арсениды, оксиды и теллуриды**). Физико-химические условия их формирования образуют черты их сходства с близкими аналогами (Садбери, Канада; Норильск и Мончегорск, Россия; Буазер, Марокко; Большое Медвежье озеро, Канада и др.) по условиям формирования и минеральным составом руд.

Платиновые металлы «тяжелого» ряда (Ru, Os, Ir) практически отсутствуют на контактово-пневматолитовых (скарновых), гидротермальных (интрателлурические, плутоно- и вулканогенные) месторождениях характерна их «легкоплатиноносность» (Pd, Rh и Pt) состава руд. В наборах платиноидов «легкого ряда» преобладает родий, минеральная форма которого самороднометаллическая Rh (Актепа). В рудах месторождений Ag- и Au формаций типоморфно присутствие порпечита (Кочбулак, Актурпак, Актепа); самородных палладия (Актурпак) и платины (Пирмираб, Чадак).

Для месторождений Ag- и Au-ных формаций характерна тонкопримесность нахождения платиновых минералов. Суммарные содержания платиновых металлов достигает, в среднем 1,10 г/т [3]. Сырьевая структура платиновых металлов формируется как побочный продукт, сопутствующий промышленным содержаниям золота, серебра и др.

Самородные минеральные формы нахождения платиновых металлов. *Самородная платина* присутствует в медно-никелевых, никелевых месторождениях и их минеральных ассоциациях. Минерал представлен неправильными зёрнами (до 2,0 мм в поперечнике), серовато-белый с тусклым металлическим блеском. Магнитен.

В отраженном свете самородная платина белая с кремовым оттенком. Дисперсия отражательной способности равна $R = 57,7 - 68,0\%$.

Из пород мафит-ультрамафитового комплекса самородная платина обогащена Fe, постоянно содержит Pd, Cu, в отдельных зёрнах Ir. В минерале отсутствуют Os, Ru, Pd и Rh. На золоторудных месторождениях самородная платина не содержит примеси Fe, количество Pd значительно повышенная, присутствуют Te, Hg. На этих месторождениях железо находится в форме собственной безплатинометаллической нагрузки. Для самородной платины характерны следующие особенности: содержание Fe присутствует от менее 7,64 до 99,15 (α -ферриты), вес.%, оставаясь постоянным элементарным компонентом самородной платины; примеси Cu присутствуют, их содержания значительно низкие; содержание Pt коррелируется с Pd; платиновые металлы «тяжелых» (Os, Ru) разновидностей практически отсутствуют, за исключением Ir.

Минеральные сплавы Pt-Fe состава формируются с участием самородной платины (твердый раствор) и элементарного Fe (примесная форма), для которых характерны фазовые переходы: **платина – изоферроплатина – ферроплатина – платинистое железо – самородное железо.**

На магматогенных (познемагматических) и эпимагматогенных типах месторождений природные сплавы Pt-Fe ряда присутствуют как минеральные компоненты руд позднего парагенезиса.

Самородный палладий. Минерал образует мелкие по размерам включения в самородном серебре, сростки (Актепа) с серебром. В рудах присутствуют отдельные разрозненные зерна (примерно, 10–20 мкм). На месторождении Актурпак образует примесь пирите (минеральные включения, 5–10 мкм). Аллопалладий (до 50 мкм) – аллотропная модификация самородного палладия, гексагональная сингония. Минерал образует таблитчатые и пластинчатые (Курутегерек) выделения, образует мелкие разрозненные единичные кристаллы.

Самородный родий. Минерал находится в форме включений в самородном серебре. В самородном серебре (Актепа) характерны крючковатые (от 5 до 50 мкм) включения минерала.

В самородном серебре месторождения Актепа с составом Ag 98,0, Pt 0,08, Pd 0,44, Rh 1,38, As 0,22, сумма 99,90 вес.% сохранились платиновые металлы (Pt, Pd, Rh) в собственно минеральных формах.

Самородный рутений. Акцессорно-рудный минерал [5] из пород шаваского комплекса, С₁ (гарцбургиты).

Самородный рутений (массив Атбаши) и анализы самородного Ru из Рустенбурга, а также россыпей острова Хоккайдо (руд Хараканаи) и Корякско-Камчатского пояса СВ России [5] близки по составам платиновых металлов (Pt, Os, Ir, Rh и Pd). В минерале присутствует примесь Fe (от 4,3 до 5,3 вес.%). Температура плавления рутения ограничена пределами 2400 °С (Г.Кребс).

Самородный осмий. Редкий. Минерал образует пластинчатые (до 50 мкм) включения в самородной платине. В химическом составе минерала (Атбаши) [5] присутствуют Pt, Ru, Fe и Cu. Устойчивая фаза Os (70–80 %) сочетается с Ru (от менее 1 до 12,5 вес.%).

Цвет минерала белый, в отраженном свете голубовато-серый. Плотность равен 20,3 г/см³. Микротвердость равна 723 кг/мм². Минерал принадлежит к образованиям раннего парагенезиса

Самородный иридий (платинистый иридий) обнаружен в пойме (шлихи) р.Атбаши (образец Т.С. Тимофеевой). Размеры зерен около 1 мм. Цвет кремо-серый, блеск тусклый, металлический. Микротвердость равна, в среднем, 595, 15 кг/мм². Изотропен. Плотность 18,2 г/см³.

В составе минерала, кроме Ir присутствуют Os, Pt, Rh и др. По содержаниям платиновых металлов характерен последовательный ряд их концентрации (Ir≥Pt≥Os≥Rh≥Ru≥...), в котором отсутствует Pd. Самородный иридий, содержащий Os (Os>Ir) образует гексагональную кристаллическую решетку.

Платиноносность пород связана с компонентами Os-Ir-Ru-Pt парагенезиса (минеральная ассоциация самородной платины, рутения, ферроплатины, ферроникельплатины, мейченерита, нигглиита, куперита и др.).

На рудных месторождениях Срединного и Южного Тянь-Шаня акцессорно-рудные образования с участием платиновых металлов (самородные Pt, Ru, Os, Ir и др., куперит, сопчеит, мейченерит, нигглиит и др.) находится в ассоциации пирротина, никелина, пентландита, пирита, халькопирита и др. В рудах металлы платиновой группы (палладистая платина, платинистый иридий, осмирид и др.) образуют по составам двух-, трех- и четы-

рехкомпонентные выделения. В продуктах высокобарных условий минералообразования характерны собственноминеральные (самородные) формы нахождения платиновых минералов. Для большинства минералов платиновой группы раннего парагенезиса характерна поликомпонентность набора платиновых металлов.

На месторождениях Ag- и Au, Cu(Au)-Mo и других формаций металлы платиновой группы также образуют собственные минеральные формы [6,9]. Это редкие (единичные) знаки порпецита на месторождениях Au-Te (Кочбулак, Актурпак) и Ag-As (Актепа) формаций на Au-As (Мурунтау) – иридарсенита, Au-Te (Актурпак) и Ag-As (Актепа) – самородного палладия, Au-Ag (Пирмираб, Чадакское рудное поле) – самородной платины, Ag-As (Актепа) – самородного родия, Cu-Au-Mo (Кальмакыр) – меренскита.

В гипоглубинных условиях, когда преобладает восстановительный характер флюида и «дегазирующее» воздействие мантийного субстрата формируются наборы самородных благородных металлов (Os-Ir-Ru-Pt-магмато-генного) и (Au, Ag-Pt,Pd-ранне эпимагмато-генного) парагенезиса. Мантийный флюидный поток, проходя через магматический расплав, осаждает «металлизированные» компонентные расплава (происходит специализация собственно флюида). Магматические комплексы (C₁, C₂-C₃ и C₃-P₁) региона и их акцессорно-минеральные комплексы [Os-(Pt, Ru, Ir)] – [Au-(Ag, Pd, Rh...)] раннего и позднего парагенезиса служат показателями акцессорно-минеральной (геохимической, металлогенической) платинометалльной специализации магматизма, сопутствующая продуктивность, которой на платиновые металлы («тяжелое» – и «легкое») расширяют их сырьевые ресурсы.

Выводы

1. Минералого-геологические особенности месторождений Ag- и Au, Cu-Au-Mo и других формаций Западного Тянь-Шаня с охватом «Притяньшаньской» полосы (Центральные Кызылкумы) определяют перспективность территории на платиноносность.

2. Мафит-ультрамафиты габбро-перидотит-анортозитового комплекса C₁ являются перспективными на платиновые металлы (минеральные формы). Платиновые металлы присутствуют в форме самородных металлов (осмий, иридий, рутений, платина, палладий, родий и др.), интерметаллических соединений (осмирид, рутеносмин, иридосмин, ферроплатина, палладистая платина и др.), минеральных соединений с Te (мейченерит, нигглиит, сопчеит и др.) и с серой (куперит, сульфид родия и др.).

3. Контактново- пневматалитовые (скарновые) и гидротермальные месторождения содержат платиновые металлы в составах промышленных компонентов руд. По минералого-геохимическим особенностям месторождения Au (платина) –Cu, Cu(Au)-Mo, Au-Te, Au-Ag, Au-As, Ag-Pb,Zn и Ag-As формаций являются носителями нетрадиционной (тонкопримесной) платиноносности.

4. Сырьевая структура платиновых металлов складывается таким образом:

а) породы габбро-перидотит-анортозитового комплекса, C₁ с известной платиноносностью [5, 10] проявились в Центральной (Гава, Актепа) и восточной (Атбаши и др., на сопредельных с Узбекистаном района Кыргызстан) являются носителями собственного ору-денения на платиновые металлы;

б) одновременно платиновые металлы, преимущественно «легкого» ряда (Pd, Rh) и собственно Pt будут обрабатываться попутно при переработке руд месторождений Ag- и Au, Ag-Pb, Zn и Cu, Mo- порфировых формаций или из концентратов в отходах этих предприятий (Алмалык, Мурунтау);

в) ультрамафиты Южного Тянь-Шаня (Султанувайс, Тебинбулак, Казгантау, Тамды) могут получены как побочные продукты при обработке магнетитовых руд (малотитанистые с платинометалльной нагрузкой).

5. На месторождениях Ag- и Au формаций содержание платиновых металлов, в среднем, близки 1,10 г/т [4], преобладают «легкие» (Pd, Rh) и Pt отсутствуют «тяжелые» (Os, Ir) платиноиды. В породах мафит- ультрамафитовых комплексов Султанувайса (Тебинбулак) акцессорно-рудные обособления платиновых металлов (палладистая платина, спериллит и др.) содержат преимущественно «легкие» платиноиды.

Литература

1. Абдурахманов Г.А., Юсупов Р.Г., Саидганиев Р.Х. «Самородные минералообразование в магматических породах Среднего Тянь-Шаня» // Зап.Узб.отд.ВМО, Ташкент: «Фан», 1986, № 39. С. 3–5.
2. Вернадский В.И. «Избранные сочинения» // М.: Изд-во АН СССР, 1955, Т. II, 615 с.
3. Игамбердиев Э.Э. «Платиноносность серебро- и золоторудных месторождений Алмалык-Ангренского рудного района». // Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Ташкент: ИГиГ им. Х.М. Абдуллаева, 2010, 23 С.
4. Кромская К.М., Баранов В.В. «Акцессорная рудная минерализация Тебинбулакского перидотит-пироксенит-габбрового массива»// Зап. Узб. отд. ВМО. Ташкент: Фан, вып. 28, 1975, С. 164–168.
5. Мусаева М.М. «Геохимия и формы нахождения элементов платиновой группы в ультрамафитах Средней Азии» // Автореф. дисс. канд. г.м. наук. Ташкент: ИГиГ АН РУз, 1998, 21 С.
6. Смирнова С.К., Козлов В.В., Мансуров М.М. и др. «Платиноносность месторождений благородных металлов Узбекистана» // Горный вестник Узб-на, 2005, № 3, С. 13–26.
7. Тимофеева Т.С. «Минералы платины и палладия в рудах золото-колчеданного месторождения» // Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 4. С. 461–469.
8. Хамрабаев И.Х., Абубекиров И.К., Тимофеева Т.С., Мусаева М.М. «Акцессорные платиноиды и самородные металлы в ультрамафитах Средней Азии» // В сб.: «Самородные металлы в изверженных породах». Тезисы докл. Всесоюзн. Конф. «Самородное элементообразование в эндогенных процессах». Якутск: Якутский НЦ СО АН СССР, 1985, ч. I. С. 97–99.
9. Юсупов Р.Г., Тимофеева Т.С., Мусаева М.М. «Платиноносность Тянь-Шаня» // Геологическое изучение и использование недр. Информационный сборник. АОЗТ «Геоинформмарк»: М.: 1995, Вып. 5, С. 3–18.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МИНЕРАЛОГИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ПЕПЛОВ ДАГЕСТАНА (ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ)

Исаков С.И., Мацапулин В.У., Тулышева Е.В.

Институт геологии Дагестанского научного центра РАН (Институт геологии ДНЦ РАН),
г. Махачкала, Россия, e-mail: *isakov_156@mail.ru*

На северной окраине Восточного Кавказа на территории Дагестана выделены проявления пеплов на границе ороген – Терско-Каспийский передовой прогиб в выделяющихся здесь структурах: Нарат-Тюбинская складчато-надвиговая зона, Дагестанский клин, Южно-Дагестанская тектоническая ступень, Известняковый и Сланцевый Дагестан. По геологическим данным возраст пеплов позднекайнозойский от олигоцена до позднего плейстоцен-голоцена.

Пеплы отнесены к гидроэксплозивным и пирокластическим образованиям. Изучены химический и минералогический состав вулканитов. По химическому составу они являются производными пород андезитового состава до пород более кислого и щелочного состава типа риодацитов.

По минеральному составу выделены индикаторы вулканических процессов: сростки минералов, минералов и вулканического стекла, минералов и карбоната; окремненные и ожелезненные обломки пород; минералы легкой фракции: кварц, плагиоклаз, глауконит, серицит, халцедон-опал, цеолиты, лимонит, магнетит. Основными индикаторами вулканических процессов являются вулканическое стекло и его сростки с минералами, перлит, аккреционный пепел.

THE CHEMICAL COMPOSITION AND MINERALOGY OF THE LATE CENOZOIC ASHES OF DAGESTAN (EASTERN CAUCASUS)

Isakov S.I., Matsapulin V.U., Tulysheva E.V.

Institute of Geology Dagestan Scientific Center, RAS (Institute of Geology DSC RAS), Makhachkala, Russia,
e-mail: *isakov_156@mail.ru*

On the northern outskirts of eastern Caucasus in the territory of Dagestan manifestations of ash on the border of the orogen Terek-Caspian foredeep released here in the structures the Narat-Tube fold-thrust zone, Dagestan wedge, South Dagestan tectonic step, the Limestone and Shale Dagestan are marked. According to the geological data, the age of the Late Cenozoic ash is from the Oligocene to the late Pleistocene-Holocene.

The ashes are supposed to be hydro-explosive and pyroclastic deposits. The chemical and mineralogical composition of the volcanic rocks has been studied. According to the chemical composition they are derived from the andesitic rocks to the rocks of more acidic and alkaline compound like a kind of rhyodacites.

Mineral composition of the volcanic processes: splices of minerals, minerals and volcanic glass, minerals and carbonate; silicified and ferruginated rock fragments; light fractions of minerals: quartz, plagioclase, glauconite, sericite, chalcedony, opal, zeolites, limonite, and magnetite. The main indicators of volcanic processes are volcanic glass and splices with minerals, perlite, and accretion ash.

В Дагестане на окончании северного склона орогена Восточного Кавказа, при переходе его в приморскую низменность, территории с контрастными разнонаправленными вертикальными движениями в пределах выделенных здесь структур: Нарат-Тюбинская складчато-надвиговая зона, Южно-Дагестанская тектоническая ступень, Дагестанский клин, Известняковый Дагестан и в пределах Сланцевого Дагестана установлены порядка

35–40 проявлений вулканических пеплов. В них отмечаются незначительные количества известкового туфа и пемзовидные образования пеплов.

В соответствии [2] эти пеплы отнесены к вулканокластическим без примеси синхронного осадочного материала, взрывообломочным образованиям, в которых выделяются гидроэвпловивные и пирокластические (туфы, тефра без примеси ксеногенного эвпловивного материала). В группу гидроэвпловивных отнесены проявления, сопровождающиеся гидротермально-измененными породами – осветленные сахаровидные песчаники, кремнистые зоны; ожелезненные (красноцветные) зоны, прослои глинизации – зеленые и черные глины.

В измененных породах отмечаются в незначительном количестве гипс, самородная сера. Часть гидроэвпловивных образований сопровождается травертинами, волокнистым гипсом. В долине р. Истисув террасы сложены тонкозернистыми рыхлыми породами, среди которых установлены кварц – 25%, цеолиты – 26%, кремненные обломочки пород – 20%, вулканическое стекло с перлитом – 10%. По геологическим данным и минералогии рыхлый материал определен как гидроэвпловивное образование пеплов. К такому типу проявлений отнесены вулканические пеплы долины р. Истисув, Урминской синклинали, долины р. Рубасчай, Буйнакского перевала и др.

Пирокластические образования гидротермально-измененными породами не сопровождаются. К таким вулканогенным пеплам отнесены проявления р. Сулак, р. Кара-Койсу (Гуниб), Буйнакское, Халагорское, Дербентские, Паласырт, Белиджи.

Химическими анализами установлены следующие основные характеристики пеплов (масс. %) (таблица 1).

По химическому составу пеплы являются производными от пород андезитового типа (Халагорк) до пород более кислого и щелочного состава (Юждаг) типа риодацитов.

Таблица 1

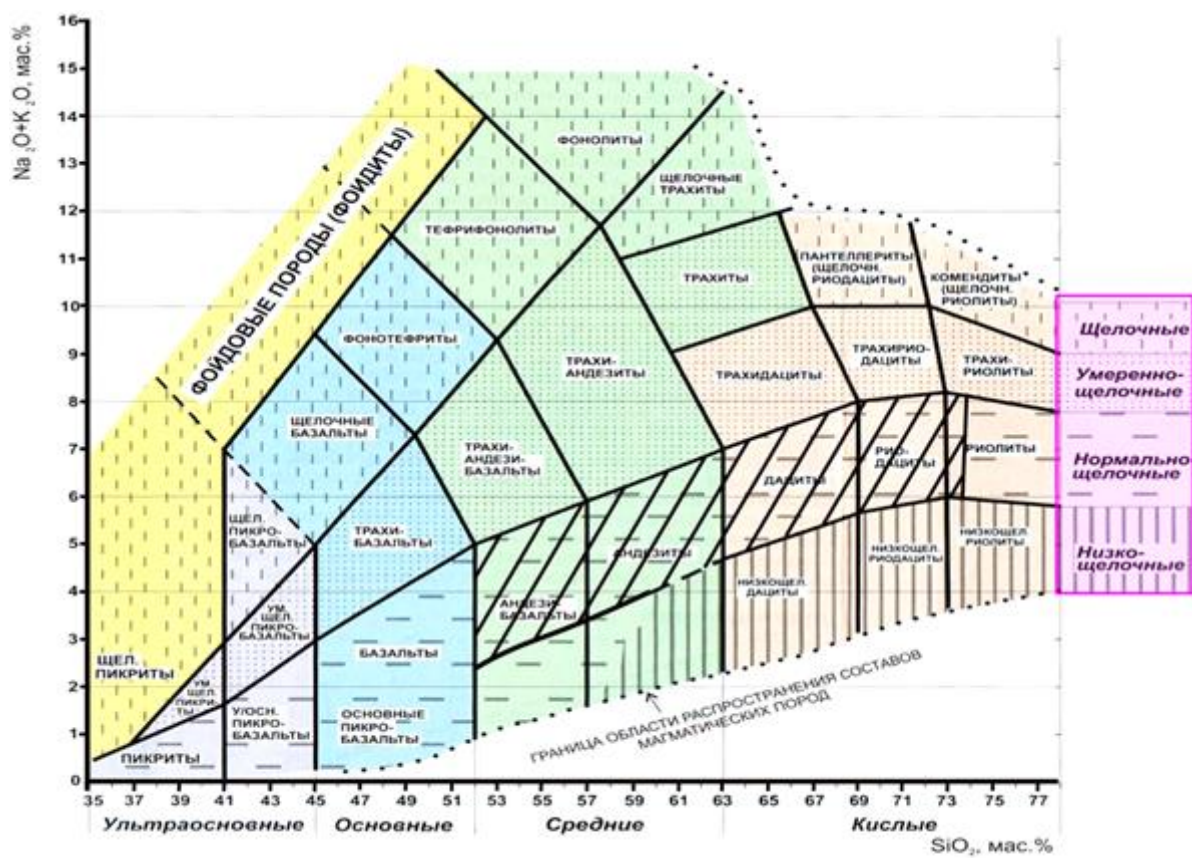
Характеристика химического состава пеплов Дагестана

| №№ п/п | Площади | Компоненты | SiO ₂ | Na ₂ O+K ₂ O | Na ₂ O/K ₂ O |
|--------|---|------------|------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| 1 | Халагорк | | 51,65–54,19 | 2,30–3,24 | 1,17–2,90 |
| 2 | Дербент (Q ₃ +Q ₄) | | 55,50–58,59 | 3,50–4,37 | 0,15–0,89 |
| 3 | Истисув (Q ₄) | | 57,60–61,0 | 3,92–7,6 | 0,20–0,45 |
| 4 | Буйнакский перевал (Q ₄) | | 58,10–60,91 | 2,7 | 0,05 |
| 5 | Эрпели-Озень (Q ₁) | | 63,24–64,9 | 5,73–6,06 | 1,02–1,08 |
| 6 | Рубасчай, постакчагыл + апшерон (ранний плейстоцен) | | 65,8 | 2,83–2,86 | 0,64–0,80 |
| 7 | Паласырт | | 69,20–72,10 | 6,6–7,76 | 0,64–1,24 |
| 8 | Юждаг (постакчагыл + апшерон) | | 71,6–73,4 | 4,16–8,32 | 1,02–1,28 |

На рисунке приведено распределение химического состава. Породы более основного состава отмечены в площадях Центрального Дагестана, а более кислого и щелочного состава – в южном Дагестане.

Изучение минералогического состава пеплов позволило выявить некоторые их особенности (табл. 2).

В графе минеральные сростки содержание сростков приведено в %% от тяжелой фракции. По составу фракции мы видим, что часть проявлений содержит тяжелую фракцию, а часть проявлений этой фракции не содержит.



Область распространения значений химического состава пеплов Дагестана

Рис. Соотношение содержаний кремнезема к сумме щелочных элементов в пеплах Дагестана.

Таблица 2

Общие особенности минералогии вулканических пеплов Дагестана (%)

| №№ п/п | Фракции | | Тяжелая фракция | Легкая фракция | Вулканическое стекло | Минеральные сростки |
|--------|---|--|-----------------|----------------|--|--|
| | Площади | | | | | |
| 1 | Дербент (Q ₃ +Q ₄) | | 1,02–1,42 | 98,58–98,98 | 66,16–74,63 | Магнетит + вулк. стекло – 0,33 пироксен + вулк. стекло – 2,14–0,27 |
| 2 | Урминское плато (олигоцен) | | 0 | 100 | 4,03–41,94 49,32–45,68 с карбонатом | Вулк. стекло + карбонат |
| 3 | Эрпели-Озень (Q ₁) | | 4,0 | 96,0 | 88,92 | Пироксен + магнетит – 9,61. Магнетит + вулк. стекло – 0,63. Пироксен + вулк. стекло – 2,14 |
| 4 | Истисув (Q ₄) | | 0 | 100 | 10,91–12,98 | Вулк. стекло + карбонат |
| 5 | Буйнакский перевал (Q ₄) | | 0 | 100 | 15,24 | Окремненные породы |
| 6 | Рубасчай, постакачгыл + апшерон (ранний плейстоцен) | | 0,02 | 99,98–100 | 25,19–47,32 Окремненное вулк. стекло 68,62–71,84 | Эпидот + цоизит |
| 7 | Паласырт (ранний плейстоцен) | | 0 | 100 | 68,74 | Окремненные породы – 10,08 |
| 8 | Пеплы Азербайджана (нижний апшерон) | | 0,1–8,4 | 91,6–99,9 | 79,22–94,14 | |

Выделение минералов связанных с функционированием вулканического очага проведено на основании сопоставления минерального состава пеплов с минералогией вмещающих отложений майкопской свиты, апшерона-акчагыла и чокрак-караганских кварцевых песчаников, в которых в основном и локализируются рассматриваемые пеплы.

Тяжелая фракция пеплов почти нацело состоит из минералов характерных для вмещающих отложений. Среди них отмечены ильменит, лейкоксен, циркон, рутил – минералы титано-циркониевого сырья, постоянно отмечающиеся во вмещающих породах, группа метаморфических минералов – дистен, кианит, ставролит, силлиманит, корунд, брукит, андалузит и др., группа магматических минералов – пироксен, амфиболы, гранат, турмалин, апатит и др., редко отмечается пирит. Среди минералов тяжелой фракции индикаторов вулканического процесса практически нет.

Легкая фракция представлена кварцем, плагиоклазом, серицитом, глауконитом, опал-халцедоном, цеолитами, лимонитом, обломками пород и др. Кварц, как правило, преобладает значительно над плагиоклазом – что не соответствует модельному содержанию минералов в материнских породах определенными нами по химсоставу по [1]. Следовательно, часть этих минералов имеет терригенную природу, и иногда она значительная. Серицит, серицитизированные плагиоклазы, глинистые сланцы – не характерны для вмещающих пород. Они нами связываются с глубинными процессами. Источником их могут быть породы фундамента. Глауконит отмечается во вмещающих породах, но нами, например, для долины Истисув – этот минерал отнесен к вулканическим процессам, т.к. в местных вмещающих песчаниках его практически нет. В литературе отмечается сонахождение глауконита с вулканическими породами.

Опала, халцедона во вмещающих породах нет. Но они широко распространены в измененных зонах окремнения, окварцевания, сопровождающих проявления пеплов. Эти минералы являются хорошими, четкими маркерами гидроэксплозивных пеплов. Цеолиты отнесены к вулканогенным материалам, т.к. они широко представлены в пеплах долины р. Истисув, и др. (до 25–30%). В этих условиях другой генезис для них невозможно и предположить. Лимонит, магнетит, ожелезненные обломки образованы за счет ожелезнения при образовании измененных вмещающих пород. Этот процесс настолько интенсивно развит в долине р. Истисув, что даже в рыхлых аллювиальных отложениях встречается в значительном количестве галька ожелезненных песчаников.

Итак, говоря об индикаторах вулканогенных процессов рассмотренных образований пеплов, можно сказать, что к ним относятся наличие сростков минералов: пироксен + магнетит, магнетит + вулканическое стекло, пироксен + вулканическое стекло, вулканическое стекло + карбонат, эпидот + цоизит, окремненные обломки пород, ожелезненные обломки пород. Минералы легкой фракции, такие как кварц, плагиоклаз, глауконит, серицит, халцедон + окремненные обломки также являются индикаторами вулканических процессов. Основными индикаторами вулканогенных процессов являются вулканическое стекло, перлит к ним также можно отнести аккреционные пеплы [1].

Литература

1. Геологический словарь. Т. 1, 2010, 430 с.
2. Петрографический кодекс России. ВСЕГЕИ, С-Петербург, Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 198 с.

ПЕТРОГЕНЕЗИС МАНТИЙНЫХ ЭКЛОГИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КАТОКА (АНГОЛА): ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Королев Н.М.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), г. Санкт-Петербург, Россия,
e-mail: nm.korolev@yandex.ru

Типы эклогитов (высокоглиноземистые, низко- и высокомагнезиальные) в верхней мантии под кратоном Кассаи по минералогии и условиям кристаллизации в алмазной фации сходны с эклогитами из мантии, подстилающей другие кратоны. Ксенолиты кимберлитовой трубки Катока характеризуют вещественный состав литосферной мантии на различных глубинах. Верхи разреза на глубинах порядка 100–130 км в области стабильности графита представлены высокоглиноземистыми эклогитами. На глубинах порядка 130–170 км преобладают низкомагнезиальные эклогиты. Положение высокомагнезиальных эклогитов в разрезе невозможно определить однозначно по имеющимся образцам, скорее всего они относятся к глубинам ниже 160–170 км. Протолитом для высокоглиноземистых эклогитов предположительно послужили габбро океанической коры, для низкомагнезиальных эклогитов – базальты MORB типа. Происхождение высокомагнезиальных эклогитов неоднозначно. Они могут быть связаны как с океанической литосферой так и являться результатом фракционной кристаллизации первично мантийных расплавов.

PETROGENESIS OF MANTLE ECLOGITE XENOLITHS FROM KIMBERLITE PIPE CATOCA (ANGOLA): GEOCHEMISTRY, MINERALOGY, THERMOBAROMETRY

Korolev N.M.

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS (IPGG RAS), Saint Petersburg, Russia,
e-mail: nm.korolev@yandex.ru

The chemical composition and formation conditions of eclogites from the mantle of the Kasai Craton are similar to those from other cratons, such as the Man, Kaapvaal, Slave and Siberia. Xenoliths characterise the composition of the lithospheric mantle at depths from 100 up to 160–170 km. The upper part of the profile (depth approximately 100–130 km, the stability field of graphite) is composed of high-alumina eclogites. Low-magnesian eclogite dominates at a depth range of 130–170 km. The position of the high-magnesian eclogites in the profile cannot be determined unambiguously from the available samples, presumably they refer to depths below 160–170 km. Most likely, the studied high-alumina and low-magnesian mantle eclogites are products of subducted oceanic crust. High-alumina eclogites appear to have formed from a oceanic gabbros, low-magnesian appear to have connected with a oceanic basalts. The genesis of high-magnesian eclogite is ambiguous. The origin of these eclogites may be related both to the igneous and to the subduction hypotheses.

Кимберлитовая трубка Катока расположена на древнем архейском щите Кассаи, частично охватывающем северо-восток Анголы. Она представляет интерес не только как исключительно богатое алмазонасное тело (четвертое место по запасам алмазов в мире), трубка Катока также содержит глубинные ксенолиты верхнемантийных пород (эклогиты и перидотиты). Эклогиты, в соответствии с минералогическими критериями, были разделе-

ны на 3 группы: высокомагнезиальную (hi-MgO), низкомагнезиальную (lo-MgO) и высокоглиноземистую (hi-Al₂O₃).

Проблема генезиса мантийных эклогитовых ксенолитов одна из самых актуальных в мантийной геологии на сегодняшний день. Доминирует точка зрения, что происхождение большинства, а, возможно, и всех мантийных эклогитов связано с процессами субдукции. В то же время гипотеза «магматического» генезиса эклогитов из первично мантийных расплавов по-прежнему остается востребованной. В свете обозначенной проблематики одним из перспективных направлений может быть детальное изучение минералогических, геохимических и изотопных характеристик новых представительных коллекций эклогитов различных типов из неисследованных еще регионов, которые могут расширить и уточнить наши представления об эклогитообразовании в мантии. Таким объектом является коллекция эклогитовых ксенолитов из трубки Катока. Каждая разновидность обладает комплексом своих уникальных особенностей, отражающих механизм их генезиса.

Ni-Al₂O₃ эклогиты (6 обр.) сложены гранатом с повышенным содержанием Ca (Prp30–46, Alm20–33, Grs25–41) и высоко-натровым высокоглиноземистым клинопироксеном (Jd53–67, (Wo+En+Fs)33–47). В качестве вторичных минералов присутствуют кианит и корунд. Акцессорные минералы – продукты распада предположительно армоколитовой фазы – зерна рутила с ламелями ильменита, часто в таких зернах присутствуют вроски корунда. Внутри данной группы выделяется две подгруппы образцов с повышенной Mg# (2 обр. 79–80) и пониженной Mg# (4 обр. 70–71), PT-параметры которых 1220–1310°C, 52–57kb и 900–1020°C, 35–41kb соответственно (здесь и далее: T определена по Gar-Cpx геотермометру [9], P – по пересечению температурной кривой с геотермой теплового потока 40 mW/m² [7, 6]; погрешности в определении T до 5%, P до 10%). Кривые распределения REE (здесь и далее: использованы реконструированные валовые составы REE, на основании приближенного модалного состава Grt/Cpx 60/40 для Ni-Al₂O₃ и lo-MgO эклогитов и 50/50 для hi-MgO эклогитов, нормированные на примитивную мантию [8]) характеризуются обеднением LREE (рис. 1). Содержание несовместимых элементов в клинопироксенах из этих образцов самое низкое (Y 0.2–0.5 ppm, Zr 8–9 ppm).

Lo-MgO эклогиты (10 обр.) – биминеральная разновидность, сложенная гранатом пироп-альмандинового ряда (Prp35–53, Alm28–45, Grs16–28) и омфацитом (Jd36–58, (Wo+En+Fs)42–64). Акцессорные минералы – продукты распада предположительно армоколитовой фазы – зерна рутила с ламелями ильменита. Mg# эклогитов 65–74. PT-параметры 1000–1180°C, 40–50kb (8 обр.) и два образца выходят за рамки этого диапазона: 940°C, 37kb и 1350°C, 60kb. Кривые распределения REE в lo-MgO эклогитах характеризуются чуть более повышенными содержаниями LREE, чем в hi-Al₂O₃ эклогиты (рис. 1). Тренд распределения одного из образцов практически полностью повторяет линию тренда измененного под действием океанической воды базальта MORB [13]. По содержанию иттрия и циркония в клинопироксенах эта группа занимает промежуточное положение (Y 1–2 ppm, Zr 12–53 ppm).

hi-MgO эклогиты (5 обр.) – биминеральная разновидность, сложенная пироповым гранатом (Prp68–70, Alm21–23, Grs5–8) и клинопироксенами Ca-Mg-Fe групп (Jd22–26, (Wo+En+Fs)72–78Aeg0–2). Mg# эклогитов 81–83. PT-параметры: 1242–1356°C, 54–60kb. Кривые распределения REE характеризуются в целом пологим трендом с относительно повышенным содержанием LREE. Тренды распределения REE наиболее близки к тренду FMORB (ранней базальтовой коры, выплавившейся из пород примитивного пиролитового состава [3]) (рис. 1). В hi-MgO эклогитах установлены самые высокие концентрации Y (4–6 ppm) и Zr (57–112 ppm) в клинопироксенах. Важной особенностью этой группы эклоги-

тов является наличие зерен рутила с содержанием Nb_2O_5 8–12 мас.%, которые были обнаружены в каждом образце.

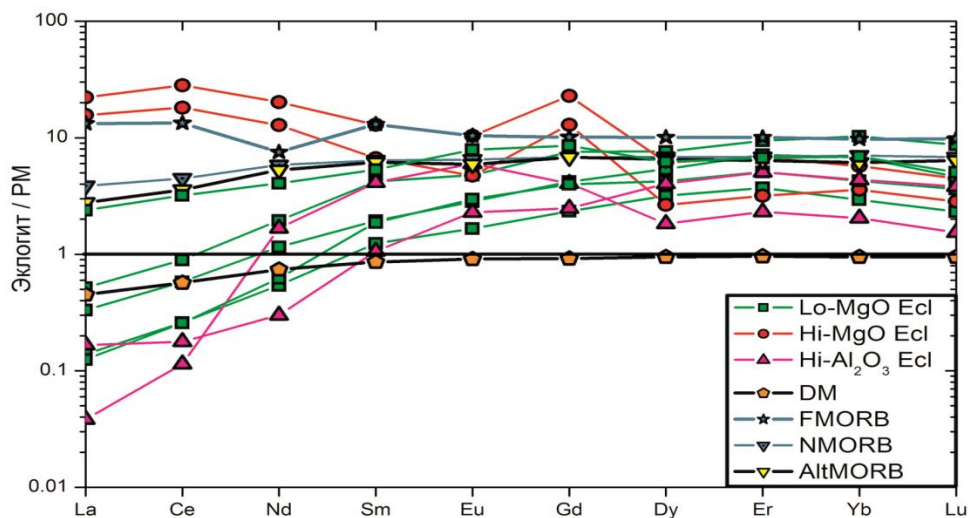


Рис. 1. Распределение REE в мантийных эклогитах (реконструированные валовые составы), нормализованное относительно примитивной мантии [8]. DM (деплементированная мантия) и FMORB из работы [3]; NMORB и AltMORB (измененный базальт MORB типа) из работы [13].

Исходя из вышеизложенных данных, предложена предварительная «рабочая» гипотеза. Минералогические, петрохимические особенности и характер распределения REE в эклогитах hi-Al₂O₃ и lo-MgO групп сходен с аналогичными эклогитами из кимберлитов трубки Мир, Сибирский кратон [5] и поля Лак де Грас, кратон Слэйв [4] и др. Петрохимический состав породообразующих минералов, наличие кианита и невысокие термобарометрические оценки hi-Al₂O₃ эклогитов говорят о том, что они формировались из пород океанической коры, обогащенных Al и Ca. Исследование поведения пироп-гроссуляр-альмандиновой системы в высокбарических и высокотемпературных условиях в приложении к эклогитам показало, что корунд и кианит появляются в качестве самостоятельных фаз в результате инконгруэнтного плавления граната при давлениях превышающих 6.5 ГПа и температурах свыше 1500°C [1]. Представленные данные хорошо согласуются с предшествующими экспериментами по реакционному взаимодействию ликвидусных фаз в системе CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂, обнаружившими, что кианитовые эклогиты не находятся в равновесии с перидотитовой мантией при давлении около 3 ГПа. Кианит будет реагировать с оливином в перидотитах с образованием высокоглиноземистого пироксена и граната [10]. Таким образом, наиболее вероятный протолит для этой группы эклогитов – габбро океанической коры. Как полагают некоторые исследователи, корунд в кианитовых эклогитах формируется за счет частичного плавления в мантии [12].

Петрохимический состав lo-MgO эклогитов, сопоставление характера распределения REE с трендами hi-Al₂O₃ эклогитов и поведения несовместимых элементов, показывают, что lo-MgO эклогиты могли формироваться из измененных базальтов океанической коры MORB-типа. Следует отметить, график распределения одного из образцов практически полностью повторяет линию тренда измененного под действием океанической воды базальта MORB (данные [13]). Скорее всего, это наименее измененный в ходе вторичных метасоматических процессов образец. В свою очередь, указанные базальты представляли

собой выплавки из габбро океанической коры. Изложенная гипотеза генезиса одна из самых часто употребляемых в отношении Io-MgO эклогитов из других регионов.

Наиболее спорное положение занимают образцы группы hi-MgO эклогитов. С одной стороны, распределение REE в этих эклогитах подобно распределению в древних FMORB базальтах. С другой стороны, в них обнаружено повышенное содержание Y и Zr, что наряду с их высокой магнезиальностью и примесью хрома в гранатах (до 0.3 мас.% Cr_2O_3), может указывать на образование в процессе фракционной кристаллизации первично мантийных расплавов. Согласно экспериментальной модели Ю.А. Литвина, эклогиты находятся в конце фракционного тренда расплав-оливинит-перидотит-клинопироксенит-эклогит [2]. Только в данной группе эклогитов присутствуют высокониобиевые рутилы. Находки алмазов также приурочены главным образом к этим эклогитам. Такая связь может быть не случайной. Довольно распространено представление о том, что для hi-MgO эклогитов протолитом служили габбро океанической коры. Для изученных образцов указанная точка зрения, по-видимому, не подтверждается из-за характера распределения REE относительно других групп эклогитов и наличия высокониобиевых рутилов. Альтернативная гипотеза, о происхождении hi-MgO эклогитов в результате преобразования в зоне субдукции клинопироксен-плаггиоклазовых жил, локализующихся в литосферной океанической мантии в диапазоне давлений ~15–20 кбар, изложена в работе [11]. Данная модель применительно к настоящим эклогитам не может рассматриваться только на основании минералогических и геохимических данных.

Литература

1. Бутвина В.Г., Бобров А.В., Литвин Ю.А. Экспериментальное изучение системы пироп-гроссуляр-альмандин при 6,5 ГПа и 1500–1900 °С // ДАН, 2001. Т. 379 № 5, С. 655–658.
2. Литвин Ю.А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М.: «Наука», 1991. – 311 с.
3. Рябчиков И.Д. Главные компоненты геохимических резервуаров силикатной Земли // Геохимия, 2006. № 1, С. 14–22.
4. Aulbach S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Doyle B.J. Origins of Xenolithic Eclogites and Pyroxenites from the Central Slave Craton, Canada // Journal of Petrology, 2007. V. 48, № 10, P. 1843–1873.
5. Beard B.L., Fraracci K.N., Clayton R.A., Mayeda T.K., Snyder G.A., Sobolev N.V., Taylor L.A. Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1996. V. 125 (4), P. 293–310.
6. Furlong K.P., Chapman D.S. Heat flow, heat generation, and the thermal state of the lithosphere // Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 2013. V. 41, P. 385–410.
7. Hasterok D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett., 2011. V. 307, P. 59–70.
8. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology, 1995. V. 120, P. 223–253.
9. Nakamura, D., 2006. A new formulation of garnet-clinopyroxene thermometer using large number of experimental data with graphite capsules. In: 19th General Meeting of the International Mineralogical Association, Kobe, Japan, July 2006. Program & Abstract 102.
10. Milholland C.S., Presnall D.C. Liquidus Phase Relations in the $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ System at 3.0 GPa: the Aluminous Pyroxene Thermal Divide and High-Pressure Fractionation of Picritic and Komatiitic Magmas // Journal of Petrology, 1998. V. 39 (1), P. 3–27.
11. Smart K.A., Chacko T., Stachel T., Tappe S., Stern R.A., Ickert R.B., EIMF. Eclogite formation beneath the northern Slave craton constrained by diamond inclusions: Oceanic lithosphere origin without a crustal signature // Earth and Planetary Science Letters, 2012. V. 319–320, P. 165–177.
12. Spetsius Z.V., Taylor L.A. Partial Melting in Mantle Eclogite Xenoliths: Connections with Diamond Paragenesis // International Geology Review, 2002. V. 44 (11), P. 973–987.
13. Willbold M., Stracke A. Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2006. V. 7 (4), P. 1–30.

**P-T УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТОЗА
НА ОРОГЕННЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ ЗОЛОТА КАРЕЛИИ
(ПЕДРОЛАМПИ, МЕДНЫЕ ГОРЫ, ВОРОНОВ БОР, СВЕТЛОЕ)**

Корнаков А.С.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), г. Санкт-Петербург, Россия,
e-mail: *kornakov1989@mail.ru*

Методом мультиравновесной термобарометрии AverPT [4] получены оценки P-T-параметров для метаморфических и золотоносных метасоматических пород проявлений золота Педролампи, Медные Горы, Воронов Бор, Светлое. Для этих же объектов получены согласующиеся оценки величин T по хлоритовому термометру [5].

**P-T CONDITIONS OF METAMORPHISM AND METASOMATOS
OF OROGENIC GOLD OCCURRENCES OF KARELIA
(PEDROLAMPI, MEDNYE GORY, VORONOV BOR, SVEYLOYE)**

Kornakov A.S.

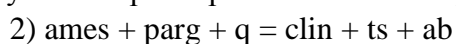
Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS (IGGP RAS), Saint Petersburg, Russia,
e-mail: *kornakov1989@mail.ru*

By multi-equilibrium method of Thermobarometry AverPT [4] obtained estimates of P-T parameters for metamorphic and auriferous metasomatic rocks of gold occurrences Pedrolampy, Mednye Gory, Voronov Bor, Svetloye. For this areas obtained concordant estimations values of T by chlorite thermometer [5].

Целью работы является определение температуры и давления для вмещающих метаморфических пород до периода их метасоматической переработки и золотоносных метасоматических пород на проявлениях золота Педролампи, Медные Горы, Воронов Бор, Светлое методом мультиравновесной термобарометрии AverPT Р.Пауэлла и Т. Холланда [1–4]. Использовалась программа TC_Comb Д.В. Доливо-Добровольского в комплексе с программами Thermocalc Р. Пауэлла и Т. Холланда (версия 3.33 с БД ds55 от 22.11.2003) и AX_2 Т. Холланда (от 22.06.2008). Активности компонентов твёрдых растворов минералов рассчитывались для P-T-параметров, соответствующих условиям образования породы. Для этих же объектов получены согласующиеся оценки температур по хлоритовому термометру [5].

Микрозондовые исследования минеральных парагенезисов выполнены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) с помощью электронных микроскопов АВТ–55 с энергодисперсионным анализатором LinkAN10000–85S и JEOLJSM–6510LA с ЭДС приставкой JED 2200. Анализировались локальные участки пород размером в первые миллиметры, в которых текстурные признаки позволяли предполагать равновесные взаимоотношения минералов.

На месторождении Педролампи для метаморфических карбонат-актинолит-хлоритовых сланцев (метабазиты), которые вмещают сдвиговую зону с золотоносными метасоматитами, по парагенезису $Chl+Act+Crb+Ab$, по 3 независимыми реакциями (Рис. 1) получены параметры $P = 0.5–1.3$ кбар ($P_{ср.} = 0,9$ кбар) и $T = 210–330^{\circ}C$ ($T_{ср.} = 260^{\circ}C$):



- 4) $daph + parg + cc + q = clin + tr + an + ab + sid$
 5) $daph + parg + cc + q = clin + fact + an + ab + sid$

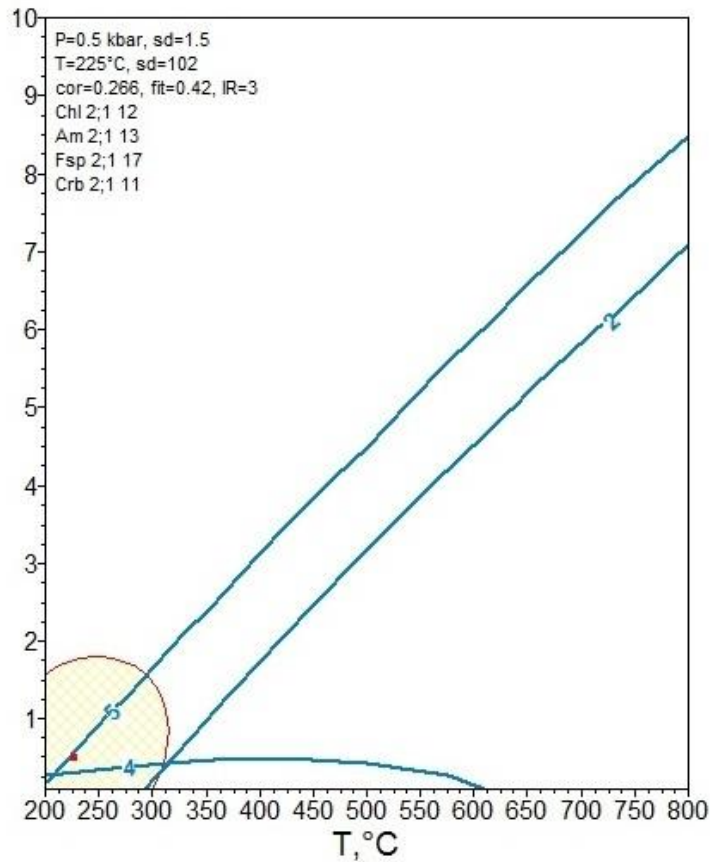


Рис. 1. Результаты термобарометрического исследования вмещающих метаморфических карбонат-актинолит-хлоритовых сланцев месторождения Педролампи.

Для березитов и листовенитов Педролампи по хлоритовому получен интервал $T = 300\text{--}350^\circ\text{C}$.

На рудопроявлении Медные Горы для вмещающих метаморфических биотит-актинолитовых сланцев (метабазиты) по парагенезису $Act+Bt+Chl+Ab+Mu$, по 8 независимым реакциям (Рис. 2) получены параметры: $P = 4.2\text{--}4.5$ кбар ($P_{cp.} = 4,3^\circ\text{C}$) и $T = 500\text{--}560^\circ\text{C}$ ($T_{cp.} = 510^\circ\text{C}$):

- 8) $ames + parg + q = clin + ts + ab$
 19) $phl + pa + q = east + clin + mu + ab$
 20) $phl + pa + q = east + clin + cel + ab$
 21) $phl + pa + q = east + ames + mu + ab$
 30) $ann + fcel + pa + q = daph + mu + ab$
 32) $phl + ann + ts = east + fact$
 64) $east + clin + parg + mu + ab = phl + tr + pa$
 144) $phl + ann + pa + q = east + clin + fcel + ab$

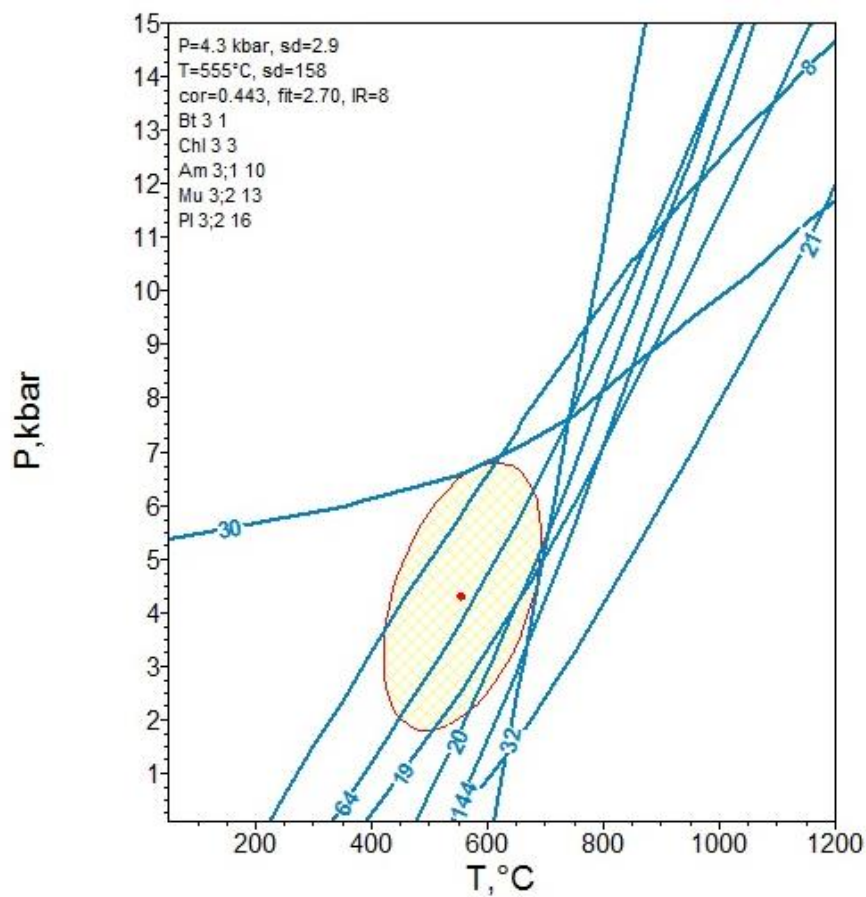


Рис. 2. Результаты термобарометрического исследования вмещающих метаморфических биотит-актинолитовых сланцев рудопроявления Медные Горы.

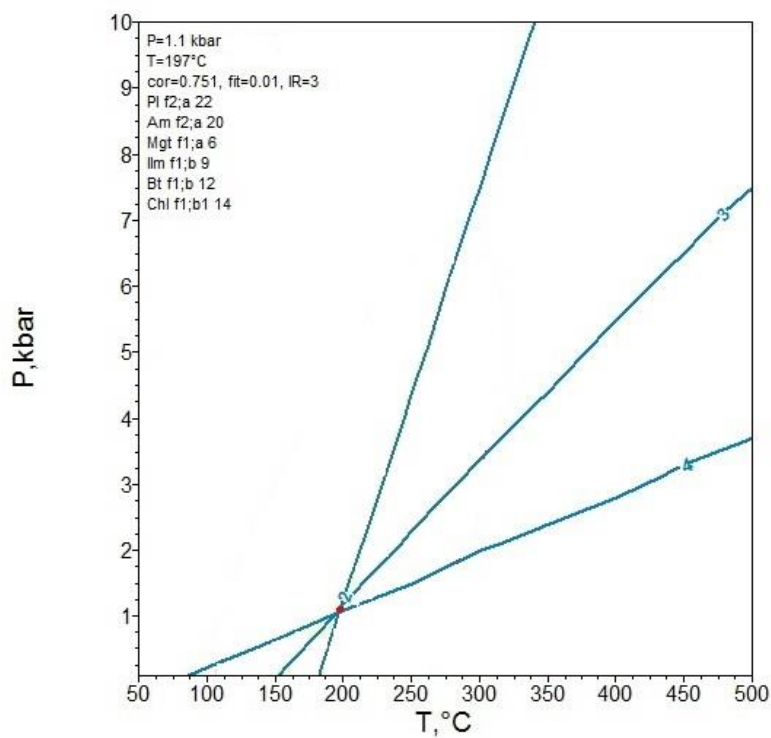
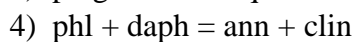
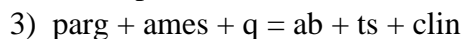
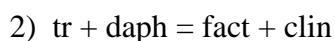


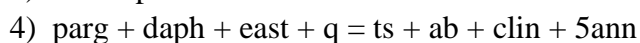
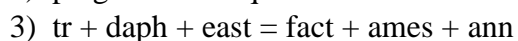
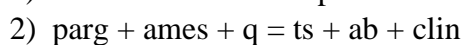
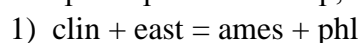
Рис. 3. Результаты термобарометрического исследования хлорит-актинолит-альбитовых метасоматитов рудопроявления Медные Горы.

Для хлорит-актинолит-альбитового метасоматита по парагенезису $Ab+Act+Chl+Bt$, по 3 независимым реакциям (Рис. 3) получены параметры $P = 0.7-1.1$ кбар ($P_{cp.} = 0,9$ кбар) и $T=190-200^{\circ}C$:



На месторождении Воронов Бор для метаморфических эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев (метабазиты) по парагенезису $Ab+Act+Chl+Ep+Bt$, по 3 независимым реакциям получены параметры $P=0.6-2.1$ кбар ($T_{cp.}=1,4$ кбар), $T=330-370^{\circ}C$ ($T_{cp.}=350^{\circ}C$). Для биотит-хлоритовых метасоматитов по хлоритовому термометру получен интервал $T=240-340^{\circ}C$.

На рудопроявлении Светлое для метаморфических биотит-хлорит-актинолитовых сланцев (метабазиты) по парагенезису $Act+Chl+Pl+Bt$, по 4 независимым реакциям получены параметры $P=1.2$ кбар, $T=280^{\circ}C$:



Для кварц-хлорит-калишпатовых метасоматитов по хлоритовому термометру получен интервал $T= 290-350^{\circ}C$ и для хлорит-карбонатных метасоматитов – интервал $T = 270-310^{\circ}C$.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (проект №13-05-00393).

Литература

1. Powell R., Holland T.J.B. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: Applications to geobarometry, worked examples and a computer program // J. metamorphic Geol. 1988. N. 6. P. 173–204.
2. Powell, R. & Holland, T. J. B. Optimal geothermometry and geobarometry // American Mineralogist. 1994. N. 79. P. 120–133.
3. Powell R., Holland T. J. B., Worley B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC // Journal of Metamorphic Geology. 1998. N. 16. P. 577–588.
4. Powell R., Holland T.J.B. On thermobarometry // J. metamorphic Geol. 2008. N. 26. P. 155–179.
5. Bourdelle F., Parra T., Chopin C., Beyssac O. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions // Contrib. Mineral. Petrol. 2013. V. 165. N. 4. P. 723–735.

ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ ГРАНИТНОЙ МАГМЫ НА ПРИМЕРЕ ШУМИЛОВСКОГО ИНТРУЗИВА (Ц.ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Кукса К.А.¹, Табунс Э.В.¹, Васильева В.А.²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *kkuksa@gmail.com*

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *Veronika_Vasilieva@vsegei.ru*

Рассмотрена количественная модель кристаллизационной дифференциации редкометального Li-F гранитного расплава Шумиловского интрузива в Центральном Забайкалье. Модель построена на основе баланса масс. Показано, что формирование редкометальных гранитов в ходе постепенной дифференциации исходного гранитного расплава невозможно, поскольку требует обособления и последующей эволюции нереально малого объема расплава. В то же время все наблюдаемое многообразие составов редкометальных гранитоидов в пределах интрузива может быть получено из исходного расплава, имеющего состав самого примитивного РГ при его кристаллизации до ~75%.

CRYSTAL DIFFERENTIATION OF RARE-METAL GRANITE MAGMA: A CASE STUDY OF SHUMILOVKA PLUTON, TRANSBAIKALIA

Kuksa K.¹, Tabuns E.¹, Vasilieva V.²

¹ Saint Petersburg State University (SPbU), Saint Petersburg, Russia, e-mail: *kkuksa@gmail.com*

² A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FSUE VSEGEI), Saint Petersburg, Russia, e-mail: *Veronika_Vasilieva@vsegei.ru*

The paper is devoted to peraluminous rare-metal granite magma evolution of Shumilovka pluton, Transbaikalia. To assess the role of crystal differentiation in rare-metal granite genesis we have calculated the balance mass model using mineral and rock compositions of the different types of the pluton. It was shown that rare-metal granite melt could not be the result of the common granitic magma evolution because of too low residue melt fraction. On the contrary, all the observed variation of rare-metal granite compositions within the pluton can be gained from the initial rare-metal granite melt by its consistent crystallization up to ~75%.

Редкометальные литий-фтористые граниты являются уникальными образованиями, содержащими значительные количества летучих и редких элементов (вплоть до рудных концентраций). Экспериментальными работами по плавлению и кристаллизации редкометальных гранитных магм [3, 14, 20 и др.], а также гаплогранитных систем с H₂O, F, Li, Cs [10, 16 и др.] было показано, что присутствие значительных количеств летучих компонентов существенно меняет условия эволюции таких расплавов. И хотя возможные механизмы их дифференциации обсуждались многочисленными исследователями [2, 4, 6, 7, 11, 13], количественной характеристике этого процесса до сих пор посвящено весьма ограниченное количество работ [7–9, 13, 15].

Шумиловский интрузив в Центральном Забайкалье представляет собой прекрасный объект для моделирования процессов дифференциации редкометальной гранитной магмы, поскольку в нем пространственно совмещены различные типы гранитоидов. Крупнозернистые биотитовые граниты (БГ), последовательно переходящие в лейкограниты, а также

секущие их топаз-содержащие редкометальные Li-F граниты (РГ) и их субвулканические разновидности – онгониты. В данной работе мы рассмотрим две количественные модели образования РГ и онгонитов интрузива: в результате последовательной дифференциации в ряду БГ→лейкограниты→РГ→онгониты (модель 1), и образование пород в два отдельных самостоятельных этапа БГ→лейкограниты и РГ→онгониты (модель 2).

Исходно предполагается, что ведущим процессом, контролировавшим образование пород интрузива, являлся процесс кристаллизационной дифференциации расплава. Для проверки этой гипотезы нами были выполнены расчеты баланса масс петрогенных элементов с учетом реальных составов пород и минералов (составы кварца и топаза были приняты равными стехиометрическим). Данный метод позволяет количественно определять пропорции кристаллизовавшихся минералов, которые могли обеспечить наблюдаемые эволюционные изменения состава пород. При этом не важно, имеет исследователь дело с расплавами или с полнокристаллическими породами, поскольку данный подход позволяет фиксировать композиционные эффекты, обусловленные добавлением или удалением из системы фаз заданного состава.

Балансовое моделирование процесса дифференциации осуществлялось методом наименьших квадратов. Результаты расчетов (рис. 1) показали, что вариации составов пород в ряду БГ→лейкограниты могут быть объяснены удалением из расплава поро-

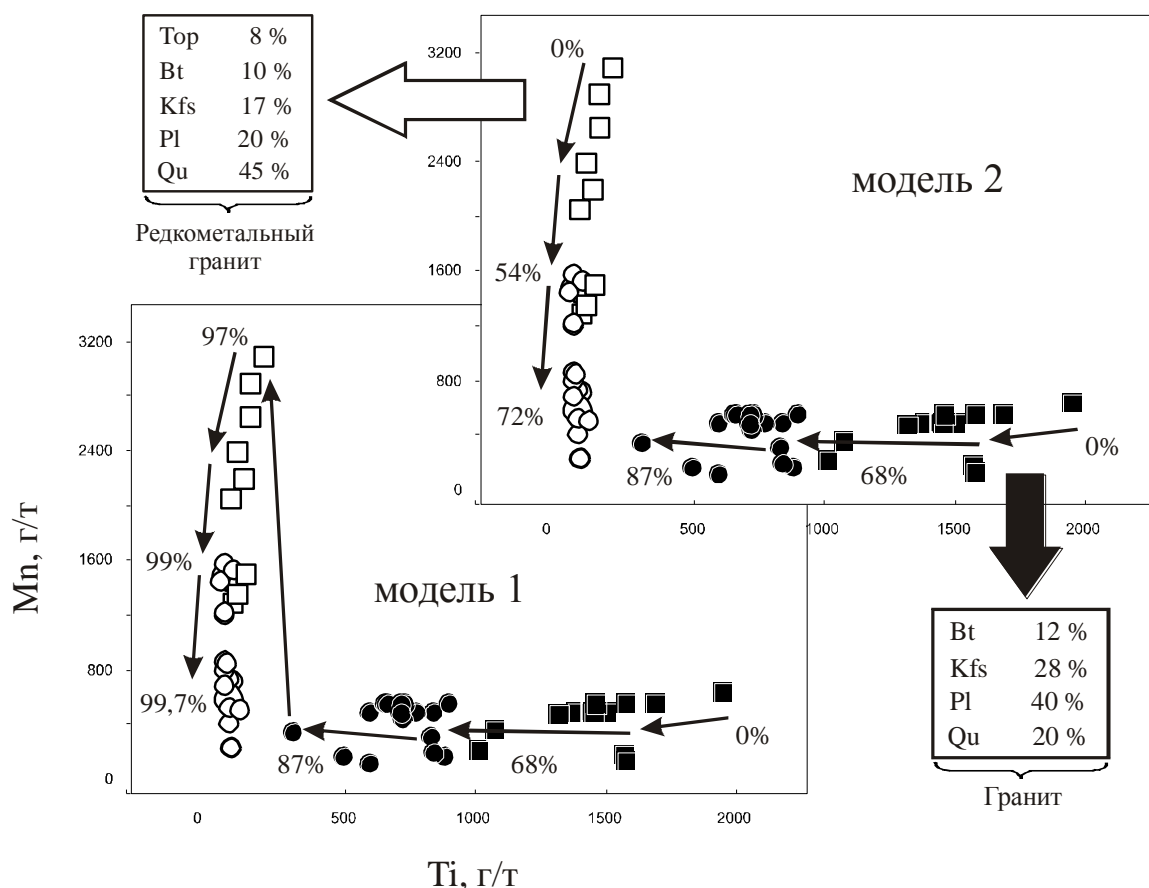


Рис. 1. Иллюстрация результатов балансовых расчетов двух альтернативных вариантов формирования гранитоидов Шумиловского интрузива на примере Mn и Ti. Стрелками на графиках показана оптимальная траектория дифференциации исходного расплава, степень закристаллизованности системы (в вес. %). Средние пропорции выделяющихся минералов (в вес. %) для каждого из этапов дифференциации показаны в сносках. Условные обозначения: Top – топаз, Bt – слюда, Kfs – калиевый полевой шпат, Pl – плагиоклаз, Qu – кварц.

образующих минералов в пропорциях, соответствующих граниту (в среднем 28% калиевого полевого шпата, 40% плагиоклаза, 20% кварца и 12% слюды). После кристаллизации лейкогранитов (модель 1) доля остаточного расплава уже составляет 13% и при переходе к самым примитивным РГ дополнительно уменьшается до ~3%. Это предполагает практически полное прекращение направленного процесса магматической дифференциации, поскольку требует обособления и последующей эволюции нереально малого объема расплава [17]. Кроме того, существенное увеличение ошибки аппроксимации состава кумулата на данном этапе (с 3 до 28%) не позволяет рассматривать эту модель как оптимальную.

Последнее также согласуется с данными о резких скачках концентраций микроэлементов, наблюдаемых при переходе от лейкогранитов к РГ (рис. 2), которые не находят логического объяснения даже в рамках модели идеальной фракционной кристаллизации, отражающей максимально возможную степень обогащения/обеднения магматического расплава при дифференциации.

Результаты расчета процесса дифференциации по модели 2 (рис. 1) показывают, что весь спектр составов РГ и онгонитов может быть получен из исходного расплава, имеющего состав самого примитивного РГ при его кристаллизации до ~75% и отделении полевых шпатов, кварца, топаза и литиевой слюды в пропорциях, соответствующих редкометальному граниту (10% слюды, 8% топаза 17% калиевого полевого шпата, 20% плагиоклаза, 45% кварца).

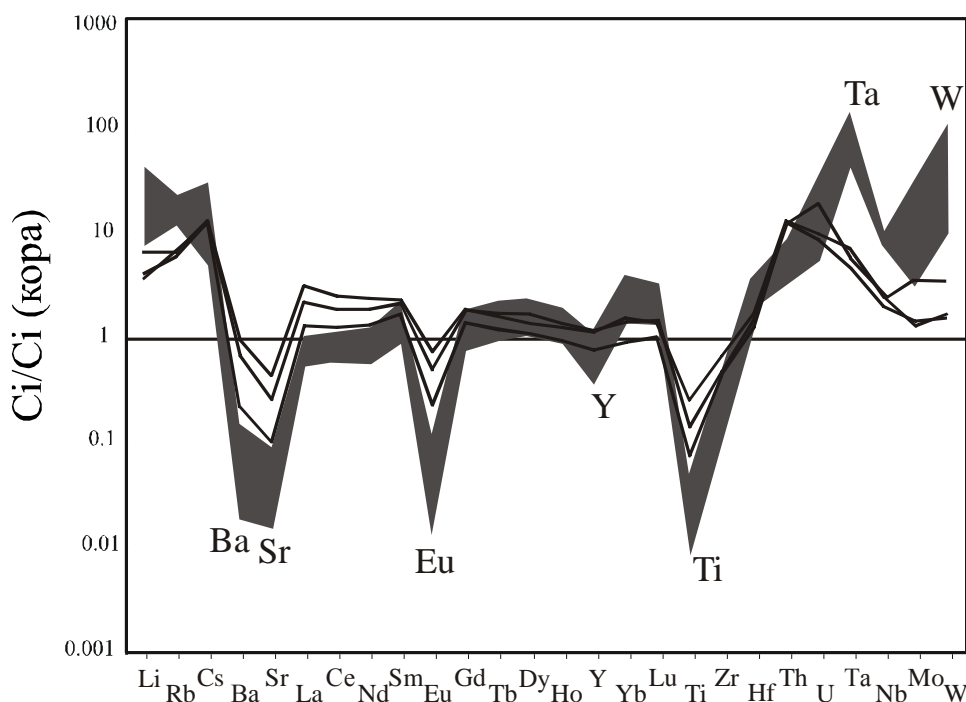


Рис. 2. Нормированные к валовой континентальной коре (по [18]) спектры распределения элементов в гранитоидах Шумиловского интрузива. Черными линиями показаны БГ и лейкограниты, серым полем – РГ и онгониты. Элементы на спайдерграмме упорядочены по степени увеличения заряда и ионного радиуса.

Таким образом, расчеты баланса масс показывают, что формирование РГ из материнского расплава лейкогранитов представляется крайне маловероятным. Мы склонны разделять взгляд исследователей [1, 5, 12, 15, 19], предполагающих образование подобного типа пород из собственного специфического расплава, обогащенного крупными литофиль-

ными (Rb, Li, Cs) и высокозарядными (Zr, Hf, Nb, Ta) элементами вследствие низких степеней плавления исходного протолита.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 14-05-31441.

Литература

1. Владимиров, А.Г., Крук, Н.Н., Чупин, В.П. и др. (1991) Топаз-протолитионитовые граниты и онгониты Базардаринского рудного района (Юго-Восточный Памир) // Геология и геофизика, № 4, с. 40–48.
2. Коваленко В.И. (1977) Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 206 с.
3. Коваленко Н.И. (1979) Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 152 с.
4. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. (1999) Источники магм и изотопная (Sr и Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология, № 4, т. 7, с. 401–429.
5. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. (2003а) Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология, № 2, т. 11, с. 164–178.
6. Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. (2004) Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия, № 9, с. 940–948.
7. Сырицо Л.Ф., Табунс Э.В., Волкова Е.В., Баданина Е.В., Высоцкий Ю.В. (2001) Геохимическая модель формирования Li-F гранитов Орловского массива, Восточное Забайкалье // Петрология, № 13, т. 9, с. 313–336.
8. Christiansen, E.H., Bikun, I.V., Sheridan, M.F., and Burt, D.M. (1984) Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountains, Utah // American Mineralogist, №3–4, v. 69, p. 223–236.
9. Congdon, R.D., and Nash, W.P. (1988) High-fluorine rhyolite: An eruptive pegmatite magma at the Honeycomb Hill, Utah // Geology, v. 16, p. 1018–1021.
10. Dolejs, D., and Baker, D.R. (2002) Melting equilibria of F-bearing silicic magmas: An experimental study // Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 66, S1, p. A190.
11. Dostal, J., and Chatterjee, A.K. (2000) Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada) // Chemical Geology, v. 163, p. 207–218.
12. Förster, H.-J., Tischendorf, G., Trumbull, R.B., and Gottesmann, B. (1999) Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany // Journal of Petrology, № 11, v. 40, p. 1613–1645.
13. Kleeman, G.J., and Twist, D. (1989) The compositionally-zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld Complex: Evidence bearing on the nature of A-type magmatism // Journal of Petrology, v. 30, p. 1383–1414.
14. Lukkari, S., Holtz, F. (2007) Phase relations of a F-enriched peraluminous granite: an experimental study of the Kymi topaz granite stock, southern Finland // Contributions to Mineralogy and Petrology, N. 3, v. 153, p. 273–288.
15. MacKenzie, D.E., Black, L.P., and Sun, S.-S. (1988) Origin of alkali-feldspar granites: An example from the Poimena Granite, northeastern Tasmania, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 52, p. 2507–2524.
16. Manning, D.A.C. (1981) The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qu-Ab-Or with excess water at 1 kb // Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 76, p. 206–215.
17. Reyf, F.G., Seltman, R., and Zarausky, G.P. (2000) The role of magmatic processes in the formation of banded Li, F-enriched granites from the Orlovka tantalum deposit, Transbaikalia, Russia: Microthermometric evidence // Canadian Mineralogist, v. 38, p. 915–930.
18. Rudnick, R.L., and Gao, S. (2003) Composition of the Continental Crust. In: Treatise on Geochemistry, (ed.) R.L. Rudnick, v. 3 (the Crust), Elsevier.
19. Štemprok, M., Pivec, E., and Langrova, A. (2005) The petrogenesis of a wolframite-bearing greisen in the Vykmánov granite stock, Western Krusné hory pluton (Czech Republic) // Bulletin of Geosciences, Czech Geological Survey, № 3, v. 80, p. 163–184.
20. Weidner, J.R., and Martin, R.F. (1987) Phase equilibria of a fluorine-rich leucogranite from the St. Austell pluton, Cornwall // Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 51, p. 1591–1597.

ВКЛЮЧЕНИЯ БОГАТЫХ ВІ РАСТВОРОВ В КВАРЦЕ ИЗ ЦВИТТЕРОВ СЕВЕРНОГО МАССИВА (ЧУКОТКА): ВЗГЛЯД НА ПОВЕДЕНИЕ ВІ В ПРОЦЕССАХ ГРЕЙЗЕНИЗАЦИИ

Кургузова А.В.¹, Смирнов С.З.^{2,3}, Ключин Ю.И.⁴, Карманов Н.С.²

¹Национальный минерально-сырьевой университет «Горный» (Горный университет), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *kurguzova.anna@gmail.com*

²Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск, Россия, e-mail: *ssmr@uiggm.nsc.ru*

³Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия

⁴Политехнический университет Вирджинии, Блексбург, США, e-mail: *yury84@vt.edu*

В статье описаны флюидные включения в кварце цвиттеров Северного массива. Детально охарактеризованы включения, содержащие оксигалогениды висмута. Полученные данные позволяют по-новому взглянуть на процессы транспортировки висмута постмагматическими флюидами, связанными с Li-F гранитами.

BI-RICH FLUID INCLUSIONS IN QUARTZ FROM ZWITTER RELATED TO LI-F GRANITE IN THE SEVERNYY PLUTON, CHUKCHI PENINSULA: AN INSIGHT INTO BISMUTH BEHAVIOR DURING GREISENIZATION PROCESS

Kurguzova A. V.¹, Smirnov S. Z.^{2,3}, Klyukin Yu. I.⁴, Karmanov N. S.²

¹National Mineral Resources University (University of Mines), Saint Petersburg, Russia, e-mail: *kurguzova.anna@gmail.com*

²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, (IGM SB RAS), Novosibirsk, Russia, e-mail: *ssmr@uiggm.nsc.ru*

³Novosibirsk State University (NSU), Novosibirsk, Russia

⁴Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, USA e-mail: *yury84@vt.edu*

Fluid inclusion in zwitter quartz from Severnyy massif are studied. Some of these inclusions, which contain Bi oxyhalogenide crystalline phases, are discussed in details. These new data provide insights into the speciation of bismuth in the course of its transport by postmagmatic fluids related to Li-F granites.

Северный массив располагается на восточном побережье Чануской губы. В строении массива выделено несколько магматических комплексов: основной объем (более 80%) представлен биотитовыми гранитами, подвергшимся значительным метасоматическим преобразованиям (альбитизация, протолитионизация, цвиттеризация) в результате внедрения комплекса литий-фтористых гранитов. Наиболее молодыми продуктами редкометалльного магматизма являются позднемеловые онгониты [1], дайки которых приурочены к участку пересечения массива Ичувеевским дайковым поясом в перивулканической зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Детально изучены многофазовые включения в кварце цвиттеров, расположенные в азональных группах. Методом КР-спектроскопии диагностировались газы и твердые фазы включений (Horiba Labram HR 800, с 514 Аг лазером, ИГиМ СО РАН, Новосибирск). Преобладающим компонентом газовой фазы является СО₂, а среди кристаллических фаз установлены хлориды железа. Соединения Ві, а также самородный висмут методами КР-спектроскопии не обнаружены. Сухие остатки солей, остающихся во включениях при выпаривании воды после вскрытия, проанализированы на сканирующем электронном микроскопе

TESCAN Mira 3 LMU с полупроводниковым EDS-детектором фирмы Oxford Instruments (оператор Н.С. Карманов, ИГиМ СО РАН)). Для определения составов использовано ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда около 1 нА. Толщина пучка электронного зонда около 10 нм.

Изучено более 200 вскрытых включений. В большинстве случаев среди сухого остатка преобладают хлориды Fe, Na и K, а также Mn и Zn, являющиеся продуктами упаривания растворов включений. Кроме того, обнаружены включения, среди сухого остатка которых преобладают оксихлориды Bi. Такие включения приурочены к циркону и торианиту. Главными компонентами сухих остатков включений с высокими содержаниями висмута являются O, Bi, Cl и Th. В подчиненном количестве установлены As, U, Ca, Zn и Fe.

На основании анализа атомных соотношений во включениях с Bi были выделены три состава, условно названные фазами 1, 2 и 3 [2]. Фаза 1 представляет собой оксихлорид висмута с атомным соотношением Bi/Cl 1,6–1,9, пониженным содержанием Th (1–1,4 ат.%) и As (0,5–0,8 ат.%), и повышенным – U и Zn. Для фазы 2 характерно более низкое содержание Bi и Cl при том же атомном соотношении (Bi/Cl 1,4–1,8), что и в фазе 1. Однако в ней установлены наиболее высокие содержания Th (3–3,6 ат.%) и As (1–1,8 ат.%). Для фазы 2 систематически отмечаются более высокие концентрации F. Состав, соответствующий фазе 3, был установлен в сухом остатке включения в топазе. Он отличается от остальных несколько пониженными содержаниями Bi (5,5–9 ат.%) и Cl (1,8–4 ат.%) при высоком атомном отношении Bi/Cl (2,3–3,0). Для этой фазы характерна наиболее высокая концентрация Ca (0,5–1,2 ат.%). Анализы позволяют предположить несколько повышенное относительно фаз 1 и 2 содержание F. Фаза 3 характеризуется наиболее низкими концентрациями Zn, Th, U и As.

На рис. 1 приведены графики корреляций содержаний Bi, Cl, F, As и Th в сухих остатках включений образца 3279. На рис. 1а очевидна прямая зависимость между концентрациями Bi и Cl для всех трех фаз. Таких же отчетливых корреляций между Th и As (рис. 1б) и между Bi и F (рис. 1в) внутри составов каждой из фаз нет. Тем не менее, все составы по Th и As также ложатся на прямую зависимость, аналогично Bi и Cl. Для Bi и F характерна обратная корреляция.

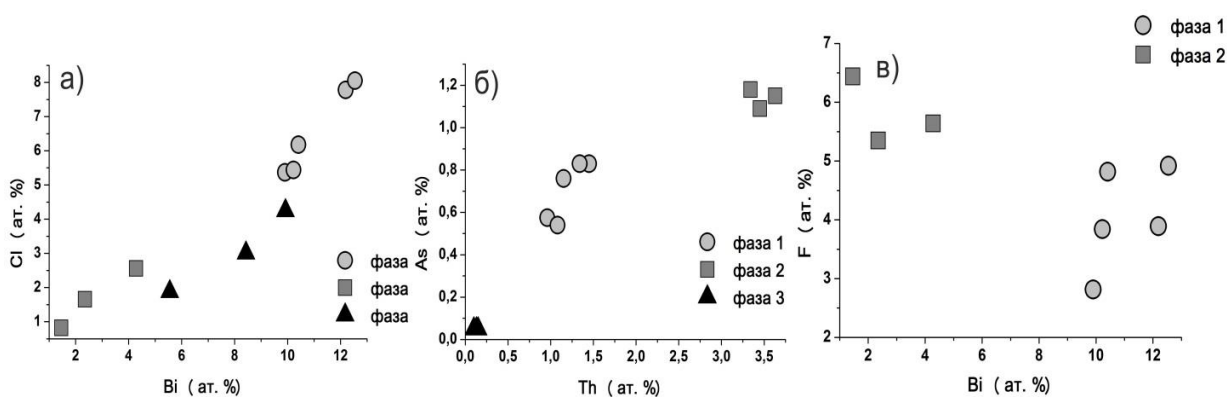


Рис. 1. Графики корреляции содержания отдельных элементов во вскрытых включениях.

Поскольку Bi и Cl отсутствуют в составе минералов, содержавших вскрытые включения, их принадлежность к составу законсервированного раствора не вызывает сомнений. Th входит в состав циркона, который присутствует в качестве кристаллического включения в кварце вблизи вскрытой вакуоли. Для содержаний Zr и Th во вскрытых включениях

также характерна положительная корреляция. По данным EDS анализа, Th присутствует в виде примеси в цирконе и атомное соотношение Zr/Th составляет 8,3. В наиболее ториевой фазе 2 это соотношение равно 0,6–0,9, а в менее ториевой фазе 1 отношение 0,8–1,4. Гораздо меньшие (до обратных) Zr/Th соотношения позволяют заключить, что большая часть Th в фазе 2 имеет отношение к веществу флюидного включения. Для фазы 3 сухого остатка включения в топазе отмечается более высокое содержание F, который также может быть следствием контаминации минералом-хозяином. Однако для фаз 1 и 2 характерны хоть и более низкие, но сопоставимые концентрации этого элемента. Это означает, что F также является компонентом законсервированного флюида.

Приведенные данные свидетельствуют, что обнаруженные фазы вскрытых включений представляют собой продукт кристаллизации растворов флюидных включений обогащенных Bi, Cl, Th, As и F. По-видимому, одной из доминирующих фаз в них является оксихлорид висмута, который по отношению Bi/Cl может быть отнесен к ряду бисмоклит BiClO – добреит BiO(Cl,OH). Вторым по значимости является соединение Th и As. Таким образом, в формировании цвиттеров принимали участие водные растворы, принципиально отличающиеся друг от друга по составу. Первый тип представлен типичными флюидами, имеющими щелочно-хлоридный (Na, K) состав с примесью Ca и Fe. Второй тип растворов ранее не отмечался и обнаружен впервые: хлоридные или фторидно-мышьяково-хлоридные растворы Bi, Th и U с примесью Fe, Zn и Ca.

Обнаруженный оксихлорид висмута в сухих остатках включений в кварце цвиттеров Северного массива может являться свидетельством наличия хлоридных форм растворения и переноса Bi в постмагматических кислых флюидах. Редкость находок таких включений свидетельствует о том, что флюиды с высокими концентрациями Bi характеризуют краткий временной эпизод процесса минералообразования.

Исследования поддержаны грантом РФФИ №14-05-00364

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.2115.2014/К на 2014–2016 гг.

Литература

1. Алексеев В.И., Марин Ю.Б. Позднемеловой возраст онгонитов Дальнего Востока (результаты U – Pb-датирования цирконов) // Доклады РАН. 2013. Т. 453, № 4. С. 420–423.
2. Кургузова А.В., Смирнов С.З., Клюкин Ю.И. и др. Включения богатых Bi растворов в кварце из цвиттеров в литий-фтористых гранитах Северного массива (Чукотка): взгляд на поведение Bi в процессах грейзенизации // Записки РМО. 2014. № 2. с. 23–34.

ВЫСОКОКАЛИЕВЫЕ МЕТАВУЛКАНИТЫ В ШАРЫЖАЛГАЙСКОМ ГРАНУЛИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

И.В. Левицкий

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (ИГХ СО РАН), г. Иркутск, Россия, e-mail: *ilevit@bk.ru*.

Работа посвящена высококалийным metavулканикам в шарыжалгайском гранулитовом комплексе Присяянского краевого выступа. Исследование указывает на то, что уже в раннем докембрии (мезо- или неоархее) в Сибирском кратоне могла существовать зрелая континентальная кора. Обнаружение высококалийных известково-щелочных серий в гранулитовых комплексах в корне меняет наши представления о доминировании в докембрии metavулкаников толеитовых и известково-щелочных серий.

HIGH-K METAVOLCANICS IN SHARYZHALGAI GRANULITE COMPLEX (SOUTHWESTERN BAIKAL REGION)

I.V. Levitskiy

A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS (IGC SB RAS), Irkutsk, Russia, e-mail: *ilevit@bk.ru*.

The paper is devoted to high-K metavolcanites Sharyzhalgai granulite complex of Sayan marginal ridge. Researches indicate that in the early Precambrian (meso or Neoproterozoic) in the Siberian craton could exist mature continental crust. Detection of high-K calc-alkaline series in granulite complexes radically changes our understanding of the dominance in the Precambrian metavolcanites tholeiitic and calc-alkaline series.

Присяянский (Шарыжалгайский) краевой выступ фундамента Сибирской платформы (ФСП) прослеживается от побережья оз. Байкал на 300 км к северо-западу до р. Ока. Основными его структурно-вещественными подразделениями [4] являются: шарыжалгайская серия (комплекс); китойская серия (комплекс); Олотский и Таргазойский зеленокаменные пояса, гранито-гнейсы их основания [6]. В выступе выделяют блоки [3]: юго-восточный – Иркутский, центральный – Жидойский, северо-западные – Китойский и Булунский, северо-восточный – Голоусненский. Породы шарыжалгайской серии метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и присутствуют в Иркутском, Жидойском, Голоусненском блоках, а китойской – в Китойском. В шарыжалгайском комплексе метаморфизм гранулитовой фации проявился в интервале 2,557–2,562 и 1,85–1,87 млрд лет, а в китойском – 2,48–2,53 млрд лет [11].

В настоящее время среди исследователей [5, 12, 17] доминируют взгляды о том, что раннедокембрийским гранулитовым и зеленокаменным комплексам мира присущи только кристаллические сланцы и гнейсы, реконструируемые как metavулканики толеитовых и низкокалийных известково-щелочных серий, формирующиеся в обстановках океанических островов, островных дуг, срединно-океанических хребтов [9].

При исследованиях шарыжалгайского комплекса были обнаружены основные биотит-двопироксеновые сланцы, средние-кислые биотитовые ортогнейсы, биотит-гиперстеновые плагиогнейсы, эндербиты, которые реконструируются как высококалийные известково-щелочные metavулканики, отвечающие по составу редким породам шошонит-латитовой серии [7, 8]. В современных обстановках они редки и описаны в Италии [22, 13, 15, 16, 18]. В докембрии они описаны в Амазонском кратоне [21]. Полагают, что их формирова-

ние происходило в обстановках активных континентальных окраин, зрелых островных дуг, внутриплитных, т.е. на зрелой континентальной коре существование которой в докембрии считается проблематичным.

В Иркутском и Жидойском блоках Присаянского краевого выступа Сибирского кратона выделены три разновозрастных группы основных, средних кислых метавулканитов [7, 8], метаморфизованных в условиях гранулитовой фации: 1) палео (?)-, мезо (?)-, неoarхейские биотит-двупироксеновые плагиосланцы и плагиогнейсы, ортогнейсы, эндербиты; 2) неoarхейские метагаббро, метагаббро-анортозиты и микрогаббро; 3) палеопротерозойские двупироксеновые плагиосланцы и плагиогнейсы. Возраст первой группы основных пород – биотит-двупироксеновых плагиосланцев, переслаивающихся с биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами и биотитовыми ортогнейсами, явно древнее неoarхейского рубежа 2649 млн лет, так как они пересекаются метагабброидами. Это подтверждается и тем, что именно для биотит-гиперстеновых плагиогнейсов отмечались наиболее древние палеoarхейские возраста, полученные на SHRIMP 3,39–3,34 млрд лет [23].

Архейские биотит-двупироксеновые плагиосланцы наблюдаются в переслаивании с биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами, мелкозернистыми эндербитами, биотитовыми ортогнейсами в виде пластов мощностью до 3 м в Жидойском и Голоусненском блоках; в пластах и включениях среди мигматитов в Иркутском. Судя по диаграмме Куно большинство из них относится к высокоглинозёмистым и щелочным базальтам. Относительно палеoarхейских двупироксеновых плагиосланцев они обогащены в Иркутском и Жидойском блоках – P_2O_5 , Na_2O , K_2O ; Rb, Ba, Sr, REE, Zr и обеднены Cr, Ni, Co. По высоким концентрациям K_2O (1,56–3,89 %), Ba (1000–1900 г/т), Sr (830–1600) большая часть биотит-двупироксеновых плагиосланцев Иркутского блока реконструируется как базиты высококалийевой известково-щелочной (шошонит-латитовой серии; Le Bas et al. 1986). Но, для последней, не характерны [20] такие значительные содержания TiO_2 (1,66–2,43 %), P_2O_5 (1,41–1,53 %). Протолит биотит-двупироксеновых плагиосланцев Жидойского блока близок к породам шошонит-латитовой серии по концентрациям не только K_2O , но и TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Sr. От классических шошонитов реконструируемые породы отличаются [20, 22] большими содержаниями высокозарядных элементов (Y, Yb, Zr, La, Ce). Неoarхейские биотит-двупироксеновые плагиосланцы шарыжалгайского комплекса, как и породы высококалийевой известково-щелочной (шошонит-латитовой) ассоциаций имеют резко фракционированный характер распределения REE с преобладанием лёгких лантаноидов над тяжёлыми, близких к OIB.

Метамагматические породы среднего и кислого состава по характеру распределения петрогенных и редких элементов отличаются от основных плагиосланцев более высокими концентрациями Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Rb, Zr и низкими – железа, MnO, MgO, CaO, Y, Cr, Sc. По уровням содержаний K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Sr, высокозарядных элементов, спектрам REE они в большей степени, чем биотит-двупироксеновые соответствуют производным шошонит-латитовой серии. Пространственная совмещенность и близкие геохимические свойства позволяют рассматривать биотит-двупироксеновые плагиосланцы и ортогнейсы в качестве генетически единой ассоциации пород.

Палеопротерозойские метавулканиты основного, среднего и кислого состава представлены гиперстеновыми, двупироксеновыми плагиосланцами, плагиогнейсами и эндербитами. Они слагают пласты мощностью от 5 до 10 метров, встречаются в виде тел разной формы в мигматитах и гранитах. Их возраст составляет 1866 млн лет. По характеру распределения петрогенных и редких элементов плагиогнейсы отличаются от всех разновидностей основных плагиосланцев более высокими концентрациями Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Rb,

Zr и низкими – железа, MnO, MgO, CaO, Y, Cr, Sc и относятся к нормальным (толеитовым) сериям, сформированным в надсубдукционных обстановках.

На классической диаграмме $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ [20] фигуративные точки составов пород гранулитовых комплексов каждой из трех возрастных групп занимают определенное положение (рис., выб. 1–9).

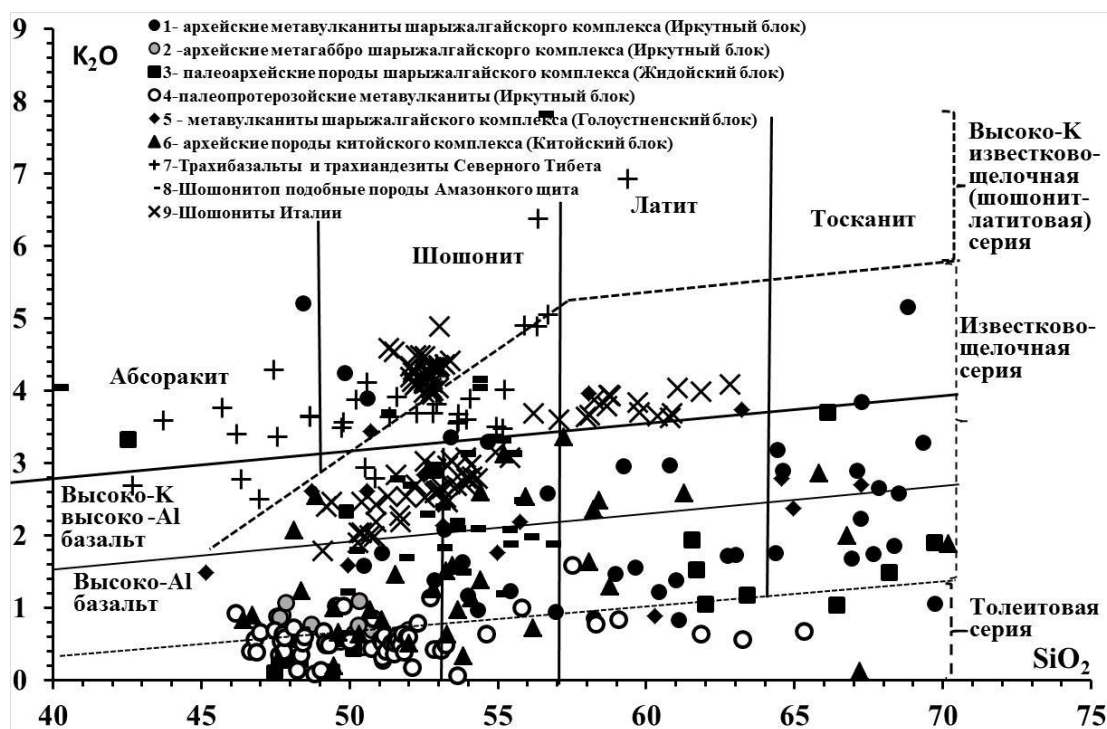


Рис. 1. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ для пород гранулитовых комплексов [20].

Архейские основные – кислые попадают в поле высокалиевой известково-щелочной или известково-щелочной серии (рис., выб. 1,3, 5, 6,7,8,9). Им всем присущи и ряд общих петрогеохимических характеристик. Архейские метагабброиды (рис., выб. 2) относятся к образованиям толеитовой серии. Палеопротерозойские метавулканы основного-кислого составов (рис., выб. 4) лежат в поле известково-щелочной и толеитовой серии и по геохимическим данным формировались в надсубдукционных обстановках.

Присутствие в Присяянском краевом выступе метавулканитов, реконструируемых как высококалиевые известково-щелочные серии в шарыжалгайском и китайском комплексах однозначно указывает на то, что уже в раннем докембрии (мезо-или неоархее) в Сибирском кратоне могла существовать зрелая континентальная кора. Обнаружение высокалиевых известково-щелочных серий в гранулитовых комплексах в корне меняет наши представления о доминировании в докембрии метавулканитов толеитовых и известково-щелочных серий.

Работа выполнена при поддержке гранта 14-05-31036

Литература

1. Бибикина Е.В., Сумин Л.В., Кирнозова Т.И., Грачева Т.В. Последовательность геологических событий в пределах Шарыжалгайского блока (U-Pb метод датирования) // Геохимия. – 1981. – № 11. – С. 1652–1663.

2. Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. 4.1. Геологическое описание / ред. Н.А. Флоренсов. – М.: Недра, 1964. – 630 с.
3. Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва. – М.: Новосибирск: Наука, 1980. – 90 с.
4. Докембрийская геология СССР. /отв. ред. Д.В. Рундквист [и др.]. – Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1988. – 442 с.
5. Конди Л. Архейские зеленокаменные пояса. – М.: Мир, 1983. –388 с.
6. Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. – Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2005. –343 с.
7. Левицкий И.В. Породы основного состава в гранулитовых и зеленокаменных комплексах (Восточная Сибирь) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2010. № 4. С. 22–30.
8. Левицкий И.В., Геохимия гранулитовых и зеленокаменных комплексов Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы// кандидатская диссертация. 2012.
9. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1984. – 200 с.
10. Петрова З.И., Левицкий В.И. Основные кристаллические сланцы в гранулит-гнейсовых комплексах Сибирской платформы и их первичная природа// Геохимия вулканитов разных геодинамических обстановок. – Новосибирск: Наука, 1986. – С. 18–34.
11. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2007. – Т. 15, № 4. – С. 3–19.
12. Тейлор С.Р. Мак-Леннан С.М. Континентальная кора ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатлённой в осадочных породах. – М.: Мир, 1988. – 379 с
13. Arana V., Frazzetta G. ; Magma mixing in vulcanello (vulkan Island, Italy) ; Estudios Geol. (Madrid) 64 [2008] P. 5–16.
14. Aftalion M., Bibikova E.V. et al, Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the Sharyzhalgay granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR (U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study) // Journ. Geol., –1991. – V. 99. – P. 851–862.
15. Corsaro R. A., Miraglia L., Zanon V. ; Petrologic monitoring of glasses in the pyroclastites erupted in february 2004 by the Stromboli volcano, aeolian islands, southern Italy ; J. Volcanol. geotherm. res. 139 [2005] P. 339–343.
16. Corazzoto C., Francalanci L., Menna M., Petrone C. M., Renzulli A., Tibaldi A., Venzoli L. ; What controls sheet intrusion in volcanoes? Structure and petrology of the Stromboli sheet complex Italy ; J. Volcanol. geotherm. res 173 [2008] P. 26–54.
17. Earth's Oldest Rocks. / Eds. M. Kranendonk, R. H. Smithies and V.C. Bennet, Developments in Precambrian Geology. 15. –Amsterdam: Elsevier, 2007. – 1307 p.
18. Francalanci L., Manetti P., Peccerillo A., Keller J.; Magmatological evolution of the stromboli volcano (aeolian arc, Italy): Inferences from major and trace element and Sr isotopic composition of lavas and pyroclastic rocks ; Acta vulcanol. 3 [1993] P. 127–151.
19. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram. // Journal of Petrology. (Oxford). –1986. – V. 27. – P. 745–750.
20. MacKenzie D. E., Chappell B. W. Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands Papua New Guinea//Contrib. Mineral. and Petrol. – 1972. –V. 35. – P. 50–63.
21. Meirelles M.R., Dardenna M.A., //Basaltic volcanism of shoshonitic affinity in Archean arc environment, Grao-Para group, Serra dos Carajas-Para /Revista Brasileira de Geociencias – 1991.
22. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of eocen calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. and Petrol. – 1976. – V. 58, № 1. – P. 63–81.
23. Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V et al. Timing of Early Proterozoic magmatism along the Southern margin of the Siberian Craton (Kitoy area)// Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. – 2004. – V. 95. – P. 215–225.

ПРОЯВЛЕНИЕ ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ГРИДИНСКОМ ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЮЩЕМ КОМПЛЕКСЕ

Максимов О. А.

Институт геологии Карельского научного центра РАН (ИГ КарНЦ РАН), г. Петрозаводск, Россия
e-mail: *olemaximov@mail.ru*

В одном из компонентов матрикса Гридинского эклогитсодержащего комплекса – метаэндербитах – впервые обнаружена Grt-Opx-Pl-Qtz-Bt равновесная минеральная ассоциация, которая отвечает раннему этапу метаморфического преобразования пород. Наличие такого набора парагенетических минералов позволяет получить (при помощи программы TWQ_Berman) наиболее достоверные PT-условия метаморфизма. Результаты исследования указывают на то, что метаэндербиты первоначально испытали метаморфические изменения в области гранулитовой фации при $T=740\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=10,8\text{ кбар}$. Следующие этапы преобразования породы обусловлены постепенным снижением температуры и давления, в ходе которых ортопироксен замещается минералами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Amph, Ca, Chl).

GRANULITE METAMORPHISM OF THE GRIDINO ECLOGITE-BEARING COMPLEX

Maksimov O. A.

Institute of Geology Karelian Research Centre RAS, (IG KarRNC RAS), Petrozavodsk, Russia, e-mail: *olemaximov@mail.ru*

The author first discovered the equilibrium Grt-Opx-Pl-Qtz mineral assemblages in metaenderbites Gridino eclogite-bearing complex. These minerals are a product of the early metamorphic transformations of rocks. It is possible to determine (program TWQ_Berman) the PT conditions of the early metamorphic transformations of rocks $T=740\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=10,8\text{ kbar}$, which corresponds to granulite facies metamorphism. later converted into rocks of amphibolite facies and greenschist. Orthopyroxene replaced by amphibole, carbonate, chlorite in these conditions.

Беломорский подвижный пояс – одна из наиболее сложных структур Фенноскандинавского щита, что во многом определяется длительным полициклическим развитием земной коры этой провинции. В его пределах был установлен древнейший в мире архейский эклогитсодержащий комплекс [1] Гридинский эклогитсодержащий комплекс – важнейший объект для изучения геодинамических процессов в архее. Он представляет собой интенсивно мигматизированный меланж, в значительной степени преобразованный наложенными процессами деформаций и метаморфизма. Матрикс меланжа сложен метаэндербитами, гнейсами и гнейсогранитами [2]. Обломочная составляющая представлена неравномерно распределенными в матриксе многочисленными телами (эклогитов, амфиболитов, цоизититов и др.) линзовидной либо угловатой формы.

Характерной особенностью данного комплекса является проявление в неоархее и в палеопротерозое высокобарного метаморфизма эклогитовой фации. Интерес большинства исследователей сконцентрирован на изучении пород ксенолитов, так как они в меньшей степени были подвержены интенсивным изменениям и сохранили реликтовые структуры и минеральные парагенезисы. В то время как породы матрикса интенсивно преобразованы и в большинстве случаев отражают наиболее поздние этапы эволюции комплекса. Однако

среди пород матрикса обнаружены метаэндербиты [3] – Grt-Opx породы, которые сформировались в условиях гранулитовой фации метаморфизма и содержат в себе информацию о высокотемпературном метаморфизме.

Метаэндербиты широко распространены в Гридинском эклогитсодержащем комплексе. Встречаются как крупные массивы метаэндербитов (более 500м), так и более локальные проявления – жилки. Преимущественно это лейкократовые (светло-серые), с розоватым или зеленоватым оттенком, среднезернистые, крупнозернистые породы. Их главная текстурная особенность – наличие равномерно расположенных коронарных агрегатов (рис. 1А, Б), сложенных различными минералами, преимущественно – амфиболом, гранатом и ортопироксеном [4]. На выветрелой поверхности обнажений эти агрегаты выщелачиваются и породы приобретают «рябую» текстуру [3]. Большинство коронарных структур в центральной части содержат не ортопироксен, а комплекс минералов, заместивших его (амфибол, хлорит, кальцит). Это вызывает некоторые сложности в поиске и отборе перспективных для исследования образцов. Наиболее сохранные располагаются на побережье и островах южнее с.Гридино. В данной работе представлены результаты детального изучения образцов с о.Прянишная луда (более сохранные Оpx) и о. Коков-2 (редкие реликты Оpx).

В ходе изучения были впервые обнаружены две генерации ортопироксена в метаэндербитах (о.Прянишная луда). Первая – крупные гипидиоморфные кристаллы ортопироксена (до 1,5 мм, рис. 1А) из центральной части коронарных структур. Эти зерна образуют амфиболом, плагиоклазом и кварцем. Предположительно эти ортопироксены являются реликтами ранней минеральной ассоциации. Вторая генерация представлена более мелкими ксеноморфными зернами (до 0,2 мм, рис. 1Б), которые приурочены к внутренней границе гранатовых «корон». Данные ортопироксены находятся в равновесии с кристаллами граната, плагиоклаза, амфибола и биотита. Вероятнее всего, формирование второй генерации ортопироксенов связано с этапом метаморфического преобразования пород в области повышенных температур.

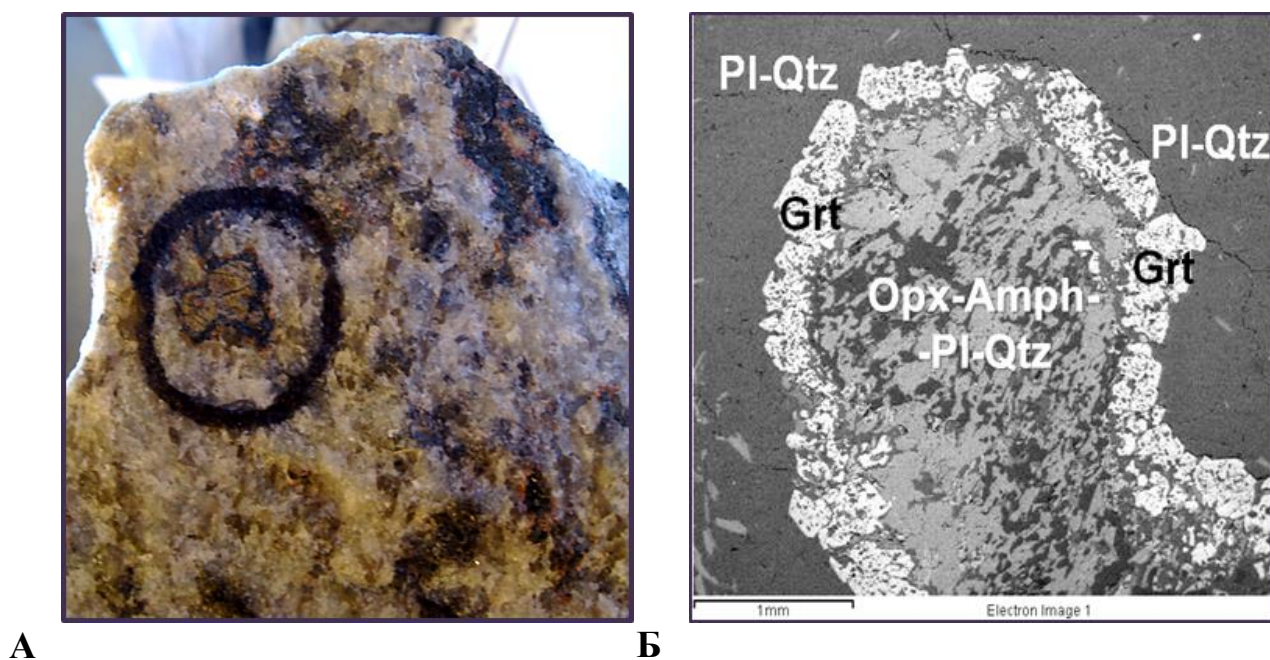


Рис. 1. Изображения коронарной структуры метаэндербитов: (А) макроскопическое в образце и (Б) микроскопическое в шлифе (изображение в отраженных электронах).

Зерна граната (0,1–0,5 мм) формируют коронарные структуры вокруг Орх-Hbl-Bt-Pl-Qtz минеральной ассоциации. Пойкилобласты граната содержат включения кварца и плагиоклаза на внешней границе и амфибола, плагиоклаза, биотита, реже клинопироксена на внутренней границе зерен. В составе граната преобладают альмандиновый (35–47%) и пироповый (30–36%) миналы, концентрация гроссуляра 15–23%.

Амфибол в центральной части коронарных структур образует каймы вокруг крупных зерен ортопироксена. В менее сохранных породах амфибол замещает ортопироксен и заполняет большую часть «корон». Кристаллы амфибола обладают гипидиоморфной формой и содержат включения плагиоклаза. Согласно классификации Б. Лика и др. (1997) изученные амфиболы попадают в поле магнезиальной роговой обманки, реже чермакита и паргасита.

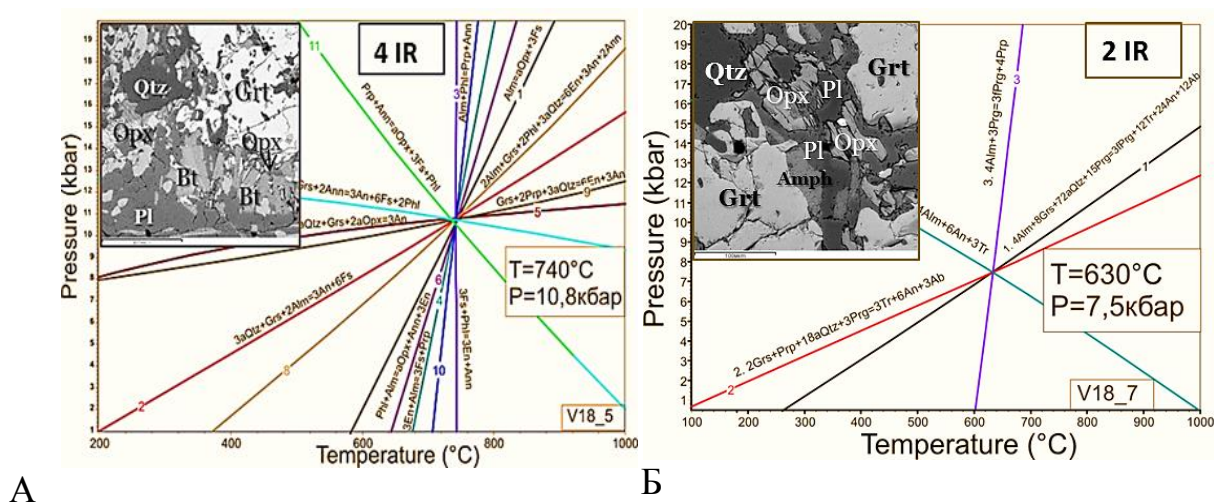


Рис. 2. P-T-диаграммы линий постоянного состава минералов изученных образцов метаэндрбитов о. Прянишная луда.

Минеральные парагенезисы: (А) – Grt-Орх-Pl-Qtz-Bt; (Б) – Grt-Amph-Pl-Qtz.

Термобарометрия. Исходя из принципов «классической термобарометрии» использовались химические составы краевых частей кристаллов, которые имеют непосредственный контакт друг с другом. Расчет P-T-условий выполнен при помощи программы TWQ [5, 6]. Отсутствие парагенетичных минералов с ранней генерацией ортопироксена не позволяет оценить P-T-условия его формирования. Однако вторая генерация ортопироксена сформировалась совместно с Grt, Pl, Qtz и Bt, что позволяет достаточно достоверно определить P-T-условия. Давления и температуры для позднего этапа метаморфизма рассчитывались по Grt-Amph-Pl-Qtz минеральному парагенезису.

Таким образом, были установлены температуры и давления, при которых сформировался Grt-Орх-Pl-Qtz-Bt минеральный парагенезис P=10,8 кбар и T=740°C (Рис. 2А). Эти данные служат доказательством, что эндрбиты Гридинского комплекса формировались в гранулитовой фации, в области повышенных температур и давления. Образование Grt-Amph-Pl-Qtz происходило при значительном снижении условий метаморфизма P = 7,5 кбар и T=630 °C (Рис. 2Б). Из этого следует, что в период декомпрессии пород Гридинского комплекса в условиях повышенных температур гранулитовой фации сформировались эндрбиты. Позднее они претерпели изменения в ходе ретроградного метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, что привело к частичному (о. Пряниш-

ная луда) либо полному (о. Коков-2) замещению кристаллов реликтового ортопироксена минеральной ассоциацией поздних этапов метаморфизма Hbl, Pl, Qtz, Chl и Ca.

Автор выражает благодарность Д. В. Доливо-Добровольскому за использование дополнительного программного обеспечения к TWQ.

Литература

1. Володичев О.И., Слабунов А.И. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология, 2004, С. 609–629.
2. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита) Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2008. – 296 с.
3. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.
4. Сибелев О.С., Гоголев М.А., Максимов О.А. Геологическая позиция и условия формирования метаэндрбитов Гридинской зоны эклогитсодержащего меланжа (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 16. Петрозаводск, 2013. С. 5–20.
5. Berman, R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications; in, Quantitative methods in petrology: an issue in honor of Hugh J. Greenwood; Eds. Gordon, T M; Martin, R F. Canadian Mineralogist 1991.v. 29, 833–855.
6. Berman R.G., Aranovich L.Y., Contrib. to Mineral. & Petrol., 1996, 126, 1–24.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕЗИС МИКРОСРАСТАНИЙ ЦИРКОНА ИЗ ГРАНИТОИДОВ ВЕРХНЕУРМИЙСКОГО МАССИВА

Мачевариани М.М.

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный» (Горный университет),
г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *wmdmaria@gmail.com*

Широкая распространенность и морфологические особенности исследуемых микросрастаний циркона позволяют затронуть вопрос механизмов и генетических причин подобных срастаний. Цирконы из Верхнеурмийских гранитоидов демонстрируют различные типы двойникового и параллельного роста, морфологическое изучение которых приводит к результатам, ставящим под сомнение концепцию синнойсиса как механизма параллельного роста циркона. В статье предложена альтернативная модель гомоэпитаксиального роста по механизму Франка-ван-дер-Мерве.

MORPHOLOGICAL FEATURES AND MICRO-INTERGROWTH NATURE OF ZIRCON FROM VERCHNEURMIJSKY GRANITOIDS

M.M. Machevariani

National Mineral Resources University (University of Mines), Saint Petersburg, Russia,
e-mail: *wmdmaria@gmail.com*

Widespread distribution and morphological features of micro-intergrown zircons afford ground for discussion of intergrowth laws and its genetic causes. Given zircons from Verchneurmijsky granitoids show the variety types of twinning and parallel growth, morphological investigation of which overturn a synneusis model as a mechanism of zircon microcrystals parallel growth and the proposed alternative model is homoepitaxial growth by a Frank–van der Merwe mechanism.

Циркон является важнейшим акцессорным минералом гранитоидов, комплексное исследование которого способствует решению вопросов генезиса и эволюции формирования различных типов геологических объектов. Изменения параметров среды кристаллизации чутко фиксируются морфологией циркона, что свидетельствует о целесообразности исследования морфологических особенностей, как монокристаллов, так и срастаний цирконов в рамках минерало-генетических исследований.

В рамках данной работы были изучены ростовые особенности индивидов и вариации типов срастаний циркона из посторогенных гранитоидов Верхнеурмийского массива, принадлежащих к различным комплексам: баджальскому комплексу биотитовых гранитов и правоурмийскому комплексу циннвальдитовых (литий-фтористых) гранитов, чей возраст по данным вторично-ионной масс-спектрометрии (SHRIMP-II), составляет 96.3 ± 1.0 и 95.5 ± 0.9 , соответственно [1].

Морфологическому анализу с помощью оптической (ОМ) и сканирующей электронной (SEM) микроскопии, подверглись монофракции циркона (~100 зерен/пробу) из биотитового гранита (Zrn-Bt) и гранит-порфира (Zrn-Prf) баджальского комплекса, а так же из циннвальдитового гранита (Zrn-Znw) правоурмийского редкометалльного комплекса. В исследуемых выборках фиксируются широкая распространенность и морфологическое разнообразие срастаний циркона: от нарастание более мелких кристаллов на так называемый циркон-субстрат, так и двойниковые и параллельные срастание равновеликих зерен.

Традиционно, все многообразие двойников циркона разделяется на два типа: (i) типичный коленчатый двойник с плоскостью двойникования $\{100\}$ или $\{110\}$; (ii) редко встречающийся тип двойникования, когда сросшиеся кристаллы несимметричны относительно плоскости двойникования, которая, в свою очередь, частично проникает в кристаллы. Угол между главными осями сросшихся цирконов – $113^{\circ}5' \pm 20$. [6]

Коленчатые двойники, обладающие зеркальной плоскостью, имеют ростовую природу (рис. 1,а). Второй тип двойников не имеет регулярной плоскости двойникования, разделяющей два индивида, и, соответственно, является осевым двойником (рис. 1. b,c), предположительно деформационной или трансформационной природы.

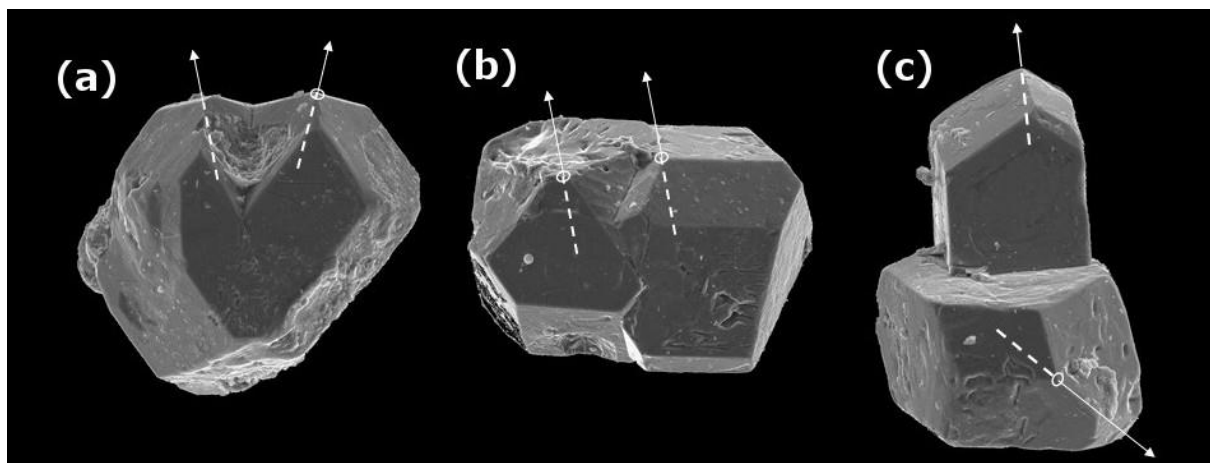


Рис. 1. SE изображения двойников циркона (стрелками показаны предположительные направления оси c): (a) – коленчатый двойник Zrn-Znw с частичным зарастанием плоскости зеркального отражения; (b) – двойник прорастания короткопризматических Zrn-Bt, на дипирамидах обоих кристаллов наблюдаются параллельные трещины, ориентированные по нормали к плоскости срастания; в срастании с микросферолитовыми агрегатами (электронная спектроскопия минеральной фазы демонстрирует пики, соответствующие); (c) – субперпендикулярный сrostок кристаллов Zrn-Znw со слабо измененной скульптурой граней, оба кристалла предположительно соответствуют морфотипу G3.

Вопрос параллельных срастаний циркона чрезвычайно редко затрагивается в литературе, однако, в ряде источников рассматривается в рамках понятия «синнойсис» (synneusis, англ.). [5, 6] Выделяются два типа параллельного роста циркона: (i) плоскостью срастания является призма $\{100\}$ и кристаллы демонстрируют параллельное или близпараллельное удлинение, и, соответственно параллельное расположение осей c ; (ii) кристаллы, лежащие на гранях призм $\{100\}$ или $\{110\}$ и тяготеющие к срастанию вдоль граней дипирамид [6].

Параллельные срастания по плоскостям призм $\{100\}$ и $\{110\}$ являются наиболее распространенным типом срастания цирконов в исследуемых пробах. Максимальное распространение данного типа срастания наблюдается в Zrn-Bt (15%), снижается в Zrn-Prf (10%) и совершенно отсутствуют в Zrn-Znw (рис. 2). Параллельный рост по плоскости призмы m $\{110\}$ считается редко встречающимся [6], однако, он является преобладающим для исследуемых выборок циркона, и сопровождается слабым расхождением (в пределах 5°) в направлениях осей c (рис. 2. Zrn-Bt #6,#11,#12,#26; Zrn-Prf #5, #16). Срастания по призме a $\{100\}$ единичны и демонстрируют параллельность осей c (рис.2. Zrn-Bt #4, Zrn-Bt #32, Zrn-Znw #10).

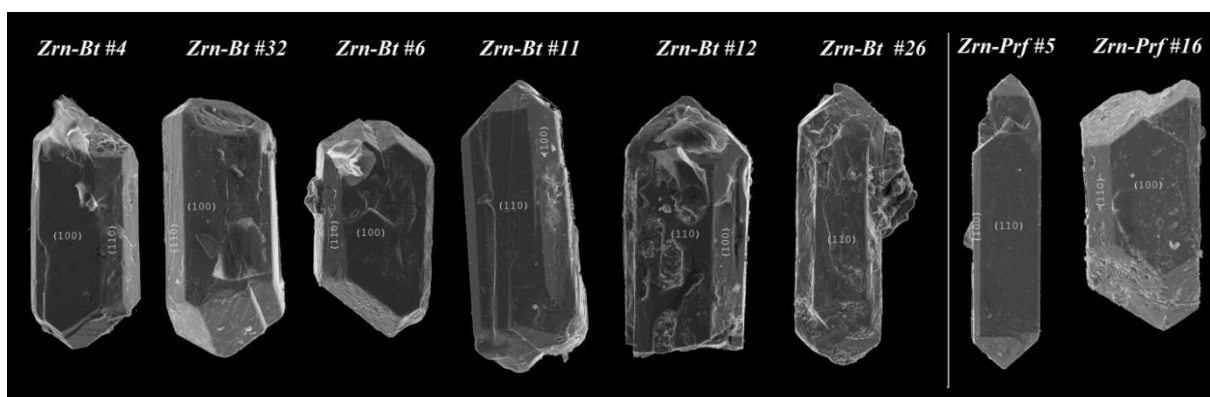


Рис. 2. SE изображение параллельных сростаний кристаллов Zrn-Bt и Zrn-Prf: Zrn-Bt #4, Zrn-Bt #32 – сростание по призме {100}; Zrn-Bt #6, Zrn-Bt #11, Zrn-Bt #12, Zrn-Bt #26, Zrn-Prf #5, Zrn-Prf #16 – сростание по призме {110}.

Концепция синнойсиса подразумевает осуществление эпизодического процесса взаимных девиаций и дальнейшего объединения кристаллов циркона, взвешенных в расплаве. Синнойсис возможен на ранних стадиях консолидации пород, требует магматической турбулентности, обеспечивающей притяжение кристаллов друг к другу и процесса гравитационного осаждения кристаллов различного размера в горизонтальной плоскости. [5,6] Развитие данной идеи выразилось в формулировке возможных условий осаждения и коллесиции кристаллов циркона в магме, первое из которых постулирует длительное сохранение жидкого состояния материнского расплава низкой вязкости и низкой степени кристалличности [7], что, с некоторой степенью вероятности, возможно для исследуемых цирконов. Второе условие ограничивает возможность образования других минеральных фаз в течение процесса осаждения кристаллов циркона [7], что представляется нереальным и опровергается морфологией кристаллов (искривленные ребра призм, как результат угнетенного роста, тесные сростания с монацитом, локально деплетирующий рост циркона, и т.д.).

В связи с нереальностью выполненных условий, обеспечивающих синнойсис цирконов, необходимо рассмотреть альтернативную модель параллельного роста цирконов. В рамках вопроса параллельных сростаний циркона, заслуживающим внимание понятием является автоэпитаксиальный рост. Автоэпитаксиальные формы роста циркона характеризуются ориентированным нарастанием одного кристалла на другой с образованием общей простой формы {100} и разными головками дипирамид [3]. Этот характерный признак автоэпитаксии проявлен в исследуемых цирконах, сростающихся по призме {110} и демонстрирующих небольшой угол между направлениями главных осей, с последующим зарастанием общей призмой {100} с проявлением ступеней роста (рис. 2. Zrn-Bt #6, Zrn-Prf #16), (рис. 3).

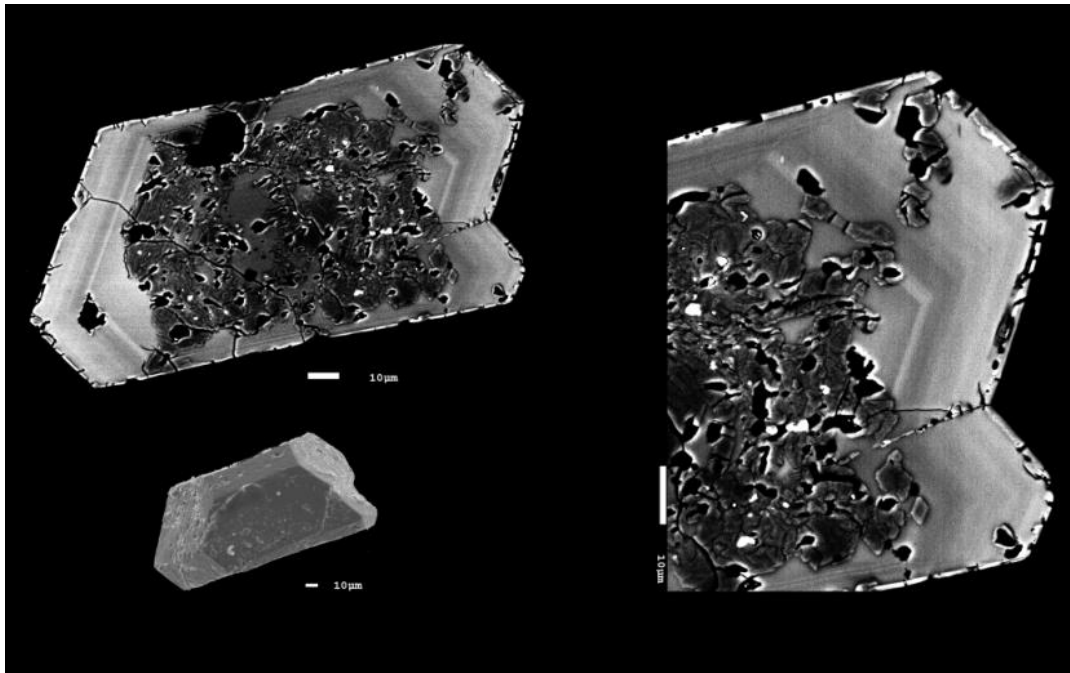


Рис. 3. SE и BSE изображение параллельного сростка кристаллов Zrn-Prf срастающихся по призме {110} с небольшим углом расхождения направлений главных осей, и последующим зарастанием общей призмой {100} с проявлением ступеней роста (на SE изображении) и шовной зоной (на BSE изображении).

А.Э.Гликин предлагает рассматривать обрастание циркона новой генерацией как метасоматическое замещение с избытком объема [2], что приводит к выводу о том, что процессы метасоматического замещения играют значительную роль в образовании полифазных кристаллов циркона, и, возможно в осуществлении процесса автоэпитаксии. Учитывая, что наиболее интенсивный рост идет у выходов дислокаций, метасоматически измененные области с нарушенной структурой являются наиболее предпочтительными для образования автоэпитаксиальных наростов.

Рассмотрение модели автоэпитаксиального роста представляется возможным с использованием величины изменения удельной поверхностной энергии системы $\Delta\sigma$, которая может быть выражена через удельную свободную энергию адгезии σ_s : $\Delta\sigma = 2\sigma - \sigma_s$, где 2σ – удельная свободная энергия поверхности раздела кристалл (зародыш нарастающей фазы) – среда. Удельная свободная энергия адгезии σ_s суть работа (в расчете на единицу поверхности раздела фаз), которую надо затратить для обратимого изотермического отделения кристалла от подложки. Физический смысл величины изменения удельной поверхностной энергии системы – $\Delta\sigma$ есть мера того, насколько труднее расщепить кристалл, чем отделить его от подложки. Следовательно, чем прочнее адгезия кристалла на подложке, тем меньше $\Delta\sigma$, тем меньше работа образования зародыша новой фазы. Величину $\Delta\sigma$ можно выражать через энергию связей, если считать, что кристалл и подложка имеют простые кубические решетки с одним и тем же межатомным расстоянием a : $\Delta\sigma = 2\sigma - \sigma_s = (\epsilon_c - \epsilon_s)/a^2$, где ϵ_s – энергия адсорбции, ϵ_c – энергия связи между ближайшими соседями в кристалле. Следовательно, $\sigma = \epsilon_c / 2a^2$ and $\sigma_s = \epsilon_c / a^2$

В случае автоэпитаксиального роста целесообразно применять механизм Франка-ван-дер-Мерве, характерного для прочной адгезии кристалла на подложке. Энергия связи кристалл – подложка превышает энергии связи между атомами кристалла ($\epsilon_s > \epsilon_1$) и образование одного или нескольких слоев конденсата на подложке термодинамически выгодно,

даже в условиях недосыщения, так как работа образования зародышей на подложке невелика. [3].

Выводы. Морфологические особенности исследуемой выборки цирконов из верхнеурмийских гранитоидов опровергают понятие синнойсис как механизм параллельных сростаний микрокристаллов циркона. Предлагается альтернативная модель формирования параллельных сростаний циркона – автоэпитакциальный рост по механизму Франка-ван-дер-Мерве.

Литература

1. Алексеев В.И., Полякова Е.В., Мачевариани М.М., Марин Ю.Б. Эволюция циркона в посторогенных интрузивных сериях с литий-фтористыми гранитами Дальнего Востока // ЗРМО. 2013. Ч. СХLII, № 3, с. 1–26.
2. Гликин А.Э., Синай М.Ю. Морфолого-генетическая классификация продуктов замещения кристаллов // ЗВМО. 1991. Вып. 1. с. 3–17.
3. Павлов Д.А., Планкина С.М. Изучение основ гетероэпитакциального роста при молекулярно-лучевой эпитаксии // Практикум, Нижний Новгород: Нижегородский госуниверситет, 2013, с. 6–8.
4. Путилин Ю.М., Беякова Ю.А., Голенко В.П. Синтез минералов // В 2-х томах. Том 2. М.: Недра, 1987. 256 с.
5. Alexandrov P., Synneusis of zircon: why not? // Mineralogical Magazine, 2001, vol. 65(1), pp. 71–79.
6. Jocelyn J., Pidgeon R.T., Examples of twinning and parallel growth in zircons from some Precambrian granites and gneisses // Mineralogical magazine, 1974, vol. 39, pp. 587–94.
7. Vance J.A., On Synneusis // Contr. Mineral. and Petrol., 1969, vol. 24, pp. 7–29.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОРОД И РУД МАССИВА ВУРУЧУАЙВЕНЧ (МОНЧЕГОРСКИЙ ПЛУТОН, МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Пахалко А.Г.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
(ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *Aleksey_Pahalko@vsegei.ru*

Массив Вуручуайвенч является частью Мончегорского плутона и находится в центре Кольского полуострова. Известен массив своим платинометальным обогащением со средним содержанием 2–2,5 г/т МПГ. Главные породы массива – габбронориты и анортозиты. Впервые установлено наличие пропилитовых пород на территории массива. Выявлены две группы пропилитов различающихся по минеральному составу. Отмечается различие в содержании суммы РЗЭ в габброноритах и пропилитах. Близость графиков содержания РЗЭ во всех породах массива может указывать на их генетическую связь. Среди минералов платиновой группы в рудах массива Вуручуайвенч преобладают арсениды и сульфидарсениды. С помощью Rb-Sr изотопной системы определен возраст пропилитов – 2470±130 млн. лет. Изотопные данные указывают на незначительное участие коровой компоненты в формировании пород и руд массива Вуручуайвенч.

RESULTS OF PETRO-GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC ROCK AND ORE STUDY VURUCHUAIVENCH MASSIF (MONCHEGORSK PLUTON, MURMANSK REGION)

Pakhalko A.G.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FSUE VSEGEI), SaintPetersburg,
Russia, e-mail: *Aleksey_Pahalko@vsegei.ru*

Vuruchuaivench massif is part of the Monchegorsk pluton and located in center of the Kola Peninsula. Its known for PGE mineralization with an average of 2–2.5 ppm. Main rocks of massif – gabbronorites and anortosites. First established presence of propylite rock on territory of the massif. Identified two groups propylite differing by mineral composition. There is a difference in the total REE content in gabbronorites and propylites. Closeness of REE graphs concentrations in all rocks may indicate their genetic relationship. Arsenides and sulphoarsenides prevail among platinum group minerals in Vuruchuaivench massif. The age of propylites (Rb-Sr isotopic system) – 2470 ± 130 Ma. Isotopic data indicate a slight part of a crustal component in formation of rocks and ores in Vuruchuaivench massif. Keywords: PGE-bearing, propylites, platinum-group minerals, age of the rocks, Rb-Sr isotopic system.

Краткая геологическая характеристика массива Вуручуайвенч. Массив Вуручуайвенч представляет собой полого падающее на юго-восток клинообразное тело, залегающее на гранито-гнейсах архейского фундамента и перекрытое породами Кукшинской свиты Имандра-Варзугской серии (рис. 1). Породы выходят на дневную поверхность к юго-западу и юго-востоку от массива Нюд-Поаз и по простиранию прослеживаются в северо-восточном направлении на 7–8 км.

Взаимоотношение Мончегорского плутона (Мончеплутон) и массива Вуручуайвенч были предметом дискуссий более 50 лет. Однако исследования четко указывают, что породы данного массива являются продолжением естественного ряда расслоенных пород и

представляют верхнюю часть Мончегорского плутона, хоть и весьма метасоматически измененную [5, 7, 9, 10, 11].

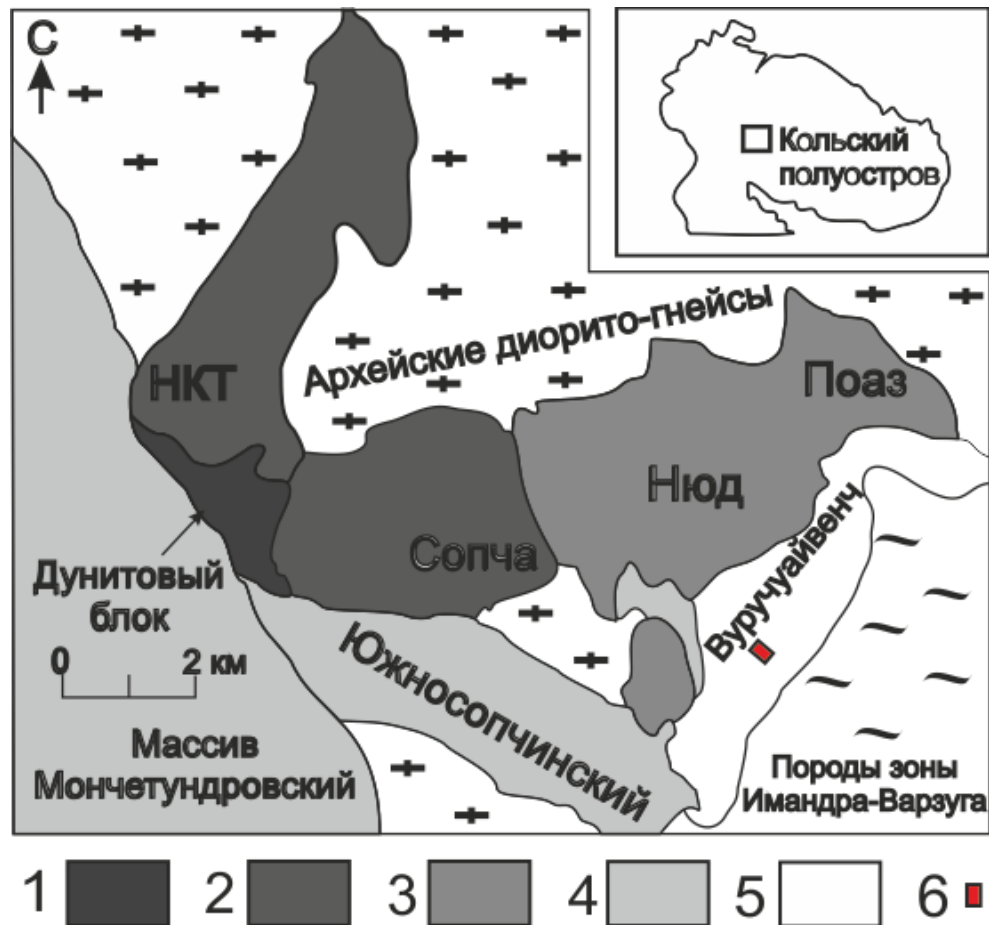


Рис. 1. Расположение Мончеплутона и массива Вуручайвенч в нем. По данным [9]. 1 – Дуниты, 2 – Перидотиты и пироксениты, 3 – Нориты, 4 – Нориты и габбронориты, 5 – Габбронориты и анортозиты, 6 – расположение детального участка.

Массив имеет сложное двухчленное строение [9, 12]. Выделяется нижняя часть разреза, представленная монотонными безрудными габброноритами, и верхняя, оруденелая габбронорит-анортозитовую часть, формирование такого специфического разреза также дискуссионно [5, 12].

Детальное петрографическое изучение детального участка [7] позволило выделить 2 главные разновидности пород. Первая – неизменные и слабоизменённые габбронориты, вторая – это хлоритовые пропилиты, среди которых выделяется альбит-кварц-хлоритовая ассоциация с оруденением и безрудная альбитовая. Также на территории обнаружена сильно метасоматизированная дайка габбро-долерита, относящаяся к комплексу Мончеплутона [7].

В средней части разреза массив Вуручайвенч выявлен протяженный риф, представленный серией сближенных линз метагабброноритов, содержащих вкрапленное сульфидное медно-никелевое и платинометальное оруденение [9].

Содержания ЭПГ+Au в рудах массива Вуручуайвенч варьирует от первых граммов до первых десятков граммов на тонну с преобладанием палладия над платиной и в среднем составляет более 3 г/т [10].

По комплексу минеральных видов оруденение рифа Вуручуайвенч представлено практически всеми группами МПМ, но особенностью является широкое развитие арсенидов и сульфоарсенидов [3, 10].

Петрохимические и геохимические особенности пород. Петрохимические особенности пород массива Вуручуайвенч в настоящее время достаточно подробно изучены. Согласно петрографическому кодексу [8], породы интрузива Вуручуайвенч принадлежат к основным породам нормальнощелочного подотряда.

Габбронориты и пропилиты различаются в содержании Al_2O_3 (20 и 25%), MgO (7,5 и 3%), Na_2O (2 и 3.5%), K_2O (0,2 и 0,75%). Содержание кремнезема в породах 46,6–51,8%, при этом наименьшие его содержания характерны для пропилитов из рудной зоны. Для габброноритов общее содержание железа около 5%, а среднее отношение $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 7 \div 1$, в пропилитах их соотношение примерно $1 \div 1$, а содержание варьирует от 3 до 7% и, скорее всего, объясняется развитием в них гематита. Отмечается концентрирование халькофильных (Cu, Ni, Co) и обеднение крупноионными элементами (Rb, Ba и Sr) в пропилитах из рудной зоны и, наоборот, для пропилитов из нерудной зоны – характерно накопление крупноионных и вынос халькофильных элементов. Максимальное содержание МПГ – 4,6 г/т, из них 3,95 г/т это Pd.

Общий характер поведения кривых для разных пород практически не отличается. Четко прослеживается высокая дисперсия, то есть разброс значений (рис. 2 розовая зона) в пропилитах из рудной зоны. Содержание РЗЭ в амфиболовом метасоматите повышенное – 65 г/т и распределение соответствует габбро-долеритам дайкового комплекса Мончеплутона [10].

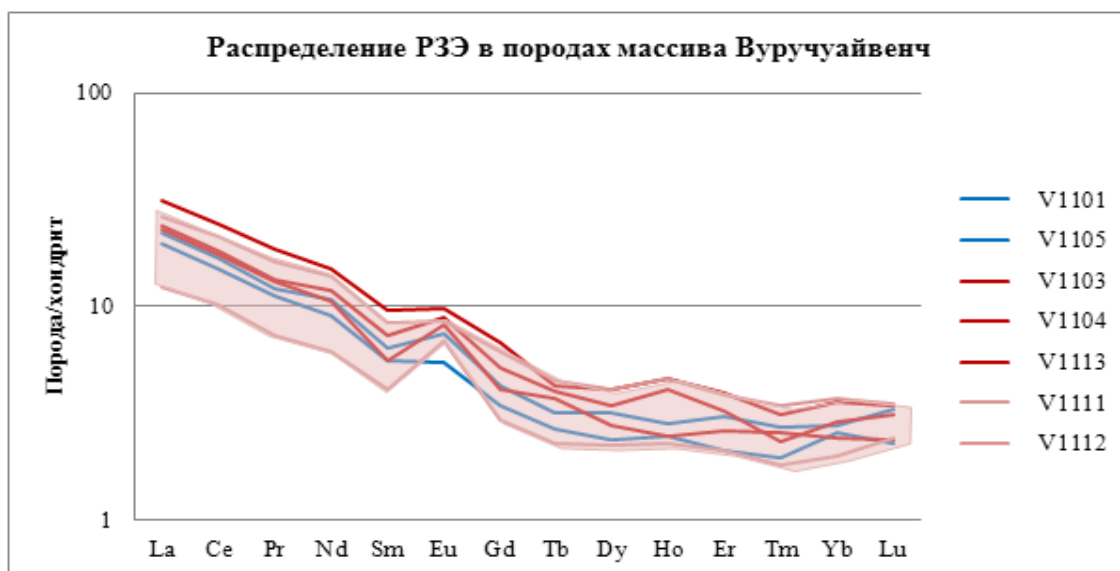


Рис. 2. Распределение РЗЭ в породах интрузива Вуручуайвенч. Нормализация к хондриту C1 по [13]. Синим отмечены габбронориты, красным – пропилиты из нерудной зоны, розовым – пропилиты из рудной зоны.

Положительная европиевая аномалия прослеживается как в измененных, так и свежих породах массива. Для пропилитов из рудной зоны отмечается наибольшее значение европиевой аномалии $Eu/Eu^* = 1,98$, в пропилитах из нерудной зоны ($Eu/Eu^* = 1,44$) и габбро-

норитах ($Eu/Eu^* = 1,23$) это значение меньше. Накопление европия может также происходить в окислительной среде при постмагматических процессах [1, 6], что, скорее всего, и является причиной высокого содержания европия в пропилитах. Более высокая европиевая аномалия в пропилитах из рудной зоны свидетельствует о более кислой обстановке, которая также могла способствовать накоплению МПГ.

Результаты изотопных исследований. Данные по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным системам даны в таблице и на рисунке 3.

Таблица

Данные Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем

| Образец | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | Rb (ppm) | Sr (ppm) | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ |
|----------------|----------|----------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------|----------|---------------------------------|---------------------------------|
| V1111 Вал | 0.669 | 3.155 | 0.1281 | 0.511495 ± 9 | 2.718 | 386.0 | 0.0203 | 0.704225 ± 10 |
| V1111 Св. мин. | | | | 0.512743 ± 3 | 6.643 | 356.7 | 0.0538 | 0.705470 ± 12 |
| V1111 Кв+хлор | | | | 0.512753 ± 2 | 0.588 | 506.8 | 0.00335 | 0.703681 ± 15 |

Примечание: Св. мин. – смесь светлых минералов, Кв.+хлор. – смесь кварца и альбита с хлоритом. Анализ проведен в центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ».

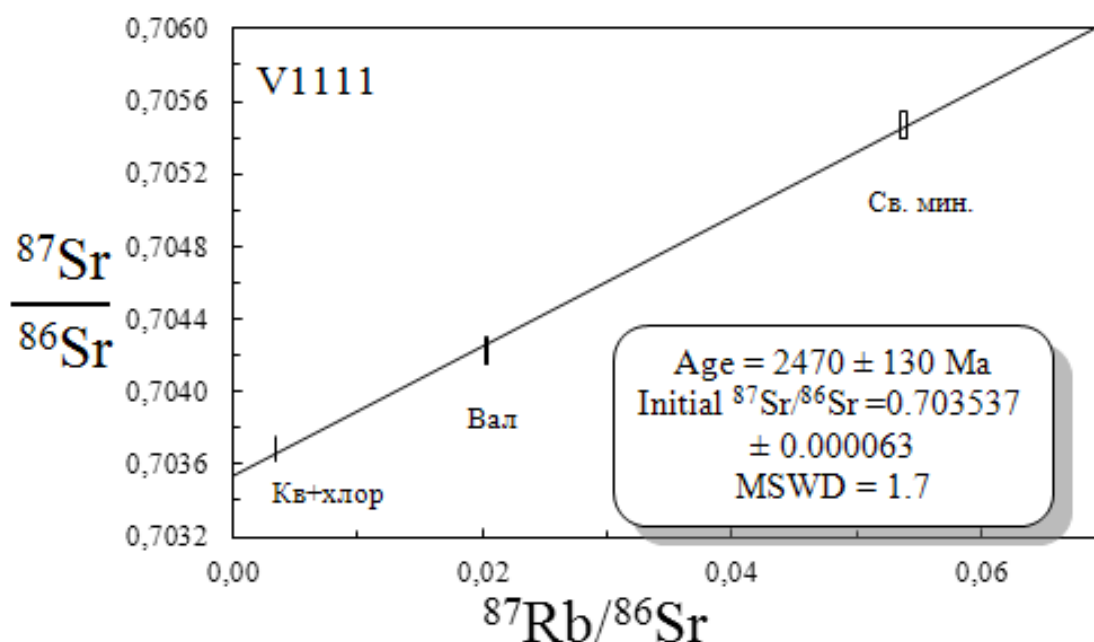


Рис. 3. Изотопная Rb-Sr изохрона для образца пропилита V1111.

Несмотря на то, что валовая и две минеральные точки ложатся на единую прямую линию (рис. 3) с небольшой величиной MSWD, возрастная ошибка относительно велика из-за малого диапазона вариации отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Тем не менее, полученные данные могут свидетельствовать: 1) возраст метасоматитов периферической зоны Мончеплутона, в частности массива Вуручайвенч, составляет 2470 ± 130 Ма, что дает основание относить эти образования к расслоенной серии собственно Мончеплутона (2.5 млрд лет [2]); 2) возраст метасоматоза пород периферической зоны Мончеплутона близок по времени с

магматической кристаллизацией пород данных массивов. Также эти данные подтверждают модель формирования верхней части массива Вурчуйвенч из насыщенного водным флюидом остаточного расплава [5]. Значение I_{Sr} ($I_{Sr} = 0.703537$) согласуется с результатами, полученными для пород расслоенной серии Мончеплутона ($I_{Sr} \approx 0.704$ [10, 11]) и отвечает мантийному параметру, а учитывая близкое к мантийному значение тяжелого изотопа серы $\delta^{34}S$ ($\delta^{34}S = 1,4\%$) [4], можно утверждать о незначительном участии коровой компоненты в формировании пород и руд массива Вурчуйвенч.

Литература

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов // М.: Наука, 1976 – 265 с.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. – 174 с.
3. Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. Рудная платинометальная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 329–352.
4. Гроховская Т.Л., Тевелев А.В., Носик Л.П. Процессы формирования платинометальной минерализации в массиве Мончетундра, Кольский полуостров // Минералогия Докембрия: Материалы Всероссийской конференции. – Петрозаводск, 2009.
5. Кнауф В.В., Гусева Н.С. О новом рудно-формационном типе платинометальных руд в двухчленных разрезах массивов южного обрамления Мончегорского расслоенного плутона. 2010 // <http://www.natires.com/obramlenie.pdf>.
6. Крупенин М.Т. Редкоземельные и малые элементы во флюоритах и вмещающих доломитах Суранского месторождения (нижний рифей, Южный Урал) // Геохимия, 1999, 11. С. 78–89. (соавторы – П.Меллер, П.Дульский).
7. Пахалко А.Г. Петрохимические и геохимические критерии платиноносности массива Вурчуйвенч, (Мончегорский плутон, Мурманская область) // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58.
8. Петрографический кодекс. Издание третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 194 с.
9. Припачкин П. В., Рундквист Т. В. Геологическое строение и платиноносность юго-западной части массива предгорий Вурчуйвенч (Мончегорский комплекс, Кольский полуостров) // Руды и металлы. 2008. № 5. С. 61–68.
10. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2-х частях. Под ред. Ф.П. Митрофанова и В.Ф. Смолькина. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2004. 177 и 177 с.
11. Смолькин В.Ф. Тессалина С.П. Проблемы происхождения расслоенных интрузий палеопротерозоя по данным изотопных исследований // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минералогия Северо-Запада России. Материалы Всероссийской конференции. – Петрозаводск 2007.
12. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный Мир, 2006. 364 с.
13. McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. Chem. Geol. 120, 223–253.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ И КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ ОРТОН-ФЕДОРОВСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ПЛОЩАДИ (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Пritchina В.И.^{1,2} Исупов Н.Г.¹

¹Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (ФГУП «СНИИГГиМС»), г. Новосибирск, Россия, e-mail: *geology@sniiggims.ru*

²Новосибирский государственный университет (НГУ), г. Новосибирск, Россия

На примере Ортон-Федоровской золоторудной площади рассмотрен минеральный состав золотоносных метасоматических образований и гидротермальных кварцевых жил. Сделана попытка выявления метасоматической зональности и выделение этапов формирования изучаемых пород. Кратко освещен вопрос формы нахождения золота в метасоматитах и в кварцевых жилах.

MINERALOGY AND PETROGRAPHY OF METASOMATITES AND QUARTZ VEINS IN THE ORTON-FEDEROVSKAYA GOLD ORE AREA (KEMEROVO REGION)

Pritchina V.I.^{1, 2}, Isypov N.G.¹

¹Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources («SRIGGandMR»), Novosibirsk, Russia, e-mail: *geology@sniiggims.ru*

²Novosibirsk State University (NSU), Novosibirsk Russia,

The paper considers mineral composition of gold-bearing metasomatic bodies and hydrothermal quartz veins in the Orton-Federovskaya gold ore area. The authors attempted to reveal metasomatic zonation and formation stages of rocks under study. The question of gold deportment in metasomatites and quartz veins is briefly discussed.

В связи с высокой степенью отработанности золоторудных месторождений известных формационных типов в Алтае-Саянском регионе особое значение приобретает проведение геологоразведочных работ, ориентированных на нетрадиционные месторождения золота. В последнее время появились данные о возможной связи крупнообъемных гидротермально-метасоматических золоторудных месторождений золото-сульфидно-кварцевого формационного типа связанных с докембрийскими преимущественно аповулканическими зеленосланцевыми комплексами. В Кузнецком Алатау и Горной Шории для поиска таких месторождений перспективным является позднедокембрийский калтасский зеленосланцевый комплекс, принимающий участие в строении Федоровско-Магызы-Калтасской структурно-металлогенической зоны. [3]

Изучаемая нами Ортон-Федоровская площадь входит в состав Ортон-Балыксинского рудного района. Зафиксированный общий объем добычи россыпного золота составил 30 т.

Как показали поисковые работы, проведенные на площади аналогичного типа (Кедровский участок и Комсомольская площадь), источником рудного золота являются не только золотоносные кварцевые жилы, но и линзо-пластообразные залежи золотоносных метасоматитов и сформировавшиеся по ним золотоносные коры выветривания. Именно эти образования обеспечили прирост прогнозных ресурсов коренного золота (за последние 6 лет на Кедровском участке P2 – 80 т; на Комсомольской площади P2 – 12 т).[1]

В рамках прогнозно-поисковых работ на золото в пределах Ортон-Федоровской золоторудной площади (Кемеровская область) проводимых ООО «Тэтис-Т» в период с 2012 по 2014 год, ФГУП «СНИИГГиМС» по договору-подряду выполнял отдельные виды работ. В част-

ности, изучались околорудные метасоматические изменения. Были изучены золотоносные метасоматиты березит-лиственитового ряда и золотоносные кварцевые жилы.

Золотоносные метасоматиты образуются вследствие метасоматических изменений пород зеленосланцевого комплекса. Наиболее часто встречаются метасоматиты по метаплатоническим и метагипабиссальным породам основного состава, так же встречаются метасоматиты по парасланцам и по карбонатным породам. В золоторудных зонах выделены метасоматиты березит-лиственитовой формации кварц-альбит-серицит(парагонит)-анкеритового минерального типа.

Выделяются 4 минеральных ассоциации:

1. Хлорит-серицит (парагонит)-альбитовая;
2. Кварц-хлорит-серицит (парагонит)-анкеритовая;
3. Хлорит-серицит (парагонит)-альбит-анкеритовая;
4. Серицит (парагонит)-альбит-кварц-анкеритовая.

В результате метасоматического замещения образуется зональность, в которой выделяется три зоны: 1) внешняя зона характеризуется обязательным присутствием хлорита, хотя его количество в породе может сильно варьироваться, что может быть вызвано составом первоначальной породы. Кроме хлорита в состав пород этой зоны могут входить кварц, альбит, серицит, в незначительном количестве анкерит; 2) промежуточная зона характеризуется большим количеством серицита, анкерита, отсутствием хлорита и малым количеством альбита; 3) внутренняя зона имеет анкерит-кварцевый состав, для нее характерны породы гидротермально-метасоматического происхождения и гидротермалиты.

Несмотря на то, что в большинстве случаев зональность нарушена наложенными процессами динамометаморфизма и тектоники, примеры такой зональности выявлены при изучении скважин 13, 14 и траншеи 100, вскрывающих рудное тело. Внешняя зона выделяется по наличию хлорита, количество которого варьирует от 5 до 30%. Кроме хлорита породы внешней зоны сложены кварцем, серицитом, альбитом, в меньшей степени анкеритом. Помимо метасоматически измененных габброидов во внешней зоне метасоматической колонки встречаются слабо серицитизированные и анкеритизированные, мраморизованные известняки. Внутренняя зона, характеризующаяся повышенными содержаниями золота, сложена гидротермально-метасоматическими кварц-анкеритовыми породами с реликтами замещаемых пород.

В пределах внутренней кварц-анкеритовой зоны прослеживается закономерное увеличение относительного количества кварца от края к осевой части. Своего максимального значения (4:5) соотношение анкерит: кварц достигает (по скважине 13) на глубине 45 метров, где и зафиксированы наибольшие, для данного рудного сечения, содержания золота (1,83 г/т).

При изучении канавы 15 также были выявлены элементы зональности. Постоянными минералами, прослеживающимися во всех зонах метасоматической колонки, являются серицит и кварц. Внешняя зона имеет ассоциацию серицит-кварц-альбит-хлорит-анкеритовую, анкерит находится в подчиненном количестве, центральная зона имеет серицит-кварц-анкеритовый состав, альбит практически нацело замещен серицитом и карбонатом, хлорит отсутствует. Содержание золота в центральной зоне достигает 20 г/т.

Для рудных интервалов характерно наличие коротких, линзующихся жил кварца мощностью от 5 до 30 см, обычно конформных сланцеватым породам, иногда секущих их под острым углом. Кварц молочно-белого цвета, мелко-крупнозернистый, сильно трещиноватый с многочисленными пустотами и приоткрытыми трещинами, частично заполненных лимонитом. Иногда отмечаются зерна и агрегаты сульфидов, как вкрапленного типа, так и приуроченного к плоскостям трещиноватости. Вдоль трещиноватости образуются и

гранобластовые агрегаты тонкозернистого кварца, иногда с мелкозернистыми скоплениями светлых слюд. К последним приурочены чешуйчато-листоватые выделения видимого золота. Агрегаты золота отмечаются и в ассоциации с сульфидами (рис. 1), иногда тонкая вкрапленность в кварце и анкерите (рис. 2).

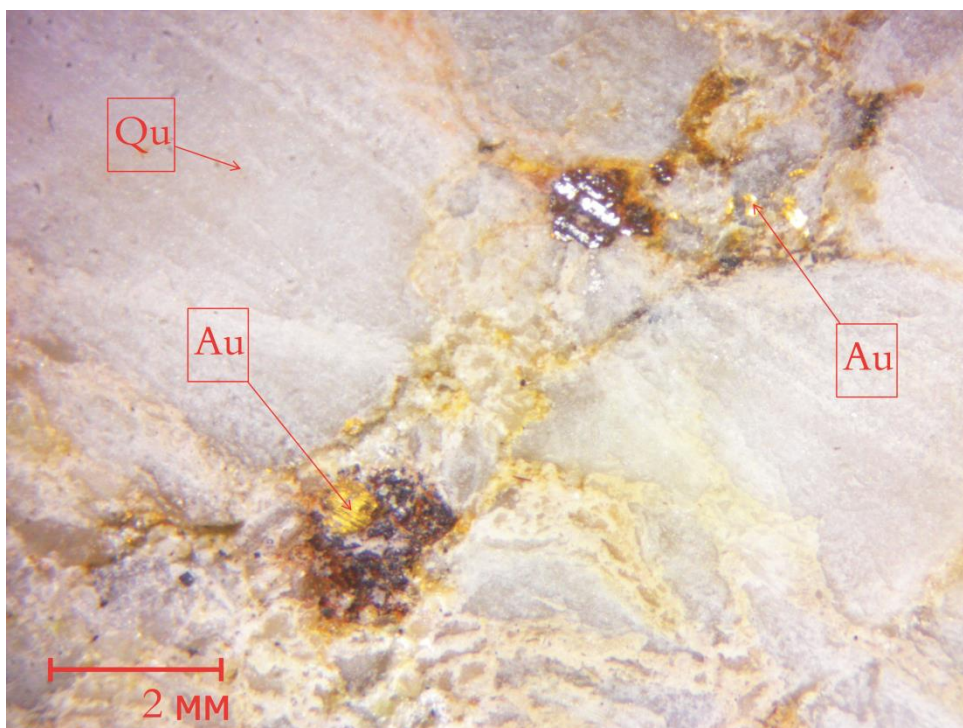


Рис. 1. Включения золота в окисленном зерне пирита и кварце.

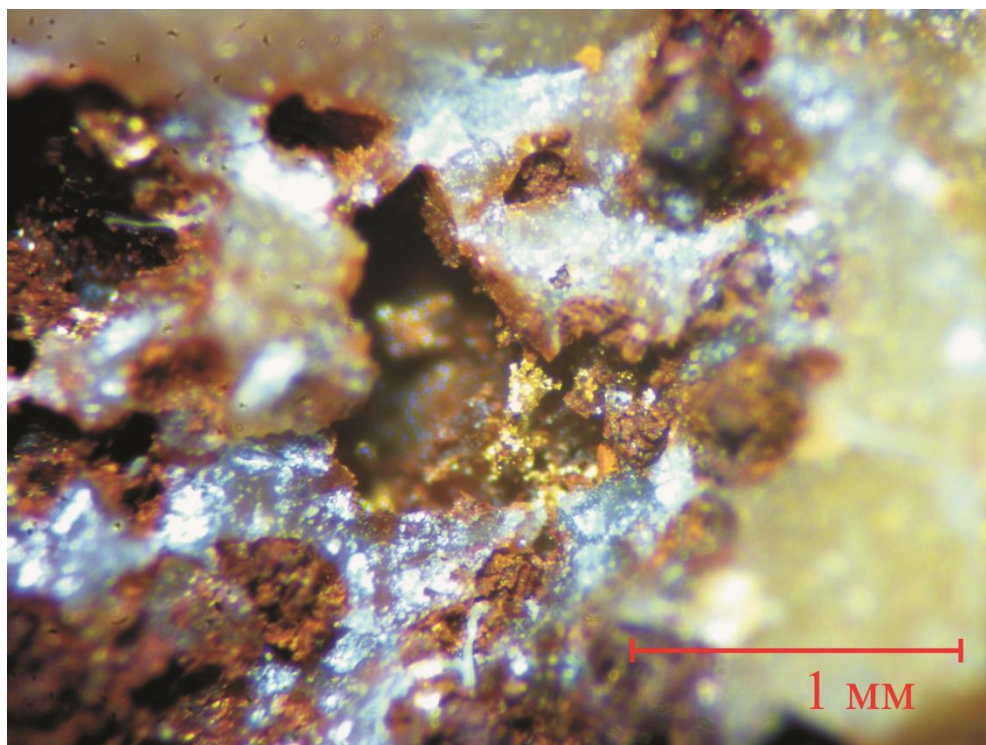


Рис. 2. Дендритоподобное выделение золота в пустоте от выщелоченного анкерита из анкерит-кварцевой жилы.

По результатам изучения полированных шлифов на сканирующем-электронном микроскопе, метасоматиты и сопровождающие жильные гидротермалиты (жилы, прожилки) содержат практически одинаковый по составу набор сульфидов – пирит, халькопирит, блёклые руды, сфалерит и галенит. Отмечено наличие мелкого золота с пробностью 850–860 в окисленном пирите из кварцевых жил, а так же наличие мелкого золота с пробностью 840–850 в парагоните из метасоматитов.

На основании изученных материалов можно описать предварительную последовательность формирования минеральных ассоциаций на примере изменения габбро-долерита: 1) окварцевание и замещение темноцветов амфиболом (актинолитом), деанортизация плагиоклаза; 2) замещение амфибола хлоритом и серицитом, деанортизация плагиоклаза; 3) полное замещение темноцветов, замещение альбита эпидотом, затем серицитом и карбонатом, смена массивной текстуры на прожилковую; 4) приобретение сланцеватой текстуры за счет сдвиговых деформаций вдоль трещин контролирующей развитие этого процесса [2]; 5) карбонатизация и окварцевание (карбонат по составу отвечает доломит-анкериту или анкериту), иногда сопровождается образованием порфиробластовой структуры и гидротермальными жилами; 6) кварц-карбонатная гидротермальная жильная минерализация.

Исходя из минерального состава, выявленной зональности и предварительной модели последовательности формирования, вышеописанные метасоматические образования можно назвать беризитоподобными и отнести к беризит-лиственитовой формации.

Литература

1. Белоножко Е.А., Крутошинский И.Ю., Кондрин В.К. Прогнозно-поисковые работы на рудное золото в пределах Федоровско-Балыксинского рудного поля, республика Хакасия. // Руды и Металлы 2006. № 6. С. 50–52.
2. Сазонов В.Н., Бородаевский Н.И., Генезис текстур и структур метасоматитов березит-лиственитовой формации. Свердловск: Уральский научный центр. 1980. 10 с.
3. Шепель А.Б., Гавриленко М.Е. Перспективы золотоносности и поисков крупнообъемных месторождений золота нетрадиционного типа в докембрийских зеленосланцевых комплексах западной части Алтае-Саянской складчатой области.// Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Тезисы Третьего Всероссийского симпозиума с международным участием. – 2004. – С. 245–247.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПЛАТИНОНОСТИ ИНТРУЗИВА ГИЛАМБИР ШАМКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Садыхов Э. Али оглы

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ») г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *sadikhov.emin@gmail.com*

Содержание статьи является результатом исследований, проведенных автором при участии в работе Министерства экологии и природных ресурсов Азербайджана. Основой для исследований послужил фактический материал, собранный автором во время полевых работ, а также фондовые материалы. В результате изучения пород интрузива и вмещающих его пород и на основе анализа геохимических данных и построенных дискриминационных диаграмм, обстановка охарактеризована как островодужная система. Выявленные предшествующими работами повышенные содержания элементов платиновой группы контрольными пробами не подтвердились, однако интрузив перспективен на поиски меди, цинка, золота.

GEODYNAMIC ENVIRONMENTS OF FORMATION AND PLATINUM POTENTIAL OF THE GILAMBIR INTRUSION OF THE SHAMKIR ANTICLINORIUM (LESSER CAUCASUS)

Sadigov E. Ali oglu

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FSUE «VSEGEI»), Saint Petersburg, Russia, e-mail: *sadikhov.emin@gmail.com*

This article is the result of work made by the author in Ministry of Ecology and Natural Resources of Azerbaijan. The bases of the work are actual materials and were collected by author during the field work and library materials. The result of the research intrusion and the enclosing rocks on the basis of geochemical analyzes and constructed discriminatory diagrams, described the situation as island arc system. Test samples to identify the platinum group elements were negative, and the whole of the intrusion is not promising for further exploration, but given the geodynamic situation can be studied in the future for copper, zinc and gold.

Рудные полезные ископаемые Азербайджана находятся в основном в пределах Малого Кавказа и приурочены к широко проявленным плутоническим образованиям в пределах Лок-Карабагского региона. В соответствие с этим необходимы дальнейшие исследования с целью углубления знаний о магматитах Малого Кавказа и расшифровки структур региона и изучения геодинамических явлений, что, в свою очередь, позволит повысить качество прогноза полезных ископаемых.

Исследуемая площадь среднеюрского Гиламбирского интрузива (16 км²) находится в пределах Шамкирского антиклинория Лок-Карабагской тектоно-магматической зоны. В его строении преобладают порфировидные плагиолейкограниты, реже плагиограниты [1].

Плагиолейкограниты – средне-крупнозернистые, неравномернозернистые порфировидные породы зеленовато-серого цвета. Состоят из крупных округлых порфировидных выделений кварца (30–40%), меньших по размеру зерен плагиоклаза альбит-олигоклаза (30–60%) и небольшого количества темноцветных минералов – темно-зеленого амфибола и бурого биотита, в сумме составляющих около 10%. Из аксессуарных минералов присут-

ствуют сфен и циркон. Иногда отмечаются биотитовые разновидности лейкоплаггиогранитов с содержанием бурого биотита до 10%.

Плаггиогранит-порфиры и плаггиограниты играют подчиненную роль среди пород интрузива. Макроскопически это средне-мелкозернистые породы с пятнистой неравномерной текстурой и гранофировой основной массой. Состоят из порфировидных выделений или вкрапленников, представленных кварцем и плаггиоклазом, в мелкозернистой массе содержатся также кварц и плаггиоклаз. Темноцветные минералы содержатся в небольшом количестве, представлены темно-зеленым амфиболом и бурым биотитом; акцессории – апатит и циркон. Рудные минералы: пирит, изредка галенит, которые не превышают 1% от общей массы породы; пирит часто замещается оксидами железа.

Вторичные изменения в породах интрузива широко проявлены в виде пропилитизации и березитизации (кварц-серицит-хлорит-карбонатных изменениях) разной интенсивности: от частичного замещения минералов до образования пропилитов и березитов. При пропилитизации эпидот и хлорит замещают биотит; по плаггиоклазу развивается серицит, альбит и хлорит; карбонат с кварцем иногда образуют прожилки. При березитизации альбит и кварц часто образуют прожилки, плаггиоклаз серцитизируется, хлорит замещает биотит и амфибол. Карбонат развивается по амфиболу и также образует тонкие прожилки.

По петрохимическим особенностям плаггиогранитоиды Гиламбирского интрузива характеризуются крайне низкой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,0\% - 5,8\%$) при содержании SiO_2 от 73 до 76,5% и значительном преобладании натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} > 11$). На TAS диаграмме фигуративные точки этих пород образуют поле в области низкощелочных лейкогранитов (плаггиолейкогранитов), реже низкощелочных гранитов (плаггиогранитов) (рис. 1, Б). В геохимическом отношении плаггиолейкограниты характеризуются повышенным содержанием Zn (800–3000г/т), а также Cu (2000–10000г/т), Au (0,2–0,8 г/т).

Вмещающие породы байоского яруса представляют собой непрерывный ряд вулканитов от базальтов до риолитов. Во вкрапленниках вулканитов базальтового состава присутствуют клинопироксен и плаггиоклаз-лабрадор; основная масса характеризуется микролитовой структурой. Базальты часто имеют миндалекаменную структуру, миндалины заполнены кварцем, карбонатом, хлоритом, эпидотом.

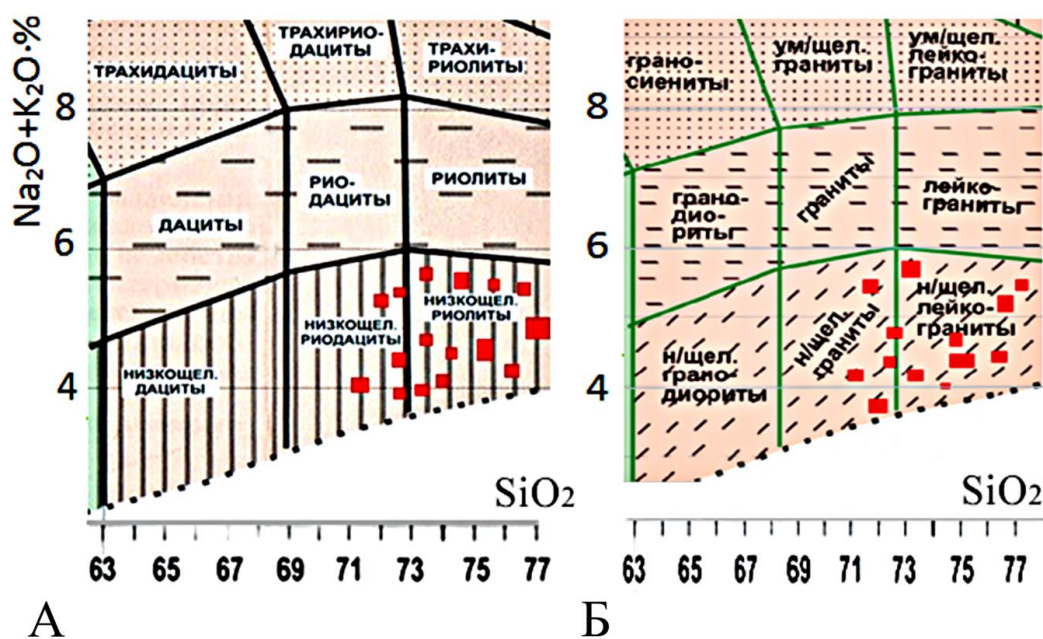


Рис. 1. Положение фигуративных точек пород Лок-Карабагской тектоно-магматической зоны на TAS диаграммах для вулканических (А) и плутонических пород (Б).

Риолиты, риодациты – светло-желтые, порфиривого облика. Вкрапленники представлены плагиоклазом (25%) и кварцем (40%), в основной массе плагиоклаз-олигоклаз, кварц и биотит, практически полностью замещенный хлоритом.

По петрохимическим особенностям, как интрузивные породы Гидамбирского массива, кислые вулканы характеризуются крайне низкой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 3,8-5,9\%$) при резком преобладании натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 16$). На TAS диаграмме фигуративные точки этих пород образуют поле в области низкощелочных риолитов, реже низкощелочных риодацитов (рис. 1, А).

По химическому составу породы Гидамбирского интрузивного массива, как видно из приведенных анализов, хорошо сопоставимы с вулканами кислого состава, что подтверждает правомерность объединения их в единую вулкана-плутоническую ассоциацию.

С целью определения геотектонической позиции гранитоидов Гидамбирского интрузива применен ряд дискриминационных диаграмм, которые основаны на содержаниях в породах как главных элементов, так и элементов-примесей.

Наиболее широко известными и используемыми для интерпретации геодинамической позиции гранитоидов являются диаграммы Дж. Пирса, [3], использующие соотношения Rb-Y-Nb и Rb-Ta-Nb. Из всего набора элементов в гранитоидах наилучшими дискриминантами являются именно эти элементы. На диаграмме выделены поля гранитов океанических хребтов (ORG), внутриплитные граниты (WPG), граниты вулканических дуг (VAG) и коллизионные граниты (COLG). В результате построения дискриминационных диаграмм точки составов интрузивных пород Гидамбирского интрузива попадают в поле гранитов вулканических дуг (рис. 2). Таким образом, тектоническую позицию рассматриваемого байоского интрузива можно обозначить как островную дугу.

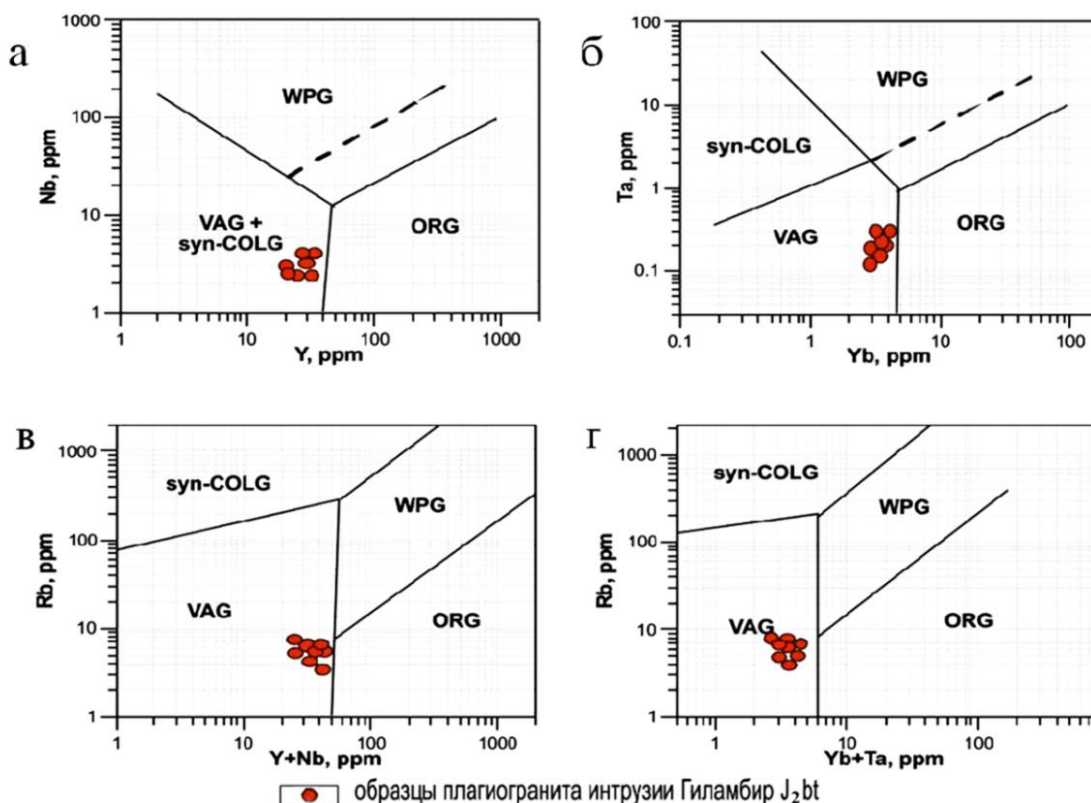


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы Дж. Пирса. а) Nb-Y, б) Ta-Yb, в) Rb-Y+Nb, г) Rb-Yb+Ta [2]. Обозначения на диаграммах: граниты океанических хребтов (ORG), внутриплитные граниты (WPG), граниты вулканических дуг (VAG) и коллизионные граниты (COLG).

Для углубления понимания тектонической позиции Гиламбирского интрузива, также были построены спайдер – диаграммы и спектры распределения редкоземельных элементов (рис. 3).

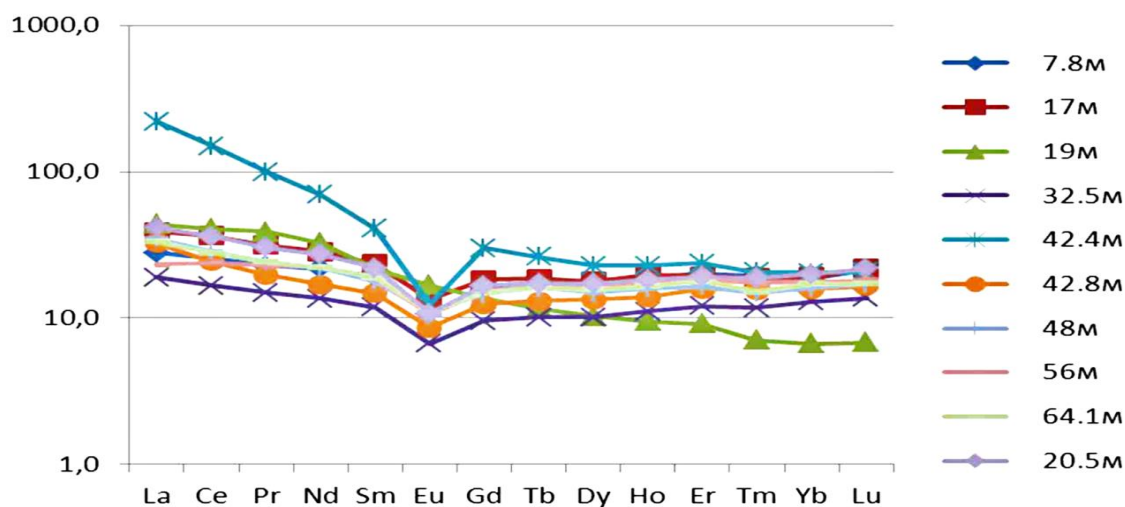


Рис. 3. Спектры распределения редкоземельных элементов в образцах керн интрузива (Ги-ламбир, скважина № 1). Нормирование по хондриту C1, [2].

Полученное распределение характеризуется близким к недифференцированному хондритовому распределению, что в свою очередь является характерным для плагиогранитов островных дуг.

В результате предшествующих исследований в интрузиве Гиламбир была обнаружена повышенная концентрация платины [2]. В результате проведенной автором статьи работы высокие значения для элементов платиновой группы не подтвердились. Малая перспективность интрузива на платину подтверждается также петрографическим составом пород рудоносных зон, в которых отсутствуют минералы – концентраторы платины. Содержания платины в образцах плагиолейкогранитов <0,30 ppm. Несмотря на отрицательный результат для поисков платины, Гиламбирский массив может считаться перспективным для поисков медной, цинковой и золотой минерализации.

Литература

1. Исмаил-Заде А.Д., Мустафаев Г.В., Рустамов М.И. Геология Азербайджана. Т. III. Магматизм. Баку, 2001. 433 с.
2. Отчет геологоразведочных работ министерства природных ресурсов и экологии Азербайджана, 2011. Шамхорский регион.
3. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks // J.Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

МАГНЕТИТОВЫЕ МИКРОСФЕРЫ ИЗ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ПОРОД РАЗРЕЗА УСОЛКА, ПРЕДУРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ

Сунгатуллин Р.Х., Глухов М.С., Закиров М.И., Сунгатуллина Г.М.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, (КФУ), г. Казань, Россия,
e-mail: *gluhov.mixail2015@yandex.ru*

Впервые приведены морфологическое описание и анализ химического состава магнетитовых микросфер из осадочных пород разреза Усолка. Главными элементами микросфер являются железо и кислород. В микросферах равномерно распределен Mn (до 0.68 %); в некоторых образцах содержатся Cr и Ni, в незначительном количестве присутствуют Si, Al, Ca, K, отсутствует Ti. Сопоставление палеозойских магнетитовых микросфер Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины подтвердило их единый генезис как космических образований. Находки микросфер можно использовать для расчленения и корреляции полифациальных толщ.

MAGNETITE MICROSPHERES FROM CARBONIFEROUS ROCKS OF THE USOLKA SECTION, PRE-URALIAN FOREDEEP

Sungatullin R.Kh., Glukhov M.S., Zakirov M.I., Sungatullina G.M.

Kazan (Volga) Federal University (KFU), Kazan, Russia, e-mail: *gluhov.mixail2015@yandex.ru*

The first time the morphological description and analysis of the chemical composition of magnetite microspheres of sedimentary rocks Usolka section. The main elements of the microspheres are iron and oxygen. In microspheres uniformly distributed Mn (to 0.68 %); in some samples contain Cr and Ni, in small quantities of Si, Al, Ca, K, no Ti. Comparison of Paleozoic magnetite microspheres Pre-Uralian foredeep and the Caspian Depression confirmed their genesis as a single space education. Findings of the microspheres can be used for subdivision and correlation polyfacies deposits.

Биостратиграфические, литологические, минералого-геохимические методы, включая определения абсолютного возраста осадочных пород, испытывают огромные трудности при сопоставлении разрезов разной фациальной природы. Одним из дополнительных инструментов, который можно использовать при корреляции полифациальных толщ разного стратиграфического уровня [5, 10 и др.], являются находки в осадочных породах магнетитовых микросфер с диаметром до 1 мм. Среди геологов происхождение подобных микрочастиц вызывает споры. К основным процессам их образования относятся природные земные (эндогенная активность [2, 3, 7], гидротермальные и флюидные эманации в осадочных толщах [6]), космические (метеоритная бомбардировка [4, 8, 9]) и искусственные (техногенные).

Настоящее сообщение посвящено морфологическому описанию и анализу химического состава магнетитовых микросфер, извлеченных с помощью препаровальной иглы и постоянного магнита из порошковых микропалеонтологических проб разреза Усолка. Последний расположен в осевой части Бельской впадины Предуральского прогиба и характеризуется непрерывностью седиментации, хорошей обнаженностью, обилием конодонтовой фауны; он детально изучен в биостратиграфическом и литологическом аспектах отечественными и зарубежными учеными [11, 16, 18, 20 и др.] и предлагается в качестве эталонного стратиграфического объекта для переходных пермо-карбоновых отложений

[19]. Отобранные микросферы анализировались в лаборатории сканирующей электронной микроскопии Междисциплинарного центра «Аналитическая микроскопия» Казанского федерального университета на автоэмиссионном сканирующем электронном микроскопе «MERLIN» Carl Zeiss, оснащенный энергодисперсионным спектрометром «AZTEC» X-MAX Oxford Instruments (аналитики Ю. Н. Осин, В. В. Воробьев).

Изученные нами микрочастицы обладают сферичной формой и диаметром 95–200 мкм (таблица). Они значительно превосходят по размерам аналогичные объекты из других регионов [5, 8–10 и др.], но вдвое меньше микросфер из палеозойских пород Прикаспийской впадины [14]. Усольские микросферы обладают разнообразной рельефной поверхностью (такыры, таблички, выступы, микрократеры, треугольные впадины и др.), что, наряду с почти идеальной сферичностью, считается одним из определяющих критериев космогенности подобных объектов [4, 8, 10, 12, 15].

Анализ химического состава микросфер показывает (см. таблицу), что главными элементами являются железо и кислород. Поэтому минеральный состав микросфер является очень примитивным и включает поликристаллический агрегат магнетита (преобладает) и вюстит; возможно, присутствует и небольшая доля самородного железа. Подобный состав очень характерен для каменных метеоритов [1, 4]. В микросферах равномерно распределено незначительное (максимум – 0.68 %) количество марганца; в единичных образцах содержания хрома и никеля достигают, соответственно, 0.14 и 0.13 %. В микросферах отсутствует титан, в незначительном количестве присутствуют Si, Al, Ca, K, что может указывать на их формирование в результате абляции каменных метеоритов [17].

Таблица

Состав микросфер в касимовских отложениях разреза Усолка

| Образец | Диаметр мкм | Элементы, вес. % | | | | | | | | | |
|---------|-------------|------------------|-------|------|------|------|------|------|------|------|--|
| | | Fe | O | Mn | Cr | Al | Si | Ca | Na | Cl | Прочие |
| 12,5 | 200 | 76.31 | 22.64 | 0.28 | – | 0.14 | 0.40 | 0.08 | – | – | Zn–0.02, Mg–0.11 |
| 9,8 | 100 | 75.81 | 22.77 | – | 0.08 | 0.19 | 0.41 | 0.09 | 0.27 | 0.08 | P–0.09, S–0.07, K–0.14 |
| 8,5–1 | 190 | 76.17 | 22.65 | 0.34 | 0.14 | 0.28 | 0.34 | 0.08 | – | – | – |
| 8,5–2 | 120 | 76.95 | 22.39 | 0.13 | – | – | 0.19 | 0.04 | 0.18 | 0.05 | Ni–0.07 |
| 8,5–4 | 95 | 74.36 | 23.23 | 0.68 | – | 0.57 | 1.01 | 0.12 | – | – | V–0.03 |
| 8,35–1 | 150 | 76.66 | 22.52 | – | – | 0.10 | 0.24 | – | 0.19 | 0.03 | S–0.04, Zr–0.22 |
| 8,35–2 | 120 | 74.42 | 23.05 | 0.64 | 0.04 | 0.33 | 0.90 | 0.09 | 0.17 | 0.09 | Cu–0.14, Mg–0.11 |
| 8,35–3 | 190 | 76.26 | 22.55 | 0.35 | 0.08 | 0.19 | 0.27 | 0.07 | 0.16 | 0.07 | – |
| 8,35–4 | 150 | 75.98 | 22.63 | – | – | 0.13 | 0.26 | 0.16 | 0.30 | 0.18 | P–0.19, K–0.18 |
| 8,35–6 | 135 | 76.10 | 22.75 | – | – | 0.20 | 0.55 | 0.03 | – | – | Zn–0.25, Mg–0.11 |
| 8,35–7 | 125 | 76.99 | 22.51 | – | – | 0.17 | 0.19 | – | – | – | Mg–0.13 |
| 8,35–9 | 135 | 76.00 | 22.68 | – | – | 0.11 | 0.30 | 0.21 | 0.15 | 0.09 | P–0.10, S–0.04, Sc–0.07, K–0.13, Mg–0.13 |

Примечание. Прочерк – не обнаружено

Сопоставление содержаний кислорода и железа в магнетитовых микрочастицах разреза Усолка и в палеозойских породах Прикаспийской впадины подтверждает единый генезис данных образований. Таким образом, по вышеуказанным химическим и минералогическим параметрам магнетитовые микросферы изученного разреза Усолка, с большой вероятностью, можно отнести к объектам космического происхождения.

Исходя из вышеизложенного, можно констатировать, что нахождение магнетитовых микросфер в осадочных толщах, независимо от их генезиса, может выступить дополнительным инструментом для повышения детальности расчленения и точности сопоставления разрезов, привести к пересмотру моделей биотических кризисов, помочь при поисках залежей углеводородов [14] и других стратифицируемых полезных ископаемых. Полученные результаты являются первичными и предполагают продолжение исследований в направлении поиска других диагностических признаков для определения генезиса металлических микросфер в осадочных породах.

Литература

1. Адушкин В.В., Попель С.И. Мелкодисперсные частицы в природных и техногенных геосистемах // Физика Земли. 2012. № 3. С. 81–92.
2. Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т. Рудная минерализация в вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря // Геохимия. 2014. № 2. С. 158–177.
3. Голева Р.В., Луговская И.Г., Мельников М.Е. О генезисе «космических шариков» в железомарганцевых рудах Мирового океана // Отечественная геология. 2014. № 1. С. 55–61.
4. Грачев А.Ф. К вопросу о природе космической пыли в осадочных породах // Физика Земли. 2010. № 11. С. 3–13.
5. Грачев А.Ф., Корчагин О.А., Цельмович В.А., Коллманн Х.А. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и состав // Физика Земли. 2008. № 7. С. 42–57.
6. Енгальчев С.Ю. Признаки проявления эндогенных процессов в верхнедевонских отложениях на северо-западе Московской синеклизы и их минерагеническое значение // Вестник Воронежского государственного университета. Серия Геология. 2013. № 1. С. 75–88.
7. Карпов Г.А., Мохов А.В. Микрочастицы самородных металлов, сульфидов и оксидов в андезитовых пеплах Карымского вулкана // Вулканология и сейсмология. 2010. № 3. С. 19–35.
8. Корчагин О.А. Присутствие металлических микросфер и микрочастиц в раннем сеномане Крыма – «космическое пылевое событие» // Доклады Академии наук. 2010. Т. 431. № 6. С. 783–787.
9. Корчагин О.А., Цельмович В.А., Дубинина С.В. Метеоритные микросферы и частицы из глубоководных известняков верхнего кембрия (Батырбай, Южный Казахстан) // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 3. С. 17–22.
10. Корчагин О.А., Цельмович В.А., Поспелов И.И., Цяньтао Бянь Космические магнетитовые микросферы и металлические частицы вблизи границы пермь-триас в точке глобального стратотипа границы (слой 27, Мэйшань, Китай) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 432. № 2. С. 232–238.
11. Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.
12. Печерский Д.М., Нургалиев Д.К., Фомин В.А., Шаронова З.В., Гильманова Д.М. Космическое железо в осадках мела-даниа // Физика Земли. 2011. № 5. С. 12–34.
13. Сергиенко Е.С., Цельмович В.А., Попов В.В., Цибульская А.Е., Драбкина Е.А., Петров И.Н. Микроструктура, состав и магнитные свойства зювитов Карской астроблемы // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Санкт-Петербург, Петродрворец, 20–24 сентября 2010 г. С. 227–233.
14. Сунгатуллин Р.Х., Сунгатуллина Г.М., Осин Ю.Н., Трифонов А.А. Космическое вещество в нефтеносных отложениях Среднего Каспия // Нефтяное хозяйство. 2014. № 9. С. 77–79.
15. Цельмович В.А., Гиндилис Л.М., Шевелев Г.Н. Магнитные микрочастицы из пылевой компоненты Челябинского метеорита. Предварительные материалы // Материалы V Всероссийской

- молодежной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2013. С. 196–199.
16. Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 402 с.
 17. Finkelman R.B. Magnetic particles extracted from manganese nodules: suggested origin from stony and iron meteorites // *Science*. – 1970. V. 167. P. 982–984.
 18. Nelson S.T., Ritter S.M. A large carbon isotope anomaly at the Carboniferous–Permian boundary: the Usolka River section of Russia // *Permophiles*. 1999. V. 33. P. 19–21.
 19. Sungatullina G. M., Sungatullin R. Kh., Davydov V. I., Shilovsky O. P., Zakirov M. I., Gareev B. I., Batalin G. A., Statsenko E.O. Results of the research of the Kasimovian rocks of the Usolka section, South Ural // *Proceeding of Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2014 «Carboniferous and Permian Earth systems, stratigraphic events, biotic evolution, sedimentary basins and resources (October, 20–23 2014). Kazan, 2014. P. 91–92.*
 20. Zeng Jun, Cao Chang-qun, Davydov V.I., Shen Shu-zhong. Carbon isotope chemostratigraphy and implications of palaeoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the southern Urals, Russia / *Gondwana Research*. 2012. V. 21. P. 601–610.

ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯННАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПОРОДАХ КИНГАШСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (СЗ ВОСТОЧНОГО САЯНА)

Юричев А.Н.

Томский государственный университет (ТГУ), г. Томск, Россия, e-mail: juratur@sibmail.com

Объектом исследования является золото-серебрянная минерализация пород Кингашского дунит-верлит-пикритового массива, являющегося эталонным объектом для одноименного ультрамафитового комплекса в Канской глыбе (северо-западная часть Восточного Саяна) и включающего в себя одноименное крупное Cu-Ni с ЭПГ месторождение. Несмотря на повышенный интерес многих исследователей к массиву, ряд вопросов его петрологической природы, а также механизмы формирования и локализации в нем руд по настоящее время остаются дискуссионными.

В настоящей статье предпринята попытка охарактеризовать Au-Ag минерализацию в ультрамафитах Кингашского массива. Показан типоморфизм минералов золота и серебра и их химический состав.

GOLD-SILVER MINERALIZATION IN ROCKS OF KINGASHSKY ULTRAMAFIC MASSIF (NW OF EASTERN SAYAN)

Yurichev A.N.

Tomsk State University (TSU), Tomsk, Russia, e-mail: juratur@sibmail.com

Object of study in the article is the Au-Ag mineralization of rocks of the Kingashsky dunite-wehrlite-picritic massif, which is the standard an object of the same name ultramafic complex in the Kan block (north-western part of the Eastern Sayan) and includes eponymous large Cu-Ni with PGE deposit. Despite the increased interest of many researchers to the massif, a number of issues on its petrological nature and mechanisms of formation and localization in it ores at the moment remain controversial.

In this article attempts to characterize the Au-Ag mineralization in ultramafites of Kingashsky massif. Typomorphism minerals of gold and silver, and their chemical composition are presented.,

Введение. Ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые массивы считаются производными мантийных расплавов и несут не только ценную информацию о глубинных зонах земли, но и позволяют проследить эволюцию ультраосновного и основного магматизма. С ними связаны месторождения хромитовых, медно-никелевых сульфидных руд, элементов платиновой группы (ЭПГ) и др.

Ультрамафиты и мафиты различной формационной принадлежности пользуются значительным распространением в пределах Канской глыбы Восточного Саяна. Они картируются в виде многочисленных массивов, чаще небольших размеров, и привлекают внимание многих исследователей в связи с их потенциальной рудоносностью [3, 5, 6, 11]. Однако формационная принадлежность и металлогеническая специализация данных объектов часто оказываются дискуссионными и требуют дальнейшего изучения.

Объектом настоящего исследования является благороднометальная Au-Ag минерализация Кингашского дунит-верлит-пикритового массива, являющегося эталонным объектом для одноименного ультрамафитового комплекса и включающего в себя одноименное крупное Cu-Ni с ЭПГ месторождение [1–4]. Несмотря на повышенный интерес в послед-

ние несколько десятилетий исследователей к массиву, остаются до конца нерешёнными вопросы глубины его формирования, комагматичности ультраосновных и основных пород, условий формирования и локализации руд.

Геологическая характеристика исследуемого объекта. Кингашский дунит-верлит-пикритовый массив (PR₁ по [7], R₁ по [1]) отличается довольно сложным и неоднозначным внутренним строением, в связи с чем, несмотря на пристальное к нему внимание, многие аспекты его внутреннего строения и происхождения остаются дискуссионными. Одни исследователи относят его к расслоенным интрузивам [2–3], другие считают его субвулканическим телом базальт-коматиитовой формации [8], третьи рассматривают его в качестве фрагмента кингашского базальт-коматиитового вулканического комплекса [5], четвертые считают, что по формационным признакам массив больше соответствует полигенным комплексам, а не расслоенным интрузивам [1].

Кингашский массив в плане картируется в виде крупной линзы (3×0,7 км), вытянутой в северо-западном направлении, и имеет согласное залегание со структурой пород обрамления. Контакты его с вмещающей толщей тектонические. Массив сложен ультрамафитами и габброидами, со значительным преобладанием первых. Ультрамафиты обнажаются в его северной части, а в южной они перекрываются габброидами (рис. 1).

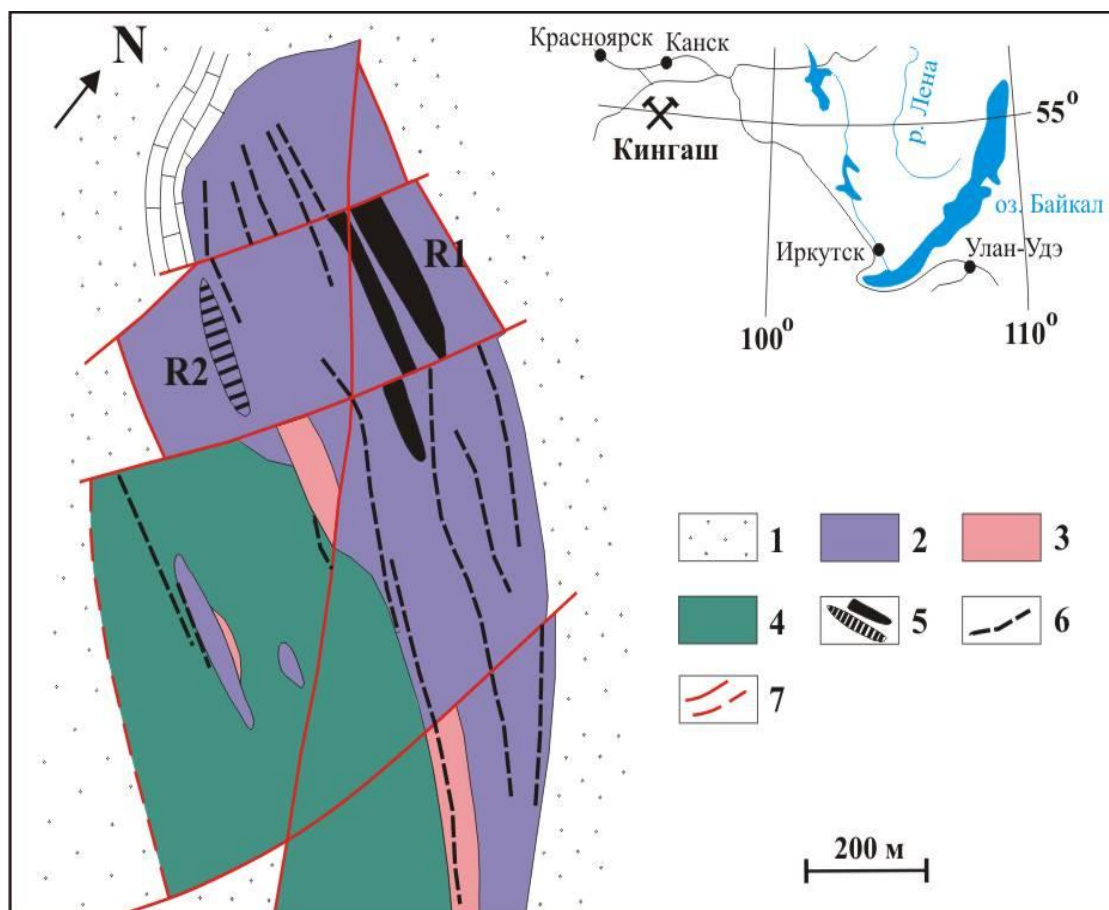


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кингашского массива (по [3]).

1 – позднеархейская бирюсинская свита, представленная амфиболитами и гнейсами с прослоями мраморов; 2–3 – ультрамафиты: 2 – дуниты и верлиты, 3 – клинопироксениты; 4 – габбро; 5 – продуктивные платиноидные горизонты: разведанный (R1), предполагаемый (R2) – предполагаемый; 6 – отдельные тела с вкрапленной пентландит-пирротин-халькопиритовой минерализацией; 7 – тектонические нарушения.

Согласно нашим исследованиям, ультрамафитовая часть разреза массива сложена, преимущественно, кумулятивными дунитами и их серпентинизированными разностями, при этом верлиты и пикриты пользуются ограниченным распространением. Выделяемые породы не обнаруживает какой-либо стратификации в массиве, а распределяются хаотично. Можно предположить, что образование ультрамафитового тела осуществлялось в магматической камере в условиях активной тектонической обстановки, когда режим сжатия периодически сменялся растяжением.

В моменты растяжения, очевидно, происходило пульсационное внедрение в камеру по образовавшимся в ней ослабленным зонам неоднородных по составу ультраосновных расплавов, которые возникли в результате магматической дифференциации в глубинных промежуточных магматических очагах. Габброиды, перекрывающие ультрамафиты, очевидно, представляют собой последующую, оторванную по времени, фазу внедрения, при этом наблюдаемые на контакте ультрамафитов и габброидов клинопироксениты, вероятно, являются реакционными образованиями.

В настоящее время наибольший практический интерес представляют ультрамафиты массива, вмещающие Pt-Cu-Ni оруденение. Установлено, что промышленные пирротин-пентландитовые руды с минералами ЭПГ обособляются в интерстициях, главным образом, кумулятивных дунитов и их серпентинизированных разностях. Руды преимущественно вкрапленные (интерстиционно-вкрапленные, гнездово-вкрапленные, сидеронитовые и шпирово-вкрапленные) и охватывают в разной степени все ультрамафиты месторождения. Минеральный состав руд типичен для медно-никелевых месторождений раннего протерозоя [4], а особенности состава сульфидной ассоциации вместе с геохимией платиноидов свидетельствуют о высокой железистости в целом кингашской рудно-магматической системы и о быстром охлаждении и кристаллизации сульфидной жидкости без значительного фракционирования.

Золото-серебряная минерализация. Минералы Au-Ag минерализации в ультрамафитах Кингашского массива представлены гесситом, аргентитом, самородным золотом, медистым и палладистым золотом, электрумом, кюстелитом, аурикупридом, тетрааурикупридом, амальгамой золота и серебра (табл.). Они образуют отдельные единичные зерна и их сростки с преимущественным размером 5–30 мкм, редко отмечаются выделения до 0,35 мм. Данная минерализация выявляется во всех типах руд. Однако наиболее часто минералы золота и серебра ассоциируют с халькопирит-кубанитовыми агрегатами, реже находятся в пентландите, пирротине, хромшпинелиде и основной силикатной матрице породы (рис. 2).

Во вкрапленных и жильных сульфидных рудах широко распространенным минералом является гессит, который ассоциирует с алтаитом, халькопиритом, пентландитом и минералами платиновой группы (меренскиитом, майченеритом). Ассоциация с последними, очевидно, объясняет частое «загрязнение» химического состава минерала микропримесями Pt и Pd (табл. 1).

Наиболее распространенными минералами золота являются Au-Ag сплавы, отвечающие по составу электруму, реже отмечается самородное золото и кюстелит. Эти минералы выявлены во всех типах руд и представлены субизометричными и проволочковидными зернами размером до 0,2 мм.

**Средние составы минералов золота и серебра в ультрамафитах
Кингашского месторождения, вес. %**

| Минерал | Число анализов | Cu | Au | Ag | Hg | Te | Pd | S | Сумма |
|-----------------|----------------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|--------|
| Золото | 7 | – | 87,17 | 12,04 | 0,96 | – | – | – | 100,17 |
| Cu-золото | 3 | 7,88 | 89,31 | 4,01 | 0,09 | – | – | – | 101,29 |
| Pd-золото | 3 | – | 80,96 | 16,80 | – | – | 1,66 | – | 99,41 |
| Тетрааурикуприд | 6 | 29,50 | 64,83 | 5,60 | – | – | – | – | 99,93 |
| Аурикуприд | 4 | 45,77 | 50,16 | 2,96 | – | – | – | – | 98,89 |
| Электрум | 6 | 0,70 | 51,05 | 46,04 | 0,57 | 0,04 | – | – | 98,39 |
| Кюстелит | 2 | 0,79 | 28,37 | 67,93 | 0,11 | 0,06 | – | – | 97,24 |
| Гессит | 3 | – | – | 58,62 | – | 38,60 | 0,03 | – | 97,26 |
| Аргентит | 2 | – | – | 87,28 | – | – | – | 12,72 | 100,00 |

Примечание: Определение химического состава осуществлялось на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II LMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si(Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск), оператор А.С. Кульков. Для выборки также использованы анализы по Г.И. Шведову, В.Н. Князеву [4, 9–10].

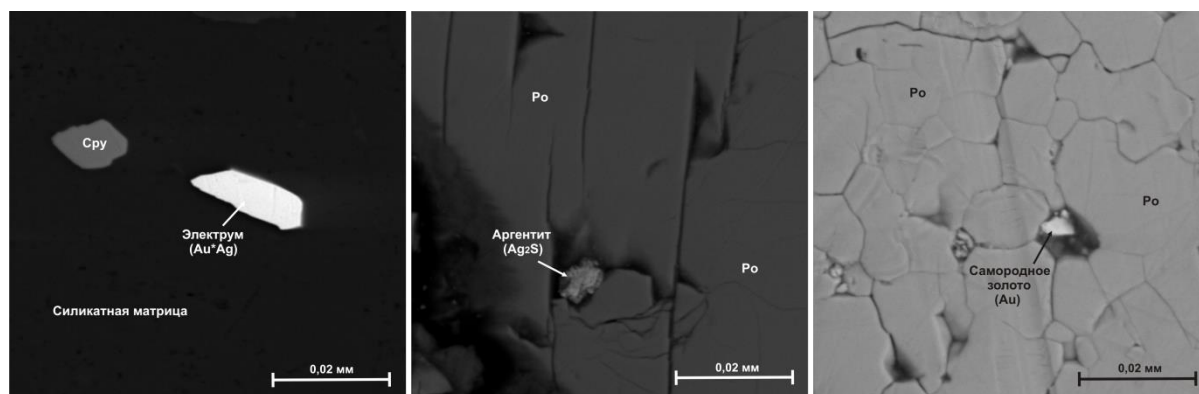


Рис. 2. Минералы Au и Ag в ультрамафитах Кингашского массива. *Ро* – пирротин; *Сру* – халькопирит.

Аурикуприд, тетрааурикуприд, медистое и палладистое золото, амальгама золота преимущественно выявляются в коре выветривания, что отмечалось ранее [4, 10].

Присутствие в составе сульфидных руд Кингашского массива кроме Ni, Cu, Co, платиноидов также Au-Ag минерализации открывает перспективы использования комплексного подхода при разработке руд месторождений кингашского типа.

Литература

1. Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Глазунов О.М. и др. Возраст и природа вещества Кингашского ультрамафит-мафитового массива, Восточный Саян // ДАН. – 2009. – Т. 429. – № 5. – С. 645–651.
2. Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. – Иркутск: Изд-во ИГТУ, 2003. – 192 с.
3. Глазунов О.М. Перспективы расширения минерально-сырьевой базы цветных металлов в Саянской никель-платиноносной провинции // Минерально-сырьевая база цветных металлов. – Красноярск, 2009. – С. 19–24.

4. Князев В.Н. Геология и условия образования благороднометалльного и медно-никелевого оруднения Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян): дисс. ... к.г.-м.н. – Красноярск, 2004. – 145 с.
5. Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Романов А.П., Князев В.Н. Канский зеленокаменный пояс и его металлогения (Восточный Саян). – Красноярск: КНИИГиМС, 2003. – 134 с.
6. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири / под ред. В.И. Богнибова, А.П. Кривенко, А.Э. Исоха и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 1995. – 151 с.
7. Схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. – Новосибирск: СНИИГиМС, 2002. – 178 с.
8. Цыпуков М.Ю., Ножкин А.Д., Бобров В.А., Шипицын Ю.Г. Коматиит-базальтовая ассоциация Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Геология и геофизика. – 1993. – № 8. – С. 98–108.
9. Шведов Г.И., Толстых Н.Д., Некос В.В., Поспелова Л.Н. Минералы элементов платиновой группы в сульфидных медно-никелевых рудах Кингашского массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 11. – С. 1842–1848.
10. Шведов Г.И., Некос В.В., Третьяков Н.А. Новые данные о минералогии базит-ультрабазитовых массивов Кингашского рудного района (Восточный Саян) // Платина в геологических формациях Сибири: Общероссийский семинар. – Красноярск: КНИИГиМС, 2001. – С. 134–135.
11. Юричев А.Н. Мафит-ультрамафитовый магматизм Канской глыбы и его рудный потенциал, Северо-Запад Восточного Саяна // Руды и металлы. – 2013. – № 3. – С. 11–20.