

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ УДОКАН-ЧИНЕЙСКОГО РАЙОНА И УРАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Б.И. Гонгальский¹, Л.Б. Макарьев², С.К. Вояковский²

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, e-mail: kgrt-61@ya.ru

² Всероссийский геологический институт, Санкт-Петербург,
e-mail: Sergey_Voyakovsky@vsegei.ru

В Удокан-Чинейском районе Северного Забайкалья присутствуют разновозрастные породы базит-гипербазитового состава представляющие собой разноглубинные образования вулканоплутонических систем: расслоенные массивы (PR1)– приповерхностные пологие интрузии (PR2) – вулканогенные отложения депрессий (MZ) и лавое плато (KZ). С палеопротерозойскими расслоенными анортозит-габброноритовыми массивами чинейского комплекса связаны магматические месторождения оксидных (Fe-Ti-V) и сульфидных (Cu, PGE) руд. С ними пространственно совмещены гидротермальные Au-Ag-Cu месторождения и месторождения медистых песчаников (Удокан). Кроме того в районе известны небольшие месторождения и рудопроявления U, Au, Ag, Pb, Zn и других металлов, которые залегают как в раннепротерозойских отложениях удоканского комплекса, так и в венд-кембрийских отложениях Верхнекаларской впадины, гранитоидах ингамакитского (позднепалеозойского возраста) комплекса, базальтах Чукчудинского грабена мезозоя. Они могут быть ассоциированы с пологими телами и дайками габброноритов неопротерозоя, небольшими штоками и дайками микрогаббро, габбродиабазов, щелочных базальтов в мезозое [Геологическое ..., 2002].

На геологических картах Удокан-Чинейского района только дайки граносиенит-порфиоров Удоканского месторождения и дацитовых порфиоров участка Базальтовый Чинейского массива относятся к мезозойским образованиям. В обнажении на 54 км железной дороги Чара-Чина нами обнаружен пакет даек субщелочных базальтов с закалочными стеклами на контактах (рис. 1), которые очень близки по составам пород и элементам-примесям к меловым щелочным базальтам Тундакского силла, расположенного южнее в правобережье реки Витим, что свидетельствует о проявлении здесь трахибазальт-трахитового вулканизма позднего мезозоя, развитого в рифтогенных структурах ближайшего обрамления [Казимировский ..., 2001]. Кроме того, в восточной части Лурбунского гранитного плутона ингамакитского комплекса, в приконтактной зоне Чинейского массива обнаружены небольшие штоки и дайки диоритовых порфиритов – граносиенит-порфиоров – лампрофиоров. В строении Чинейского массива представлены также базальты неоген-четвертичного возраста Удоканского лавового в виде небольшого покрова и нека кайнозойских оливиновых базальтов.

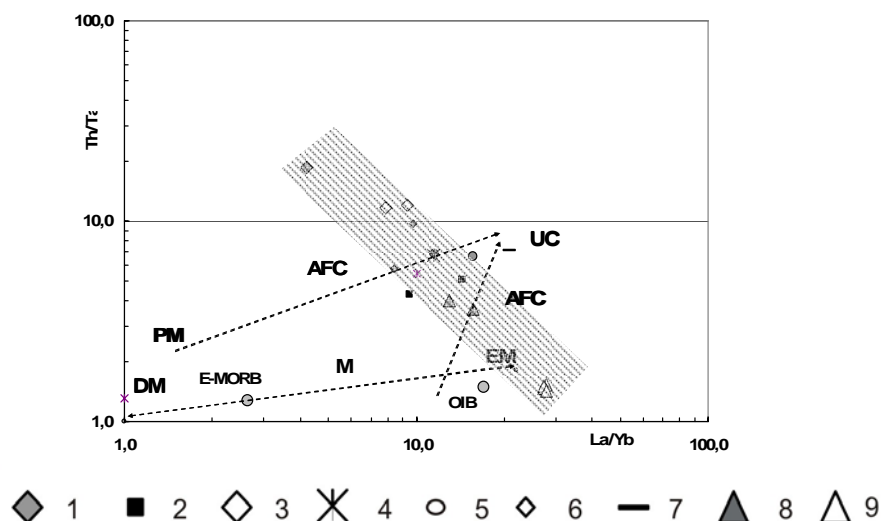


Рис. 1. Диаграмма La/Yb – Th/Ta демонстрирующая вклад различных источников и процессов в образование основных и щелочных пород Удокан-Чинейского района. Источники: DM – деплети-

рованная мантия, РМ примитивная мантия, УС - верхняя континентальная кора, ЕМ – обогащенные источники мантии, Процессы: AFC - совместно протекающие фракционная кристаллизация и ассимиляция, М – смешение. Нормальные (N) и обогащенные (E) базальты срединно-океанических островов, OIB - базальты океанических островов. 1-Титаномагнетит-содержащие габбро Майлавского массива; 2-5 породы Чинейского массива: титаномагнетитовые габбронориты (2), нориты (3) и монцодиориты (4); 5 – габбронориты Луктурского массива; 6 - габбронориты Главной дайки Удокана; 7-8 - мезозойские граносиенит-порфиры (7) и щелочные базальты (8), 9 - кайнозойские базальты.

На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ породы расположились в полях базальтов, трахибазальтов и трахиандезитобазальтов, в большинстве которых Na_2O преобладает над K_2O , кроме мезозойских субщелочных базальтов, где наблюдаются обратные соотношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ меньше единицы (0,3-0,8). Габброиды чинейского комплекса отличаются повышенными значениями железа, титана, для молодых базальтов характерны более высокие концентрации P_2O_5 .

Элементы-примеси разновозрастных пород основного и «гибридного» составов, их соответствие разным мантийным источникам может свидетельствовать о разных уровнях магмогенерации. На диаграмме $\text{La}/\text{Yb} - \text{Th}/\text{Ta}$ (рисунок) демонстрирующей вклад различных источников и процессов в образование разновозрастных пород Удокан-Чинейского района наблюдается тренд свидетельствующий об уменьшении вклада коровых источников от габброидов PR_1 к базальтам KZ.

По соотношениям несовместимых элементов породы «гибридного» и основного состава района могут быть сопоставлены с различными источниками [Ярмолук, Коваленко, 2003]: внутриплитными базальтами (OIB), нормальными (N-MORB) и обогащенными (E-MORB) базальтами срединно-океанических хребтов. По соотношениям Zr-Nb габброиды Майлавского, Луктурского и Чинейского массивов образуют одну группу пород, близкую N-MORB, габбро-диабазы Главной дайки, монцодиоритов Чинейского массива и субщелочных базальтов – близкую E-MORB, и KZ базальтов близкую OIB.

В полях развития даек граносиенит-порфиров - дацит-порфиров, лампрофиров, небольших штоков габбро-диоритовых порфиров, встреченных в приконтактной части (участок Базальтовый), в западной части массива (месторождение Fe-Ti-V руд Этырко) спецпартией ПГО «Читагеология» установлено урановое оруденение. В дальнейшем ураноносность была подтверждена ПГО «Сосновгеология» и в настоящее время оценивается ФГУП «ВСЕГЕИ».

Развитие уранового оруденения приурочено к субпластовым зонам пропилитизации в породах железистой серии Чинейского плутона, приуроченных к контрастным пироксен-титаномагнетитовым рудным телам Fe-Ti-V месторождения Этырко [Макарьев и др., 2008]. Ураноносные пропилиты иногда нацело состоят из новообразований сфена, перовскита, эпидота, цоизита, рудных минералов, в меньшей степени хлорита, кальцита, серпентина и др. Сфен и перовскит иногда становятся главными породообразующими минералами, что является весьма характерной и отличительной чертой рудовмещающих метасоматитов.

В пределах выделенных ураноносных зон установлены минералы урана в форме оксидов и титанатов – уранинитов и браннерита. Отмечается массовое концентрирование редких земель в виде примесей практически во всех рудных (включая радиоактивные) и породообразующих (сфен, перовскит) минералах.

Исследованные ураниниты образуют наложенную вкрапленность в массе породы и представлены несколькими разновидностями, включая торийсодержащие типа клевета и бреггерита. Бесториевые ураниниты содержат примеси Ce_2O_3 (3,08-8,21%) и PbO (5,15-15,56%), торийсодержащие – ThO_2 (15,16-22,64 до 36%), PbO (13,43-17,35%), Ce_2O_3 (2,9-6,23%) и Nd_2O_3 (до 1,86%). На границе уранинитов со сфеном обнаружены минеральные формы переменного (U-Ti-Si) состава, обогащенные UO_2 (24,56-33-42%) и содержащие ThO_2 (2,21-6%). Браннерит ассоциирует с уранинитом или образует обособления в сплошных массах сфена. Характеризуется бесториевым составом с примесями Ce_2O_3 (1,36-4,72%) и Nd_2O_3 (до 1%). Кроме того, в центральной части массива отмечаются кварц-карбонатные полиметаллические жилы с крупными кристаллами клейофана.

Генезис охарактеризованного оруденения достаточно сложный, что в полной мере относится и к другим рудным объектам Чинейского массива [Гонгальский и др., 2008].

Многочисленные поступления мантийных расплавов по одним и тем же структурам свидетельствуют об аномальном строении этого участка земной коры и верхней мантии.

Главные этапы активизации мантии находили свое проявление в строении Чинейского массива и его обрамления, в виде даек габбродиабазов, базальтов, субщелочных базальтов в неопротерозе, мезозое и кайнозое.

Чинейский массив с его разноуровневой ритмичностью и контрастными породами от пироксенитов, титаномагнетитов до анортозитов стал вмещающей средой для более поздних рудно-магматических систем с интенсивной метасоматической проработкой и отложением гидротермальных руд. Особенно благоприятными становились контакты титаномагнетитов и анортозитов, вдоль которых происходили тектонические подвижки, проникновение гидротермальных флюидов. Кроме уже описанного уранового оруденения в центральной части массива установлены кварц-карбонатные полиметаллические жилы с крупными кристаллами клейофана, субсогласные с ритмическими единицами зоны пирит-халькопиритовых вкрапленных руд.

Открытие большинства месторождений этого региона происходило при поисках месторождений урана, в результате крупных месторождений установлено не было. Небольшие объемы богатых уранинитовых руд скарнового типа были отработаны еще в конце сороковых годов на месторождении «Мраморное».

Редкоэлементный состав анализированных пород может свидетельствовать об увеличении глубин зарождения мантийных расплавов от раннего протерозоя до кайнозоя с одной стороны, или различием степени их фракционирования с другой. По геологическому положению наиболее глубинными являются расслоенные массивы чинейского комплекса (Чинейский, Луктурский, Майлавский) палеопротерозоя. Более высокие уровни занимают пологие тела габбро-диабазов доросского комплекса рифейского возраста; близповерхностными являются породы наложенных впадин (Чукчудинский грабен и др.), дайки субщелочных базальтов и гибридные дайки граносиенит-порфиоров – лампрофиоров мезозоя. Покровы базальтов Удоканского лавового плато кайнозойского возраста завершают проявления базальтового магматизма в этом секторе земной коры.

Список литературы

Геологическое строение и полезные ископаемые Читинского участка БАМ. Чита. 2002. 63 с.

Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С. Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия, 2008. № 7. С. 691-720.

Казимировский М.Э., Ступак Ф.М., Дриль С.И. Вещественные характеристики и возрастная позиция тешенитового магматизма Северного Забайкалья // Геология и геофизика, 2001. Т. 42. № 7. С. 1079-1089.

Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б., Вояковский С.К. и др. Перспективы выявления новых типов комплексного уранового оруденения в Кодаро-Удоканской минерагенической зоне (Чинейский массив) // В сб.: Мат-лы по геологии м-ний урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 152. М. 2008. С. 117-124.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского Складчатого пояса // Петрология, 2003. Т. 11. № 6. С. 556-586.