

1968, с. 218-224 7. *Арсеньев А.А.* Условия образования и особенности концентрации апатита в зарубежных месторождениях. // Апатиты. М.: Наука, 1968, с. 378-388 8. Магматические рудные месторождения. //Ланкастр, США, 1969. Перевод с англ. И.Д. Рябчикова, под.ред. акад. В.И. Смирнова, М.: Недра, 1973. 208 с. 9. *Царев Д.И.* // Метасоматизм и рудообразование. Тез. докл. на IV Всесоюз конференции. Л.: 1976, с.22-23. 10. *Царев Д.И.* Фрагментарный метасоматоз //Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1987, с.13-19. 11. *Царев Д. И.* Метасоматизм.//Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2002. 320 с.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ U-РЬ ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ И ПРОБЛЕМА ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

*А.А. Цыганков<sup>1</sup>, О.В. Удоратина<sup>2</sup>, Г.Н. Бурмакина<sup>1</sup>, М. Гроув<sup>3</sup>*

(<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, [tsygan@gin.bscnet.ru](mailto:tsygan@gin.bscnet.ru); <sup>2</sup>Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, [udoratina@geo.komisc.ru](mailto:udoratina@geo.komisc.ru); <sup>3</sup>Отделение геологии и наук об окружающей среде Школы наук о Земле Стэнфордского Университета, Калифорния, США, [mjgrove@stanford.edu](mailto:mjgrove@stanford.edu))

Изучение длительности геологических процессов, в частности магматизма, направлено на выяснение времени кристаллизации отдельных магматических тел [1 – 3], либо периодов формирования крупных изверженных провинций, таких как траппы, или гранитоидные ареалы [4 – 8]. Среди последних, особое место занимает Западное Забайкалье, где расположен гигантский, площадью 150 000 км<sup>2</sup> Ангаро-Витимский батолит (АВБ), сложенный известково-щелочными авто- и аллохтонными биотитовыми гранитами баргузинского комплекса. АВБ представляет собой совокупность множества отдельных магматических тел (плутонов) близкого состава, возраст которых составляет 330 – 310 млн. лет [7]. С гранитоидами АВБ пространственно совмещены многочисленные плутоны высококальциевых кварцевых монзонитов и сиенитов чивыркуйского, и субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов зазинского комплексов (305 - 285 млн. лет), монзонитоидов и габброидов нижне-селенгинского (285 – 278 млн. лет) и щелочных гранитов ранне-куналейского (281 – 278 млн. лет) комплексов.

Указанная последовательность магматических событий [7] установлена на основании данных по центральной части позднепалеозойского магматического ареала, тогда как для северной его части «разброс» датировок более широк. С другой стороны, имеются данные о значительно более коротком временном интервале формирования как собственно баргузинских гранитов (АВБ) так и пространственно совмещенных с ними магматических комплексов (чивыркуйский, зазинский, нижне-селенгинский). Согласно [8] этот период, не превышал 22 млн. лет (303 - 281 млн. лет назад).

Таким образом, можно констатировать, что акцент в многолетней дискуссии о времени формирования АВБ сместился в сторону определения длительности этого события, правомерности его деления на отдельные этапы, а также корректности экстраполяции полученных данных на весь магматический ареал.

Для решения этих вопросов нами проведено дополнительное изотопно-геохронологическое (*U-Pb*) изучение единичных зерен цирконов из гнейсовидных гранитов Витимского плоскогорья (баргузинского комплекс, левобережье р. Кыджимит, (проба 09-41, рис. 1 А)) и лейкогранитов Юго-Западного Забайкалья (Улекчинский массив зазинского комплекса, бассейн р. Джиды (проба 09-106, рис. 1 Б). Петрогеохимические характеристики пород рассмотрены ранее [7].

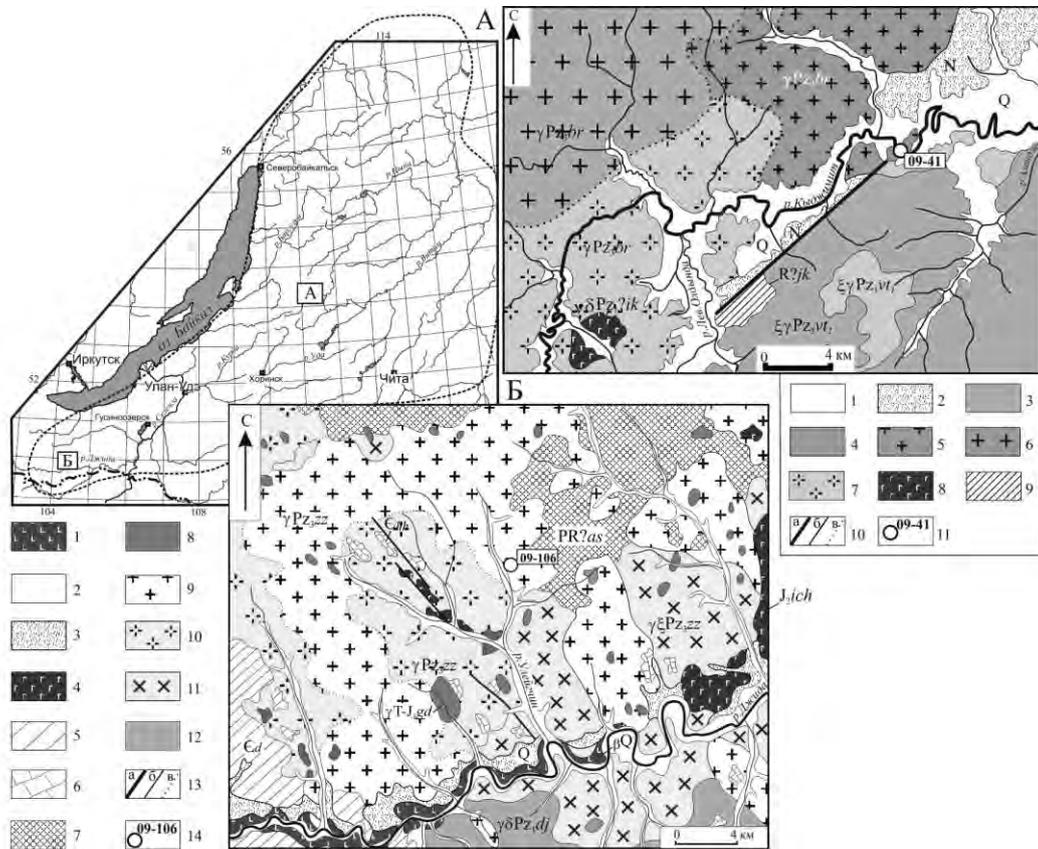


Рис.1. Схематическая геологическая карта: А - бассейн р.Кыджимит (Витимское плоскогорье); Б - бассейн р.Джиды (Юго-Западное Забайкалье).

Условные обозначения, рис. А: 1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые песчано-гравийные отложения; 3–4 – витимканский комплекс: 3 – лейкограниты второй фазы, 4 - биотитовые граниты первой фазы; 5–7 – фациальные разновидности гранитоидов баргузинского комплекса: 5 – мелкозернистые, 6 - среднезернистые, 7 – порфировидные; 8 – габбро и габбро-диориты икатского комплекса; 9 – метаморфизованные песчаники, кристаллические известняки, амфиболиты якинской свиты (рифей ?); 10 – контакты тектонические (а), интрузивные (б), фациальные (в); 11 - точка отбора и номер геохронологической пробы. Рис. Б: 1 - долинные потоки четвертичных базальтов; 2 – 3 - верхнечетвертичные и современные аллювиальные (2) и делювиально-пролювиальные (3) отложения; 4 – базальты ичетуйской свиты ( $J_2$ ); 5 – песчаники, сланцы, известняки джидинской свиты; 6 – известняки хохюртовской свиты; 7 – слюдяные сланцы, гнейсы астайской свиты; 8 – лейкограниты и гранит-порфиры гуджирского комплекса; 9–11 - гранитоиды зазинского комплекса: среднезернистые (9) и порфировидные (10) лейкограниты, кварцевые сиениты (11); 12 – диориты, габбро-диориты джидинского комплекса; 13 - контакты тектонические (а), интрузивные (б), фациальные (в); 14 - точка отбора и номер геохронологической пробы. На врезке показаны контуры позднепалеозойского гранитоидного ареала и расположение участков А и Б.

Гнейсограниты р.Кыджимит представляют собой среднезернистые лейкократовые слабогнейсовидные известково-щелочные биотитовые (1 – 2 об.%) граниты, содержащие 73.4 мас. %  $SiO_2$  и 4.4 мас. %  $K_2O$ . Агпайтовый индекс ( $NK/A$ ) составляет 0.82; величина индекса  $A/CNK$  ( $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ ) близка к единице (0.99). Для баргузинских гранитов в основном характерно преобладание калия над натрием, в рассматриваемом случае отношение  $K_2O/Na_2O$  составляет 1.07.

Цирконы из пробы гнейсовидных гранитов представлены длиннопризматическими и изометричными разностями, в одном из зерен в катодлюминисцентном изображении обнаружено унаследованное ядро. Содержания  $U$  в цирконах варьирует от 61 до 569 г/т,  $Th$  – от 38 до 111 г/т, при этом  $Th/U$  отношение составляет 0.13 – 0.86, что соответствует цирконам магматического генезиса. Содержания  $U$  и  $Th$  в унаследованном ядре лежат примерно в этих же пределах, однако концентрации других элементов существенно различаются. Так, например, содержание  $Y$  в новообразованных зонах цирконов составляет  $\approx 150 - 450$  г/т, в ядре – 2300 г/т,  $Dy$  – 11–74 и 224 г/т соответственно. В целом, форма спектра распределения элементов-примесей (рис. 2) вполне типична для цирконов гранитоидного происхождения [9]. Для них характерны резкое обогащение  $HREE$  относительно  $LREE$ , слабо выраженные отрицательная аномалия  $Eu$  и резкая положительная  $Ce$ . Судя по индикаторным соотношениям  $U/Yb - Hf$ ,  $U/Ce - Th$  рассматриваемые цирконы имеют магматический генезис, включая детритовое ядро, и образовались в континентальной коре.

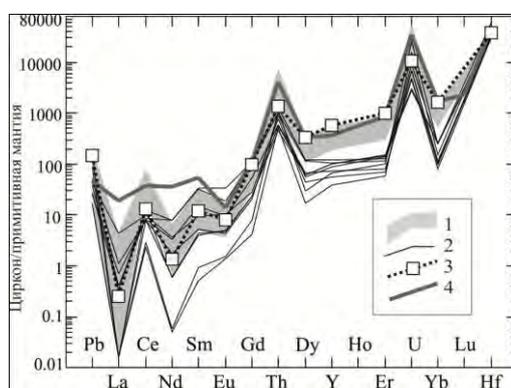


Рис. 2. Распределение элементов-примесей в датированных цирконах.

1 – цирконы из гранитов Улекчинского массива (засинский комплекс); 2 – позднепалеозойские (316 млн. лет) цирконы из гранитов баргузинского комплекса, 3 – унаследованное ядро; 4 – средний состав цирконов из гранитоидов [13].

Изотопный возраст ( $SHRIMP-RG$ , Стэнфорд, США) установленный по 9 точкам, составляет  $315.6 \pm 3.5$  млн. лет,  $MSWD = 0.37$ , что соответствует времени формирования баргузинских гранитов юго-западной части хр. Улан-Бургасы (330 – 310 млн. лет [7]). Возраст унаследованного ядра, определенный лишь в одной точке, составляет 729 млн. лет. Полученное значение, в совокупности с резкими геохимическими различиями, подтверждает унаследованный характер захваченных ядер некоторых кристаллов циркона, которые могут принадлежать рифейским гранитоидам муйского комплекса (733 млн. лет  $Rb-Sr$ ).

Улекчинский массив (рис. 1 Б), сложенный кварцевыми сиенитами и лейкогранитами (засинский интрузивный комплекс), расположен в Юго-Западном Забайкалье на южных склонах хр. Малый Хамар-Дабан (левобережье р. Джиды). Цирконы для изотопного анализа отобраны из пробы среднезернистого биотитового лейкогранита (75.8 мас. %  $SiO_2$ ), содержание темноцветных минералов ( $Bt$ ) в котором не превышает 1.5 об. %. Породы высококалиевые (4.7 мас. %  $K_2O$ ), известково-щелочные,  $NK/A \sim 0.91$ ;  $A/CNK$  около единицы;  $K_2O/Na_2O = 1.25$ .

Цирконы призматические или длиннопризматические, в КЛ изображении хорошо видна четкая магматическая зональность. Форма редко-элементного спектра аналогична цирконам из баргузинских гранитов (рис. 2): резкое обогащение *HREE* относительно *LREE*, четко выраженная отрицательная *Eu* и положительная *Ce* аномалии, при этом концентрация большинства *REE*, в особенности *HREE* и *Y*, заметно выше. Содержание *U* в цирконах составляет 98 – 1233 г/т, *Th* – 72 – 653 г/т, отношение *Th/U* при этом варьирует от 0.53 до 1.05, что соответствует цирконам магматического генезиса. На диаграмме *U/Yb – Hf* (не показано), рассматриваемые цирконы располагаются в «континентальном» поле, а соотношение *U/Ce – Th* подтверждает их магматическое происхождение.

*U-Pb* изотопный возраст, рассчитанный по 6 точкам, составляет  $300.3 \pm 3.8$  млн. лет, *MSWD* = 3.19, что хорошо совпадает с предшествующими Rb-Sr определениями (298 – 292 млн. лет [10]).

Таким образом, полученные изотопно-геохронологические данные по гранитоидам баргузинского (Витимское плоскогорье) и зазинского (Юго-Западное Забайкалье) комплексов подтверждают закономерности проявления позднепалеозойского гранитоидного магматизма, установленные в центральной части магматического ареала. Вместе с тем, верхняя возрастная граница гранитоидов баргузинского комплекса, в соответствии с данными [8] может быть «сдвинута» до ~ 290 млн. лет. Это означает, что в течение ~15 млн. лет в пределах сравнительно небольшого сегмента земной коры (Западное Забайкалье) одновременно формировались как минимум три типа гранитоидов.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-Сибирь (08-05-98017), Интеграционных проектов СО РАН № 37, 17 и 12-С-5-1024.*

#### Литература

1. Harris N., Vance D., Ayres M. // *Chemical Geology*. 2000. V. 162 (2). P. 155-167.
2. Michaut C., Jaupart C. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. V. 250 (1-2). P. 38-52.
3. Мальковский В.И., Пэк А.А., Аleshin А.П., Величкин В.И. // *Геология рудных месторождений*. 2008. Т.50. № 3. С. 217-224.
4. Roger F., Malavieille J., Leloup Ph.H. et al. // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. V.22. P.465-481.
5. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. // *ДАН*. 2004. Т. 396. № 3. С.369-373.
6. Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 5. С. 451-466.
7. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249-1276.
8. Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю. и др. // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): М-лы совещания*. Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С.103-105.
9. Belousova E.V., Griffin W.L. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V.143. P. 602-622.
10. Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. // *Геология и геофизика*. 1999. Т. 40. № 5. С. 694-702.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОЛЧЬЕТУНДРОВСКОГО МАССИВА КОМПЛЕКСА ГЛАВНОГО ХРЕБТА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

*В.В. Чащин, Т.Б. Баянова, П.А. Серов*

(Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, chashchin@geoksc.apatity.ru)

**Геологическое положение и внутреннее строение Волчьетундровского массива.** Он занимает среднюю часть площади развития интрузий комплекса главного хребта, имеет протяженность 24 км при ширине от 500 м до 4 км, маркируя тектоническую зону контакта пород Кольского блока (на востоке) и Беломорского подвижного пояса (на западе). Западный контакт массива с породами Беломорского подвижного пояса тектонический, что выражается в образовании в эндоконтакте зоны полосчатых бластомилонитов по габброидам мощностью до 200 м. Восточный контакт – интрузивный, зачастую с образованием в экзоконтакте гиперстеновых диоритов по кристаллосланцам Кольского