

*Р. А. Бадмацыренова, А. Л. Елбаев, Д. В. Гороховский*  
*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*  
*brose@gin.bsnet.ru*

**Геология и геохимия Ингодинского  
дунит-троктолит-габбрового массива, Центральное Забайкалье**

Ингодинский базит-ультрабазитовый массив, являющийся петротипическим для одноименного интрузивного комплекса, располагается в верховьях р. Ингоды. Он имеет форму дискордантного асимметричного лополита, глубинная часть которого смещена к южному контакту, и занимает площадь около 100 км<sup>2</sup>. На севере массив имеет интрузивные контакты с гнейсами малханской серии и раннепротерозойскими

гранитами, на юге – с отложениями куналейской свиты позднего ордовика. Северная его часть маломощна и сложена практически однородными слабо расслоенными троктолитами. Южная часть, по данным [Криволапов, 1976], имеет форму воронки концентрически-зонального строения с залеганием «слоев» под углом 50–60°, реже 30°. Ядро воронки сложено меланократовыми габбро и норитами. Массив обладает четко выраженной расслоенностью, определяющейся наличием крупных протяженных (до 1.5 км) зон троктолитов, габбро и норитов, в которых наблюдается более тонкая расслоенность с мощностью слоев от 10 см до первых метров, обусловленная различным количественным соотношением салических и фемических минералов. Границы между «слоями», как правило, четкие. В некоторых случаях отмечаются такситовые текстуры с выделением гнездо- и шпирообразных анортозитов.

Ультраосновные породы, развитые в центральной части на левобережье р. Ингоды, предыдущими исследователями были отнесены к дайкам субвертикального падения северо-западного простирания различной мощности и протяженности до 3 км. При проведении полевых исследований в наиболее обнаженной части массива (междуречье рр. Гужертай-Гайбет-Аргайка) выявлено, что ультраосновные породы представляют собой не дайки, а горизонты, прослои и линзы ритмично расслоенной серии массива. Отмечается интенсивное тектоническое и контактовое воздействие прорывающих их верхнепалеозойских гранитов, выражающееся в амфиболизации, хлоритизации, серпентинизации всех пород массива.

Петролого-геохимическими исследованиями установлено, что по составу дуниты и троктолиты соответствуют низкощелочным образованиям, в то же время часть габброидных пород (амфиболизированные разновидности) попадает в поле умереннощелочных пород. В целом, все фигуративные точки составов образуют единый тренд, свидетельствующий о фракционной кристаллизации пород массива из единого магматического расплава.

На диаграмме Л. В. Дмитриева, показывающей соотношение салических и мафических окислов в гипербазитах и габброидах массива, все фигуративные точки составов располагаются вдоль линии В – тренда фракционной кристаллизации базальтовой магмы. На диаграмме AFM фигуративные точки состава пород группируются в поле известково-щелочной серии. На вариационных «харкеровских» диаграммах обнаруживается «базальтоидный» тренд дифференциации Ингодинского массива, он заключается в постепенном накоплении  $Al_2O_3$  и CaO в поздних дифференциатах по мере уменьшения в расплаве MgO.

Редкоземельные элементы являются одними из наименее подвижных, на них слабо влияют процессы гидротермального изменения и низкотемпературного метаморфизма, поэтому их содержание наиболее корректно отражает состав магматических пород и степень плавления мантийного вещества [Балашов, 1976].

Содержание РЗЭ в породах массива составляет не более 10-кратных хондритовых норм. Для дунитов характерны слабо дифференцированные графики распределения лантаноидов при величине отношения  $La/Yb_N = 1.24–1.95$ . Спектры РЗЭ в габброидах характеризуются преобладанием легких и средних лантаноидов над тяжелыми при величине отношения  $La/Yb_N = 4.7–23.38$ . Во всех разновидностях отмечается положительная европиевая аномалия  $Eu/Eu^* = 1.75–5.11$ . Практически идентичный график распределения лантаноидов характерен для анортозитов расслоенной серии ( $La/Yb_N = 13.76$ ,  $Eu/Eu^* = 5.55$ ), однако, общий уровень нормированных содержаний лантаноидов в этих породах значительно ниже.

Таким образом, Ингодинский массив обладает всеми признаками контрастно расслоенных ультрабазит-базитовых плутонов с дунит-троктолит-габбровой ассоциацией пород. По типу дифференциации и набору петрографических разновидностей пород массив обнаруживает общие черты сходства с Йоко-Довыренским (Северное Прибайкалье) [Толстых и др., 2008] и Лукиндинским (Становая область) [Бучко, Кудряшов, 2005] массивами. По петрохимическим параметрам породы массива характеризуются низкой железистостью и титанистостью, отличаются высокой магнизиальностью. От ультраосновных пород к основным наблюдается повышение глиноземистости при постоянно сохраняющемся натриевом уклоне щелочности.

### Литература

- Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
- Бучко И. В., Кудряшов Н. М.* Геохимические особенности расслоенных массивов восточной части Западно-Станового террейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 95–103.
- Толстых Н. Д., Орсов Д. А., Кривенко А. П., Изох А. Э.* Благодороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.

*М. М. Мачевариани, В. И. Алексеев*  
*Санкт-Петербургский государственный горный университет,*  
*г. Санкт-Петербург*  
*wmdmaria@gmail.com*

### Типоморфные особенности циркона как индикаторы условий формирования Верхнеурмийских гранитоидов (Приамурье)

**Введение.** В районе Баджалского и Мяо-Чанского хребтов Приамурья широко распространены гранитоидные плутоны, которые играют важную роль в локализации редкометального оруденения крупнейшего Баджало-Комсомольского оловорудного района. Гранитоиды принадлежат к разным возрастным сериям и породным ассоциациям, поэтому их типизация традиционно вызывает споры и требует привлечения новых источников информации [Григорьев, 1997]. Выявление типоморфных особенностей акцессорных минералов гранитоидов способствует корректному расчленению интрузивных образований и поискам редкометальных гранитов в Приамурье. Циркон, широко распространенный акцессорный минерал, является одним из важнейших минералов-индикаторов условий петрогенеза. Были изучены цирконы из гранитоидов Верхнеурмийского массива, сложенного четырьмя фазами: крупно-, средне-, мелкозернистыми биотитовыми и среднезернистыми циннвальдитовыми гранитами, относящимися к литий-фтористому геохимическому типу и контролирующими гигантское Правоурмийское оловорудное месторождение [Кривовичев и др., 1997].

По данным эволюционного кристалломорфологического анализа (ЭКА) [Бродская и др., 1997] и растровой электронной микроскопии (РЭМ-JSM-6460LV (Jeol), СЦКП СПбГУ, аналитик И. М. Гайдамако) проведена типизация цирконов и первичная генетическая интерпретация выявленных параметров.

В составе гранитов Баджальского района выявлены два основных типа циркона. Первый тип Zrn-Bt (рис. 1) включает типичные магматические цирконы, характерные для пород начальных членов редкометалльных гранитоидных серий – гранодиоритов, нормальных гранитов. Zrn-Bt характеризуется преобладанием морфотипа P<sub>4</sub> на диаграмме Пюпена с началом кристаллизации при 850 °С и, соответственно, относительной маловодностью материнского расплава. Для него характерно малое количество дефектов микротекстуры зерен и осцилляторная зональность, свидетельствующая о долгой истории минералообразования. ZrO<sub>2</sub>/HfO<sub>2</sub> отношение составляет 58.

Свойства цирконов второго типа Zrn-Znw (рис. 1) позволяют связывать их генетически с редкометалльными литий-фтористыми гранитами. Для Hf-содержащего циркона второго типа (ZrO<sub>2</sub>/HfO<sub>2</sub> = 19) выявлено преобладание морфотипов P<sub>1</sub> и P<sub>3</sub> по диаграмме Пюпена. Кристаллизация Zrn-Znw началась при 800 °С, а интервал распространения основных морфотипов соответствует 650–750 °С. Характерная «изъеденная» микротекстура и микротрещиноватость зерен, грубая зональность, повышенные содержания, в первую очередь, Hf, а так же U, Th, REE, позволили сделать выводы о формировании Zrn-Znw во флюидонасыщенном расплаве и интенсивном воздействии гидротерм на поздних стадиях роста циркона. Выделение двух типов цирконов подтверждается расположением фигуративных точек состава на тройной диаграмме Hf-Th-U (рис. 2).

На основании морфологии в каждом типе цирконов выделены подтипы, химический состав которых отражен в таблице.

В биотитовых гранитах выделяются два подтипа циркона: цирконы из собственно биотитовых гранитов (Zrn-Bt) и цирконы из гранит-порфиров (Zrn-порф). Для Zrn-Bt характерен морфотип P<sub>4</sub>, повышенные содержания Hf и U. Zrn-порф обогащен Fe и Th, для него характерен морфотип P<sub>1</sub> и удлиненные грани призмы. В циннвальдитовых гранитах выделяют «обычные» цирконы (Zrn-Znw), обогащенные U, Hf, REE, (As, Bi) и измененные цирконы (Zrn-Znw\_изм) с повышенными содержаниями Hf, Fe, Th, (Ca, Al).

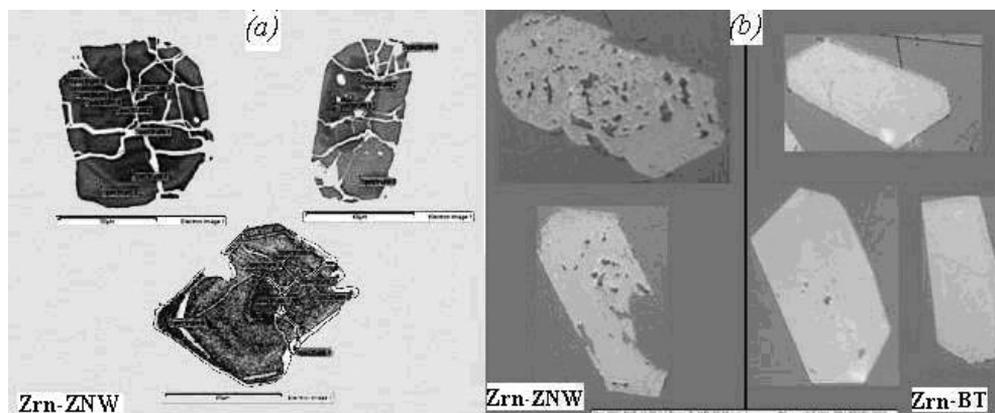


Рис. 1. Анатомия индивидов циркона из биотитовых (Zrn-Bt) и циннвальдитовых (Zrn-Znw) гранитов Верхнеурмийского массива: а – в режиме BSE; б – в режиме SE.

Т а б л и ц а

**Химический состав цирконов в гранитоидах  
Верхнеурмийского массива (мас. %)**

Zrn-Bt	Сред.	Мин.	Макс.	Zrn-Znw	Сред.	Мин.	Макс.
SiO <sub>2</sub>	33.13	31.07	37.05	SiO <sub>2</sub>	31.99	19.72	36.84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.01	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.14	0.01	17.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.57	0.01	1.27	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.75	0.01	5.39
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.50	0.01	15.63
ZrO <sub>2</sub>	64.97	58.48	67.04	ZrO <sub>2</sub>	60.09	31.57	67.38
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.01	0.66
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.01	1.68
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	0.01	2.73
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.01	3.50
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.55	0.01	6.32
HfO <sub>2</sub>	0.72	0.01	3.63	HfO <sub>2</sub>	1.90	0.01	6.19
ThO <sub>2</sub>	0.07	0.01	0.67	ThO <sub>2</sub>	0.32	0.01	3.57
UO <sub>2</sub>	0.49	0.01	2.33	UO <sub>2</sub>	0.85	0.01	4.86
CaO	0.01	0.01	0.01	CaO	0.08	0.01	0.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	0.01	5.23
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	K <sub>2</sub> O	0.04	0.01	1.94
Bi <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Bi <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.01	2.64
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.01	0.77
Zrn-порф	Сред.	Мин.	Макс.	Zrn-Znw_изм	Сред.	Мин.	Макс.
SiO <sub>2</sub>	33.13	31.87	36.62	SiO <sub>2</sub>	32.56	26.59	34.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.01	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.48	0.01	9.81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.42	0.01	1.71	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.06	0.01	5.92
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.58	0.01	9.27
ZrO <sub>2</sub>	65.67	60.46	67.40	ZrO <sub>2</sub>	58.18	45.04	65.88
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18	0.01	2.09
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.01	1.58
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.44	0.01	3.84
HfO <sub>2</sub>	0.36	0.01	1.45	HfO <sub>2</sub>	4.47	0.08	17.16
ThO <sub>2</sub>	0.11	0.01	0.94	ThO <sub>2</sub>	0.54	0.01	3.96
UO <sub>2</sub>	0.41	0.01	2.20	UO <sub>2</sub>	0.74	0.01	2.97
CaO	0.01	0.01	0.01	CaO	0.18	0.01	1.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.36	0.01	3.06
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	K <sub>2</sub> O	0.05	0.01	0.93
Bi <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	Bi <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.01	3.62
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01

П р и м е ч а н и е . Типы цирконов описаны в тексте.

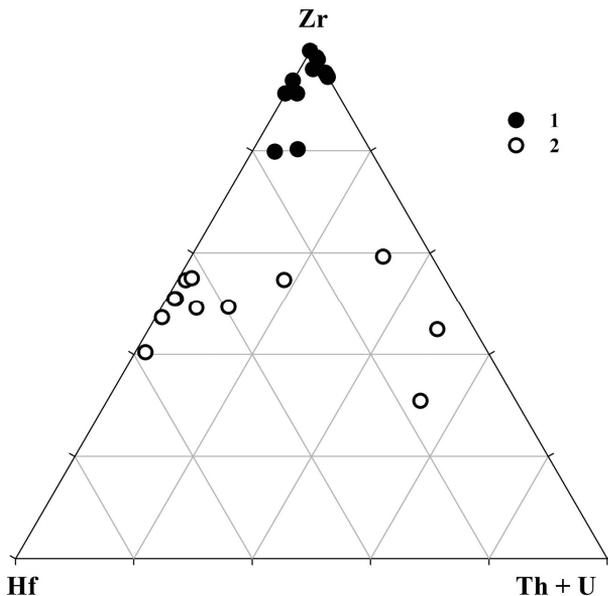


Рис. 2. Различие состава цирконов в биотитовых (1) и циннвальдитовых (2) гранитах Верхнеурмийского массива.

**Генетическая интерпретация данных РЭМ и ЭКА.** Эволюционный кристалломорфологический анализ показал контрастное различие морфологии цирконов из биотитовых (Zrn-Bt) и циннвальдитовых (Zrn-Znw) гранитов. Практически непрерывный «шток» основных морфотипов (I.A. = 700, I.T. = 300–800 °C) характерен для потенциально рудоносных гранитов субщелочно-лейкогранитовой формации. Кристаллизация биотитовых гранитов проходила в маловодных условиях при достаточно высоких температурах (900 °C для гранит-порфира, 850 °C для микро-, крупно- и среднезернистых биотитовых гранитов). Широкий диапазон морфоти-

пов циркона по оси I.A. свидетельствует о гетерогенности материнского расплава. Формирование редкометалльных циннвальдитовых гранитов связано с флюидонасыщенным расплавом, имевшим температуру 750–650 °C, и завершалось уже в гидротермальных условиях.

Сравнительно более низкая температура образования циннвальдитового гранита косвенно подтверждает возможность участия в процессе фторидных комплексов. Перерыв в вертикальном температурном тренде распределения морфотипов циркона отражает, вероятно, наложение на закристаллизованные породы олово-, литий- и фторсодержащих флюидов, отделившихся в процессе эманационной дифференциации. Низкие скорости кристаллизации биотитовых гранитов обусловили формирование однородных цирконов, в то время как результатом быстрой кристаллизации литий-фтористых гранитов явилось образование пористых скелетных форм циркона.

Сетчатое строение зерен Zrn-Znw может быть обусловлено их частичным растворением вследствие быстрой смены условий роста кристалла. Характерная для цирконов Zrn-Znw сетка трещин гетерометрии возникает в результате разгрузки внутренних напряжений кристаллической решетки, осложненной примесями и дефектами. Эволюция состава магмы при непрерывном росте циркона оставила свой отпечаток в виде осцилляторной зональности Zrn-Bt, выявленной в режиме катодolumинесценции. Цирконы Zrn-Znw обладают более грубой зональностью, что говорит о менее стабильных условиях роста кристаллов при быстром охлаждении материнского расплава и нарушении регулярности решетки вследствие изоморфизма и формирования микроминералов-узников.

**Особенности химического состава цирконов.** Для цирконов Верхнеурмийского плутона характерна изоморфная примесь Fe (0.4–1.0). Вероятный механизм изоморфного замещения:  $Fe^{2+} + 3(Y,REE)^{3+} + P^{5+} = 3Zr^{4+} + Si^{4+}$ ;  $Fe^{2+} + 4(Y,REE)^{3+} +$

$P^{5+} = 4Zr^{4+} + Si^{4+}$ . [Hoskin, Schaltegger, 2004]. Цирконы биотитовых гранитов  $(Zr_{0.97}Fe_{0.02}U_{0.01})Si_{0.99}O_4$  свободны от примесей, а цирконы циннвальдитовых гранитов –  $(Zr_{0.65}U_{0.12}Th_{0.09}Hf_{0.04}Fe_{0.02})Si_{0.99}O_4$  – содержат повышенные концентрации редких элементов: Hf, Th, U, REE, особенно в периферических частях зерен. Наиболее контрастным оказалось различие цирконов по содержанию гафния. Отношение Zr/Hf в цирконах циннвальдитовых и биотитовых гранитов составляет соответственно 19 и 58.

«Обычный» Zrn-Znw – единственный подтип циркона, который концентрирует тяжелые редкие земли: Sm и Gd. Таким образом,  $\Sigma HREE / \Sigma LREE = 18.35$ , является еще одним подтверждением существования постмагматических гидротермальных изменений, которым подвергались цирконы Zrn-Znw.

Статистический анализ данных элементного состава цирконов методом главных компонент позволил выделить три значимых фактора корреляции элементов: фактор истинного изоморфизма (36.3 %), фактор микровключений минералов-узников (17.6 %), фактор кластеризации вследствие эндокриптии (9.9 %).

Присутствие примесей редких земель особенно характерно для «обычных» Zrn-Znw. Значительное преобладание REE Y-группы над Ce-группой, связано с тем, что на начальных этапах кристаллизации часть редких земель (преимущественно, цериевых) в качестве изоморфной примеси входило в состав плагиоклазов, а элементы Ce-группы из остаточных расплавов образовывали собственный минерал – аллантит. Тогда как элементы Y-группы на начальных этапах входили в состав роговой обманки. В остаточных расплавах элементы Y-группы входили в качестве изоморфной примеси в состав циркона Zrn-Znw.

Объяснена и учтена некорректность однозначной связи аномальных содержаний U, Th, Hf, Y, REE с изоморфизмом: в цирконах Zrn-Znw выявлено наличие минералов-узников изоструктурных с цирконом.

Таким образом, в составе гранитов Баджальского района установлены два типа циркона. Первый тип Zrn-Vt включает типичные магматические цирконы, характерные для пород начальных членов редкометальных гранитоидных серий – гранодиоритов и нормальных гранитов. Свойства цирконов второго типа Zrn-Znw позволяют связывать их генетически с редкометальными гранитами субщелочно-щелочно-гранитовых формаций – литий-фтористыми гранитами [Марин, 2004]. Hf-содержащий циркон второго типа сформировался во флюидонасыщенном расплаве и на поздних стадиях роста подвергался интенсивному гидротермальному воздействию. Полученный комплекс типоморфных признаков циркона гранитоидов позволяет проводить петрологические корреляции и выделять в Приамурье ранее не выявленные редкометальные граниты литий-фтористого типа.

## Литература

Бродская Р. Л. Марина Е. Ю., Шнай Г. К. и др. Реставрация условий и кинетики становления гранитов редкометальных формаций по кристалломорфологии акцессорного циркона // Записки ВМО. 1986. № 1. С. 50–62.

Григорьев С. И. Особенности вещественного состава позднемезозойских гранитоидов Баджальского и Комсомольского рудных районов, их петрогенезис и связь с оруденением // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 103–115.

Кривовичев В. Г., Брусницын А. И., Зайцев А. Н. Абсолютный возраст и геохимические особенности гранитов Верхнеурмийского массива (Приамурье, Дальний Восток) // Геохимия. 1996. № 2. С. 106–111.

*Марин Ю. Б.* Акцессорные минералы гранитоидных серий оловянных и молибденовых провинций // Записки РМО. 2004. № 6. С. 1–7.

*Hoskin P. W. O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. № 1. P. 27–62.