

# Вещественные особенности, механизмы образования и эволюция раннедокембрийских гранитоидов при становлении континентальной коры юга Северо-Азиатского кратона

**Левицкий<sup>1</sup>В.И., Котов<sup>2</sup>А.Б., Резницкий<sup>3</sup>Л.З., Левицкий<sup>1</sup>И.В., Сальникова<sup>2</sup>Е.Б.,  
Бараш<sup>3</sup>И.Г., Анисимова<sup>2</sup>И.В.**

<sup>1</sup>*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vlevit@igc.irk.ru;*

<sup>2</sup>*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург,  
e-mail: akotov@peterlink.ru;*

<sup>3</sup>*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: garry@crust.irk.ru*

Гранитоиды в южной части Северо-Азиатского кратона (Присяянском краевом выступе фундамента Сибирской платформы) слагают его основную часть, занимая порядка 60 % площади. Они присутствуют в многофазных интрузиях и телах гранитоидов, образующихся при ультраметаморфических (ультраметагенных) преобразованиях (гранитизации). Последним присуща последовательность: субстрат (гнейсы, сланцы) – плагиоклазовые и калишпатовые мигматиты – теневые плагиоклазовые и калишпатовые мигматиты – автохтонные и аллохтонные гранитоиды. Состав ультраметаморфических гранитоидов зависит от субстрата [Петрова, Левицкий, 1984]. Присяянский краевой выступ включает Иркутский, Жидойский, Китойский, Булунский, Бирюсинский, Гарганский блоки (террейны), каждый из которых характеризуется развитием присущих только им совокупностей гранитоидных и/или метаморфических комплексов.

Наиболее древние палеоархейские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые ассоциации (ТТГА) относятся к комплексу гранито-гнейсов основания Онотского и Таргазойского зеленокаменных поясов (ОЗП и ТЗП) и встречаются в них в виде тектонических пластин и линз. Породы подобного состава известны в шарыжалгайском и китойском комплексах, но достоверных их датировок нет.

В неархее гранитообразование начинает широко проявляться в шарыжалгайском и китойском комплексах Прибайкальской гранулит-гнейсовой (ПрГГО), а также в тоналитах и трондьемитах ОЗП и ТЗП Восточно-Саянской гранит-зеленокаменной областей (ВСГЗО). В полосе их распространения выделяется китойский ультраметаморфический гранитоидный комплекс [Магматические формации..., 1989], приуроченный к зоне сочленения ПрГГО и ВСГЗО. В Иркутском и Жидойском блоках эти гранитоиды образуют линейные тела мощностью до 100 м, в Китойском - массивы площадью до 1-2 км<sup>2</sup>, а в Булунском – до 10 км<sup>2</sup>. Составы гранитоидов китойского ультраметаморфического комплекса широко варьируют в зависимости от субстрата и степени его преобразований. Наибольшим распространением пользуются плагиоклазовые и калишпатовые мигматиты, теневые калишпатовые мигматиты, автохтонные и аллохтонные граниты, чарнокитоиды, мигматит-граниты. К этому возрастному эпизоду относятся ТТГА Гарганского блока.

В палеопротерозое ультраметаморфические гранитоиды (мигматиты, граниты, чарнокитоиды) также развиваются в шарыжалгайском и китойском полиметаморфических комплексах, а многофазные гранитные батолиты – в зоне сочленения ПрГГО и ВСГЗО. Первые слагают субпластовые, линзовидные тела от 0.2-1.0 м до 0.5-2.0 км, а вторые массивы от сотен метров до десятков километров в Саянах на протяжении 250-300 км.

По возрасту и масштабам гранитообразования, механизму и геодинамическим обстановкам, фиксируемых в вещественных характеристиках гранитов, выделяются: 1) ТТГА гранито-гнейсов основания ОЗП, ТЗП и Гарганской глыбы и замещающие их ультраметаморфические гранитоиды китойского комплекса; 2) неархейские и 3) палеопротерозойские ультраметаморфические гранитоиды в полихронных метаморфических шарыжалгайском и китойском комплексах; 4) посткинematические (интрузивные) гранитоиды, приуроченные к зонам сочленения ПрГГО и ВСГЗО.

Палеоархейские ТТГА представлены массивными и полосчатыми тоналитами и трондьемитами. Для них получены оценки возраста в интервале 3.2-3.4 млрд лет. При этом значения  $(Rb/Sr)_0$  ТТГА расположены в диапазоне ВАВІ (0.699-0.701), а  $T_{Nd}(DM)=3.5-3.6$  млрд лет. Большая часть ТТГА относится к высокоглиноземистым тоналитам и трондьемитам и, судя по высоким содержаниям CaO, Sr, низким – K<sub>2</sub>O, Rb, близка к гранитам I-типа [Chappel, White, 1974], а по значениям  $La_n/Yb_n$  и  $Yb_n$  – к архейским ТТГА [Martin, 1994, 1999 и др.].

Неоархейские катаклазированные тоналиты и трондьемиты слагают докембрийское основание Гарганской глыбы. В тоналитах (данные Е.Б. Сальниковой, И.В. Анисимовой) присутствуют цирконы двух генераций, отражающих время кристаллизации расплавов тоналитов (2.725 млрд лет) и ультраметаморфических преобразований (2.611 млрд лет). По возрасту, распределению петрогенных и редких элементов эти породы полностью идентичны классическим ТТГА [Martin, 1994].

Аналогами ТТГА ОЗП, ТЗП и Гарганской глыбы по петрохимическим данным являются тоналитовые гнейсы Амитсок (Гренландия) и Уйвак I (п-ов Лабрадор), а также глиноземистые тоналитовые гнейсы Свазиленда. Считается, что ТТГА образуются или при плавлении океанической коры в зоне субдукции, или при плавлении метабазитового или плагиогнейсового протолита в основании утолщенной коры [Martin, 1999 и др.].

Ультраметаморфические гранитоиды, развитые по ТТГА, относятся к китойскому ультраметаморфическому комплексу. Они занимают секущее положение в гранито-гнейсах ОЗП, ТЗП, Гарганской глыбы, содержат реликты тоналитов и трондьемитов с переходами к плагиомигматитам, калишпатовым и теневым калишпатовым мигматитам, гранитам. Для мигматитов и гранитов Rb/Sr методом были получены оценки возраста 2.6-2.2 млрд лет [Сандиминова и др., 1993]. Ультраметаморфические гранитоиды развитые по тоналитам и трондьемитам (табл., выб. 4), отражают замещаемый субстрат ТТГА.

В полихронных шарыжалгайском (Иркутный, Жидойский блоки) и китойском (Китойский, Булунский блоки) комплексах, гранитоиды (включая эндербиты, чарнокиты, мигматиты, гиперстеновые плагиогнейсы) составляют 70-75%, определяя их вещественно-структурный облик как гранитных купольных структур. Здесь установлено участие пород, по крайней мере, двух возрастных эпизодов гранулитовой фации [Сальникова и др., 2007] неоархейского и палеопротерозойского, соответственно в шарыжалгайском (2.56-2.65 и 1.85-1.87 млрд лет) и китойском (2.48-2.54 и 1.84-1.87 млрд лет) комплексах. В них возможно присутствие палео-и мезоархейских ТТГА. Такие соотношения разновозрастных пород в едином разрезе объясняются их тектоническим совмещением.

Неоархейские гранитоиды китойского ультраметагенного комплекса, развитые в гранулитовых шарыжалгайском и китойском комплексах, по щелочнометалльности варьируют от низкощелочных до субщелочных, а по геохимическим параметрам относятся к ультраметаморфическому типу гранитов [Таусон, 1977] – обогащены TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Ba, LREE, Zr, Cr, Ni (табл., выб. 1-3). Средневзвешенный состав выборки гранитоидов (плагиоклазовые и калишпатовые теновые мигматиты, граниты, мигматит-граниты, чарнокитоиды) китойского ультраметаморфического комплекса в шарыжалгайском (Иркутный и Жидойский блоки) и китойском (Китойский блок, бассейн р. Китой) комплексах для большинства элементов близок (табл., выб. 1-3). Гранитоиды, развитые по ТТГА ОЗП и ТЗП, существенно отличаются по распределению редких элементов от пород, развитых по гранулитам. Практически при одинаковых содержаниях SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O во всех ультраметаморфических гранитоидах китойского комплекса, развитым в ТТГА, присущи пониженные содержания тех элементов, которыми они обеднены, – TiO<sub>2</sub>, железа, MgO, CaO, Ba, Sr, F, Sn, La, Ce, Nd, Yb, Y, Zr, Zn, Cu, Cr, V, Ni, Co, Sc. Субстрат шарыжалгайского и китойского комплексов насыщен этими элементами и поэтому граниты, развитые по ним, обогащены ими. Гранито-гнейсы ТТГА являются более благоприятным субстратом для формирования гранитов, чем основные и кислые орто- и парапороды шарыжалгайского и китойского комплексов.

Таблица

Средние содержания петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в неоархейских (1-4, 9) и палеопротерозойских (5-8, 10) гранитоидах

№№ пп	1(129)	2(30)	3(53)	4 (52)	<b>5(297)</b>	6(62)	7(23)	8(28)	<b>9 (212)</b>	<b>10 (113)</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	68.14	69.82	70.42	71.93	<b>69.65</b>	71.97	73.05	71.02	<b>69.46</b>	<b>72.01</b>
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.59	0.47	0.40	0.24	<b>0.46</b>	0.49	0.41	0.31	<b>0.49</b>	<b>0.41</b>
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14.41	13.98	14.23	14.68	<b>14.01</b>	12.98	12.43	14.74	<b>14.20</b>	<b>13.38</b>
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3обш.</sub></b>	1.86	1.67	0.90	0.68	<b>4.40</b>	3.81	3.41	3.84	<b>1.47</b>	<b>3.68</b>
<b>MgO</b>	1.52	1.19	1.27	0.57	<b>1.38</b>	0.58	0.39	0.53	<b>1.33</b>	<b>0.50</b>
<b>CaO</b>	2.51	2.18	1.92	1.48	<b>2.06</b>	1.52	1.51	1.69	<b>2.20</b>	<b>1.57</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.97	3.03	3.10	4.00	<b>2.57</b>	2.20	2.18	2.58	<b>3.03</b>	<b>2.32</b>
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4.17	4.24	3.94	4.07	<b>4.54</b>	4.17	3.91	3.80	<b>4.12</b>	<b>3.96</b>
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.14	0.13	0.08	0.08	<b>0.20</b>	0.13	0.10	0.11	<b>0.12</b>	<b>0.11</b>
<b>Li</b>	17	19	16	17	<b>17</b>	9	22	10	<b>17</b>	<b>14</b>
<b>Rb</b>	126	127	116	161	<b>110</b>	164	253	129	<b>123</b>	<b>182</b>
<b>Ba</b>	990	974	755	531	<b>1193</b>	1072	1195	1325	<b>906</b>	<b>1197</b>
<b>Sr</b>	262	238	222	226	<b>249</b>	196	152	386	<b>241</b>	<b>245</b>
<b>F</b>	875	836	731	497	<b>367</b>	690	2680	516	<b>814</b>	<b>1195</b>
<b>Sn</b>	3.6	3.3	2.3	2.3	<b>2.3</b>	6.2	7.1	4.5	<b>3.1</b>	<b>5.9</b>
<b>La</b>	62	62	65	24	<b>58</b>	72	110	42	<b>63</b>	<b>75</b>
<b>Ce</b>	96	92	121	44	<b>101</b>	102	180	82	<b>103</b>	<b>121</b>
<b>Nd</b>	42	43	51	17	<b>38</b>	52	82	38	<b>45</b>	<b>57</b>
<b>Y</b>	26	30	26	10	<b>22</b>	37	48	16	<b>27</b>	<b>34</b>
<b>Zr</b>	213	230	203	139	<b>185</b>	290	290	227	<b>215</b>	<b>269</b>
<b>Pb</b>	24	27	23	37	<b>24</b>	32	40	29	<b>25</b>	<b>34</b>
<b>Cr</b>	52	43	51	11	<b>79</b>	11	15	8	<b>49</b>	<b>11</b>
<b>V</b>	71	60	55	18	<b>51</b>	35	19	24	<b>62</b>	<b>26</b>
<b>Ni</b>	25	23	26	8	<b>29</b>	6	8	3	<b>25</b>	<b>6</b>
<b>Co</b>	12	10	11	4	<b>9</b>	5	6	3	<b>11</b>	<b>5</b>

Примечание. Гранитоиды китайского ультраметагенного комплекса: 1 – в шарыжалгайском комплексе, 2-3 – в китайском комплексе (2 – р. Китой, 3 – р.р. Малая Белая - Онот), 4 – в гранито-гнейсах ТТГА ОЗП и ТЗП, 9 – средневзвешенное значение для неоархейских гранитоидов китайского ультраметаморфического комплекса в породах гранулитовой фации. Гранитоиды: 5 – синколлизонные ультраметаморфические в шарыжалгайском комплексе; 6-8, 10 – посткинematические – шумихинского (6), саянского (7) и приморского (8) комплексов; 10 - среднее значение для посткинematических гранитоидов.

Палеопротерозойские магматические породы гранитного состава представлены: 1) в Иркутском блоке – синколлизонными ультраметаморфическими теневыми мигматитами, параавтохтонными и аллохтонными гранитами, развитыми по породам шарыжалгайской серии; 2) в Китайском блоке – ультраметаморфическими гранитами и пегматитами; 3) в Иркутском, Китайском и Бирюсинском блоках – посткинematическими гранитоидами саянского и шумихинского комплексов. Последние обычно слагают трехфазные массивы. Породы первой фазы представлены гранодиоритами ( $\pm$  амфибол, биотит), сиенитами, кварцевыми сиенитами и диоритами, второй – гранитами, а третьей – лейкократовыми гранитами и пегматитами. В гранитоидах всех комплексов наблюдается преобладание K<sub>2</sub>O над Na<sub>2</sub>O, железа над Mg, повышенные содержания K, Ba, Sr, LREE, Zr, Co, Cr и пониженные – V (табл., выб. 6-8). Л.В. Таусон [1977] относил саянский комплекс к палингенным гранитам известково-щелочного ряда. На дискриминационных диаграммах составы главных фаз магматитов, отражающих состав родоначальных магм, расположены в поле гранитов А-типа или тяготеют к границе полей гранитоидов вулканических дуг и внутриплитных, что

характерно для постколлизийных (посткинематических) гранитов. Рубежи их становления (1855-1871 млн лет) соответствуют периодам формирования ультраметаморфических гранитоидов шарыжалгайского и китойского комплексов (1853-1868 млн лет). Последние образуются в результате замещения метаморфических пород гранулитовой фации с наследованием их вещественных характеристик под воздействием глубинных мантийных флюидов, обогащенных Si, Na, K, Rb, Ba, Pb, La, Ce, Nd, Zr. Составы гранитоидов саянского, шумихинского и приморского комплексов по уровням концентраций большинства элементов близки к средневзвешенным содержаниям для ультраметаморфических гранитоидов шарыжалгайской серии (табл, выб. 5-8, 10). Повышенные количества в ультраметагенных гранитоидах железа, MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Cr, V, Ni, Co и пониженные SiO<sub>2</sub>, Rb, F, Sn, Zr отражают определяющее влияние на них субстрата гранулитов, а повышенные содержания в посткинематических гранитах Rb, Sn, F, Pb – магматической и эманационной дифференциации (табл, выб. 5-8, 10).

Ультраметаморфическое гранитообразование (гранитизация) в шарыжалгайской серии происходило с перерастанием метасоматического замещения в магматическое и приводило сначала к появлению локальных магматических обособлений, а затем к становлению крупных очагов с кристаллизацией магм на месте или после перемещения. В палеопротерозое формирование ультраметагенных гранитов в высокометаморфизованных комплексах и становление посткинематических гранитоидов в слабометаморфизованных областях связано во времени и парагенетически. Ультраметаморфические гранитоиды сопряжены с процессами регрессивного гранулитового метаморфизма посткульминационного периода. Приведенные свидетельства о генетической связи с ними гранитов саянского, шумихинского и приморского комплексов говорят в пользу орогенного (постколлизийного), а не анорогенного (внутриплитного) геодинамического режима их формирования. Редкометалльная (Li, Sn, Nb, Ta, Be, Cs, LREE, W, U) специализация гранитоидов обусловлена процессами кристаллизационной и эманационной дифференциации кислых апоультраметаморфических (палингенно-метасоматических) магм после перемещения вдоль зон глубинных разломов в верхние структурные этажи от уровней гранулитовой до низкотемпературных фаций.

*Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 11-05-00771.*

### Литература

Магматические формации юга Восточной Сибири и Северной Монголии (Объяснительная записка к карте масштаба 1:500000, Ред. Абрамович Г.Я.). 1989. – 119 с.

Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1984. – 200 с.

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.

Сандиминова Г.П., Левицкий В.И., Пахольченко Ю.А. и др. // Rb-Sr возраст и геохимия рудоносных формаций Онотско-Савинского междуречья (В. Присянье) / Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. – М.: Наука 1993. С. 92-102.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука. 1977. – 279 с.

Chapped B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. V. 8. P. 173-174.

Martin, H. The Archean grey gneiss and the genesis of continental crust. In: Condie, K.C. (Ed.), Archean Crustal Evolution. Elsevier, Amsterdam. 1994. P. 205-259.

Martin, H. The adakitic magmas: modern analogs of Archean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411-429.