

## ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Козлов В.Д.

*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: kvd@igc.irk.ru*

Исследования геохимии и рудоносности гранитоидов со времени организации в Иркутске Института геохимии СО РАН неразрывно связаны с именем его первого директора, впоследствии академика Л.В.Таусона, возглавившего с 1958г. это научное направление. Его монография «Геохимия редких элементов в гранитоидах» [1961] стала без преувеличения настольным методическим руководством для молодых сотрудников возглавляемой Л.В.Таусоном Лаборатории. Результаты исследований по этому научному направлению были обобщены Л.В. Таусоном [1977] в его получившей широкую известность монографии «Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов».

Граниты (точнее гранитоиды) – распространенные разновозрастные магматические породы земной коры (65-75% SiO<sub>2</sub>), локализованные в пределах орогенных поясов континентов, образуют как очень крупные (батолиты, до 50 000 км<sup>2</sup> и более), так и небольшие интрузивные тела. В отдельных районах граниты сопровождаются редкометалльной минерализацией, представленной минеральными соединениями так называемых *несовместимых-некогерентных редких* элементов, характеризующихся ограниченным изоморфизмом в решетках порообразующих минералов и поэтому накапливающимися в конечных лейкогранитных дифференциатах гранитных интрузий, в соответствии со схемой *кристаллизационной дифференциации* силикатных расплавов Л.Боуэна. «Несовместимость» этой группы редких элементов – *B, F, Li, Rb, Cs, Be, Sn, W, Mo, Pb, Ta, Th, U* – однозначно подтверждается значениями их *кларков концентрации* >1 при нормировании концентраций элементов в *низкокальциевых* гранитах, т.е. лейкогранитах по их концентрациям в *высококальциевых* гранитах (гранодиоритах), по (Turekian, Wedephol, 1961; Козлов, 1985, с.13). Поэтому в геологической литературе несовместимые элементы именуются также *гранитофильными редкими элементами*. Соответственно, граниты и гранитные пегматиты могут сопровождаться редкометалльной пневматолито-гидротермальной минерализацией разной интенсивности: *Sn, W*, частично – *Mo, Be, Ta, U, B, F, Li, Cs*.

Поскольку в орогенических – коллизионных и субдукционных континентальных зонах Земли преобладают гранитоиды крупных массивов – *батолитов*, содержания редких элементов в гранитоидах именно таких массивов в основном определили средние – *кларковые* (средневзвешенные по площадям распространения) концентрации редких элементов в гранитах мира [Справочник по геохимии...1990; Овчинников, 1990]. Содержания гранитофильных элементов в последовательных дифференциатах батолитовых массивов, представленных рядом диориты-гранодиориты-граниты-лейкограниты, *умеренно возрастают в пределах их кларковых (среднемировых) значений*. Подавляющее большинство гранитоидов мира характеризуется кларковыми концентрациями гранитофильных элементов и практически безрудны. Рудоносна в отношении редкометалльного оруденения лишь малая часть гранитных интрузий мира, обогащенных гранитофильными редкими элементами с содержаниями существенно выше кларкового уровня.

Детальным изучением гранитоидов *редкометалльных рудных провинций* – Рудных Гор Центральной Европы (работы G.Tischendorf et al., M.Stemprok et al.), Забайкалья (работы Л.В.Таусона, В.Д.Козлова с соавторами и мн. др.) и Монголии (работы В.И.Коваленко, М.И.Кузьмина с соавторами) было установлено, что: 1) массивы (интрузии) *рудноносных* гранитов представляют ограниченнораспространенный в мире *поздне- и посторогенный* магматизм зон глубинных разломов, или, в современной терминологии тектоники плит – *поздне- и постколлизионный (постсубдукционный)* магматизм зон коллизий-субдукций, локализованный в поздних купольных структурах, первоначально в европейской

геологической литературе этот тип магматизма был назван (Х.Штилле) *субсеквентным*; 2) в последовательном ряду дифференциатов *конкретных рудоносных* интрузий – от ранних гранодиоритов, доминирующих гранитов главной фазы (ГФ) и поздних лейкогранитов – наблюдается устойчивое возрастание содержаний гранитофильных элементов, существенно превышающие их кларковые концентрации и *достигающие максимальных значений* в непосредственно-рудоносных телах поздних лейкогранитов.

Первоначально повышенная редкометалльность гранитов рудоносных интрузий многими авторами связывалась с усвоением ими вещества вмещающих сланцевых пород, обогащенных по сравнению с гранитоидами гранитофильными элементами (табл. 1).

Элементы	Sn	Cs	Th	Li	W	F	Be	Rb	Mo	Pb	Ta	B	U	$\Sigma TR$
Глинистые сланцы, г / т	6.4	6.5	12	65	1.5	700	3	150	2.6	20	1.5	100	3.7	<b>263.3**</b>
Кларки концентраций*	4.2	3.2	1.8	2.7	1.1	1.4	1.5	1.4	2.6	1.3	0.4	10	1.2	<b>1.4</b>

\* – Кларки концентрации элементов в глинистых сланцах по отношению к гранодиоритам; \*\* – по Л.Н.Овчинникову [1990].

Но эти взгляды не подтверждались с самых общих позиций. Например, из числа 650-ти массивов габбро-гранитной ассоциации на громадной территории Северо-Востока России [Соболев, 1984] по крайней мере, 2/3 залегают в песчано-сланцевых толщах мезозоя, но редкометалльна и рудоносна среди них лишь очень малая часть.

Установленная принадлежность интрузий редкометалльных гранитов к поздне-постороженным (коллизионным–субдукционным) этапам развития магматизма регионов позволяла связывать их редкометалльность с усиленной магматической дифференциацией глубинных остаточных магматических гранитоидных очагов по схеме Боуэна [Таусон, 1977]. В дальнейшем, изучение в редкометалльных гранитах спектров лантаноидов (La-Lu), нормированных по метеоритному веществу, показало, что уровень редкометалльности гранитов не зависит от степени их магматической дифференцированности, фиксируемой *Eu*-минимумами спектров, и является, таким образом, изначальной геохимической особенностью редкометалльных интрузий [Козлов, 2009].

В 80-е годы прошлого столетия внимание исследователей магматизма редкометалльных провинций привлекли щелочно-базальтоидные и монцонитоидные предшественники интрузий редкометалльных гранитов, рудоносные в отношении полиметаллического с Au и Ag оруденения [Геохимия..., 1984; Щеглов, Говоров, 1985; Tischendorf, 1986]. Это позволяло предполагать существование генетических связей между разнотипным оруденением редкометалльных провинций.

Наличие прямых генетических связей в Забайкалье между предшествующими монцонитоидами ( $J_{2-3}$ ) и последующими редкометалльными гранитами ( $J_3$ ) шахтаминского и кукульбейского комплексов было установлено нормированием концентраций гранитофильных элементов в разновидностях монцонитоидов (отдельно в монцогаббро, монцодиоритах и гранодиоритах), по их кларковым концентрациям в этих типах пород [Овчинников, 1990]. Результаты нормирования показали, что суммарный уровень относительного концентрирования гранитофильных элементов в монцодиоритах и гранодиоритах шахтаминского комплекса составляет в большинстве массивов около 11-16 кларков концентрации, что примерно соответствует уровню их накопления в кларках концентрации в гранитах ГФ массивов кукульбейского комплекса [Козлов, 2011, рис.1, стр.678]. Более того, в габбро массивов Уронайской группы шахтаминского комплекса содержания гранитофильных элементов повышаются до 45 их кларков концентрации, что подтверждает *изначальное* обогащение глубинных магматических очагов комплекса некогерентными элементами и мантийный (габброиды) источник этого обогащения.

Из всего вышесказанного следует кардинальный вывод, что *повышенная редкометалльность рудоносных гранитных интрузий связана не с их усиленной магматической дифференциацией, а напротив, усиленная дифференциация была следствием*

изначального обогащения инициальных глубинных магматических очагов рудоносных интрузий некогерентными летучими и редкими элементами.

Таблица 2.

Сравнительные уровни редкометальности ранних монцонитоидов и поздних гранитов-лейкогранитов редкометалльных провинций: Забайкалья, Богемского массива и Рудных Гор Центральной Европы

Породы	Элементная формула (в кларках концентрации)	ИНК*
<b>Забайкалье</b>		
<i>Шахтаминакий комплекс</i>		
Диориты, SiO <sub>2</sub> 57.35	B4.4-Cs4.1-Sn4-W2.1-Be1.8-Ta1.8-Th1.7-Pb1.5-Li1.2-Rb1.2-Mo1.1-Sr1-Ba1.3 F1.8-U0.9	+13.6 (13)
Монцодиориты SiO <sub>2</sub> 61.83	B4.2-Sn3.1-Cs3-W2.2-Th1.6-Be1.5-F1.4-Pb1.4-Li1.2-Rb1.2-Mo1-Sr1.1-Ba1.2 Ta0.4-U0.6	+9.8 (13)
Гранодиориты, SiO <sub>2</sub> 66.27	Mo5.2-Cs3-B2.1-Be2.1-W2.1-Th1.9-Sn1.8-Pb1.4-Rb1.3-Li1.2-F1.1-Sr1.1-Ba1.3 Ta0.5-U0.7	+9.3 (13)
<i>Кукульбейский комплекс</i>		
Граниты ГФ, SiO <sub>2</sub> 73.08	Sn4.5-Cs4-Li3.5-B2.5-U2.4-Be2.3-W2.2-Mo1.9-Pb1.7-Th1.6-F1.4-Rb1.4 Ta0.8-Ba0.5-Sr0.9	+15.5 (13)
Лейкограниты пегматоидн. ЗФ, SiO <sub>2</sub> 74.91	Sn8-Be3.6-Ta3.4-Cs2.8-B2.6-W2.3-Li2-Rb1.8-U1.4-Pb1.2 Ba0.1-Sr0.2-Th0.4-F0.7-Mo0.8	+18.0 (13)
Лейкограниты грейзенизир. ЗФ, SiO <sub>2</sub> 75.56	W41.7-Sn14.7-Cs8.8-Be6.1-Li4.5-Ta4.3-U2.7-F2.6-Rb2.5-B2.1-Mo2-Pb1.2 Th0.6-Ba0.1-Sr0.3	+80.8 (13)
Граниты амазонитов. ЗФ, SiO <sub>2</sub> 71.57	Sn50-Ta25.7-Li18.2-Pb7-Rb6.6-F6.2-W5-Nb4.3-Cs3.2-U2.2-Be1.2-Mo1.2 B0.7-Th0.6-Sr0.1-Ba<0.1	+118.1 (14: +Nb)
<b>Богемский массив</b>		
<i>Требицкий массив</i>		
Дурбахиты, SiO <sub>2</sub> = 60.14	Cs15.5-Sn6.2-U6-Th3.9-Rb3.6-W3.3-F2.7-Pb2.4-Be2.3-B1.8-Li1.7-Ta1.2-Ba3.6 Mo0.7-Sr0.8	+38.3 (13)
<i>Среднечешский массив</i>		
Лампрофир SiO <sub>2</sub> 41.67	U>6000, Th>4000, Rb~500, Cs~200, Li~130, Pb140, Ba3500; Ta, Be, W, F, Sn - < 10 для каждого элемента.	>10000
Дурбахиты, SiO <sub>2</sub> 57.67	Cs12.1-U5.7-Sn5.1-Rb3.6-Pb3.5-F2.6-W2.5-Th2.4-B2.4-Be2.2-Ta2.1-Li2-Ba3 Mo0.9-Sr0.9	+34.1 (13)
Гранодиориты блатенские, SiO <sub>2</sub> 66.73	Sn5.2-Cs4.5-Pb3.5-F1.8-Li1.8-Be1.7-Rb1.5-W1.3-B1.3-Ba3 Sr0.7	+13.6 (9)
Граниты ржичанские, SiO <sub>2</sub> 72.24	Cs9.6-Sn6.7-B6.1-Pb4.4-Li3.5-Be2.7-F1.9-Rb1.6-Sr1.4-Ba1.2 W0.7	+28.2 (9)
<b>Рудные Горы</b>		
<i>Рудные Горы, горский комплекс – ранний</i>		
Граниты ГФ, SiO <sub>2</sub> 71.36	Cs4.6-Sn4.3-Li3.2-W3-Be2.3-U2.3-B1.9-Pb1.8-Rb1.4-Th1.3-F1 Ta0.7-Ba0.6-Sr0.8	+15.8 (12)
<i>Рудные Горы, рудогорский комплекс – поздний</i>		
Лейкограниты ГФ, SiO <sub>2</sub> 74.36	Cs19.2-Li12-Sn11.3-W6.3-F5.4-Be3.8-Rb3.6-U3.2-Ta2.7-B2 Pb0.6-Th0.6-Sr0.1-Ba<0.1	+58.7 (12)
Лейкограниты ЗФ, SiO <sub>2</sub> 76.62	Sn33.3-W27.8-Li25-Cs16-F10-B7.1-Rb5.8-Be4.4-U4-Pb1.5 Th0.7-Sr0.1-Ba<0.1	+124.6 (11)

ИНК – индекс концентрации, фиксирует суммарный уровень избыточности гранитофильных редких элементов в данном граните по отношению к кларковому уровню в количествах кларков концентрации. В скобках – число участвующих в расчете ИНК гранитофильных элементов.

В табл. 2 приведена сравнительная характеристика в кларках концентрации гранитофильных элементов монцонитоидов и сопряженных с ними гранитоидов двух редкометалльных оловорудных провинций мира – выдающейся по рудной продуктивности Sn-W-U-(Pb,Zn,Ag,Au) провинции Богемского массива и Рудных Гор Центральной Европы

(360-280 млн лет) и умеренной по продуктивности W-Sn-(Mo)-Be-Ta-Li провинции Центрального Забайкалья (175-145 млн лет).

В провинции Богемского массива ранний магматизм представлен крупными массивами монцосиенитов (*дурбахитов*) мантийного происхождения, резко обогащенных (34-38 кларков) всеми гранитофильными элементами, не считая тела лампрофиров с ураганскими концентрациями U и Th. С дурбахитами ассоциирует Pb-Zn и Ag, а также U высокопродуктивное оруденение (Пршибрам). Второй, более высокий уровень концентрирования гранитофилов связан с гранитами ГФ (58 кларков) и лейкогранитами ЗФ (124 кларка) рудогорского комплекса Рудных Гор, сопровождающихся высокопродуктивным Sn-W (Крупка, Циннвальд и др.), а также U (Ауэ) оруденением.

В Центральном Забайкалье многочисленные массивы монцонитов-гранодиоритов шахтаминского комплекса (9-13 кларков концентрации) сопровождаются слабой Mo и W минерализацией, лейкограниты кукульбейского комплекса (80-118 кларков) – W, Sn, Ta, Be - оруденением невысокой продуктивности.

Невысокая рудоносность Забайкалья находится в определенном противоречии с данными таблицы 2, характеризующими очень сходные максимальные кларки концентрации редких элементов в поздних рудоносных лейкогранитах обеих провинций – 118 кларков в Забайкалье и 124 кларка концентрации в Рудных Горах. Достигнутые максимальные уровни концентрирования гранитофильных элементов в поздних лейкогранитах соответствовали началу рудного сброса – редкометалльного рудообразования, который в спектрах лантаноидов поздних лейкогранитов фиксируется резким понижением концентраций всех лантаноидов [Козлов, 2009, рис. 3 и 4, с. 46-47]. Очевидно, что *продуктивность оруденения провинций определялась как достигнутым уровнем редкометалльности рудоносных интрузий, так и их объемами*. Согласно таблице 2, суммарные уровни редкометалльности гранитов ГФ Забайкалья и Рудных Гор составляют соответственно 15.5 и 58.7 кларков концентрации. При приблизительном соответствии объемов гранитов ГФ площадям их выходов (~ 250 км<sup>2</sup> в Забайкалье и 500 км<sup>2</sup> в провинции Рудных Гор), продуктивность редкометалльного оруденения в Рудных Горах значительно превышает этот показатель в Забайкалье.

### Литература

Геохимия мезозойских латитов Забайкалья // Л.В.Таусон, В.С.Антипин, М.Н.Захаров, В.С.Зубков. – Новосибирск: Наука, 1984. – 215 с.

Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. – М.: Наука, 1985. – 304 с.

Козлов В.Д. Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны Забайкалья // Геология и геофизика. 2011. Т.52. №5. С.676-689.

Козлов В.Д. Редкоземельные элементы как индикаторы источников рудного вещества, степени дифференциации и рудоносности интрузий редкометалльных гранитов (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2009. Т.50. № 1. С. 38-53.

Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990. – 248 с.

Соболев А.П. Мезозойские габбро-гранитные серии Северо-Востока СССР. Препринт. Часть I. Структурное положение и состав. 57с. Часть II. Генезис и рудоносность. 52 с. Магадан: СВКНИИ, 1984.

Справочник по геохимии / Под ред. Г.В.Войткевича, А.В.Кокина, А.Е.Мирошникова, В.Г.Прохорова. – М.: Недра, 1990. – 480 с.

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

Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 232 с.

Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. – 324 с.

Tischendorf G. Variscan ensialic magmatism and metallogenesis of the Ore Mountains – modeling of the process // *Nem. Erde*. 1986. V.45. P.75-104.

Turekian K.K., Wedephol K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Bull. Geol. Soc. Amer., 1961. V.72. № 2. P. 175-192.