

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ВОСТОЧНО-САЯНСКОГО ПОЯСА

Макагон В.М., Загорский В.Е.

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

Вопросы геохимической специализации и потенциальной рудоносности гранитоидов всегда были в центре внимания Л.В.Таусона [Таусон, 1977, 1982]. В настоящей работе авторы ставят целью показать особенности геохимической и рудной специализации редкометалльных пегматитов Восточно-Саянского пояса и их возможные причины на примере сподуменовых пегматитов Урикско-Ийского грабена Восточного Саяна. Здесь находятся поля редкометалльных пегматитов литиевого (Гольцовое, Урикское и Белореченское поля), тантал-олово-литиевого (Бельское поле) и комплексного цезий-тантал-литиевого (Гольцовое и Белотагнинское поля) геохимических эволюционных рядов сподуменовой подформации.

В Урикско-Ийском грабене широко распространены массивы гранитоидов, объединяемых в саянский комплекс. К массивам этих гранитоидов пространственно тяготеют поля редкометалльных пегматитов. При этом некоторые массивы (Зимовнинский) сложены гранодиоритами, тогда, как в других (Урикский, Далдарминский массивы) доминируют биотитовые и двуслюдяные граниты. Возраст гранитоидов саянского комплекса, определенный U-Pb методом по цирконам Барбитайского массива [Левицкий и др., 2002], составляет 1.86 млрд лет. Эти исследователи относят гранитоиды саянского комплекса к постколлизийным, считая, что их внедрение происходило вслед за коллизийными процессами, обусловившими становление раннепротерозойского суперконтинента в период 1.9-2.0 млрд лет. Rb-Sr возраст гранитоидов саянского комплекса (Далдарминский массив) составляет 1.82 млрд лет. Сподуменовые пегматиты в Урикско-Ийской структуре формировались при повышенных давлениях (5-3 кбар). Они отличаются приуроченностью к зонам глубинных разломов, отсутствием или слабым проявлением зональности при наличии в их составе нескольких структурно-минеральных парагенетических комплексов. Их Rb-Sr возраст составляет 1.69 млрд лет [Макагон, 2007].

Гольцовое поле редкометалльных сподуменовых пегматитов расположено в восточной части Урикско-Ийского грабена в непосредственной близости от регионального глубинного разлома. Субмеридиональное положение разрывных нарушений определило соответственно и общую субмеридиональную ориентировку Гольцового поля [Теремецкая и др., 1973]. Протяженность поля около 20 км, площадь – 30 кв. км. Пегматитовые жилы и серии жил залегают в биотитовых, андалузит-биотитовых, двуслюдяных, биотит-амфиболовых, биотит-хлоритовых и хлоритовых сланцах, а также в амфиболитах. Пегматитовое поле примыкает в южной части к Зимовнинскому массиву гранитоидов, с которыми обычно генетически связывают пегматиты этого поля. Один из самых крупных разломов, вдоль которого узкой полосой вытянуты жильные тела и серии жил, разделяет пегматитовое поле на два структурно-тектонических блока: западный и восточный. В первом наблюдаются одиночные жилы плитообразной, линзо- и четкообразной формы, протяженность которых достигает 1.5 км с мощностью в раздувах до 30 м. Для восточного блока характерны сложные серии многочисленных сближенных жильных тел сложной формы, многократно соединяющихся и ветвящихся, имеющих раздувы неправильной формы и многочисленные апофизы. Жильные серии в пределах поля расположены кулисообразно относительно друг друга, суммарная мощность жильных серий достигает 100-140 м, протяженность – 2.0-2.5 км. В пегматитах обоих блоков распространены одинаковые по качественному составу полиминеральные ассоциации – структурно-минеральные комплексы, но в западном блоке пегматиты имеют литиевую, а в восточном – комплексную (Cs-Ta-Li) геохимическую специализацию. В таблице 1 приведены структурно-минеральные комплексы в пегматитовых телах Гольцового и других полей изученного района.

Структурно-минеральные комплексы сподуменовых пегматитов полей
Восточно-Саянского пояса

Пегматитовое поле	Геохимическая специализация	Структурно-минеральные комплексы
Гольцовое	1) Li 2) Ta-Cs-Li (комплексный тип)	1. Крупнокристаллический альбит-кварц-сподумен-микроклиновый. 2. Мелкозернистый микроклин-сподумен-кварц-альбитовый. 3. Разнозернистый мусковит-кварц-альбитовый.
Урикское	Li	1. Крупнокристаллический альбит-кварц-сподумен-микроклиновый. 2. Крупнозернистый альбит-кварц-сподуменовый с турмалином. 3. Кварц-альбитовый.
Белореченское	Li	1. Мелкоблоковый микроклин-кварц-сподумен-альбитовый с мусковитом.
Бельское	Ta-Sn-Li	1. Блоковый сподумен-микроклин-кварц-альбитовый 2. Крупноблоковый альбит-кварц-сподумен-микроклиновый. 3. Мусковит-кварцевый.

Урикское поле находится на крайнем юго-восточном крае грабена, примыкая к краевому шву Сибирской платформы. Пегматиты приурочены к узкой зоне смятия, вытянутой вдоль Главного Саянского разлома на 4-5 км при ширине, не превышающей нескольких сотен метров. К северо-западу от него находится Урицкий массив гранитоидов. Протяженность пегматитовых жил с редкометалльной минерализацией изменяется от 3-5 м до 250 м, мощность достигает 25-30 м и более. Морфология жил очень сложная – форма жил неправильная с разветвлениями, раздувами и пережимами, наблюдается тесное сочетание мелких и крупных жил.

Белореченское поле литиевых пегматитов находится в западной части Урико-Ийского грабена. Это поле приурочено к субмеридиональной зоне трещиноватости и смятия метаморфических пород. Оно пространственно тяготеет к юго-западному боку Зимовнинского массива гранитоидов. Пегматитовые жилы залегают в амфиболовых и слюдистых сланцах и амфиболитах, их протяженность составляет десятки и сотни метров, при этом крупные жилы обособлены, а мелкие – образуют жильные серии. Наиболее крупная жила литиевых пегматитов имеет северо-восточное простирание и крутые углы падения, форма ее неправильная, плитообразная с резкими коленообразными изгибами. Строение ее зональное, причем наиболее мощная зона – мелкоблоковая микроклин-кварц-сподумен-альбитовая – составляет около 75 % объема жилы, достигая мощности 40-50 м.

Пегматиты **Бельского** поля, расположенного по соседству с Белореченским полем, являются представителем тантал-олово-литиевого геохимического эволюционного ряда сподуменовой подформации редкометалльных пегматитов. Крупная жила тантал-олово-литиевых пегматитов имеет слабо зональное строение. Кроме того, выделяются участки поздних комплексов: мусковит-кварцевый с касситеритом, бериллом, мелкокристаллического кварц-альбитового с бериллом, касситеритом и колумбитом-танталитом и мусковит-кварц-клевеландитового с теми же минералами, а также наиболее позднего флюорит-кальцит-альбит-микроклинового с касситеритом и пиритом.

Геохимические особенности сподуменовых пегматитов разных полей показаны в таблице 2. Как видно из нее, для литиевых пегматитов характерны наиболее высокие

содержания Li, а для комплексных – Rb, Cs и Ta уже в ранних комплексах, в Ta-Sn-Li пегматитах в ранних комплексах высоко содержание Li, а в позднем – Sn и Ta, а также Nb.

Таблица 2.

Химический состав редкометалльных сподуменовых пегматитов в Урикско-Ийском грабене
(оксиды - вес. %, элементы - г/т)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	74.31	74.50	70.93	73.91	75.51	73.42	74.86	73.08	71.82	61.72
TiO ₂	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.06	0.11	0.13	0.05
Al ₂ O ₃	16.40	16.60	17.20	16.40	17.10	16.50	16.95	17.05	16.02	13.45
Fe ₂ O ₃	0.70	0.60	0.50	0.57	0.57	0.40	0.51	0.43	0.10	0.60
FeO	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.39	0.57	Н. о.	0.18	0.43	0.63	0.54
MnO	0.09	0.05	0.05	0.07	0.12	0.05	0.07	0.06	0.03	0.01
MgO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.10	0.10	0.10	0.12
CaO	0.24	0.28	1.08	0.15	0.27	0.65	0.10	0.05	0.32	0.10
Na ₂ O	4.38	3.98	6.60	1.68	2.09	8.42	2.55	1.57	3.56	0.27
K ₂ O	1.93	2.23	1.74	3.13	0.23	1.02	2.00	4.00	6.34	3.41
P ₂ O ₅	0.29	0.24	1.52	0.20	0.17	0.59	0.20	0.18	0.32	0.06
H ₂ O	0.47	0.52	0.03	0.04	0.17	0.11	0.32	0.23	0.58	2.00
F	400	300	900	200	200	400	200	300	500	Н.о.
Li	7300	6100	810	12500	16800	455	19400	11980	740	130
Rb	2160	2130	1590	2880	163	730	510	1090	2190	1280
Cs	540	6600	290	256	36	36	30	50	160	75
Be	180	70	150	120	83	160	38	Н.о.	20	Н. о.
Sn	1400	790	1600	890	360	77	71	40	160	78910
Ta	300	225	587	54	47	180	32	40	30	3000
Nb	80	95	153	36	33	76	36	30	30	2600
Zr	20	20	35	55	45	20	12	40	50	300
Hf	0.8	0.2	1.0	2.2	1.0	2.3	1.7	Н. о	Н. о.	Н. о.
Tl	21	17	2	26	0.4	1.8	Н.о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Ba	25	26	85	25	26	28	14	Н. о.	55	82
Sr	22	22	30	33	23	110	11.8	Н. о.	35	25
Pb	12	14	8.6	6.3	0.8	8.2	9.8	Н. о.	40	10
Zn	54	79	21	23	28	80	24	Н. о.	Н. о.	Н. о.
B	26	25	10	580	370	580	Н.о	Н. о.	10	100
K/Cs	29.7	2.8	49.8	101.5	53.0	235.1	553.3	663.9	328.8	377.3
Ta/Nb	3.75	2.37	3.84	1.5	1.42	2.37	0.88	1.33	1.0	1.15

Примечания. 1-3 – комплексные Cs-Ta-Li пегматиты Гольцового поля: 1 – микроклин-сподумен-кварц-альбитовый комплекс, 2 – альбит-кварц-сподумен-микроклиновый комплекс, 3 – мусковит-кварц-альбитовый комплекс; 4-6 – литиевые пегматиты Урикского поля: 4 – кварц-сподумен-микроклиновые участки, 5 – кварц-сподуменовые участки, 6 – альбитовые участки; 7 – литиевые пегматиты Белореченского поля, микроклин-кварц-сподумен-альбитовый комплекс; 8-10 – Ta-Sn-Li пегматиты Бельского поля: 8 – кварц-микроклин-сподуменовый комплекс, 9 – сподумен-альбит-кварц-микроклиновый комплекс, 10 – касситерит-мусковит-кварцевый комплекс. Силикатный анализ (оксиды) выполнен химическим методом (аналитики В.А.Григорьева, Л.Н.Матвеева); содержания Li, Rb и Cs определены методом фотометрии пламени (аналитик Л.С.Таусон); содержания остальных элементов определены количественным спектральным эмиссионным методом (аналитики С.Н.Арбатская, О.А.Чернышева, С.К.Ярошенко и Н.Л.Чумакова). Институт геохимии СО РАН (1992–2011). Н.о. – не определялось.

М.В.Кузьменко [1976], наиболее детально изучавшая влияние состава гранитоидов на геохимическую специализацию пегматитов, указывала, что пегматиты с различной

геохимической специализацией связаны генетически с разными по составу гранитами: литиевые и тантал-олово-литиевые – с плагиоклаз-микроклиновыми гранитами главных интрузивных фаз, а комплексные – с бедными кальцием биотитовыми или двуслюдяными гранитами главной или дополнительных интрузивных фаз. Однако наши данные по геохимии гранитоидов массивов и пегматитов в Урикско-Ийском грабене показывают отсутствие зависимости между составом гранитоидов и геохимической специализацией пегматитов. С одной стороны, около массивов гранитоидов разного состава (Урикский и Зимовнинский массивы) расположены однотипные поля пегматитов (Урикское и Белореченское поля литиевых пегматитов), с другой – около Зимовнинского однородного гранодиоритового массива наблюдаются поля и литиевых (Белореченское), и тантал-олово-литиевых (Бельское), и комплексных (Гольцовое) пегматитов. Последнее из полей к тому же в разных блоках имеет различную геохимическую специализацию. Более того, наблюдается значительный разрыв между временем становления массивов гранитоидов и формирования пегматитовых тел, составляющий 130-170 млн лет, так что пространственная связь пегматитов с гранитоидами может быть обусловлена тем, что массивы последних, являющиеся разуплотненными зонами, могли служить согласно представлениям В.М.Москалевой [1999] волноводами – проводниками пегматитового материала. Эта связь также обусловлена тем, что очаги пегматитовых расплавов образовывались при переработке гранитной магмы глубинными (мантийными) флюидами.

Обогащенность Li, Cs и Ta уже раннемагматических комплексов в пегматитовых телах указывает на первичное обогащение расплавов, из которых формировались редкометалльные пегматиты, этими металлами или в очагах образования, или на путях внедрения по зонам глубинных разломов. Общая редкометалльная специализация пегматитов в Урикско-Ийском грабене связана с единым источником и способом образования пегматитовых расплавов в глубинных горизонтах земной коры из гранитной магмы под воздействием потоков мантийных флюидов в нижнем протерозое. Локальные факторы (различная глубина и продолжительность «вызревания» пегматитовых расплавов, их гетерогенизация при подъеме по зонам глубинных разломов и др.) определили геохимическую специализацию пегматитов в различных пегматитовых полях.

Работа поддержана РФФИ (грант № 10-05-00964).

Литература

Кузьменко М.В. Геохимическая классификация пегматитовых полей и месторождений // Поля редкометалльных гранитных пегматитов. – М. Наука. 1976. – 332 с.

Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. № 8. С. 717-731.

Макагон В.М. Геохимия и условия образования гранитоидов и редкометалльных пегматитов Восточно-Саянского пояса // Мат. Всероссийской научной конференции «Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды». Т. 2. Геохимия магматических, метаморфических и метасоматических процессов. Иркутск. Изд. ИГ СО РАН. 2007. С. 151-155.

Москалева В.М. Мантийно-коровый магматизм и особенности глубинного строения областей континентального рифтогенеза // Региональная геология и металлогения. 1999. № 9. С. 20-26.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М. Наука. 1977. – 280 с.

Таусон Л.В. Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология рудных месторождений. 1982. № 3. С. 3-14.

Теремецкая А.Г., Рябенко В.Е., Чернуха Ф.П. и др. Некоторые закономерности пространственного распределения редкометалльных пегматитов на примере одного района // Вестник Московского университета. 1973. № 3. С. 76-84.