

УДК553.3/4.078:553.2:551.73

**ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ГИПЕРСОЛЬВУСНЫХ
ГРАНИТОИДОВ АСКАТИНСКОГО МАССИВА ГОРНОГО АЛТАЯ****Гусев А.И.***Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукишина, Бийск,
e-mail: anzerg@mail.ru*

Приведены данные по составу, геохимии, петрологии, абсолютному возрасту и рудоносности Аскатинского массива. Рибекитовые граниты и лейкограниты массива отнесены к анорогенному гипертальвусному типу, формировавшемуся по фракционированной модели длительное время (≈ 10 млн. лет). В породах проявлен тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов М-типа. Пролонгированный характер генерации пород и внешний источник высоко- F трансмагматических флюидов обеспечил формирование разнообразных типов оруденения урана, олова, ниобия, редких земель, флюорита. Становление уранового и других типов оруденения происходило при возрастании относительной щёлочности среды.

Ключевые слова: анорогенные гипертальвусные гранитоиды, пролонгированный сценарий, тетрадный эффект фракционирования РЗЭ, уран, олово, ниобий, редкие земли, флюорит

**PETROLOGY AND ORE MINERALIZATION GYPERSOLVUS GRANITOIDS
ASKATINSKII MASSIF OF MOUNTAIN ALTAI****Gusev A.I.***Shukshin Altai State Academy of Education, Russia, Biisk, e-mail: anzerg@mail.ru*

Data on composition, geochemistry, petrology, absolute age and ore mineralization Askatinskii massif lead. Riebeckite granite and leucogranite of massif carry to anorogenic gypersolvus type, forming on fractionation model long time (10 mln. y.). Tetradic effect fractionation of REE M-type display in rocks. Prolong character of generation rocks and external spring high- F transmagmatic fluid provided forming different types of ore mineralization uranium, tin, niobium, rare earth elements, fluorite. Becoming of uranium ore mineralization and other types ore mineralization happen on increase relative alkali environment.

Keywords: anorogenic gypersolvus granitoids, prolong script, tetrad effect fractionation of REE, uranium, tin, niobium, rare earth elements, fluorite

Длительно формирующиеся магматические комплексы и массивы, как правило, генерируют разнообразное оруденение [4]. К таким длительно формировавшимся массивам на Алтае относится Аскатинский.

Актуальность комплексного исследования гранитоидов Аскатинского массива определяется тем, что с ним парагенетически и пространственно связаны различные типы оруденения в альбититах, скарнах и роговиках: урана, редких металлов (олова, ниобия), редких земель иттриевой группы. В протяжённой зоне брекчирования отмечено проявление флюорита. Цель исследования – выявить особенности петрологии гранитоидов Аскатинского массива и связанного с ним оруденения.

**Материалы
и методы исследования**

Силикатные анализы магматических пород на главные компоненты выполнены в лаборатории Сибирского Исследовательского Центра (г. Новокузнецк), а на микроэлементы – методом эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре «OPTIMA-4300», для Cu, Zn, Pb, Li, – методом ICP-AES в Лаборатории ИМГРЭ (г. Москва). Изотопные измерения в цирконах проводились по классической методике на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II (г. Санкт-Петербург).

**Результаты исследования
и их обсуждение**

Аскатинский массив (площадью около 50 км²) располагается в междуречье Щебета – Ануй. В Аскатинском массиве доминируют среднезернистые, соответственно, рибекитовые и биотит-рибекитовые щелочные лейкограниты, участками фациально сменяющиеся аляскитами. В краевых частях Аскатинского массива фрагментарно отмечаются фации мелкозернистых порфировидных разностей и гранит-порфиров.

Минеральный состав лейкогранитов, субщелочных лейкогранитов и рибекитовых лейкогранитов следующий: кварц (32,5%; 34,5% и 40,6%), пертитовый калишпат $D = 0,78$ (28,1%; 48% и 46,2%), плагиоклаз (34,8% (№ 24-5); 13,6% (№ 0-5) и 10% (№ 0-5), железистый ($F = 87$) биотит (3,5%; 1,1% и ед. з.), амфибол (ед. з.; 0,6% и 2,6%), вторичные – серицит, хлорит, акцессорные (в г/т) – магнетит (1447; 2172 и 572), ильменит (2; 3 и 23), циркон (10; 3 и 54), ортит (47; 25 и ед. з.), малакон (1,2; 1,3 и 96), флюорит (2; 8 и 28). Структура пойкилитовая, гипидиоморфнозернистая, микрографическая. Породы характеризуются повышенной и высокой щелочностью, преобладанием K_2O (3,8%; 4,3% и 4,6%) над Na_2O (3,7%; 3,8% и 4,2%),

низкой глиноземистостью ($Al_2O_3 = 13,0\%$; 12,9% и 12,2%), высокой железистостью ($f = 84$; 87,8 и 89,7), высокими значениями коэффициента апгаитности (0,76; 0,85; 0,95). Геохимической особенностью гранитоидов являются низкие содержания стронция (от 1,85 до 275 г/т) повышенные – редких земель ($\Sigma REE = 335$ г/т в щелочных лейкогранитах), минимальные (относительно лейкогранитов других комплексов) – лития (14,7; 15 и 5,6 г/т, хотя в щелочных гранитах и некоторых умеренно-щелочных лейкогранитах достигают 169 и 171 г/т) и цезия (4,6; 3,8 и 2,2 г/т).

Изотопно-геохронологические исследования по определению абсолютного возраста пород массива выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. В щелочных гранитах Аскатинского массива цирконы бесцветные, желтоватые до коричневатого и красно-бурого цвета, также резко отличаются по габитусу от цирконов петротипических гранодиоритов Топольнинского и Караминского массивов. В Аскатинском массиве, как и в Елиновском, они также имеют лепешковидные субидиоморфные формы и еще более высокие содержания урана и тория, чем в Елиновском массиве. Конкордантный возраст, полученный по 6 точкам 398 ± 2 млн лет, (в цирконах содержание $U = 883-1502$ г/т, $Th = 364-682$ г/т, $Th/U = 0,39-0,47$), вероятнее всего соответствует захваченным ксеногенным цирконам из более ранних магматитов, возможно, топольнинского комплекса. Цирконы часто со скругленными ребрами, как бы оплавленные. Настоящие щелочные граниты вероятнее всего имеют возраст от $382,1 \pm 2,5$ млн лет (3 определения) до самого молодого определения $372,8 \pm 1,9$ (D_3), содержание в цирконе $U = 2339$ г/т, $Th = 1424$ г/т, и самое высокое отношение $Th/U = 0,63$. Аскатинский массив щелочных гранитов целесообразно относить к средне-верхнедевонскому елиновско-бутахинскому комплексу щелочных гиперсольвусных гранитов анорогенного типа (А-тип) [3]. Представительные анализы пород массива представлены в таблице.

Породы характеризуются различным уровнем дифференциации редких земель. Нормированное к хондриту соотношение $(La/Yb)_N$ варьирует от 1,89 до 4,97, отражая различную дифференцированность лёгких к тяжёлым РЗЭ. Сумма РЗЭ колеблется от 166,36 до 350,32 г/т и негативно связана с отношением $(La/Yb)_N$. Высокие значения Th/U указывает на относительно не изменённый состав гранитоидов массива. Все породы характеризуются относительно

не высокими концентрациями Rb, Sr, Ba и повышенными концентрациями Nb и Hf (таблица). Отношения Eu/Eu^* повсеместно очень низкие (менее 1) и указывают на хорошо проявленную негативную аномалию по европию.

На диаграмме ТАС в координатах $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ (рис. 1) породы Аскатинского массива попадают в поля щелочных гранитов (щелочной гранит), известково-щелочной серии (лейкограниты и часть умеренно-щелочных лейкогранитов) и умеренно-щелочной серии (некоторые умеренно-щелочные лейкограниты).

В некоторых разностях проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М-типа (превышение $TE_{1,3}$ порогового значения 1,1) (таблица). Известно, что фракционирование РЗЭ при тетрад-эффекте М-типа происходит при участии сложных комплексных соединений фтор-комплексов [2, 4].

Зависимость содержаний урана от величины тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ М-типа показано на рис. 2. Диаграмма показывает, что концентрации урана в гранитоидах Аскатинского массива выше, чем в хондритах и выше средних значений в магматических породах, и следовательно, и средних концентраций в гранитах по А.А. Виноградову.

Увеличение концентраций урана в гранитоидах Аскатинского массива прямо коррелируется с увеличением значений ТЭФ РЗЭ (рис. 2). В то же время максимальным значениям ТЭФ РЗЭ соответствуют минимальные отношения Th/U (табл.1). Чем ниже указанное отношение (Th/U), тем выше щёлочность среды, согласно рядам кислотности-щёлочности А.А. Маракушева [5] для ряда элементов в водно-сероводородных растворах при стандартных условиях. Следовательно, увеличение содержаний урана в расплавах, породивших гранитоиды Аскатинского массива, коррелируется с увеличением величины ТЭФ и повышением щёлочности среды.

Оруденение, связанное с гранитоидами Аскатинского массива, представлено несколькими проявлениями олова, урана, флюорита, редкометалльно-редкоземельного оруденения. Редкометалльно-редкоземельное Аскатинское проявление располагается в северном экзо- и эндоконтакте Аскатинского массива. Оруденение проявлено в метасоматически окварцованных и альбитизированных породах (местами представляющих настоящие альбититы), в которых установлена ниобиево-редкоземельная минерализация в виде иттриалита

и фергусонита, образующих тонкую вкрапленность размерами 1 – 2 мм. Содержания в зоне иттрия составляют (%) 0,01-0,05, иттербия 0,01-0,04, ниобия – 0,01.

Химический состав пород Аскатинского массива (масс. %)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	72,16	75,13	75,97	75,74	76,42	76,9	76,92
TiO ₂	0,13	0,14	0,09	0,01	0,09	0,12	0,09
Al ₂ O ₃	12,3	12,44	11,36	12,81	12,87	12,19	12,78
Fe ₂ O ₃	2,45	1,74	1,4	0,73	1,35	1,52	1,12
FeO	0,01	1,04	0,94	1,15	0,84	0,46	0,74
MnO	0,04	0,01	0,05	0,05	0,05	0,04	0,03
MgO	0,01	0,12	0,58	0,92	0,09	0,12	0,08
CaO	0,19	0,70	0,58	0,01	0,4	0,47	0,33
Na ₂ O	4,88	3,04	4,19	3,92	4,1	4,09	4,6
K ₂ O	7,99	5,35	4,42	4,32	3,8	4,1	3,6
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,36	0,05	0,09	0,06	0,05
Σ	100,19	99,72	99,94	99,71	100,1	100,07	99,34
V	12,1	10,7	10,9	10,9	<2,5	3,5	3,1
Cr	35,5	20,3	21,5	34,6	26,8	25,3	23,3
Co	2,1	1,04	1,39	1,43	<0,5	<0,5	<0,5
Ni	2,2	2,05	2,99	1,83	<0,1	<0,1	<0,1
Cu	4,5	1,95	2,25	3,27	11,8	10,3	9,8
Zn	145	163	149	112	109	106	96
Rb	250	246	226	141	183	193	181
Sr	275	1,85	1,95	5,11	16,9	17,8	15,1
Nb	35,1	23,8	25,9	17,7	22,8	23,5	23,3
Cs	7,7	2,89	4,66	1,35	2,24	3,27	3,3
Ba	204	17,1	24,9	186	43	41	40
Pb	19,5	5,8	16,5	6,83	18,1	18,6	18,2
Th	15,1	14,0	27,5	15,6	17,5	19,5	19,9
La	41,5	29,3	40,5	39,7	20,1	20,8	21,8
Ce	90,2	72,3	88,9	71,3	50,4	51,1	51,0
Pr	12,1	7,83	11,9	10,5	4,99	5,12	5,1
Nd	46,8	26,6	45,1	38,4	20,5	23,4	24,4
Sm	12,4	4,48	12,1	9,25	5,62	6,62	6,6
Eu	0,87	0,11	0,44	0,7	0,27	0,17	0,14
Gd	11,9	2,77	12,1	9,1	5,81	4,81	4,8
Tb	2,15	0,38	2,12	1,49	1,23	1,25	1,2
Dy	15,1	2,54	14,6	9,72	10,8	11,9	10,3
Ho	3,21	0,63	3,08	2,14	2,22	2,01	2,0
Er	10,2	2,15	9,03	6,25	6,41	6,45	6,4
Tm	1,78	0,55	1,41	1,03	0,96	0,86	0,81
Yb	10,2	3,89	9,4	6,39	7,01	7,13	7,2
Lu	1,41	0,63	1,34	0,98	1,25	1,21	1,2
Y	90,5	12,2	83,2	62,0	53,6	52,9	53,3
Σ PЗЭ	350,32	166,36	335,22	268,95	191,17	195,73	196,25
Ga	31,5	22,6	21,6	20,1	20,3	21,3	21,5
Zr	554	248	464	359	262	266	265
Sc	2,5	<0,1	<0,1	<0,1	2,02	2,01	2,0
Hf	16,7	8,0	15,3	9,13	10,7	11,4	11,1
Ta	12,9	1,36	2,41	1,52	1,48	1,52	1,51
Mo	1,1	0,75	0,86	1,66	2,75	2,79	2,7
Sb	0,3	0,25	0,2	0,32	0,93	0,91	0,9
Sn	5,9	3,34	4,06	2,63	9,21	10,2	10,1
Be	4,5	3,67	4,73	3,79	4,45	5,41	5,4
W	1,3	0,73	0,89	0,6	0,61	0,64	0,83
U	6,3	4,54	6,27	3,83	6,5	8,5	8,7
Li	171,0	114,0	169,0	10,9	13,7	14,5	14,9
Ag	0,05	0,018	0,045	0,025	0,039	0,036	0,035
(La/Yb) _N	2,7	4,97	2,84	4,1	1,89	1,93	1,99
Nb/Ta _N	2,7	17,5	10,7	11,64	15,4	15,46	15,43
Eu/Eu*	0,07	0,03	0,036	0,076	0,0105	0,089	0,073
Th/U	2,4	3,08	4,38	4,07	2,69	2,29	2,28
TE ₁	1,08	1,21	1,08	0,99	1,12	1,04	0,99
TE _{1,3}	1,01	1,02	1,04	0,97	1,11	1,19	1,12
(La/Sm) _N	2,05	3,9	2,06	2,9	2,19	1,92	2,02
(Gd/Yb) _N	1,1	0,57	1,03	1,14	0,66	0,54	0,53

Примечание. Значения PЗЭ нормированы по хондриту по [6]. Eu* = (Sm_N + Gd_N)/2. TE – тетрадный эффект фракционирования PЗЭ по Irbeg [7]. TE₁ – тетрадный эффект фракционирования PЗЭ для первой тетрады, TE_{1,3} – тетрадный эффект фракционирования PЗЭ, как среднее между первой и третьей тетрадами. Породы Аскатинского массива: 1 – щелочной гранит, 2, 3, 4, 6, 7 – умеренно-щелочные лейкограниты; 5 – лейкограниты.



Рис. 1. Положение фигуративных точек химического состава пород Аскатинского массива на TAS ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$) диаграмме. Породы Аскатинского массива: 1 – щелочной гранит, 2 – лейкограниты, 3 – умеренно-щелочные лейкограниты

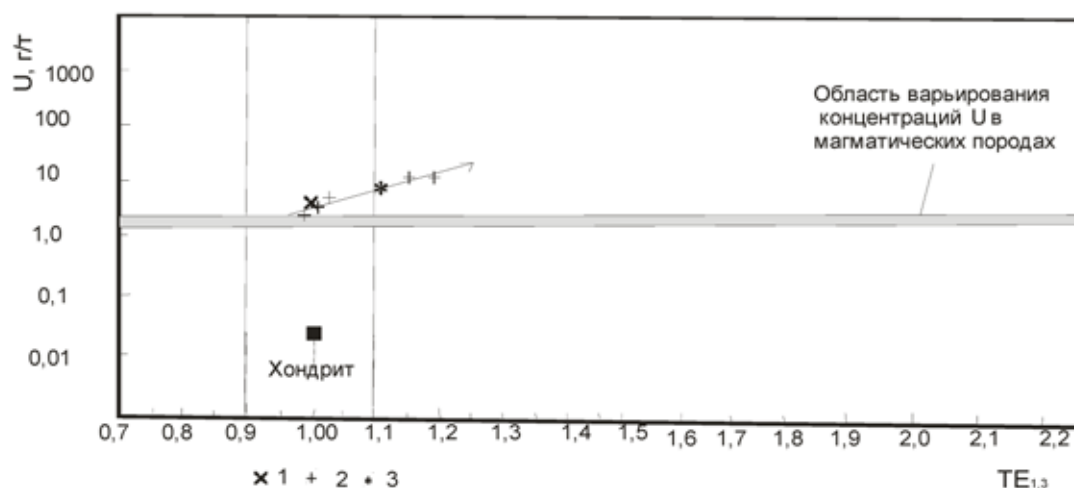


Рис. 2. Диаграмма $U-TE_{13}$ для пород Аскатинского массива. TE_{13} – тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов как среднее между первой и третьей тетрадами по [7]. Серая область на диаграмме выделена на основании средних содержаний вольфрама в изверженных породах по [1]. Содержания урана в хондритах по [8]. Условные обозначения см. на рис. 1

Оловянное проявление Тоголтайское находится в экзоконтактной части Аскатинского массива щелочных лейкогранитов и сопровождается шлиховым ореолом с содержаниями касситерита 1–360 знаков на шлих, в единичных пробах – до 2–3 г/м³. Выявлено два участка скарнированных пород размером до 300 × 20 м. В пироксен-гранатовых скарнах установлены галенит, арсенопирит, сфалерит, редко касситерит; содержания компонентов (в %): Sn – до 0,04; Pb, Zn, As – 0,01–0,1.

Тог-Алтайское проявление приурочено к экзоконтакту Аскатинского массива щелочных лейкогранитов. В ороговикованных породах установлено бедное оруденение сульфидов и вторичных минералов урана (торбернит), в гранитах – торбернит, поликраз, касситерит, монацит, колумбит. Бурением скважин до глубины 182 м уранового оруденения не выявлено, содержание урана в водных пробах $1,3-6,5 \times 10^{-7}$ г/л. Проявление относится к комплексному типу – уран-редкометалльно-редкоземельному.

Из нерудных полезных ископаемых к Аскатинскому массиву приурочены проявления флюорита. Проявление флюорита участка Аскатинского находится в северо-восточном экзоконтакте одноименного массива среди ороговикованных, мраморизованных и скарнированных песчано-глинистых и известково-глинистых пород барагашской свиты девона, прорванных дайками гранит-порфиров топольнинской ассоциации. Флюоритовая минерализация вскрыта в зоне брекчирования, протяженностью 1050 м, сцементированной кварцем и кальцитом, имеющей крутое ($75-80^\circ$) падение на юго-запад. Распределение флюорита крайне неравномерное, максимальное содержание до 10–35%. На флангах зоны отмечаются другие пункты минерализации флюорита.

Интерпретация результатов. Таким образом, формирование Аскатинского массива происходило общей продолжительностью около 10 млн. лет в результате пролонгированной фракционной кристаллизации в пределах глубинного магматического очага. Геохимическая направленность такого фракционирования от гранитов к лейкогранитам сопровождалась деплетированием Sr, Ba, Ti, Eu с увеличением концентраций SiO_2 (таблица) и уменьшением U-Pb возраста от 382 до 372 млн. лет. В процессе фракционной дифференциации расплав испытывал внешнее воздействие со стороны сильно обводнённого F-обогащённого флюида с меняющимися параметрами кислотности и относительной щёлочности. Близкие особенности формирования высококремнистого магматизма отмечено для Муфушанского комплекса Южного Китая [9]. Эволюция расплава происходила в направлении увеличения концентраций урана и других металлов под влиянием фракционирования минералов. Длительное формирование массива обеспечивало разнообразное отделение флюидов с формированием

различных типов оруденения уран-редкометалльно-редкоземельного, флюоритового.

Закключение

Таким образом, гранитоиды Аскатинского массива относятся к анорогенным гипертальмическим высоко- SiO_2 гранитоидам, формировавшимся длительное время ≈ 10 млн. лет. В расплаве глубинного очага происходило фракционирование минералов и элементов под влиянием внешнего F-обогащённого высоководного трансмагматического флюида, что обеспечивало генерацию оруденения урана, редких и редкоземельных элементов и флюорита. Становление уранового оруденения происходило при возрастании относительной щёлочности среды.

Список литературы

1. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // *Геохимия*, 1962. – № 7. – С. 555-572.
2. Гусев А.И., Гусев А.А. Тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов и его использование в решении проблем петрологии гранитоидов // *Успехи современного естествознания*, 2011. – № 5. – С. 45-49.
3. Гусев А.И., Коробейников А.Ф. Петро-геохимические особенности и рудоносность двух подтипов анорогенных гранитоидов Горного Алтая // *Известия Томского политехнического университета*, 2014. – Т. 325. – №1. – С. 27-35.
4. Гусев А.И., Гусев Н.И. Анорогенные гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим. – Бийск: Изд-во АГАО, 2014. – 202 с.
5. Маракушев А.А. Термодинамические факторы образования рудной зональности скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. – М.: Наука. – 1976. – С. 36-51.
6. Anders E., Greevesse N. Abundances of the elements: meteoric and solar // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1989. – V. 53. – Pp. 197-214.
7. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites *Geochim Cosmochim Acta*. 1999. – V.63. – №3/4. – P. 49-71.
8. Sun, S.S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid ocean ridges, ocean islands and island arcs // *Phil. Trans. R. Soc.*, 1980. – V. A297. – P. 409-445.
9. Wang, L.-X. Genesis of leucogranite by prolonged fractional crystallization: A case study of the Mufushan complex, South China // *Lithos*, 2014. – V. 206-207. – P. 147-163.