

ГЕОХИМИЯ ЛЕПИДОЛИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ПРОЯВЛЕНИЯ МУНГУТИЙН ЦАГААН ДУРУЛЖ (Центральная Монголия)

Л.Г. Кузнецова, А.М. Спиридонов, С.И. Дриль, З.И. Куликова

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Изучено геолого-геодинамическое положение, петрологические и геохимические особенности жильных лепидолитовых гранитоидов участка Мунгутуйн Цагаан Дурулж (МЦД), обнаруженных в Центральной Монголии, в пределах ареала проявления внутриплитного редкометалльного магматизма мезозойского возраста. Установлено, что их обогащение редкими элементами вызвано интенсивным воздействием на лейкограниты с первично слабой редкометалльной минерализацией высокофтористых, богатых K, Li, Rb, Cs, Sn, Be, W флюидов, поступавших из залегавшего на глубине магматического очага редкометалльных гранитных расплавов. Очень высокий уровень содержаний фтора, редких щелочных элементов и Sn, Be, W, типичный для гранитоидов МЦД, сопоставим только с грейзенами редкометалльных гранитов и топаз-лепидолит-альбитовыми пегматитами. Различия с грейзенами могут быть обусловлены в каждом конкретном случае особенностями исходных пород, подвергшихся грейзенизации. Различия грейзенизированных лейкогранитов МЦД с топаз-лепидолит-альбитовыми пегматитами более кардинальные — помимо ярко выраженных петрографических признаков к ним относятся: эволюционный тренд, направленный в сторону снижения содержаний нормативного альбита и не характерный для магматических пород Li-F геохимического типа; катаклаз и разгнейсование пород явно способствовали их химическому преобразованию в данном направлении; стабильно пониженные содержания Nb и Ta — редких элементов, обычно накапливающихся в ходе кристаллизационного фракционирования F-Li гранитных расплавов и слаборастворимых в магматических флюидах. Грейзенизированные гранитоиды МЦД не только сами являются богатыми редкометалльными рудами Li, Rb, F, Sn, но с большой долей вероятности служат признаком присутствия на глубине нескрытого массива редкометалльных гранитов.

Внутриконтинентальный орогенный пояс, редкометалльный гранит, эволюционный тренд, грейзенизация, фтористые флюиды, рудные компоненты, Монголия.

GEOCHEMISTRY OF LEPIDOLITIC GRANITOIDS FROM THE MUNGUTIYN TSAGAAN DURULJ OCCURRENCE (central Mongolia)

L.G. Kuznetsova, A.M. Spiridonov, S.I. Dril', and Z.I. Kulikova

We studied the geologic position, geodynamic setting, petrology, and geochemistry of veined lepidolitic granitoids from the Mungutiyn Tsagaan Durulj (MTsD) occurrence (central Mongolia), found within the area of Mesozoic intraplate rare-metal magmatism. It has been established that their trace-element enrichment resulted from the intense effect of fluids rich in F, K, Li, Rb, Cs, Sn, Be, and W, which arrived from a deep magma chamber of rare-metal granitic melts, on leucogranites with originally weak rare-metal mineralization. Very high contents of F, rare alkaline metals, Sn, Be, and W, characteristic of MTD granitoids, are close only to those in greisens of rare-metal granites and topaz-lepidolite-albitic pegmatites. The difference from the greisens in each case might be due to the features of the original rocks. The difference between the greisenized MTD leucogranites and the topaz-lepidolite-albitic pegmatites is more radical: Along with evident petrographic distinctions, it includes an evolution trend toward the albite norm decrease, not typical of igneous Li-F rocks; rock shearing and gneissosity, which must have contributed to their chemical transformation according to this trend; and stably lower contents of Nb and Ta (trace elements which usually accumulate during crystallization fractionation of F-Li granitic melts and are poorly soluble in magmatic fluids). The greisenized MTD granitoids are not only high-grade rare-metal ores of Li, Rb, F, and Sn but are also regarded as an indicator of a deep concealed pluton of rare-metal granites.

Intracontinental orogenic belt, rare-metal granite, evolution trend, greisenization, F-rich fluids, ore components, Mongolia

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к проявлениям гранитоидов литий-фтористого геохимического типа с литиевыми слюдами обусловлен тем, что они богаты редкими элементами (в основном Li, Rb, F, а также часто Nb, Ta, Be, Sn, W) либо сами являются редкометалльными рудами, либо служат их верным поисковым признаком. Однако происхождение таких пород бывает различным: это могут быть заключительные дифференциаты малоглубинных субщелочных гранитных комплексов и связанные с ними грейзены или проявления

более глубинных пегматитов альбит-лепидолитового типа. Проблемам генезиса этих пород посвящено много исследований. В работе Ф.А. Летникова [2008, с. 339] по петрологии и геохимии топазовых гранитов массива Тотогуз отмечается: «Сложность однозначного решения вопросов генезиса редкометалльных гранитов заключается в конвергенции целого ряда признаков. Повсеместное проявление в небольших по размеру массивах редкометалльных гранитов процессов послемагматической альбитизации, грейзенизации и калишпатизации зачастую затушевывает их первичную магматическую природу». К таким объектам в полной мере относятся и жильные литиево-слюдистые гранитоиды участка Мунгутуйн Цагаан Дурулж, обнаруженные на территории Монголии в пределах ареала проявления внутриплитного редкометалльного магматизма мезозойского возраста [Коваленко и др., 2003], первые результаты исследований которых представлены в данной статье.

ГЕОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПЛОЩАДИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Структурно-геологически площадь проявления Li-F гранитоидов Мунгутуйн Цагаан Дурулж (МЦД) принадлежит Идермегскому террейну пассивной континентальной окраины [Badarch et al., 2002], обрамляющему с юго-востока кратонный террейн Ерендаваа. Следует заметить, что в легенде геодинамической карты Северо-Восточной Азии оба террейна являются составными частями Аргунского супертеррейна [Парфенов и др., 1999] или микроконтинента Амурия [Зоненшайн и др., 1990], причленившегося к окраине Сибирского палеоконтинента на рубеже позднего палеозоя—раннего мезозоя в результате закрытия Монголо-Охотского палеоокеанического бассейна [Парфенов и др., 2003]. Рассматриваемая территория Li-F редкометалльного проявления МЦД является частью внутриконтинентального орогенного пояса. В его строении принимают участие главным образом осадочные породы — известняки, мраморизованные известняки нижнерифейского возраста, интродуцированные порфиризованные биотитовыми гранитами, гранодиоритами рифейского возраста, а также дайками габбро, диоритов и редкометалльных гранитов (?) предположительно верхнепалеозойского (С-Р)-нижнемезозойского (T_{1-2}) возраста. Как нам представляется, именно по редкометалльным гранитам в основном и развивались лепидолитовые грейзены с образованием Li-F редкометалльных руд. За пределами рудного участка в радиусе 2 км отмечаются выходы щелочных гранитов, сиенитов и трахидацитов.

Жильные тела Li-F редкометалльных гранитоидов МЦД сконцентрированы на площади около 0.5 км и пространственно приурочены к небольшим овальным выходам порфиризованных биотитовых гранитов, прослеживающихся вдоль линейных зон разломов и представляющих, по-видимому, гребнеподобные выступы залегающего на глубине массива (рис. 1). Связь выходов жил литиево-слюдистых лейкогранитов с порфиризованными биотитовыми гранитами обусловлена их внедрением по субпараллельным разломам северо-западного простирания, трассирующим зоны контактов биотитовых гранитов с вмещающими мраморизованными известняками. Все жильные тела лейкогранитов имеют северо-восточное падение; их длина варьирует от 200 до 400 м, ширины от 1 до 5 м.

Всего на участке выявлено около 15 жильных тел. Они характеризуются однородным или слабозональным внутренним строением и сложены в основном тонкомелкозернистым мусковит-лепидолит-кварц-полевошпатовым минеральным комплексом. Зональность иногда про-

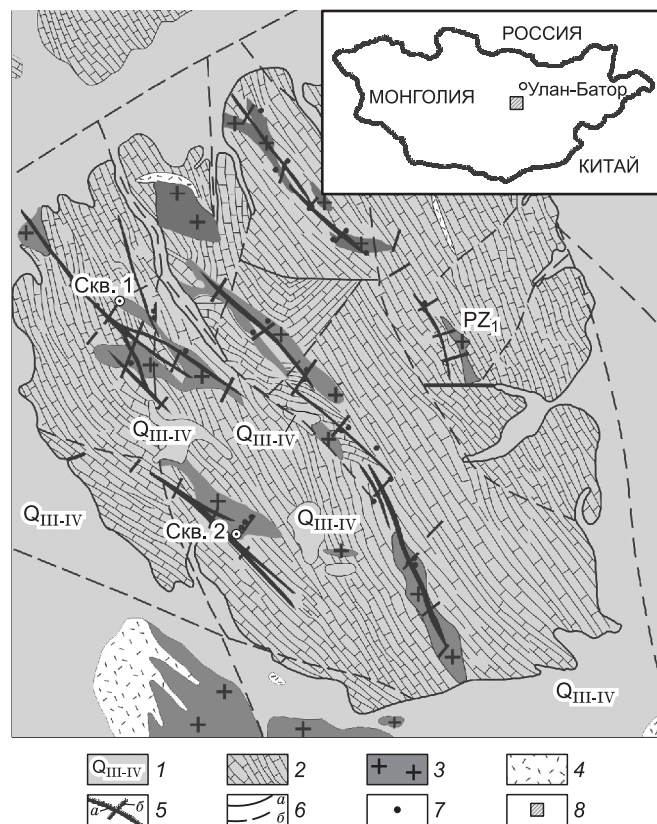


Рис. 1. Геологическая карта-схема проявления Li-F редкометалльных гранитоидов Мунгутуйн Цагаан Дурулж.

1 — современные четвертичные отложения; 2 — мраморизованные известняки; 3 — порфирические граниты и гранодиориты; 4 — эффузивы — трахидациты; 5 — рудные тела, представленные лепидолитовыми гранитоидами (а); горные выработки — каналы (б); 6 — тектонические нарушения: а — установленные; б — предполагаемые; 7 — точки отбора проб; 8 — участок работ.

явлена в маломощных апофизах. Так в одной из них, пересеченной скважиной, в зальбандах развит мелкозернистый кварц-альбитовый минеральный комплекс с округлыми порфиоровыми вкрапленниками кварца, а центральная часть сложена тонкомелкозернистым лепидолит-кварц-альбитовым минеральным комплексом. Лейкограниты в большинстве жил интенсивно грейзенизированы и разгнейсованы. Биотитовые граниты на контактах с жилами лейкогранитов катаклазированы, перекристаллизованы и грейзенизированы. Во вмещающих известняках не наблюдается скарнирования, но вблизи контактов жил имеются тонкие прожилки флюорита.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСНОВНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ГРАНИТОИДОВ

Биотитовые порфиоровидные граниты, вмещающие жильные тела лепидолитовых лейкогранитов, представляют среднекрупнозернистые породы серого цвета. Они состоят из кварца (30—40 %), олигоклаза (20—25 %), калиевого полевого шпата (25—35 %) и биотита (9—12 %) (табл. 1). Акцессорные минералы — циркон, апатит, магнетит, рутил. Порфиоровые выделения образованы калиевым поле-

Таблица 1. Состав (мас. %) биотитовых порфиоровидных гранитов

Компонент	Неизмененные		В разной степени грейзенизированные							
	1*	2*	3**	4*	5**	6*	7**	8*	9*	10*
	МЦ-18	МЦ-2	МЦ-3	МЦ-16	МЦ-35	МЦ-14	МЦ-61	МЦ-55	МЦ-60	МЦ-1
SiO ₂	67.59	66.87	70.19	68.39	70.27	68.36	66.97	67.23	66.99	68.68
TiO ₂	0.54	0.54	0.46	0.56	0.40	0.55	0.59	0.49	0.56	0.52
Al ₂ O ₃	17.05	15.21	14.89	15.03	14.19	15.74	15.41	15.89	15.28	16.02
Fe ₂ O ₃ общ.	4.47	3.76	2.15	3.96	2.43	3.87	3.32	3.25	3.86	3.95
MnO	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05
MgO	1.60	1.12	0.72	1.21	0.93	1.21	1.15	1.25	1.24	1.21
CaO	1.01	1.75	1.73	2.12	1.68	2.45	1.85	1.62	2.05	1.25
Na ₂ O	2.23	2.63	2.73	2.79	2.68	2.10	2.09	2.17	2.66	2.71
K ₂ O	4.43	5.09	5.33	4.16	5.37	4.58	4.86	4.15	3.54	3.52
Li ₂ O	0.00	0.03	0.05	0.04	0.05	0.16	0.16	0.28	0.39	0.89
Rb ₂ O	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.06	0.08	0.10	0.09
P ₂ O ₅	0.26	0.17	0.11	0.17	0.10	0.16	0.17	0.15	0.17	0.17
F	0.20	0.14	0.16	0.16	0.11	0.24	0.30	0.70	0.66	0.78
П.п.п	0.60	2.93	1.30	1.72	1.83	0.85	2.88	3.74	3.72	1.92
Сумма 1	100.05	100.29	99.89	100.38	100.11	100.37	99.87	101.06	101.30	101.78
O = F ₂	0.08	0.06	0.07	0.07	0.05	0.10	0.13	0.29	0.28	0.33
Сумма 2	99.97	100.23	99.82	100.31	100.07	100.26	99.75	100.76	101.02	101.45
CO ₂	Н.д.	Н.д.	0.41	Н.д.	0.57	Н.д.	0.88	Н.д.	Н.д.	Н.д.
H ₂ O ⁺	»	»	0.92	»	1.51	»	1.84	»	»	»
∑Alk	6.69	7.77	8.14	7.02	8.13	6.88	7.20	6.69	6.72	7.24
Na ₂ O + K ₂ O	6.66	7.72	8.06	6.95	8.05	6.68	6.95	6.32	6.20	6.23
Na/(Na + K)	0.31	0.32	0.31	0.38	0.31	0.29	0.28	0.32	0.40	0.41
A/CNK	1.65	1.17	1.11	1.16	1.07	1.26	1.28	1.44	1.28	1.52
A/NKRareAlk	2.01	1.53	1.43	1.63	1.36	1.68	1.66	1.75	1.59	1.41
Нормативный состав, %										
Qz	42.90	34.16	35.03	38.66	35.10	40.23	40.06	44.08	42.58	44.76
Ort	33.19	37.84	37.48	31.29	37.85	36.87	37.09	31.98	27.66	26.28
Alb	23.92	28.00	27.49	30.05	27.05	22.90	22.84	23.94	29.76	28.96

Примечание. ∑Alk (мас. %) — сумма оксидов всех щелочных элементов, включая Li, Rb, Cs; A/CNK и A/NKRareAlk (мол. %) — показатели глиноземистости: A/CNK = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O + CaO), A/NKRareAlk = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O + Li₂O + Rb₂O + Cs₂O). Жирным шрифтом выделены номера проб, для которых в табл. 5 приведены содержания редких элементов, полученные методом ICP-MS. Здесь и далее: Н.д. — нет данных.

* Рентгенофлуоресцентный анализ на основные породообразующие элементы (ИГХ СО РАН).

** Полный силикатный анализ выполнен несколькими методами в аналитических лабораториях ИГХ СО РАН, г. Иркутск (спектрофотометрическим, атомно-абсорбционным, атомно-эмиссионной пламенной фотометрии, потенциометрическим, гравиметрическим, титриметрическим).

Таблица 2.

Состав лепидолитовых гранитоидов участка Мунгутийн Цагаан Дурулж (мас. %) с реликтами первичной структуры

Компонент	Гранитоиды Li-F типа										Жильные лейкограниты гранитоиды участка Мунгутийн Цагаан Дурулж с реликтами первичной структуры									
	1**	2**	3**	4**	5*	6*	7*	8**	9**	10*	11**	12**	13**	14*	15**	16**				
	Средние				МЦ-9	МЦ-56	МЦ-37	МЦ-59	МЦ-63	МЦ-31	МЦ-57	МЦ-58	МЦ-10	МЦ-13	МЦ-29/1	МЦ-28				
SiO ₂	73.75	75.3	70.78	70.98	72.62	71.85	70.74	70.76	69.51	66.74	68.51	67.42	67.81	70.73	64.78	70.40				
TiO ₂	0.02	0.01	0.01	Следы	0.03	0.02	0.01	0.09	0.05	0.04	0.08	0.08	0.18	0.03	0.12	0.03				
Al ₂ O ₃	15.4	12.78	16.78	15.63	16.8	16.91	18.07	16.82	16.56	20.22	17.18	17.59	17.13	17.82	19.16	15.42				
Fe ₂ O ₃ общ.	0.81	1.31	0.56	0.62	0.49	0.74	0.39	0.40	0.49	0.34	0.40	0.31	0.26	0.64	0.24	0.07				
MnO	0.05	0.03	0.18	0.01	0.13	0.02	0.14	0.04	0.07	0.66	0.08	0.08	0.42	0.26	0.14	0.10				
MgO	0.02	0.09	0.2	Следы	0.26	0.21	0.12	0.18	0.15	0.20	0.18	0.11	0.11	0.16	0.12	0.09				
CaO	0.32	0.37	0.34	0.95	0.95	0.49	0.22	0.60	0.54	0.65	0.91	0.51	0.29	0.20	0.25	0.26				
Na ₂ O	5.35	4.6	5.24	5.67	3.10	6.44	6.33	5.91	3.88	2.40	2.87	3.60	1.86	1.17	1.13	1.33				
K ₂ O	3.8	4.46	3.31	2.78	3.14	2.01	2.67	2.51	4.69	5.89	4.50	5.19	5.43	5.59	6.46	5.34				
Li ₂ O	0.06	Н.д.	0.90	0.75	0.10	0.24	0.48	0.48	0.95	0.95	1.27	1.51	1.85	2.00	2.05	2.41				
Rb ₂ O	0.09	»	0.24	0.17	0.10	0.05	0.12	0.10	0.19	0.40	0.23	0.25	0.37	0.39	0.60	0.44				
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.07	0.06	0.18	0.13	0.06	0.09	0.07	0.05	0.09	0.07	0.13	0.05	0.03	0.09				
F	0.46	0.29	1.99	1.62	0.23	0.28	0.51	0.64	1.1	1.85	1.58	1.83	2.25	2.56	2.35	2.95				
S _{общ}	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0.04	0.13	Н.д.	0.06	0.07	0.05	Н.д.	0.04	0.08				
П.пл.	0.38	»	»	1.67	2.42	1.26	1.24	1.58	1.95	2.77	2.53	2.31	2.91	3.19	3.17	2.15				
Сумма 1	100.55	99.13	100.57	100.88	100.18	100.11	100.02	100.25	100.36	100.03	100.50	100.98	101.09	99.89	100.65	101.23				
O ~ F ₂	0.19	0.12	0.84	0.69	0.10	0.12	0.21	0.27	0.46	0.78	0.67	0.77	0.95	1.08	0.99	1.24				
O = S	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0.02	0.07	Н.д.	0.03	0.04	0.03	Н.д.	0.02	0.04				
Сумма 2	100.35	99.01	99.73	100.19	100.08	99.99	99.81	99.96	99.83	99.25	99.80	100.17	100.11	98.81	99.64	99.95				
CO ₂	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	»	»	»	0.45	0.62	»	0.61	0.48	0.02	»	0.12	0.22				
H ₂ O ⁺	0.37	»	»	»	»	»	»	1.19	0.82	»	1.25	0.99	1.61	»	1.71	0.58				
ΣAlk	9.31	9.06	9.69	9.39	6.45	8.74	9.62	9.01	9.74	9.66	8.90	10.58	9.55	9.19	10.25	9.59				
Na ₂ O + K ₂ O	9.15	9.06	8.55	8.45	6.2	8.4	8.90	8.40	8.55	8.04	7.34	8.71	7.21	6.45	7.54	6.59				
Na/(Na + K)	0.56	0.48	0.59	0.62	0.47	0.74	0.68	0.68	0.42	0.27	0.36	0.38	0.23	0.16	0.13	0.18				
A/CNK	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	1.65	1.24	1.32	1.24	1.33	1.76	1.53	1.41	1.81	2.14	2.06	1.83				
A/NKRateAlk	»	»	»	»	1.89	1.24	1.21	1.19	1.12	1.47	1.22	1.04	1.11	1.19	1.18	0.94				
Qz	28.4	31.3	29.2	27.9	47.58	27.91	25.09	28.21	31.47	33.91	39.07	29.48	42.72	49.46	40.77	49.37				
Ort	23.8	27.7	21.7	18.4	21.71	12.9	17.05	16.42	31.37	41.73	31.85	35.38	38.43	38.89	47.37	37.32				
Alb	47.9	40.9	49.1	53.7	30.7	59.19	57.86	55.37	37.16	24.35	29.08	35.14	18.85	11.65	11.86	13.31				

Нормативный состав, %

Примечание. 1 — средний состав топазовых гранитов массива Тотогуз (Северный Казахстан), 2 — средний состав микроклин-альбитовых аляскитов Жанчилянского массива (МНР), 3 — средний состав онгоитов дайки Амазонитовая (МНР), по [Летников, 2008]; 4 — топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты Хух-Дель-Ула, по [Владыкин и др., 1974]; 5—16 — жильные лейкограниты Мунгутийн Цагаан Дурулж: 5 — слабоизмененные; 6—8 — альбитизированные; 9—16 — грейзенизированные. Жирным шрифтом выделены номера проб, для которых в табл. 5 приведены содержания редких элементов, полученные методом ISP-MS. Пояснение см. в табл. 1.

Таблица 3.

Химический состав и кристаллохимические коэффициенты лепидолитов из жильных лейкогранитов участка Мунгутуйн Цагаан Дурулж

Компонент	МЦ-25-Л	МЦ-27-Л	МЦ-28-Л	Компонент	МЦ-25-Л	МЦ-27-Л	МЦ-28-Л
	1	2	3		1	2	3
SiO ₂ , мас. %	50.29	50.25	50.29	Кристаллохимические коэффициенты, ф.ед.			
TiO ₂	0.10	0.13	0.20	Mn	0.04	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	25.11	27.21	25.20	Al _{VI}	1.38	1.47	1.36
Fe ₂ O ₃	0.07	0.09	0.04	Fe ³⁺ _{VI}	0.00	0.01	0.00
MnO	0.66	0.28	0.19	Ti _{VI}	0.01	0.01	0.01
MgO	0.10	0.08	0.08	Сумма Y	2.80	2.69	2.88
CaO	0.23	0.02	0.08	Si	3.39	3.34	3.37
Na ₂ O	0.32	0.36	0.38	Al _{IV}	0.62	0.66	0.63
K ₂ O	10.23	10.38	10.23	Fe ³⁺ _{IV}	0.00	0.00	0.00
Li ₂ O	5.05	4.44	5.54	Ti _{IV}	0.00	0.00	0.00
Rb ₂ O	0.79	0.84	0.94	Сумма Z	4.00	4.00	4.00
Cs ₂ O	0.07	0.10	0.12	ОН	0.94	0.78	0.97
F	6.75	5.58	7.00	F	1.44	1.17	1.48
CO ₂	1.06	0.72	0.45	∑(F + ОН)	2.38	1.95	2.45
H ₂ O	2.09	1.75	2.17	Заряд +	22.00	22.00	22.00
Сумма 1	102.92	102.23	102.91	Сумма Al	1.99	2.13	1.99
O ~ F ₂	2.84	2.35	2.95	Соотношение катионов (позиция Y), %			
Сумма 2	100.08	99.88	99.96	R ²⁺	1.71	0.89	0.66
Кристаллохимические коэффициенты, ф.ед.				R ³⁺	49.48	55.05	47.57
K	0.88	0.88	0.87	Li	48.80	44.06	51.77
Na	0.04	0.05	0.05	<p>Примечание. Полный силикатный анализ выполнен несколькими методами в аналитических лабораториях ИГХ СО РАН (спектрофотометрическим, атомно-абсорбционным, атомно-эмиссионной пламенной фотометрии, потенциометрическим, гравиметрическим, титриметрическим). Сумма X, Y, Z — суммы катионов в X, Y, Z позициях.</p>			
Ca	0.02	0.00	0.01				
Rb	0.03	0.04	0.04				
Cs	0.00	0.00	0.00				
Сумма X	0.97	0.97	0.97				
Mg	0.01	0.01	0.01				
Li	1.37	1.19	1.49				

вым шпатом (размер вкрапленников 3 × 2 см) и плагиоклазом (полисинтетически сдвойникованные таблитчатые зерна длиной 1.5—2 мм). Чешуйки биотита темного красновато-коричневого цвета сгруппированы в агрегаты и часто содержат мелкие включения аксессуарных минералов. В шлифах под микроскопом структура наименее измененных разновидностей гранитов порфириовидная, гипидиоморфно-зернистая, но в них нередко наблюдаются признаки катаклаза. В процессе грейзенизации на контакте с жильными телами лейкогранитов по биотитовым гранитам развивались в основном литиево-железистые слюды (протолитионит, циннвальдит), замещающие биотит и полевые шпаты.

Жильные лейкограниты, судя по менее интенсивно грейзенизированным образцам (табл. 2, обр. 9-11), первично представляли мелкозернистые слабопорфириовидные породы светло-серого цвета, состоявшие из кварца (30—40 %), плагиоклаза, представленного альбит-олигоклазом (30—40 %), калиевого полевого шпата (20—25 %) и мусковита (5—7 %). Под микроскопом в них наблюдается частично сохранившаяся первичная гипидиоморфно-зернистая структура, каркас которой задан минералами первой генерации: беспорядочно ориентированными длиннотаблитчатыми полисинтетически сдвойникованными зернами плагиоклаза (длиной 0.7—1.2 мм) и равномерно распределенными изометричными (горошковидными) вкрапленниками кварца (диаметром 1—2 мм), частично рекристаллизованными (рис. 2, А). Кварц и плагиоклаз образуют и более мелкие зерна поздней генерации. Калиевый полевой шпат (микроклин) встречается редко в виде изометричных зерен размером 0.2—0.3 мм. Слюды (мусковит, лепидолит) представлены агрегатами мелких (≤ 0.2 мм) чешуек — бесцветных или бледно-сиреневых.

Кроме этой главной фацальной разновидности в подчиненном количестве встречаются две другие: одна (см. табл. 2, обр. 5) характеризуется повышенным количеством вкрапленников кварца (до 48 %), другая, наблюдавшаяся только в эндоконтактах одной из жил (см. табл. 2, обр. 6-8), — повышенным количеством альбит-олигоклаза (до 50 %). Аксессуарные минералы во всех фацальных разновид-

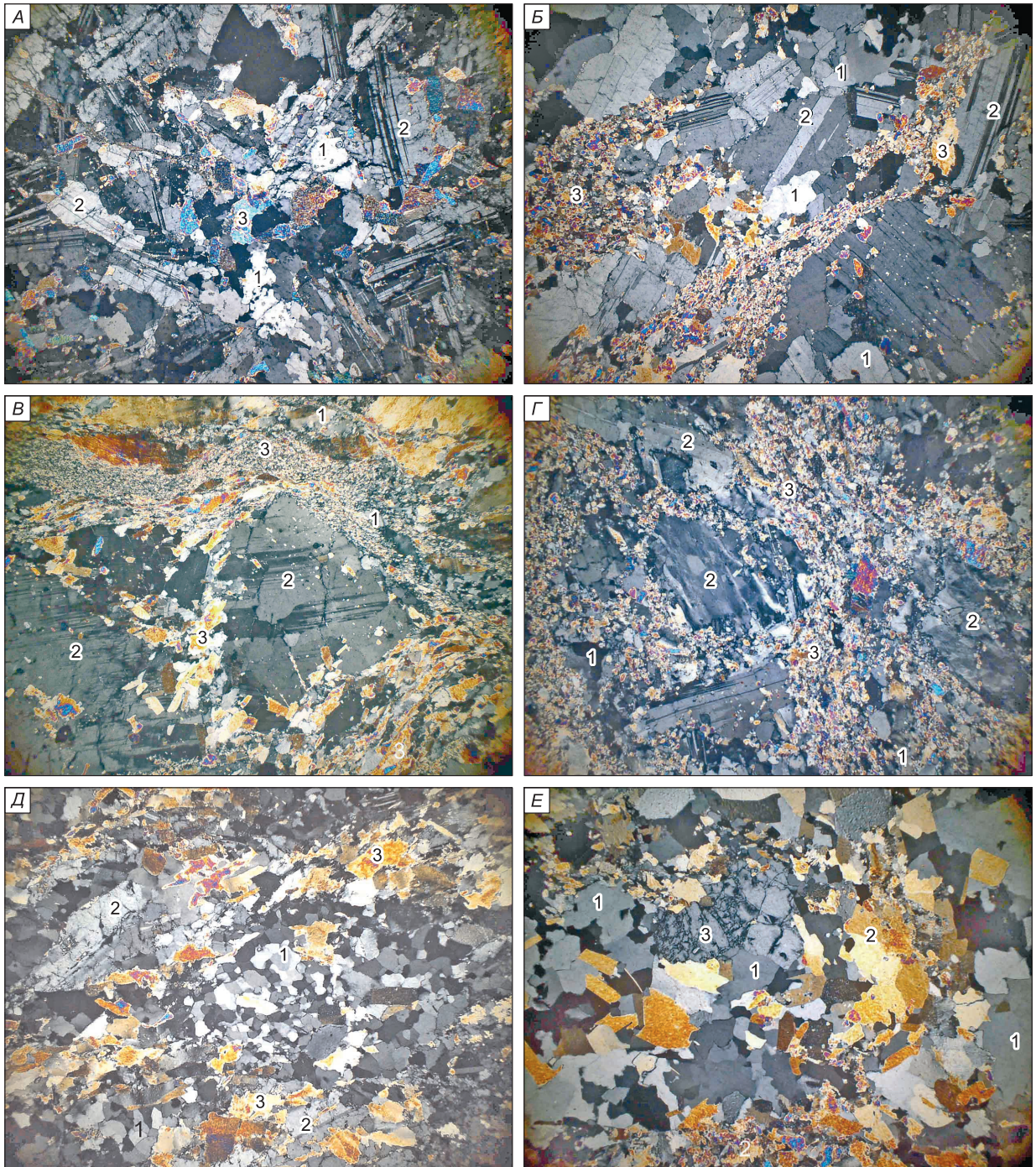


Рис. 2. Фотографии шлифов в различной степени грейзенизированных литиево-слюдистых жильных гранитоидов участка Мунгутуйн Цагаан Дурулж.

А — мелкозернистый лейкогранит, слабогрейзенизированный; *Б–Г* — лейкогранит сильнозамещенный тонкочешуйчатым агрегатом лепидолита, но сохранивший реликты первичной структуры; *Д* — кварц-лепидолитовый грейзен с пятнистой флюидальной текстурой (в центре шлифа — линзовидный агрегат зерен кварца); *Е* — кварц-лепидолитовый грейзен с топазом. Микроскоп. Николи X. Поле зрения фото 3.5 мм. *А–Д*: 1 — кварц, 2 — плагиоклаз, 3 — агрегаты мелкочешуйчатого лепидолита; *Е*: 1 — кварц, 2 — лепидолит, 3 — топаз.

Таблица 4. Состав (мас. %) разгнейсованных кварц-лепидолитовых грейзенов, развитых по лейкогранитам участка Мунгутийн Цагаан Дурулж (структура исходных пород не сохранилась)

Компонент	Кварц-лепидолитовый грейзен							
	без топаза						с топазом	
	1*	2*	3**	4**	5*	6*	7**	8**
	МЦ-5	МЦ-6	МЦ-4	МЦ-33	МЦ-29	МЦ-30	МЦ-34	МЦ-12
SiO ₂	72.55	78.51	67.12	73.71	71.37	70.55	67.30	68.52
TiO ₂	0.07	0.05	0.12	0.11	< 0.01	0.01	0.12	0.06
Al ₂ O ₃	16.45	12.96	17.28	13.00	18.20	18.40	16.45	16.53
Fe ₂ O ₃ общ.	0.36	0.36	0.37	0.38	0.28	0.23	0.23	0.11
MnO	0.85	0.66	1.06	0.76	0.16	0.20	0.93	0.23
MgO	0.14	0.16	0.10	0.08	0.16	0.12	0.09	0.06
CaO	0.29	0.21	0.10	0.05	0.09	0.28	0.55	0.08
Na ₂ O	< 0.2	< 0.2	0.19	0.14	0.46	0.50	0.25	0.22
K ₂ O	5.97	4.78	6.80	5.18	5.87	6.27	6.44	6.67
Li ₂ O	1.55	1.66	1.77	1.90	2.00	2.01	2.16	2.42
Rb ₂ O	0.41	0.32	0.48	0.55	0.57	0.44	0.44	0.47
Cs ₂ O	0.05	0.03	0.06	0.12	0.01	0.07	0.06	0.04
P ₂ O ₅	0.03	0.07	0.03	0.07	0.05	0.05	0.31	0.05
F	2.05	2.30	2.35	2.40	2.35	2.80	3.26	3.11
S _{общ}	Н.д.	Н.д.	0.02	0.10	Н.д.	Н.д.	0.07	0.03
П.п.п	3.15	2.09	3.11	2.49	3.20	3.24	2.65	2.68
Сумма 1	99.96	99.95	100.96	100.95	99.94	99.94	101.31	101.28
O ~ F ₂	0.86	0.97	0.99	1.01	0.99	1.18	1.37	1.31
O = S	Н.д.	Н.д.	0.01	0.05	Н.д.	Н.д.	0.04	0.02
Сумма 2	99.10	98.98	99.96	99.89	98.95	98.76	99.90	99.95
CO ₂	»	»	0.11	0.11	»	»	0.02	0.12
H ₂ O ⁺	»	»	1.77	1.07	»	»	1.66	1.25
∑Alk	7.98	6.90	9.30	7.89	8.92	9.30	9.35	9.82
Na ₂ O + K ₂ O	5.84	4.88	6.93	5.27	6.04	6.44	6.61	6.81
Na/(Na + K)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07	0.07	0.03	0.03
A/CNK	2.30	2.18	2.20	2.19	2.50	2.26	1.96	2.14
A/NKRareAlk	1.35	1.30	1.23	1.03	1.28	1.25	1.10	1.03
Нормативный состав, %								
Qz	56.97	Н.д.	48.30	62.30	54.33	50.98	49.99	50.12
Ort	42.02	»	49.71	36.30	41.05	44.00	47.38	47.63
Alb	1.00	»	1.99	1.40	4.61	5.02	2.63	2.25

Примечание. Пояснение см. в табл. 1 и 2. Жирным шрифтом выделены номера проб, для которых в табл. 5 приведены содержания редких элементов, определенные методом ICP-MS.

ностях лепидолитовых гранитоидов встречаются редко, в основном это флюорит и касситерит, реже берилл, в единичных случаях танталит-колумбит и топаз. Последний встречается только в наиболее сильногрейзенизированных лейкогранитах.

Даже в образцах лейкогранитов, сохранивших свою первичную магматическую структуру, наблюдаются признаки наложения на них грейзенизации. К ним относятся: резорбирование плагиоклаза и мусковита и их замещение, особенно по краям и по трещинам в зернах, тонкочешуйчатым агрегатом сиреневого лепидолита, при этом направление флюиальности агрегатов лепидолита нередко не совпадает с ориентировкой зерен плагиоклаза исходной породы (см. рис. 2, Б—Г); рекристаллизация вкрапленников кварца. Подавляющее же большинство образцов этих пород представляет ряд их постепенного преобразования в кварц-лепидолитовые грейзены (см. рис. 2, А—Е). При этом плагиоклаз, калишпат и мусковит из пород практически исчезают, а количество лепидолита может достигать 40 %. Состав лепидолита представлен в табл. 3. Все три проанализированные образца слюды относятся к трилитионитам.

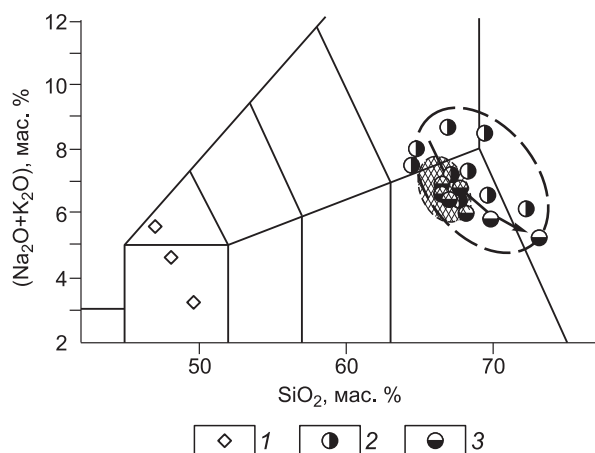


Рис. 3. Состав грейзенизированных лейкогранитов и других магматических пород участка Мунгутийн Цагаан Дурулж в координатах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

1 — жильные габбро-диориты; 2, 3 — грейзенизированные лейкограниты (поле составов основных разновидностей обведено штриховой линией, стрелкой показано направление изменения состава); 2 — лейкогранит сильногрейзенизированный с реликтами первичной структуры, 3 — бластомилониты по грейзенизированному лейкогранитам (первичная структура пород не сохранилась); цветом выделено поле составов вмещающих крупнопорфировых биотитовых гранитов, слабогрейзенизированных на контакте с жилами лейкогранитов.

Им свойственны низкие содержания Fe, Mn (в сумме < 0.05 ф.е.), высокие Li (1.2—1.5 ф.е.), F (1.2—1.5 ф.е.) и повышенные значения соотношения Li/F (близкие либо превышающие 1).

Катаклаз и разгнейсование лейкогранитов способствовали их более полному преобразованию в кварц-лепидолитовые грейзены, характеризующиеся порфиробластовой или бластокластической структурой и пятнистой флюидальной текстурой (табл. 4; см. рис. 2, Д, Е). Их отличает образование линзовидных сегрегаций зерен кварца размером от 1 до 3—5 см, вытянутых в одном направлении среди тонкозернистого флюидального кварц-лепидолитового агрегата.

Изучение химического состава вмещающих биотитовых гранитов и жильных лейкогранитов показало их существенные отличия. Так, на диаграммах SiO_2 — $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (рис. 3) и Qz — Alb — Ort (рис. 4) точки составов биотитовых гранитов образуют очень компактное поле в области гранитов нормальной щелочности. По соотношению щелочных компонентов $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ они относятся к калиевому ряду и характеризуются пониженной глиноземистостью ($A/\text{CNK} = 1$ —1.2). Порфировидные биотитовые граниты отличаются от редкометалльных лейкогранитов значительно более высокими содержаниями Fe, Mg, Ca, микроэлементов группы железа, Ba, Sr, которые совершенно инертно себя ведут (не выносятся) при грейзенизации биотитовых гранитов на контакте с лейкогранитами (табл. 1, 5). Кроме того, биотитовые граниты, даже грейзенизированные, отличаются от лейкогранитов более низкими содержаниями Li, Be, Sn, W, Nb, Ta, F — типоморфных элементов редкометалльных лейкогранитов.

Точки составов жильных в различной степени грейзенизированных лейкогранитов на диаграммах (см. рис. 3, 4) образуют значительно более обширное поле, частично перекрывающее поле биотитовых гранитов. Наименее грейзенизированные их разновидности характеризуются глиноземистым, субщелочным составом (см. табл. 2): $A/\text{CNK} = 1.3$ —1.7; $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) > 8$ мас. %; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ около 1. На диаграмме Qz — Alb — Ort (см. рис. 4) они близки к котектическому минимуму гаплогранита при давлении

Рис. 4. Нормативный состав грейзенизированных лейкогранитов Мунгутийн Цагаан Дурулж и некоторых разновидностей Li-F гранитов и пегматитов в координатах Qz — Alb — Ort .

1—4 — средние составы лейкогранитов Li-F геохимического типа: 1 — топазовые жильные граниты массива Тогогуз, 2 — колумбитовые граниты Жанчивланского массива (МНР), 3 — онгониты дайки Амазонитовая, 4 — топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты Хух-Дель-Ула; 5, 6 — составы представительных проб грейзенизированных гранитов участка Мунгутийн Цагаан Дурулж (поле составов обведено штриховой линией, стрелкой показано направление изменения состава по мере грейзенизации): 5 — грейзенизированный лейкогранит с реликтами первичной структуры, 6 — бластомилониты по грейзенизированному лейкогранитам (первичная структура пород не сохранилась); цветом выделено поле составов крупнопорфировых биотитовых гранитов, грейзенизированных на контакте с жилами лейкогранитов. Цифрами обозначено давление водного флюида для гаплогранитных минимумов [Tuttle, Bowen, 1958; Pichavant, Manning, 1984]. 1—3 — по данным [Летников и др., 2008], 4 — [Владыкин и др., 1974].

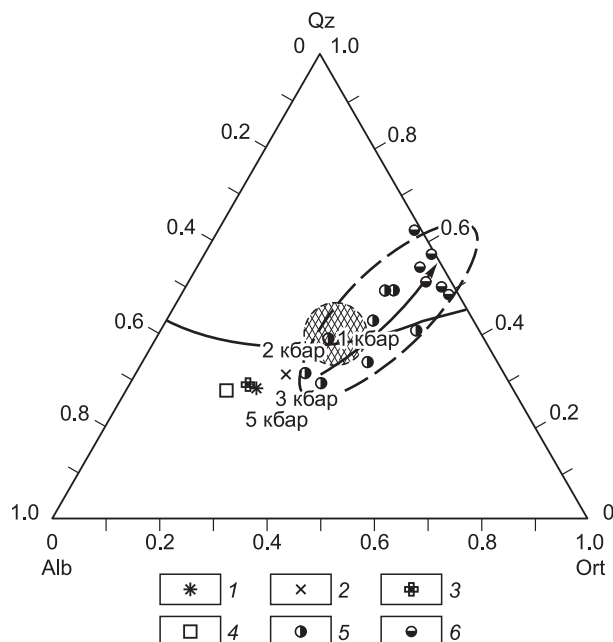


Таблица 5.

**Микроэлементный состав (г/г) магматических и метасоматических пород
участка Мунгутийн Цагаан Дурулж**

Ком- по- нент	Биотитовые граниты				Лепидолитовые гранитоиды									Лепидо- лит из гранитов
					с первичной структурой					разгнейсованные				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
	МЦ-18	МЦ-16	МЦ-14	МЦ-1	МЦ-9	МЦ-37	МЦ-31	МЦ-10	МЦ-28	МЦ-6	МЦ-29	МЦ-30	МЦ-12	МЦ-28-Л
Li	19	195	743	1858	464	2200	4400	8600	11194	7710	9289	9336	11240	26862
Be	8	8	16	18	13	334	25	323	439	11	1430	18	130	25
V	46.9	42	34	34.1	1.9	Н.д.	Н.д.	Н.д.	2.0	2.8	1.4	0.7	1.0	1.0
Co	6.2	5.5	6.0	6.0	0.7	0.3	0.3	0.3	0.1	0.4	0.2	0.4	0.3	0.1
Cu	23.0	18	6.2	8.5	7.3	5	3.4	7.2	5.3	3.9	4.7	4.8	4.4	0.7
Zn	136	79	84	100	57	10	60	30	10	196	10	9	26	18
Ga	32.4	23	25	25	141	79	151	105	95	115	139	128	123	135
Ge	2.6	1.5	1.7	1.7	3.7	4.2	3.3	4.2	8.2	3.9	5.5	5.3	4.3	3.8
Rb	172	241	244	861	1175	1100	3670	3394	3978	3177	5175	4011	4082	9135
Sr	203	261	309	213	63	30	47	19	36	20	35	38	13.4	7
Y	16	26	31	21	0.6	0.3	0.1	0.2	0.7	0.6	0.2	0.1	0.3	0.1
Zr	204	265	266	238	30	7.5	5.5	7.5	50	19	17	12	14	2
Nb	Н.д.	22	21	25	71	19	103	73	107	56	75	82	69	177
Sn	51	21	34	71	750	377	1435	1178	1511	380	207	431	195	255
Cs	26	65	159	223	51	132	217	340	579	283	1233	552	349	1253
Ba	694	641	1025	722	111	54	92	27	495	27	349	390	35	43
Hf	6.4	7.3	7.9	6.8	2.3	0.6	0.6	0.9	4.9	0.3	0.9	0.4	0.3	0.2
Ta	Н.д.	2.6	1.8	5.7	25	7	35	36	49	10.8	30	31	16	41
W	2.3	< 0.3	2.8	7.2	4	14.6	64	52	52	45	33	35	40	102
Pb	51.3	49.2	33.0	26.4	8.8	11.6	7.2	7.1	6.4	3.0	5.9	15.3	6.2	6.1
Th	21.1	33.1	34.5	32.3	11.7	6.6	1.7	6.3	14.9	0.6	8.0	1.4	5.6	1.5
U	2.2	3.3	3.9	2.3	0.6	0.1	0.1	0.2	0.6	0.1	0.2	0.2	0.4	0.1
ΣREE	171	293	273	244	3.1	1.1	0.5	0.7	3.2	2.4	1.0	0.8	1.5	0.3
Nb/Ta	Н.д.	8.4	11.7	4.3	2.8	2.9	3	2	2.2	5.2	2.5	2.6	4.4	4.3
Zr/Hf	31.9	36.3	33.5	34.9	12.8	12.5	9	8	10.2	56.4	18.1	31.4	49.8	9.7

Примечание. Содержания микроэлементов определены методом ICP-MS с предварительным кислотным разложением, ИГХ СО РАН.

водного флюида 2 кбар [Tuttle, Bowen, 1958; Pichavant, Manning, 1984]. По мере грейзенизации гранитоиды обеднялись альбитовым компонентом и смещались к биминеральным кварц-лепидолитовым составам. Вынос натрия в процессе их грейзенизации с избытком компенсировался привносом калия и редких щелочей, вследствие чего суммарное содержание оксидов щелочей в них возрастало до 10 мас. % (см. табл. 2). Значительное увеличение содержания K, Li, Rb (до 6.7, 2.4, 0.6 мас. % K₂O, Li₂O, Rb₂O соответственно), а также отчасти W (рис. 5, см. табл. 5) в лепидолитовых гранитоидах прямо коррелирует с увеличением в них содержания фтора (до 3—3.3 мас. %). Неравномерно высокие содержания Be, Sn и незначительно повышенные содержания Nb и Ta, не коррелирующие с фтором, могли сохраниться от исходных лейкогранитов. Относительно малоподвижное поведение Nb, Ta, Zr, Hf как характерную особенность всех грейзеновых образований в редкометалльных гранитоидах Монголии отмечали ранее В.И. Коваленко с соавторами [1971]. По их данным, наибольшие концентрации этих редких элементов в грейзенах не превышают их содержания в исходных магматических породах.

Изучение характера распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в биотитовых порфиридных гранитах, жильных лепидолитовых лейкогранитах и в отобранном из них лепидолите показало существенные отличия их нормированных к хондриту спектров (рис. 6). Крупнозернистым порфиридным биотитовым гранитам свойственны относительно высокие содержания РЗЭ со значительным преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми и наличие небольшой отрицательной европиевой аномалии. Жильные литиево-слюдистые лейкограниты отличаются от них резко пониженными (на 2 порядка) содержаниями РЗЭ, примерно равным соотношением легких и тяжелых РЗЭ ((La/Yb)_N, близкое 1) и более

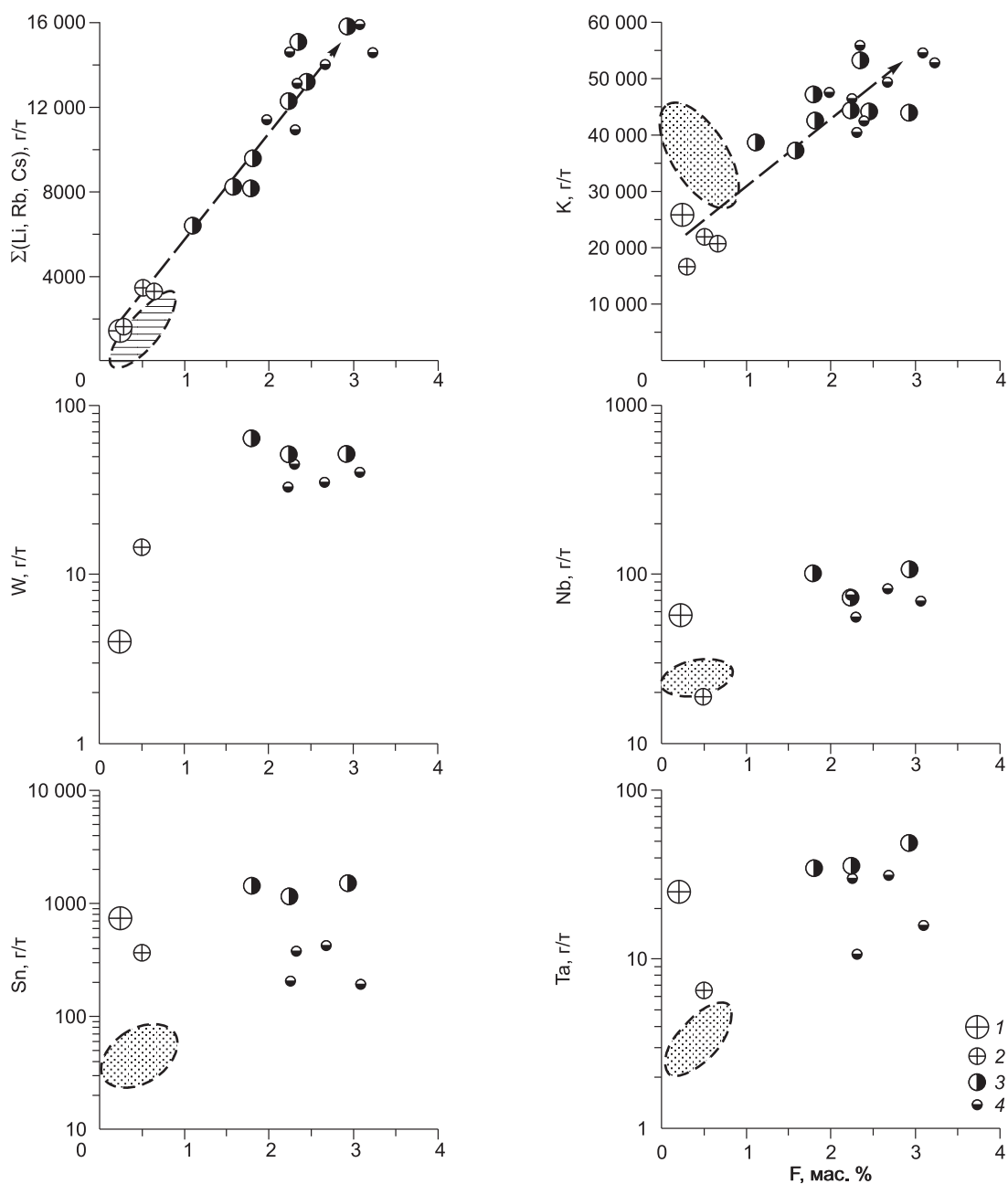


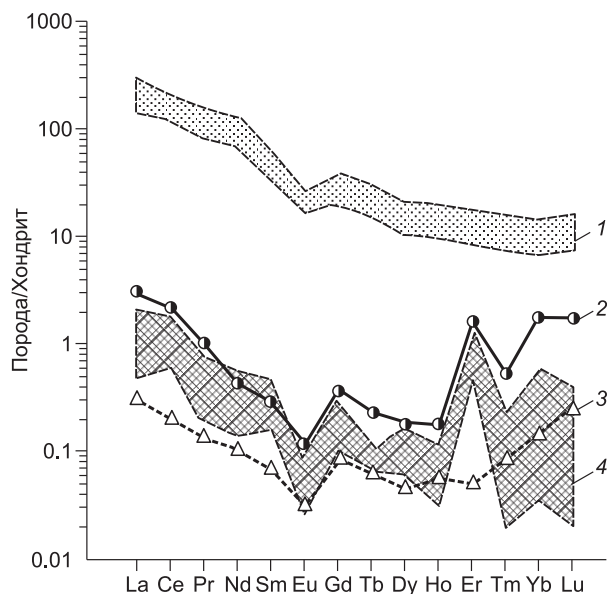
Рис. 5. Графики корреляции содержаний фтора, щелочных и редких элементов в лепидолитовых жильных гранитоидах и вмещающих их биотитовых гранитах участка Мунгутийн Цагаан Дурулж.

1, 2 — слабоизмененный микропорфировый лейкогранит (2 — кварц-альбитовая разновидность); 3, 4 — сильногрейзенизированные лейкограниты: 3 — со следами первичной магматической структуры, 4 — первичная структура пород не сохранилась. Штриховой линией и цветом выделено поле составов биотитовых гранитов, слабогрейзенизированных на контактах с жилами лейкогранитов. Стрелкой показано направление изменения составов лейкогранитов по мере грейзенизации.

глубоком европиевым минимумом, что типично для стандартных лейкогранитов. Однако хондрит-нормированный спектр этих пород в области средних и тяжелых РЗЭ (3-й и 4-й тетрад Gd-Ho и Er-Lu) осложнен ярко выраженными тетрад-эффектами вогнутой формы (*W*-типа), тогда как обычно РЗЭ спектры гранитов литий-фтористого геохимического профиля характеризуются тетрад-эффектами противоположной формы (*M*-типа) [Irber, 1999; Monecke et al., 2002]. Это явление в метасоматически измененных гранитоидах можно интерпретировать как результат перераспределения РЗЭ (в условиях открытой сис-

Рис. 6. Спектры РЗЭ гранитов и отобранного из них лепидолита участка Мунгутуйн Цагаан Дурулж, нормированные к хондриту, по [McDonough, Sun, 1995].

1 — поле составов крупнопорфировых биотитовых гранитов (неизмененных и грейзенизированных); 2 — микропорфировый лейкогранит, сильногрейзенизированный (обр. МЦ-28); 3 — лепидолит из грейзенизированного лейкогранита (обр. МЦ-28-Л); 4 — поле составов разгнейсованных кварц-лепидолитовых грейзенов (первичная структура лейкогранитов не сохранилась).



темы) между исходной магматической породой и фтористыми флюидами, поступившими из глубинного магматического очага [Irber, 1999]. Интересно, что хондрит-нормированный спектр РЗЭ лепидолита, отобранного из этих лейкогранитов, имеет в целом аналогичную форму при значительно более низких (на порядок) содержаниях РЗЭ (см. рис. 6, спектр 3).

Лепидолит является не только главным породообразующим минералом грейзенизированных лейкогранитов, но и основным минералом-концентратом целого ряда редких элементов: Li, Rb, Cs, Nb, Ta, W (см. табл. 3, 5). Так, содержания редких щелочных элементов (Li, Rb, Cs) в проанализированных образцах лепидолита достигают 26900, 9135 и 1250 г/т соответственно, а содержания Nb, Ta и W — 177, 41 и 102 г/т. Поскольку визуальное изучение шлифов этих пород с помощью оптического микроскопа показало крайне ограниченное распространение аксессуарных минералов, для выявления форм вхождения данных элементов в слюду требуются дальнейшие исследования на электронном микроскопе. Концентратом Sn и отчасти Ta в лейкограните выступает касситерит, а Be концентрируется в берилле.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В работах, посвященных изучению литий-фтористых редкометалльных гранитов, всегда уделялось большое внимание сопоставлению роли магматических и метасоматических процессов в их формировании. Первоначально считали, что редкометалльная минерализация имеет исключительно метасоматическое происхождение и классифицировали эти породы как апограниты [Беус и др., 1962]. Поворотным моментом в доказательстве первично магматического происхождения литий-фтористых редкометалльных гранитов стало открытие в Монголии их суб-

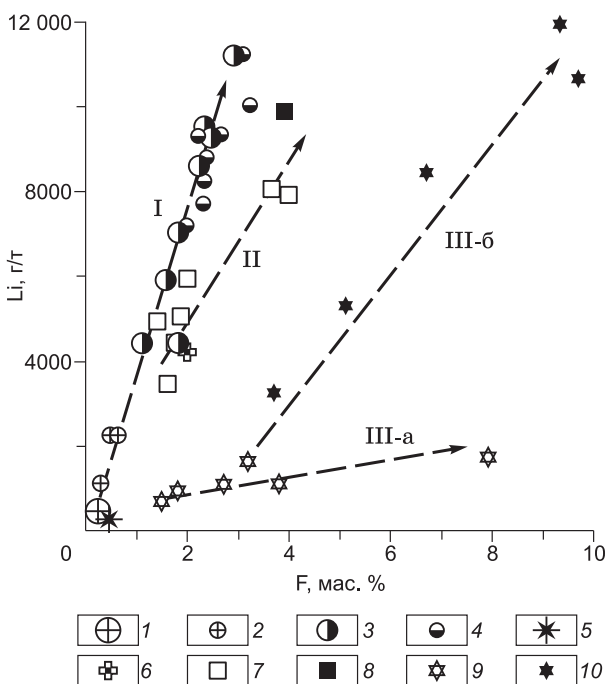


Рис. 7. Тренды изменений содержаний F и Li в грейзенизированных лейкогранитах участка Мунгутуйн Цагаан Дурулж в сравнении с другими породами Li-F геохимического профиля.

1—4 — лейкограниты МЦД: 1, 2 — слабогрейзенизированные, 3 — сильногрейзенизированный с реликтами первичной структуры, 4 — blastsмилониты по грейзенизированным лейкогранитам; 5 — средний состав топазовых лейкогранитов массива Тотогуз; 6 — средний состав онгонитов дайки Амазонитовая (5, 6 — по [Летников, 2008]); 7, 8 — состав топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов и грейзенов по ним Хух-Дель-Ула [Владыкин и др., 1974]; 9, 10 — метасоматиты по метапелитам вблизи контактов с амазонитовыми гранитами Этыкинского массива: 9 — альбититы с топазом (III-а), 10 — литиево-слюдистые грейзены по ним (III-б) [Кузнецова, Загорский, 2001]. Стрелками показано направление изменения составов лейкогранитов МЦД (тренд I), пегматитов (II) и метасоматитов Этыкинского рудного узла (III-а, III-б).

Таблица 6. Уровни содержаний фтора, щелочных элементов и редких элементов в грейзенизированных лейкогранитах МЦД в сравнении с другими гранитоидами и метасоматитами Li-F геохимического профиля

Компонент	Монголия					Забайкалье				
	Мунгутийн Цагаан Дурулж		Жанчивланский массив			Дайка Амазонитовая	Хух-Дель-Ула	Этыкинский рудный узел		
	Гранит слабогрейзенизированный	Сильногрейзенизированные граниты	Аляскит	Альбит-лепидолитовый гранит	Кварц-лепидолитовый грейзен	Онгонит	Альбит-лепидолитовый пегматит	Альбит-амазонитовые граниты	Топазовые роговики	Слюдистые грейзены
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
F, мас. %	0.2	1.1—3.2	0.3	0.6	1.4	2	1.4—4	0.2—0.3	1.5—7.9	5.1—9.7
K	2.6	3.9—5.6	3.7	3.4	4	2.7	2.2—3.8	0.3—4.2	2.5—4.3	3.7—5
Na	2.3	2.9—0.1	3.6	4.8	1.7	3.9	2.2—4.1	3—5.3	3.5—1.7	1.9—0.07
Li	0.05	0.4—1.1	0.03	0.09	0.13	0.42	0.4—0.8	0.05—0.09	0.07—0.17	0.33—1.2
Rb	0.1	0.2—0.6	0.08	0.15	0.16	0.22	0.1—0.3	0.15—0.25	0.07—0.20	0.22—0.51
Cs	0.006	0.02—0.12	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0.02—0.09	0.002—0.005	0.007—0.01	0.01—0.02
Ga, г/т	141	80—151	»	»	»	»	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Ge	3.7	3—8	»	»	»	»	»	»	»	»
Be	13	до 1430	7	5	5	19	20—435	2—7	155—330	20—180
Sn	750	200—1500	50	102	81	41	50—600	250—300	114—385	190—700
Nb	71	56—107	48	58—77	29—70	69	до 163	155—200	Н.д.	Н.д.
Ta	25	11—49	11	43—58	42—78	67	до 106	95—200	»	»
W	4	33—64	3	3	3	Н.д.	37—224	0.1—9	18—65	20—60
Ba	111	30—500	16	Н.д.	Н.д.	25	9—100	Н.д.	Н.д.	Н.д.
Sr	63	13—63	9	»	»	20	39—200	2—10	»	»
Zn	57	9—196	64	35	52	25	20—30	25—100	»	»
Pb	8.8	3—15	38	24	14	63	13	540—755	»	»
Zr	30	5—50	82	47—21	48—16	66	31—201	30—40	»	»
Hf	2.4	0.3—5	12	7—30	6—17	11	до 6	Н.д.	»	»
Nb/Ta	2.8	5.2—2.0	4.3	1.6—1.2	0.7	1	1.4—3.5	1—2.1	»	»
Zr/Hf	13	56—8	7	3—1.4	2.8—1.1	6	15.5—33.5	—	»	»
K/Rb	28	14—9	46	23	25	13	13—20	17—23	17—40	10—17
Na/(Na + K)	0.5	0.02—0.4	0.5	0.6	0.3	0.6	0.4—0.7	0.4—0.7	0.3—0.5	0.01—0.3

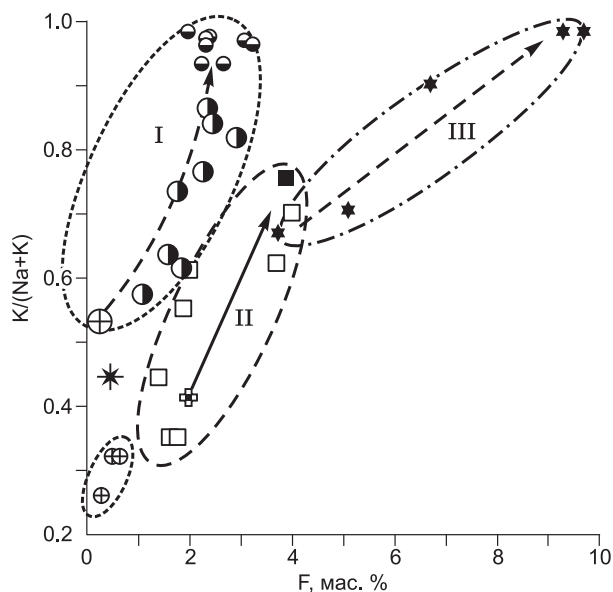
Примечание. 1, 2 — авторские данные, 3—5 — [Коваленко и др., 1971], 6 — [Летников, 2008], 7 — [Владыкин и др., 1974], 8 — [Бескин и др., 1994], 9—10 — [Кузнецова, Загорский, 2001].

вулканических аналогов — онгонитов. В монографии [Коваленко и др., 1971, с. 217], посвященной редкометалльным гранитоидам Монголии, отмечается, что «метасоматические процессы в большей или меньшей степени ... также участвуют в формировании редкометалльных гранитов, но, по-видимому, не они, а магматический этап ответственен за специфику этих образований». Разделяя эту точку зрения в отношении большинства редкометалльных гранитов, мы убеждены, что в природе встречаются и исключения. Примерами могут служить некоторые гранитные массивы кукульбейского комплекса (Восточное Забайкалье), для которых установлена ведущая роль процессов грейзенизации в формировании редкометалльных месторождений [Бескин и др., 1999; Зарайский и др., 2009].

Ранее считалось, что грейзены, связанные с редкометалльными гранитоидами, в основном представляют собой продукты их автотметасоматического изменения на постмагматической стадии. Например, в работах, посвященных редкометалльным гранитам Монголии, утверждается, что кварц-лепидолитовые грейзены развиваются только по альбит-лепидолитовым разновидностям гранитов, являясь наиболее ранними и высокотемпературными метасоматитами в процессе их постмагматического преоб-

Рис. 8. Тренды изменений содержаний фтора и $K/(Na+K)$ в грейзенизированных лейкогранитах участка Мунгутуйн Цагаан Дурулж в сравнении с другими породами Li-F геохимического профиля.

Стрелками показано направление изменения составов грейзенизированных лейкогранитов МЦД (тренд I), пегматитов (тренд II) и метасоматитов Этыкинского рудного узла (только литиево-слюдистых грейзенов — тренд III), поля их составов обведены линией. Усл. обозн. см. на рис. 7.



разования, и во многом наследуют редкоэлементный состав исходных магматических гранитов [Коваленко и др., 1971]. Вопреки этому мнению, существуют примеры образования богатых редкими элементами слюдястых грейзенов литий-фтористого геохимического профиля и вне массивов редкометалльных гранитов (хотя парагенетическая связь метасоматитов с этими гранитами все же подразумевается). Такие метасоматиты развиты, например, по метапелитам, вмещающим Этыкинский массив редкометалльных гранитов в Забайкалье [Бескин и др., 1994; Кузнецова, Загорский, 2001]. Топаз-слюдястые метасоматиты образуют в метаосадочных породах вытянутую в северо-западном направлении штокверковую зону длиной более 2 км при ширине около 800 м, прослеженную на глубину до 200 м, которая срезается Этыкинским массивом танталоносных амазонитовых гранитов. Это позволяет предполагать, что они образовались в основном до внедрения гранитов под воздействием потока высокотемпературных фтористых флюидов. Однако обогащение этих пород литием могло осуществляться и в последующие этапы становления многофазного Этыкинского гранитного массива [Бескин и др., 1994].

При изучении лепидолитовых гранитоидов участка Мунгутуйн Цагаан Дурулж, подвергшихся столь сильной метасоматической и частично тектонической переработке, вопрос определения исходной породы был очень важен. Как оказалось, ею не могли быть биотитовые граниты, несмотря на пространственную приуроченность жильных тел лепидолитовых гранитоидов к их выходам. Жильные тела лепидолитовых гранитоидов имеют с ними четкие секущие контакты и продолжают за пределы гребнеподобных выступов массива биотитовых гранитов во вмещающие мраморизованные известняки, не меняя своего состава.

Лепидолитовые лейкограниты отличаются от биотитовых гранитов по многим петрографическим и геохимическим параметрам. В отличие от биотитовых гранитов, образующих на диаграммах SiO_2 — $(Na_2O + K_2O)$ и Qz — Alb — Ort небольшое компактное поле составов (см. рис. 3, 4), лепидолитовые гранитоиды образуют на этих диаграммах обширное вытянутое поле, отражающее как их исходную фациальную неоднородность, так и существенные изменения их состава под влиянием грейзенизации. Сопоставление с данными по гранитам Монголии показало, что нормативный состав главной наиболее распространенной разновидности лейкократовых жильных гранитоидов участка МЦД был, по-видимому, до грейзенизации подобен составу микроклин-альбитовых аляскитов Жанчивланского массива (МНР) и наиболее близок к котектическому минимуму гаплогранита при давлении водного флюида 2 кбар (см. рис. 4). В процессе грейзенизации их состав менялся в направлении биминеральных кварц-лепидолитовых составов — противоположном альбитовому тренду фракционирования, характерному для редкометалльных литий-фтористых гранитов и топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов.

Альбитовый тренд фракционирования в гранитах и пегматитах литий-фтористого геохимического типа, как доказано экспериментальными исследованиями Д. Маннинга [Manning, 1981], обусловлен обогащением гаплогранитных расплавов фтором. Изучение состава литиево-слюдястых гранитоидов МЦД позволило выявить, что первично они были относительно бедны фтором, калием и редкими щелочными элементами. Установлено, что наиболее существенное изменение их состава связано не с кристаллизационным фракционированием обогащенных фтором магм, а с интенсивной метасоматической переработкой исходных мусковитовых лейкогранитов фтористыми, обогащенными калием и редкими элементами растворами, поступающими из залегающего на глубине очага редкометалльных гранитных магм.

В процессе грейзенизации лейкограниты МЦД обеднялись Na и обогащались в основном F, K, Li, Rb, Cs, а также в меньших количествах W и, возможно, Sn, Be — элементами, типичными для грейзенов, связанных с редкометалльными гранитоидами литий-фтористого геохимического типа (см. табл. 2, 4, 5).

Перенос щелочных и некоторых редких элементов в растворах в виде фторкомплексных соединений косвенно подтверждается графиками корреляций содержаний этих элементов в породах (см. рис. 5). Необходимо, однако, учитывать, что в лейкогранитах МЦД минералом-концентратором большинства из них является лепидолит, содержание которого возрастало по мере усиления грейзенизации. Данные табл. 2, 4, рис. 5, 7 показывают, что составы разгнейсованных и грейзенизированных лепидолитовых гранитоидов отличается от составов грейзенизированных лейкогранитов, сохранивших реликты первичной магматической структуры, только более интенсивный вынос из пород Na в сочетании с максимально высоким уровнем привноса F, K и редких щелочей. Это согласуется с петрографическими наблюдениями значительного усиления метасоматического замещения первичного плагиоклаза литиевой слюдой при механическом нарушении структуры пород вследствие тектонических подвижек. Видимо, разгнейсование лейкогранитов произошло несколько раньше или одновременно с их грейзенизацией, повысив проницаемость пород для флюидов.

Сравнение редкоэлементного состава литиево-слюдистых гранитоидов Мунгутуйн Цагаан Дурулж и некоторых гранитов, пегматитов и грейзенов литий-фтористого геохимического профиля, по данным литературных источников [Коваленко и др., 1971; Владыкин и др., 1974; Бескин и др., 1994; Летников и др., 2008], показало, что очень высокий уровень содержаний фтора, редких щелочных элементов и Sn, Be, W, характерный для гранитов МЦД, сопоставим только с грейзенами редкометалльных гранитов и с топаз-лепидолит-альбитовыми пегматитами (табл. 6, рис. 7, 8). Геохимические особенности этих пород рассмотрены нами на примере топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов Хух-Дель-Ула (ХДУ), Монголия [Владыкин и др., 1974] и литиево-слюдистых грейзенов, развитых по топаз-кварц-альбитовым роговикам, заместившим, в свою очередь, вмещающие метапелиты в экзоконтакте Этыкинского массива редкометалльных гранитов (Забайкалье) [Бескин и др., 1994; Кузнецова, Загорский, 2001].

На графиках в координатах $F-Li$ и $F-K/(Na+K)$ (см. рис. 7, 8) обращает на себя внимание линейный характер эволюционных трендов всех трех типов пород. При этом составы этыкинских литиево-слюдистых грейзенов (поле III-б) по сравнению с пегматитами ХДУ и грейзенизированными лейкогранитами МЦД сильно смещены в область высоких содержаний фтора. Это обусловлено их наложением на топаз-кварц-альбитовые роговики (поле III-а), экстремально обогащенные фтором на более раннем этапе метасоматоза. На графике $F-Li$ (см. рис. 7) эволюционный тренд грейзенизированных лейкогранитов МЦД (I) отличается от трендов пегматитов ХДУ (II) и этыкинских литиево-слюдистых грейзенов (III-б) пониженными содержаниями F, более широким диапазоном содержаний Li (охватывающим и область низких содержаний) и более крутым углом наклона к оси F в связи с повышенными значениями соотношения Li/F . Первые два отличия обусловлены наложением грейзенов МЦД на граниты с первично низким содержанием F и Li. Третье отличие может быть обусловлено влиянием вмещающей среды (известняков) на щелочность флюидов. На графике $F-K/(Na+K)$ (см. рис. 8) в породах трех рассматриваемых типов с ростом содержаний F увеличивается отношение $K/(Na+K)$. Менее всего это отношение растет в пегматитах ХДУ, так как они богаты альбитом и в основной своей массе меньше грейзенизированы, чем литиево-слюдистые гранитоиды МЦД и топаз-слюдистые роговики Этыкинского рудного узла. Грейзенизированные граниты МЦД от пегматитов ХДУ отличают также пониженные содержания Nb и особенно Ta — элементов, слабо растворимых в магматических флюидах (см. табл. 6). В лейкогранитах МЦД уровень содержаний Nb и Ta изначально был невысокий и почти не изменился в процессе их интенсивной грейзенизации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Петрографические исследования жильных лепидолитовых гранитоидов участка Мунгутуйн Цагаан Дурулж показали, что они очень интенсивно метасоматически изменены и разгнейсованы, являясь по сути метасоматитами и бластомилонитами по лейкократовым магматическим породам гранитного состава. Разгнейсование произошло раньше или одновременно с грейзенизацией и способствовало ее усилению, повысив проницаемость пород для флюидов.

2. На петрологических диаграммах составы лепидолитовых гранитоидов МЦД образуют обширное вытянутое поле, отражающее как исходную фациальную неоднородность этих жильных пород, так и их существенные изменения по мере грейзенизации. Состав наиболее распространенной разновидности лейкократовых гранитоидов МЦД до грейзенизации был подобен микроклин-альбитовым аляскистам Жанчивланского массива (МНР) и близок к котектическому минимуму гаплогранита при давлении водного флюида 2 кбар.

3. Грейзенизация лейкогранитов проходила под воздействием фтористых растворов; при этом осуществлялся интенсивный вынос Na и привнос F, K, Li, Rb, Cs, а также в меньших количествах W и, возможно, Sn, Be. Эти элементы типичны для грейзенов, связанных с редкометалльными гранитами и пегматитами литий-фтористого геохимического типа. Их перенос в растворах в виде фторкомплексных

соединений косвенно подтверждается графиками корреляций содержаний этих элементов в породах. Метасоматическое замещение лейкогранитов кварц-лепидолитовыми грейзенами привело к их обеднению РЗЭ и перераспределению средних и тяжелых РЗЭ между исходной породой и глубинными магматическими флюидами, проявившемуся в их спектрах в виде тетрад-эффектов *W*-типа.

4. Очень высокий уровень содержаний F, редких щелочных элементов и Sn, Be, W, характерный для гранитоидов МЦД, сопоставим только с грейзенами редкометалльных гранитов и топаз-лепидолит-альбитовыми пегматитами. Различия с грейзенами других гранитов могут быть обусловлены в каждом конкретном случае особенностями исходных пород, подвергшихся грейзенизации. Различия грейзенизированных лейкогранитов МЦД с топаз-лепидолит-альбитовыми пегматитами более кардинальные — помимо ярко выраженных петрографических признаков к ним относятся: эволюционный тренд, направленный в сторону снижения содержаний нормативного альбита и не характерный для магматических пород Li-F геохимического типа; катаклаз и разгнейсование пород явно способствовали их химическому преобразованию в данном направлении; стабильно пониженные содержания Nb и Ta — редких элементов, накапливающихся при кристаллизационном фракционировании гранитных расплавов F-Li геохимического типа и слабо растворимых в магматических флюидах.

5. Жильные литиево-слюдистые гранитоиды МЦД являются богатыми редкометалльными рудами Li, Rb, F, Sn с возможным попутным извлечением Be, Nb, W. Главным минералом-концентратором большинства этих элементов служит лепидолит, а для Sn и Be — касситерит и берилл. Кроме того, эти породы с большой вероятностью указывают на присутствие на данном участке нескрытого массива редкометалльных гранитов литий-фтористого геохимического типа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 09-05-01181-а), интеграционных проектов № 37, 24.2.

ЛИТЕРАТУРА

Бескин С.М., Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г., Курсинов И.И., Павлова В.Н., Прокофьев В.Ю., Цыганов А.Е., Шмакин Б.М. Этыкинское редкометалльное рудное поле в Восточном Забайкалье (Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений, 1994, т. 36, № 4, с. 310—325.

Бескин С.М., Марин Ю.Б., Матиас В.В., Гаврилова С.П. Так что же такое «редкометалльный гранит»? (история вопроса, терминология, типы, суждения о генезисе) // Зап. ВМО, 1999, ч. 128, № 6, с. 28—40.

Беус А.А., Северов В.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962, 196 с.

Владыкин Н.В., Дорфман М.Д., Коваленко В.И. Минералогия, геохимия и генезис редкометалльных топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов Монгольской Народной Республики // Труды минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР, 1974, вып. 23, с. 6—49.

Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н., Удуратина О.В., Чевычелов В.Ю. Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов // Петрология, 2009, т. 17, № 1, с. 28—50.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 1. М., Недра, 1990, 328 с.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Нагибина М.С., Павленко А.С., Владыкин Н.В., Цэдэн Ц., Гундсамбуу Ц., Горегляд А.В. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М., Наука, 1971, 240 с.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение ранне-мезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области. 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология, 2003, т. 11, № 2, с. 164—178.

Кузнецова Л.Г., Загорский В.Е. Поведение редкоземельных элементов в апосланцевых литиеносных метасоматитах Этыкинского рудного поля (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2001, № 2, с. 188—196.

Летников Ф.А. Топазовые граниты массива Тотогуз, Северный Казахстан // Петрология, 2008, т. 16, № 4, с. 339—355.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 5, с. 24—43.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *J. Asian Earth Sci.*, 2002, v. 21, p. 87—110.

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, p. 489—508.

Monecke T., Kempe U., Monecke J., Sala M., Wolf D. Tetrad effect in rare earth elements distribution patterns: a method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66, № 7, p. 1185—1196.

Manning D.A.C. The effect of fluorine on liquidus phase relationship in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb // *Contr. Miner. Petrol*, 1981, v. 76, p. 206—215.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.

Pichavant M., Manning D. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites, the contribution of experimental data // *Phys. Earth Planet. Int.*, 1984, v. 35, p. 31—50.

Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈—KAlSi₃O₈—SiO₂—H₂O. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1958, v. 74, 153 p.

*Рекомендована к печати 23 марта 2012 г.
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию
25 августа 2011 г.*