

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ ГРАНИТОВ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫХ ФАЗ ЧЕЛЯБИНСКОГО БАТОЛИТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Т.А. Осипова, А.В. Вахмянина

В составе Челябинского батолита выделяется несколько небольших по размеру тел лейкократовых гранитов, слагающих: 1) Кременкульский массив, 2) Митрофановский массив и 3) небольшие тела в районе п. Трубный (рис. 1). Эти лейкограниты завершают становление полиформационного Челябинского батолита. Для лейкогранитов района п. Трубный предполагается генетическая связь с предшествующими гранитоидами, тогда как образование пород Кременкульского и Митрофановского массивов относится к более поздним этапам развития региона. Полученные к настоящему времени новые данные о химическом составе лейкократовых гранитов позволяют уточнить их положение в геологической структуре Челябинского батолита.

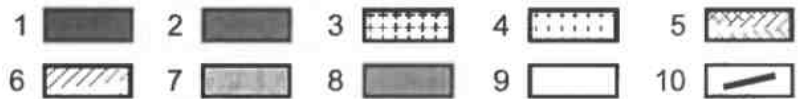
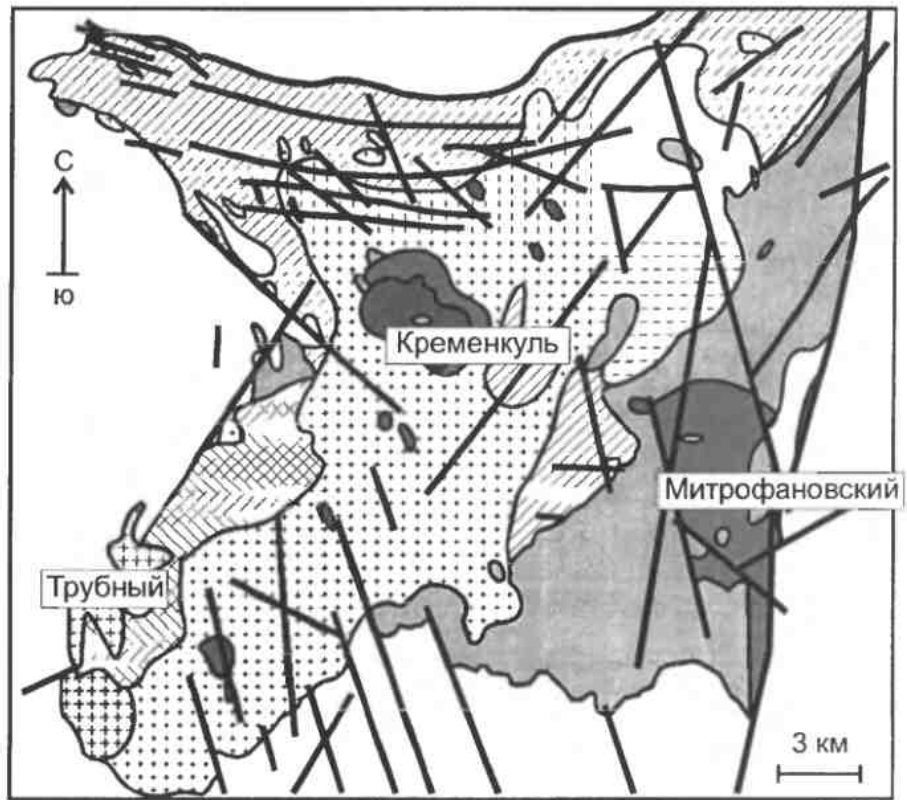
Наиболее хорошо изучены и описаны [Грабежев и др., 1987] слабопродуктивные на редкометальное оруденение лейкограниты Кременкульского штока, локализованного в геометрическом центре батолита и прорывающего каменноугольные граниты полетаевского комплекса [355 ± 7 млн л., Pb-Pb метод Кобера, Веа et al., 2002]. Становление Кременкульского интрузива относят к пермскому времени на основании данных K-Ar метода – 269-288 млн л. (по мусковиту из лейкогранитов и метасоматитов, [Грабежев и др., 1998]) и связывают с коллизионным этапом развития Урала. Главная разновидность пород – лейкократовые средне- и крупнозернистые, иногда – порфиroidные граниты. Для них характерно микропертитовое строение щелочного полевого шпата и наличие несовершенного микропегматита, что позволяет отнести их к малоглубинным. Типично присутствие аксессуарного флюорита.

Лейкограниты, обнажающиеся на территории пос. Митрофановский и городского парка отдыха в юго-восточной части батолита, прорывают кварцевые диориты смолинского комплекса, возраст которых определялся K-Ar методом по амфиболам – 340 + 5 млн л. [Грабежев и др., 1992] и Pb-Pb методом Кобера по цирконам – около 360 млн л. [Веа et al., 2002]. Непосредственных определений возраста лейкогранитов Митрофановского массива нет. От пород Кременкульского штока граниты Митрофановского массива отличаются меньшей крупностью зерна, несколько меньшим количеством микроклина, для которого характерно наличие включений субидиоморфных зерен плагиоклаза наряду с незначительным количеством пертитовых вростков, частое присутствие мирмекита. Это свидетельствует о несколько большей глубине кристаллизации этого интрузива по сравнению с Кременкульским. Среди аксессуариев, кроме изредка встречающегося флюорита, отмечен ортит. Есть небольшие различия и во вторичных изменениях пород: при хлоритизации или мусковитизации биотита в гранитах Митрофановского массива образуется эпидот, отсутствующий в гранитах Кременкульского.

Наименее изучены небольшие по размеру тела лейкогранитов, залегающие среди мелкозернистых порфиroidных адамеллитов в окрестностях п. Трубный в юго-западной приконтактовой части Челябинского массива (рис. 1). Данные о возрасте этих пород нет. Геологами-съемщиками они были отнесены к полетаевскому комплексу, объединяющему полетаевские граниты и казанцевские гранодиориты (рис. 1) каменноугольного возраста – 330-360 млн лет, Pb-Pb метод Кобера по цирконам [Веа et al., 2002].

Рис. 1 Схема геологического строения Челябинского батолита (по данным ЧГП)

1-2 – кременкульский комплекс: 1 – лейкограниты среднезернистые (Кременкульский массив), 2 – граниты средние и мелкозернистые порфировидные (Митрофановский массив); 3-6 – полетаевский комплекс: 3 – лейкограниты среднезернистые порфировидные (п. Трубный), 4 – граниты среднезернистые порфировидные биотитовые (полетаевские), 5 – адаметлиты мелкозернистые порфировидные (п. Трубный), 6 – гранодиориты среднезернистые порфировидные (казанцевские); 7 – смолинский комплекс: диориты-кварцевые диориты среднезернистые; 8 – вознесенский комплекс: плагиограниты; 9 – вмещающие породы; 10 – разрывные нарушения.



Лейкократовые граниты окрестностей п. Трубного относятся к мезоабиссальной фации глубинности: они обладают типичными гранитовыми структурами, содержат мирмекитовый плагиоклаз, богаты кварцем, крипто- и микропертитовым микроклином. Характерная черта – резкая обедненность аксессуарными минералами. Близкие им по реликтовым первичным структурным особенностям мелкозернистые адаметлиты в различной степени перекристаллизованы с образованием гранобластовых структур. Биотит замещен вторичным мелкозернистым, наблюдается серицитизация плагиоклаза. Следует отметить, что такие изменения типичны также для полетаевских гранитов. Однако сохранившиеся в последних первичные структуры указывают на менее глубокий, по сравнению с мелкозернистыми адаметлитами и лейкогранитами, уровень кристаллизации – для полетаевских гранитов характерны гипидиоморфнозернистые оксиофитовые структуры,

присутствие скелетных кристаллов кварца, криптопертитовый щелочной полево шпат, изредка встречаются мирмекиты. Те же структурные особенности типичны для казанцевских гранодиоритов. Но в отличие от полетаевских гранитов и мелкозернистых адаметлитов, в гранодиоритах казанцевского типа сохраняются первичные магматические структуры, а вторичные изменения проявились лишь в сосюритизации плагиоклаза и замещении темноцветных мелкозернистым вторичным биотитом и хлоритизации.

По химическому составу адаметлиты юго-западной части Челябинского массива близки к наиболее кислым разностям ряда гранодиоритов казанцевского комплекса: на различных петрохимических диаграммах они образуют единые тренды, имеют сходный тип распределения РЗЭ (рис.2, табл.). Эти данные позволяют рассматривать адаметлиты окрестностей п. Трубный как фацию казанцевских гранодиори-

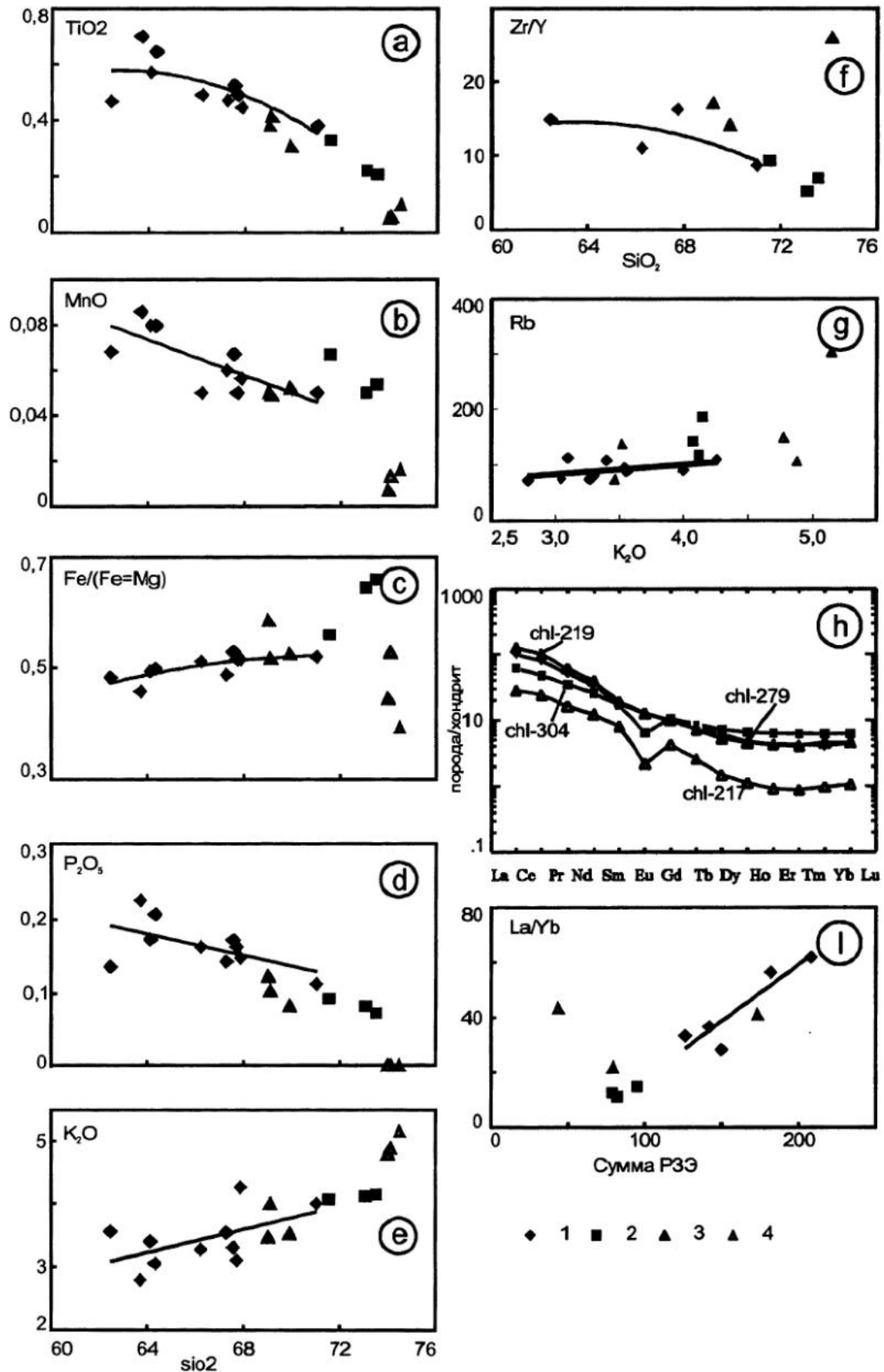


Рис. 2. Петро- и геохимические диаграммы для гранитоидов полтаевского комплекса Челябинского батолита

a-f – харкеровские; g – диаграмма Rb- K_2O ; h – хондрит-нормированное распределение P3Э; i – диаграмма La/Yb – сумма P3Э. 1 – гранодиориты казанцевского комплекса; 2-4 – полтаевский комплекс: 2 – граниты, 3 – адамеллиты, 4 – лейкограниты. Номера образцов на спайдер-диаграмме (h) соответствуют номерам в таблице.

ПЕТРОЛОГИЯ, ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЯ

Химический состав представительных образцов гранитоидов Челябинского батолита
(мас.%, малые элементы – г/т)

компоненты	1	2	3	4	5	6	7
	чл-279	чл-304	чл-217	чл-219	чл-266	чл-270	члб-3
SiO ₂	67,29	73,07	74,12	69,90	73,06	72,37	74,43
TiO ₂	0,47	0,22	0,05	0,31	0,27	0,32	0,18
Al ₂ O ₃	15,49	14,16	13,76	14,90	14,00	14,32	14,32
Fe ₂ O ₃	2,88	1,36	0,80	0,82	0,98	1,80	0,59
FeO	0,72	0,72	0,47	1,67	0,54	0,72	1,08
MnO	0,06	0,05	0,01	0,05	0,03	0,05	0,06
MgO	1,96	0,60	0,60	1,23	0,38	0,69	0,38
CaO	2,82	1,21	0,98	2,25	1,11	1,36	1,01
Na ₂ O	3,82	3,82	3,46	3,59	3,33	3,69	3,43
K ₂ O	3,54	4,12	4,88	3,52	4,44	4,63	4,52
P ₂ O ₅	0,14	0,08	0,00	0,08	0,07	0,07	0,05
ппп	1,20	0,47	0,35	0,63	0,12	0,17	0,25
сумма	100,74	100,42	99,49	98,95	100,03	100,19	100,29
Rb	95,00	117,00	106,00	137,00	205,00	170,00	277,00
Sr	379,00	213,00	78,00	452,00	169,00	205,00	142,00
Li	14,20	51,77	12,25	71,69	22,13	21,54	24,98
Cs	2,25	7,23	1,44	7,73	3,25	3,11	2,90
Be	2,76	3,02	1,44	3,39	4,10	3,31	6,10
Ba	1145,00	400,41	284,42	1300,65	505,65	695,60	296,30
Sc	6,83	3,73	2,47	3,60	3,17	3,61	5,25
V	44,00	12,80	2,40	14,38	13,41	18,31	11,86
Cr	33,00	3,94	1,48	5,01	2,27	3,16	0,78
Co	6,18	2,01	0,46	2,60	1,38	1,82	1,15
Ni	14,00	6,81	1,56	2,72	3,06	1,88	4,92
Cu	3,59	36,30	6,44	15,89	5,23	2,71	4,66
Zn	44,00	42,20	17,85	36,14	26,00	25,69	34,47
Ga	17,40	18,13	13,61	18,07	18,18	17,57	23,00
Y	10,10	14,33	2,28	9,46	19,16	9,70	14,85
Nb	11,40	13,89	7,59	7,31	19,44	15,75	49,47
Ta	0,18	2,35	0,27	0,38	2,13	1,55	5,13
Zr	129,00	73,47	59,28	133,09	146,55	172,23	129,90
Hf	3,50	2,62	2,13	3,57	4,42	5,05	5,19
Mo	0,24	0,00	1,30	0,13	0,21	0,04	1,92
Sn	3,30	8,32	2,66	4,93	7,15	3,80	6,56
Tl	0,50	1,10	0,66	0,98	1,10	0,87	1,47
Pb	23,10	32,20	33,87	23,76	31,56	29,01	38,23
U	3,93	3,06	1,17	2,67	5,94	3,35	19,96
Th	15,70	16,10	14,22	15,03	34,44	29,11	43,13
La	33,00	20,43	9,26	41,06	46,60	38,33	38,60
Ce	68,70	40,56	20,92	87,53	85,87	76,18	68,66
Pr	6,53	4,48	2,09	7,76	9,70	7,44	6,32
Nd	21,50	16,25	7,69	24,76	32,53	23,89	19,26
Sm	3,60	3,40	1,64	3,86	5,41	3,60	2,87
Eu	0,96	0,50	0,17	0,98	0,74	0,64	0,41
Gd	2,72	2,92	1,17	2,77	4,32	2,49	2,34
Tb	0,38	0,43	0,13	0,36	0,60	0,32	0,34
Dy	2,05	2,44	0,51	1,79	3,30	1,63	1,96
Ho	0,37	0,50	0,09	0,35	0,68	0,34	0,40
Er	0,97	1,42	0,21	0,95	1,91	0,91	1,32
Tm	0,15	0,22	0,03	0,14	0,30	0,16	0,25
Yb	0,90	1,36	0,21	1,00	1,92	1,09	1,82
Lu	0,15	0,21	0,04	0,16	0,29	0,18	0,30

Примечание. 1 – гранодиорит казанцевский; 2 – гранит полетаевский; 3, 4 – лейкогранит и адамеллит юго-западной части Челябинского батолита (п. Трубный); 5, 6 – граниты митрофановские; 7 – лейкогранит кременкульский. Общий анализ пород и определение Rb и Sr выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН рентгено-флуоресцентным методом, FeO, Na₂O и п.п.п – стандартным химическим методом. Анализы на остальные редкие элементы выполнены в Университете г. Гранада (Испания) методом ICP-MS.

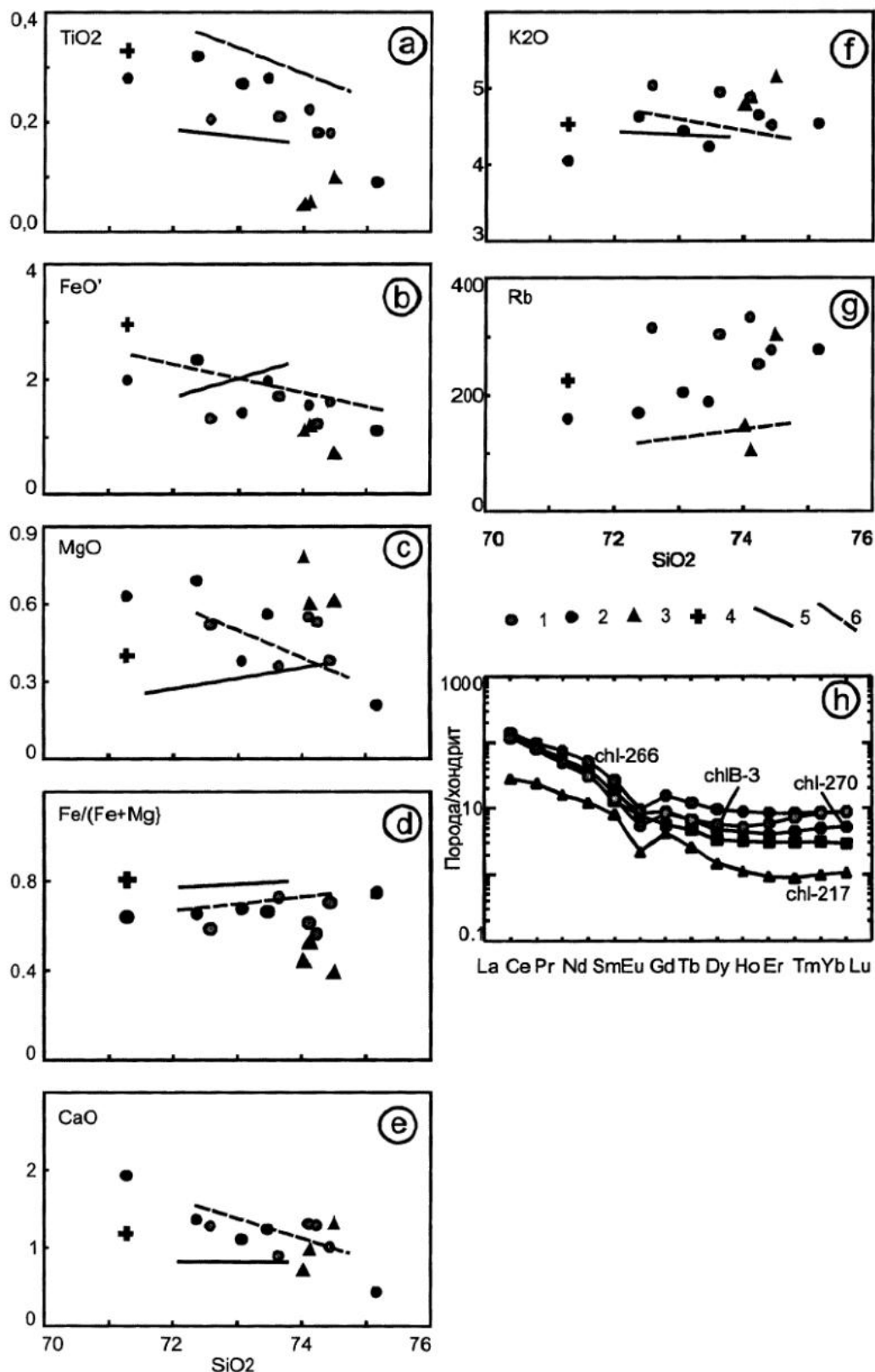


Рис. 3. Харкеровские диаграммы (а-г) и хондрит-нормированное распределение РЗЭ (h) для лейкогранитов Челябинского батолита, Султаевского, Степнинского и Малышевского массивов.

1 – Кременкульский массив; 2 – Митрофановский массив; 3 – лейкограниты полетаевского комплекса (п. Трубный); 4 – Султаевский массив; 5-6 – тренды: 5 – Малышевский массив (Средний Урал), 6 – Степнинский массив (монцодиорит-гранитная формация). На спайдер-диаграмме (h) черными квадратами показана кривая для лейкогранита Степнинского массива. Номера образцов соответствуют номерам в таблице.

тов. Фигуративные точки гранитов полетаевского комплекса обычно продолжают эти эволюционные линии, указывая на генетическую связь тех и других. Однако характер распределения РЗЭ (наличие интенсивной отрицательной европиевой аномалии, обеднение легкими и обогащение тяжелыми РЗЭ) противоречит интерпретации полетаевских гранитов как прямых дифференциатов гранодиоритового ряда. Что касается лейкогранитов, их составы часто не связаны с трендами главных разновидностей гранитоидов полетаевского комплекса, а отклоняются от них в сторону большей лейкократовости, приближаясь по составу к предельно лейкократовым жильным гранитам и аплитам. Обращает на себя внимание сходство характера кривых распределения РЗЭ в гранитах полетаевского комплекса и "трубнинских" лейкогранитах при более низком содержании суммы РЗЭ в последних, что согласуется с минимальным количеством акцессориев. В целом, лейкограниты юго-западной части Челябинского батолита (рис. 1) могут рассматриваться как продукты кристаллизации остаточного расплава полетаевского комплекса.

Лейкограниты Кременкульского и Митрофановского интрузивов геологами-съемщиками объединены в один комплекс с лейкогранитами Султаевского монцо-диорит-гранитного интрузива, расположенного к северу от Челябинского массива, на основании сходства их химического состава. Как видно из приведенных данных (рис. 3, табл.), фигуративные точки гранитов Кременкульского и Митрофановского массивов образуют единые тренды, близкие эволюционным линиям пород монцодиорит-гранитной формации. Различия наблюдаются в геохимических характеристиках: кривые распределения РЗЭ в лейкогранитах Челябинского батолита обладают отчетливой отрицательной аномалией Eu, отсутствующей во всех разновидностях пород монцодиорит-гранитных массивов. Несмотря на очевидное сходство химических составов лейкогранитов того и другого типов по главным и многим редким компонентам, а также близкие оценки времени внедрения, новые геохимические данные подтверждают существование самостоятельных лейкогранитных расплавов наряду с производными лагитовых магм, образующими концентрически-зональные массивы монцодиорит-гранитного типа [Бушляков, 2001]. Различия же между гранитами Митрофановского и Кременкульского мас-

сивов (обогащенность последних редкими и радиоактивными металлами) обусловлены, по-видимому, условиями их кристаллизации [Грабежев и др., 1987]. Следует отметить, что кременкульские и митрофановские граниты сопоставимы с мезозойскими гранитами Малышевского массива на Среднем Урале. Лейкограниты окрестностей п. Трубный ясно отличаются от пород кременкульского комплекса, но, как показано выше, связаны с предшествующими гранитоидами, по-видимому, завершая становление надсубдукционного Челябинского батолита.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 01-05-65184)

Список литературы

Бушляков И.Н. Генетические типы лейкогранитов Урала // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2001. С. 56-59.

Грабежев А.И., Калеганов Б.А., Боровиков Ю.Н. Калий-аргоновый возраст гранитоидов Челябинского массива // Ежегодник-1991 Ин-га геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург. 1992. С.60-61.

Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пушкаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: Изд. УГГГА. 1998.172 с.

Грабежев А.И., Чащухина В.А., Вигорова В.Г. Геохимические критерии редкометальной рудоносности гранитов (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР. 1987. 128с.

Bea F., Fershtater G.B., Montero P. Granitoids of the Uralides and Implications for the Evolution of the Orogen // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present Geophysical Monograph. 132. Copyright by the American Geophysical Union. 2002. P. 211-232.