

## ГРАНИТОИДЫ СЕМИБРАТСКОГО КОМПЛЕКСА – НОВЫЙ ПРЕДСТАВИТЕЛЬ РЯДА РАННЕОРОГЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Г.Ю. Шардакова, М.Т. Крупенин

Как известно, гранитоиды являются важным составным элементом при реконструкции палеогеодинамических условий эволюции геологических структур. Для тех областей, где они широко не распространены, любая информация является особенно важной. На западном склоне Урала, в частности, в самой северной части Башкирского мегантиклинория, гранитоиды довольно редки и изучены относительно слабо. Обзор литературного и фондового материала показал, что до недавнего времени существовал ряд «белых» пятен – относительно крупных массивов и групп дайковых тел, на современном уровне не охарактеризованных и не датированных. Данные работ [Рыкус и др., 2002; Шардакова и др., 2005; 2007; Холоднов и др., 2006] частично этот пробел заполнили. Результаты свидетельствуют о том, что, несмотря на относительную древность сформировавшихся здесь структур и кажущуюся однотипность обстановок осадконакопления, в Башкирском мегантиклинории присутствуют гранитоиды разных геохимических типов и, предположительно, разного возраста.

В самой северной его части, в пределах Таганайско-Иремельского антиклинория и его ближайшего обрамления, на сравнительно небольшой площади, расположены гранитоиды юрминского комплекса и Киалимского массива. Первый из них некоторыми исследователями включается в состав шумгинско-кувашского комплекса [Жданова, 1987]. Он очень близок по минералого-петрографическим и геохимическим параметрам слагающих его гранитоидов к породам Рябиновского и Губенского массивов, сформировавшихся в обстановке среднерифейского континентального рифтогенеза. По нашим предварительным данным, юрминский комплекс имеет среднерифейский воз-

раст. Второй объект – Киалимский массив, напротив, сходен с породами раннеорогенных серий восточного склона Урала и палеозойским Нижнеуфалейским массивом, являющимся его самым ближайшим «соседом», т. е. существенно более молодой.

Изучение фондовых материалов показало, что в несколько более южном сегменте Башкирского мегантиклинория, в районе Семибратского месторождения магнезита, среди древней сланцево-карбонатной толщи развито широкое дайковое поле гранитоидов (возможно, тела соединяются на глубине, генерируясь в едином очаге), состав которых практически не изучен, и даже возрастные взаимоотношения с ассоциированными породами неоднозначны. Граниты не выходят на поверхность, их можно наблюдать только в керне скважин. Условно эта группа тел далее будет именоваться «гранитоиды семибратского комплекса».

Из анализа ряда геологических разрезов, отстроенных по скважинам [Стариков, 1984ф] ясно, что гранитоиды семибратского комплекса секут карбонатную (в керне скважин – и сланцевую) пачку авзянской свиты, т. е. моложе, чем 1230 млн лет [Полевая, Казаков, 1961]. Кроме того, на месторождении наблюдаются дайки основного состава, позиция которых в разрезе не ясна: по мнению И.И. Старикова и др. [1984ф], граниты древнее магнезитов, но секутся дайками габбро-диабазов, имеющих предположительно вендский возраст – значит, являются древними. В более поздних материалах [Шевелев и др., 2003], напротив, указывается, что граниты секут габбро-диабазы и имеют существенно более молодой, предположительно палеозойский возраст. Однако, в обоих случаях отмечается, что петрография и геохимия дайковых базитов практически не изучены.

По нашему мнению, обе точки зрения в какой-то мере верны: скорее всего, на исследуемой территории имеется 2 генерации диабазов – древние – догранитные, и существенно более молодые, постгранитные. К сожалению, контактов диабазов и гранитов в керне скажин наблюдается очень мало и они, большей частью, приурочены к тектонизированным зонам. В ряде случаев все же видно, что диабазы (ранняя генерация) секутся гранитами. По нашему мнению, косвенный ответ на вопрос о возрасте базитов и гранитов могут также дать геохимические параметры пород (см. ниже). Поскольку гранитоиды пересекают магнетитовые залежи, определение их природы является важным и для установления возраста магнетитовой минерализации.

Габбро-диабазы представляют собой темно-зеленые породы порфиroidной структуры, фенокристы занимают не более 10-12 % от объема пород. Они представлены плагиоклазом, замещенным агрегатом зерен эпидота и карбоната. Иногда сохраняются тонкие альбитовые каймы. В виде вкрапленников присутствовал также первичный амфибол, который пятнами замещен светло-бурым биотитом, иногда – с хлоритом и пелитовым веществом. Базис породы, вероятно, имел диабазовую структуру (реликтовые участки), наложенная структура – от спилитовой до микросферолитовой. В базисе развит нацело сосюритизированный плагиоклаз, чешуйчатый биотит, хлорит, серицит, эпидот, карбонат; присутствует небольшое количество кварца. Акцессорные и рудные минералы: апатит, пирит, а также мутные бурые, «точечного» наполнения угловатые образования – вероятно, лейкоксен (?). Эти изменения отражают наложенную пропилитизацию или низы зеленосланцевой фации метаморфизма. По минеральному составу породы соответствуют габбро (базальтам).

Кроме того, в районе Семибратского месторождения, в коренных выходах и в керне скважин, присутствуют крупные тела среднезернистых габброидов полнокристаллического облика. По петрологии они практически не отличаются от описанных выше субвулканических дайковых пород, по-видимому, являясь их интрузивными аналогами. Это подтверждается и сходством их химического состава.

Как уже было сказано выше, габброиды секутся гранитоидами семибратского комплекса. Последние имеют серую и темно-серую

окраску, порфиroidную структуру; размер вкрапленников – 2-4 мм, размер зерен в базисе – в среднем 0,5 мм, структура – от аллотриоморфно- до ксеноморфнозернистой. Крупные зерна представлены пелитизированным и сосюритизированным плагиоклазом, иногда – с сохранными альбитовыми каймами; некоторые фенокристы были представлены фемическими минералами, диагностируются по форме и реликтовой окраске (участки). Биотит замещается мусковитом или хлоритом, по роговой обманке развивается эпидот.

Базис состоит из измененного плагиоклаза, кварца (более 15 %), калишпата, чешуйчатого, полуизотропного, бурого биотита; есть эпидот. Наблюдаются циркон, магнетит, пирит; отдельные зерна апатита и карбоната. По минеральному составу породы отвечают гранодиоритам. В целом они изменены существенно меньше, чем габбро-диабазы. Структурные особенности пород указывают на малоуглубленные условия становления гранитоидов.

Нами было проведено петрогеохимическое сопоставление гранитоидов и базитов Семибратской площади с наиболее близкими по позиции и составу серий объектами – породами Кувашико-Машакской рифтогенной структуры как эталоном древних образований, в состав которых входят габброиды (Кусинско-Копанский комплекс, возраст габброидов – 1385 млн лет) и гранитоиды (граниты Рябиновского (1386 млн лет) и Губенского (1330 млн лет) массивов) [Краснобаев и др., 2006].

В качестве «эталона» более молодых гранитоидов использован состав гранитов Киалимского массива, расположенного в 50 км севернее Семибратской площади среди пород таганайской свиты. Для него пока имеются лишь K-Ar датировки, составляющие около 305 млн лет (1970-е гг, фондовые материалы), но они явно соответствуют действительности и косвенно подтверждаются петрогеохимическими параметрами, по которым киалимские граниты очень близки к породам карбоновых «надсубдукционных» (раннеорогенных) серий типа верхисетской, сыростанской и пр. [Орогенный, 1994; Ферштатер и др., 2002].

Химический состав базитов и гранитоидов приведен в табл. 1 и нанесен на диаграммы Харкера на рис. 1. Видно, что по содержанию главных компонентов габбро-диабазы (и их интрузивные аналоги) Семибратской площади близки к габброидам Кусинско-Копанского

Химический состав (мас. %) гранитоидов и базитов Семибратской площади

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	10	3	11	1	9а	6	2	6а	7	8	6б
SiO <sub>2</sub>	45,43	46,67	46,76	46,87	47,32	47,72	48,31	68,23	68,23	68,51	69,23
TiO <sub>2</sub>	3,34	3,46	2,36	3,03	2,00	2,69	3,14	0,30	0,31	0,32	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,34	11,09	13,86	11,26	11,40	12,47	11,28	15,65	15,80	15,83	15,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,52	5,52	3,88	8,23	5,95	6,16	6,87	2,16	1,32	1,89	2,00
FeO	10,80	13,00	10,30	9,70	9,70	10,60	8,60	0,50	1,20	0,70	0,50
MnO	0,22	0,21	0,18	0,21	0,21	0,21	0,17	0,04	0,04	0,03	0,03
MgO	5,07	4,80	5,05	5,34	6,41	4,85	4,48	1,09	0,95	0,93	0,91
CaO	10,68	9,85	11,26	9,62	11,51	10,42	10,04	2,07	2,08	1,97	2,04
Na <sub>2</sub> O	2,70	2,90	3,30	3,30	2,50	2,30	3,70	5,50	5,80	5,80	5,20
K <sub>2</sub> O	0,61	0,78	0,43	0,71	0,36	0,66	0,90	3,02	2,86	2,88	2,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,34	0,24	0,27	0,13	0,27	0,34	0,07	0,07	0,07	0,07
п.п.п.	2,85	0,80	2,30	1,95	2,60	1,50	2,00	0,80	0,60	0,50	0,50
сумма	100,00	99,43	99,90	100,49	100,09	99,84	99,83	99,42	99,26	99,44	99,00

Примечание: 1, 3 – габбро интрузивное; 2, 4-7 – диабазы и габбро-диабазы; 8-11 – гранодиориты порфиroidные (семибратский комплекс).

комплекса; по содержаниям редких элементов (Sr, Rb, Y, Zr, Th, U) и некоторым индикаторным соотношениям они также сходны с кусинскими. Более того, семибратские габброиды и по распределению РЗЭ почти полностью идентичны (рис. 3); как и кусинские, они характеризуются довольно высокими суммарными содержаниями РЗЭ, низкими La/Yb-отношениями, положительными аномалиями Sr, Nb и Ti – то есть по множеству признаков габбро и диабазы Семибратской площади отвечают континентально-рифтогенным образованиям, которые в этой части Урала имеют относительно древний возраст – верхнерифейский или вендский. (Следует отметить, что породы так называемой вендской малокалиевой серии, секущей габбро Кусинской интрузии, отличаются от указанных габбро и диабазов по петрохимическим особенностям, а по распределению РЗЭ оба типа пород близки [Холоднов и др., 2006]).

Гранитоиды Семибратской площади по химическому составу отвечают нормальным, известково-щелочным, металлюминиевым гранодиоритам и гранитам. От среднерифейских гранитоидов Рябиновского и Губенского массивов они кардинальным образом отличаются: характеризуются более низкими содержаниями FeO\* и TiO<sub>2</sub>, а также Zr, Y, Nb, Th, U при более высоких концентрациях Sr, Hf. На классификационных диаграммах они лежат в поле гранитоидов островных дуг и синколлизийных образований (см. рис. 2), тогда как гранитоиды

Кувашско-Машакской системы – в поле внутриплитных серий. По всем описанным выше параметрам, а также по характерному распределению РЗЭ (низкие суммы РЗЭ, высокое La/Yb-отношение, отсутствие или слабая положительная аномалия Eu) и других элементов-примесей (отрицательная аномалия Nb и Ti) гранитоиды Семибратской площади очень близки к сходным по основности породам Киалимского массива, который, в свою очередь, является аналогом Нижнеуфалейского и Суховязовского массивов, имеющих верхнекарбонный возраст. По нашим предварительным данным (конец 2007 г) U-Pb возраст цирконов из Семибратских гранитов, действительно, верхнекарбонный; после обработки возрастными и изотопными данными послужат материалом для будущей статьи.

Палеозойские гранитоиды, широко развитые на восточном склоне Урала и в зоне ГУР, имеющие «надсубдукционный» (раннеорогенный) тип распределения РЗЭ, как правило, имеют в своем субстрате не только коровый, но и существенную долю мантийного материала [Орогенный..., 1994; Ферштатер и др., 2002]. Для гранитоидов западного склона Урала породы такого типа являются редкостью, и, практически, внятно описаны только в последнее время в работах [Рыкус и др., 2002; Шардакова и др., 2006; Ронкин и др., 2006; Холоднов и др., 2006]. Поскольку на западном склоне Урала широко развиты осадочные формации кон-

# ПЕТРОЛОГИЯ

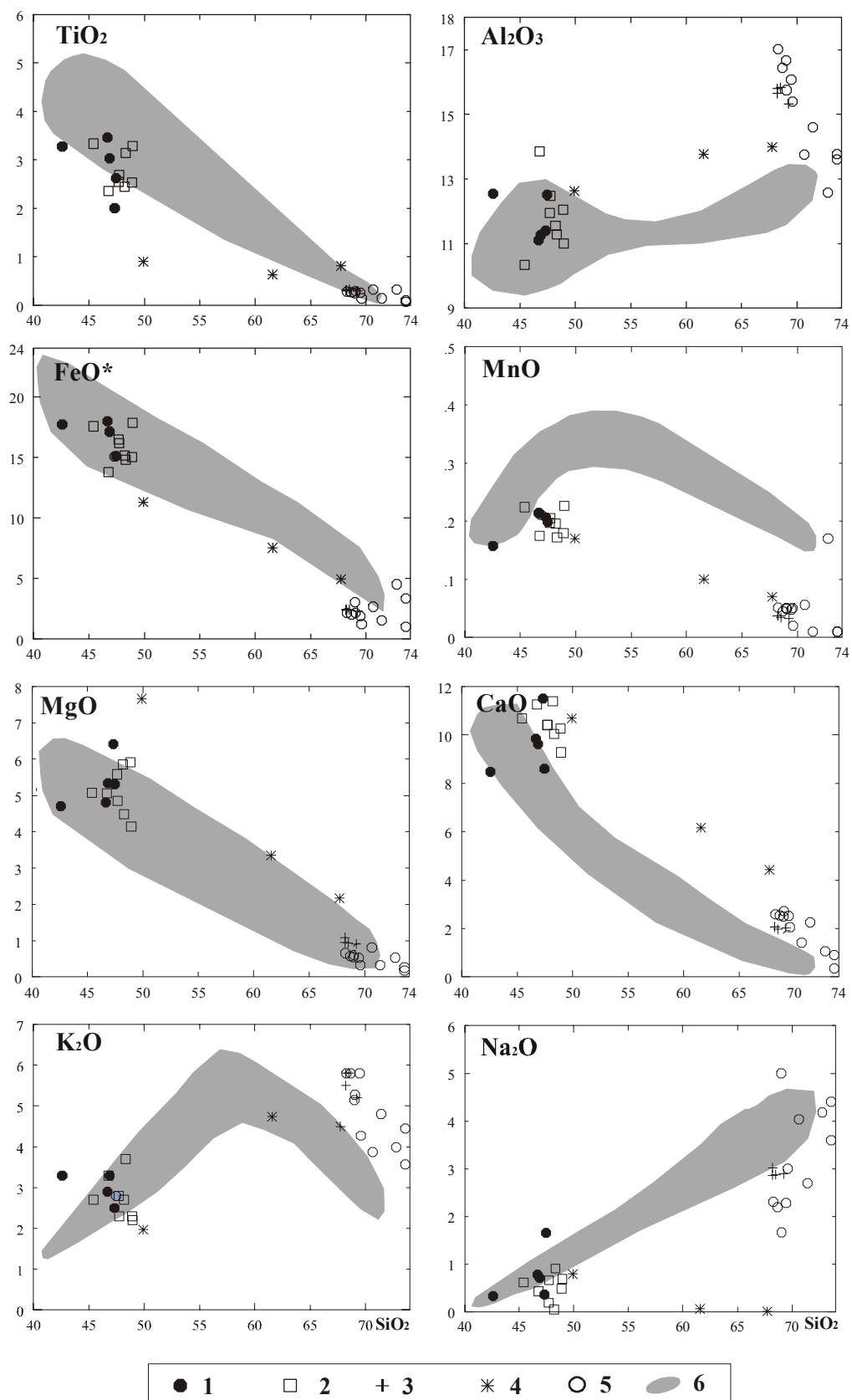


Рис. 1. Диаграммы Харкера для гранитоидов и базитов.

Семибратская площадь: 1 – габбро, 2 – габбро-диабазы, 3 – гранодиориты семибратского комплекса; Кувашско-Машакская структура: 4 – вендская серия, 6 – поле базитов и гранитоидов; 5 – гранодиориты и граниты Киалимского массива (Таганайско-Иремельский антиклинорий).

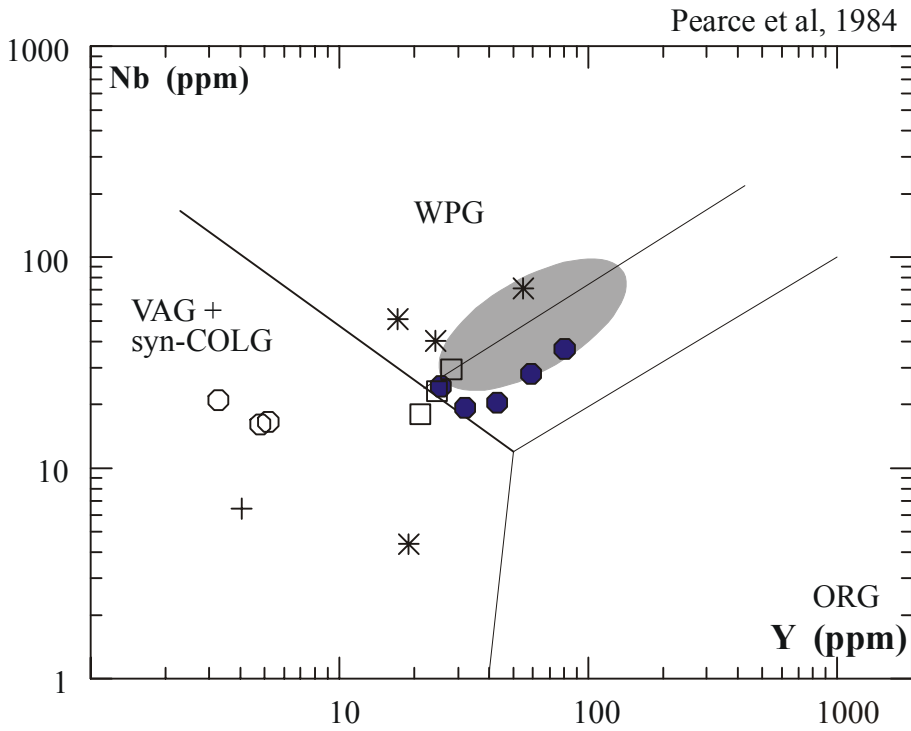


Рис. 2. Диаграмма Пирса для интрузивных пород.  
Условные обозначения те же, что на рис. 1.

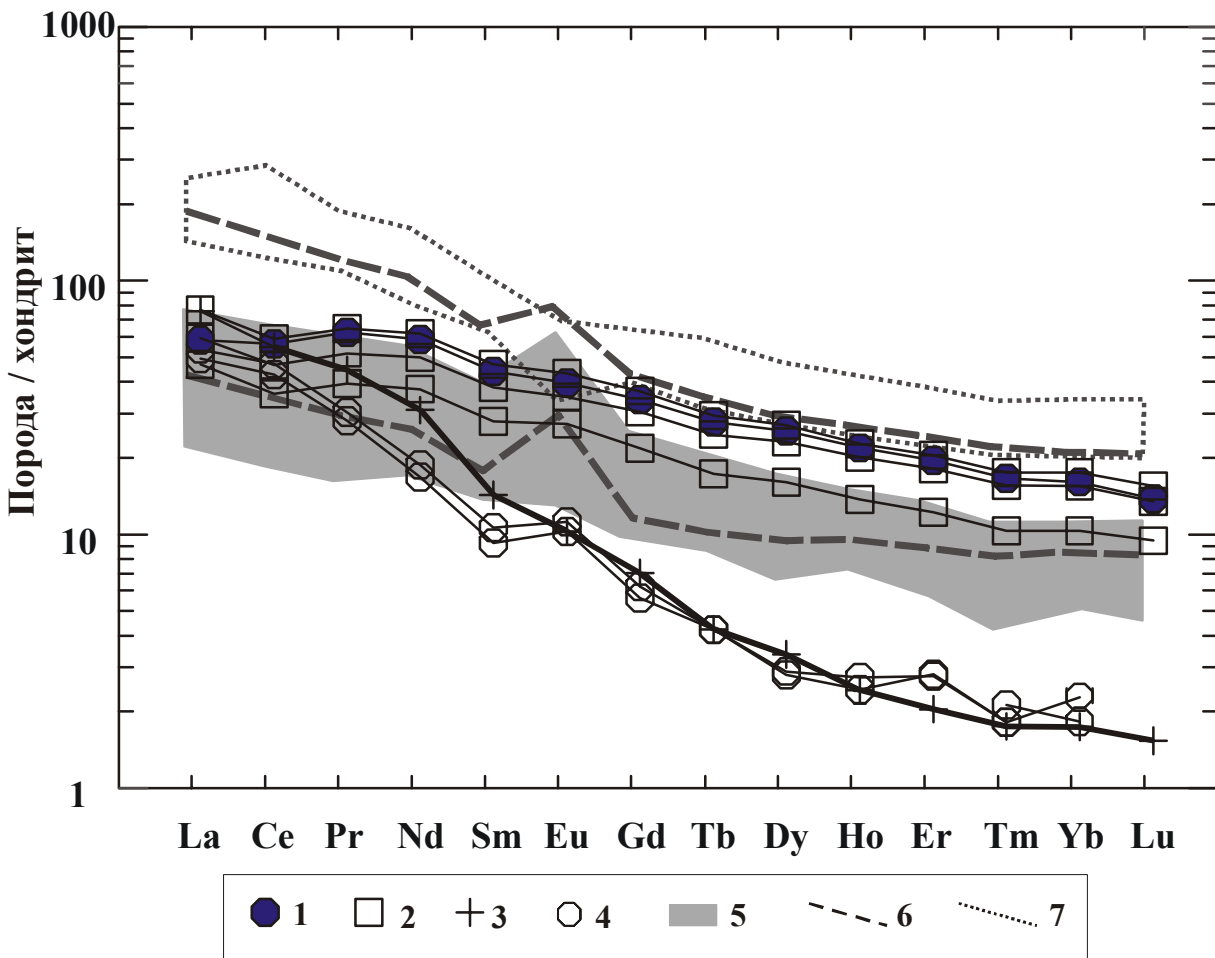


Рис. 3. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ в гранитоидах и базитах.

Семибратская площадь: 1 – габбро, 2 – габбро-диабазы, 3 – гранодиориты семибратского комплекса; 4 – гранитоиды Киалимского массива; Кувашско-Машакская структура: 5 – габбро и амфиболиты, 6 – вендская тоналит-грандземитовая серия [Холоднов и др., 2006], 7 – граниты Рябиновского и Губенского массивов.

тинентального типа и древние рифтогенно-континентальные магматические серии, принято считать, что все это, в сущности, отражение процессов, происходящих на восточной периферии Русской платформы. Однако, новые геолого-геохимические [Ковалев, 2004; Самыгин, 2007] данные указывают на очень сложное строение среднеуральской части зоны сочленения Уральско-орогена с Русской платформой и усиливают влияние «собственно уральского» (то есть частично океанического или островодужного) материала в составе и строении этой области. Наличие палеозойских гранитоидов с характерными трендами распределения R3Э среди древних континентальных образований западного склона Урала (Уфалейский блок – Нижнеуфалейский массив, север Башкирского мегантиклинория – Киалимский массив, семиростовский комплекс) также свидетельствует в пользу этого влияния.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 04-0596052-р2004 Урал\_а и № 06-05-64592).*

### Список литературы

- Жданова С.Н.* Петрография и метаморфизм пород Шумгинско-Кувашской зоны / Дисс... канд. геол.-мин. наук. Миасс: ИМин УрО РАН, 1987. 240 с.
- Жданова С.Н. и др.* Таганайский национальный парк – особо охраняемый объект Южного Урала / Отчет НПП «Рифей-экология». МО Челябинской областной ассоциации «Кыштым-57». Миасс, 1993. 67 с.
- Ковалев С.Г.* Динамика формирования среднерифеской рифтогенной структуры (западный склон Южного Урала) // ДАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 219-222.
- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. и др.* Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 300-303.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс, 1994. 247 с.
- Полевая Н.И., Казаков Г.А.* Возрастное расчленение и корреляция древних «немых» отложений по отношению  $Ar^{40}/K^{40}$  в глауконитах / Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. Вып. 12. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 103-122.
- Ронкин Ю.Л., Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С. и др.* Sr-Nd систематика гранитоидов Уфалейской зоны (Ю.Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 318-322.
- Рыкус М.В., Сначев В.И., Насибуллин Р.А. и др.* Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа: Башкир. ун-т, 2002. 266 с.
- Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикина Е.В. и др.* Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтаусской зоне (Южный Урал) // ДАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 81-85.
- Ферштатер Г.Б. и др.* Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала: вклад в понимание роли субдукции в гранитообразовании // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 42-56.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю. и др.* Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Южный Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 3-28.
- Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Ронкин Ю.Л. и др.* Rb-Sr возраст и геохимия интрузивных гранитоидов Уфалейской зоны (Ю. Урал) // ДАН. 2005. Вып. 405. № 6. С. 799-803.
- Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Середа М.С.* Геохимические различия гранитоидов Таганайско-Иремельского антиклинория (Центрально-Уральская мегазона) // ДАН. Т. 413. № 4. 2007. С. 545-549.
- Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П.* Минерально-сырьевая база магнезита и брусита России. Казань: Новое знание, 2003. 162 с.