

**ГРАНИТОИДЫ И БАЗИТЫ СЕМИБРАТСКОГО КОМПЛЕКСА (Ю. УРАЛ):
ВОЗРАСТ, ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ**

Г.Ю. Шардакова, М.Т. Крупенин

Институт геологии и геохимии УрО РАН

620151, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7

E-mail: shardakova@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 26 мая 2008 г.

Получен U-Pb изохронный возраст (297 ± 3 млн. лет, по цирконам) гранодиоритов семибратского комплекса (СВ часть Башкирского мегантиклинория), приуроченного к зоне сочленения Восточно-Европейской платформы с Уральским орогеном. Зафиксированы цирконы с возрастом 1372 млн. лет, отвечающим машакскому рифтогенному событию и зерна, близкие к датировке айской свиты (1640 млн. лет); они унаследованы из субстрата – вещества древних континентально-рифтогенных комплексов края Восточно-Европейского кратона. Этап последующих преобразований цирконов имеет возраст 378 млн. лет. По геохимическим параметрам семибратские гранитоиды близки к «надсубдукционным» сериям, имеющим в субстрате коровый и мантийный материал. Наличие в зоне сочленения с Восточно-Европейской платформой среди древних рифтогенных комплексов молодых гранитоидов указывает на усиление в карбоне влияния Уральского орогена на процессы магматизма в этой зоне. Вероятно, в граничном сегменте – Уфалейский блок-Башкирский мегантиклинорий-Уралтау – по гранитоидам данного возраста может трассироваться западная глубинная граница собственно Уральского орогена.

Ключевые слова: *гранитоиды, рифтогенез, субдукция, геохронология, рифей, палеозой, Уральский ороген, Восточно-Европейская платформа.*

**GRANITOIDES AND BASITES OF SEMIBRATSKY COMPLEX (SOUTHERN URALS):
AGE, PETROGEOCHEMICAL FEATURES, GEODYNAMIC POSITION**

G.Yu. Shardakova, M.T. Krupenin

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

Firstly U-Pb isochrones age (297 ± 3 Ma) of zircons from granodiorites of Semibratsky complex (NE part of Bashkirian meganticlinorium), located in the conjunction zone between Eastern European plate and Uralian orogen) was determined. There are also zircons with the age of 1372 Ma, as Mashack riftogenic event and 1640 Ma, close to the age of Ai suite. Such grains were inherited from the substance of ancient riftogenic complexes of the East-European plate border. The stage of zircon alteration took place at the 378 Ma. The Semibratsky granitoids geochemical features are the similar to these ones for above-subduction series, contained the crustal and mantle material. The presence of young granites in the conjunction zone between East-European plate and the Urals, where the ancient riftogenic series are usual, can indicate the influence of Uralian orogen on granite genesis in Carboniferous. Probably, the Paleozoic granitoides in the border area (Ufaley block-Bashkirian meganticlinorium-Uraltau zone) can be the marker of the western deep boundary of Uralian orogen.

Key words: *granitoids, rifting, subduction, geochronology, Riphean, Paleozoic, Uralian orogen, East-European plate.*

Введение

Области, пограничные между двумя контрастными по геологической истории структурами, как правило имеющие сложное строение,

характеризуются высокой степенью метаморфизма осадочных и вулканогенных пород, что мешает правильно определить их возраст и геодинамическую позицию и проследить все этапы эволюции. Примером такой области может

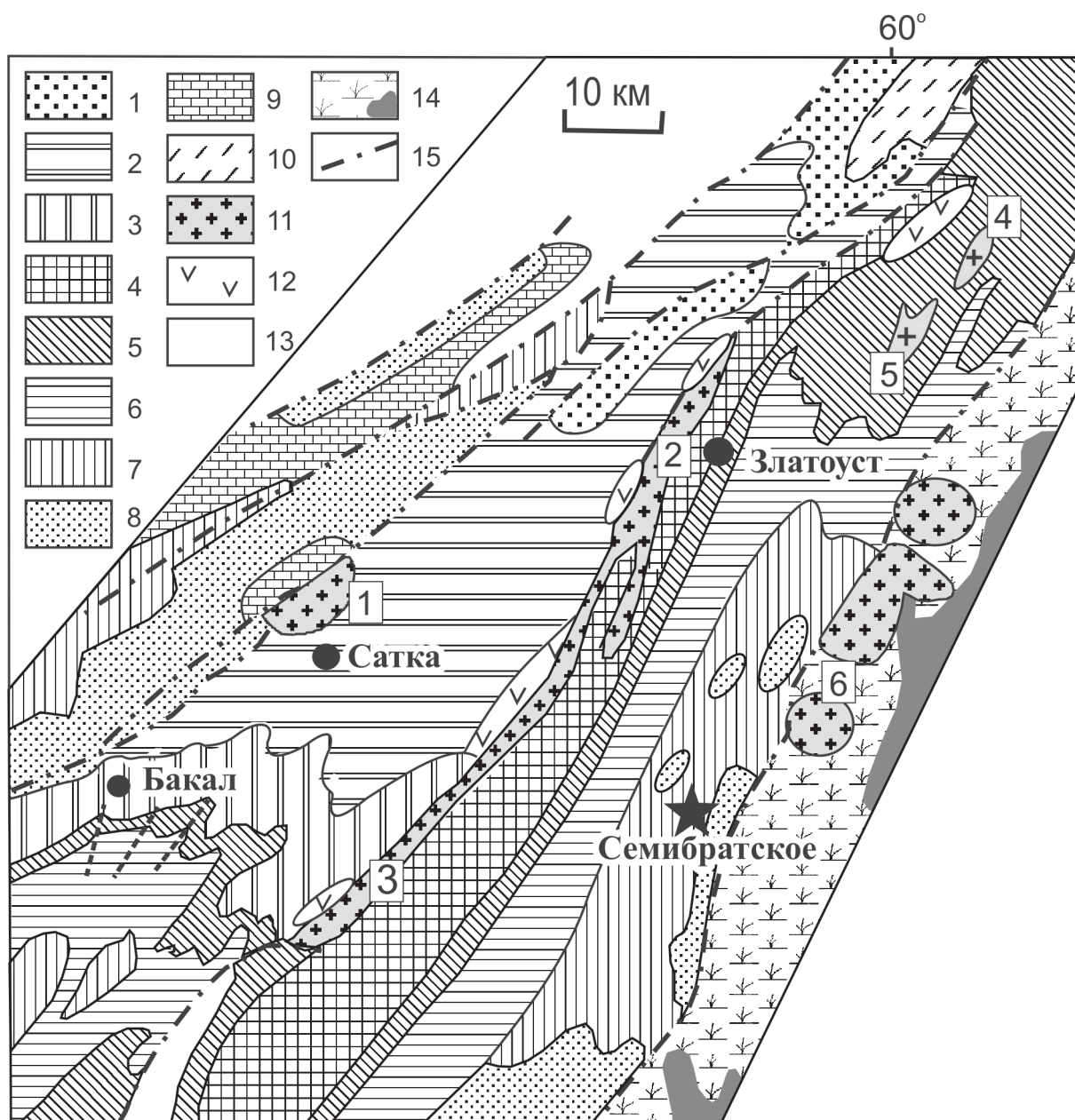


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части Башкирского мегантиклинория (по И.Д. Соболеву, 1971, с дополнениями).

1-3 – свиты нижнего рифея: 1 – айская; 2 – саткинская; 3 – бакальская; 4-7 – свиты среднего рифея: 4 – машакская; 5 – зигальгинская; 6 – зигазино-комаровская; 7 – авзянская; 8-9 – свиты верхнего рифея: 8 – зильмердакская; 9 – катавская, инзерская и миньярская; 10 – тараташский метаморфический комплекс (AR-PR₁); 11 – гранитоиды; 12 – габброиды; 13 – платформенные отложения западного склона Урала (Pz); 14 – формации зоны Главного Уральского разлома с телами гипербазитов (Pz); 15 – тектонические нарушения. Номерами в рамках обозначены гранитоидные массивы: рифтогенные (R₁₋₂): 1 – Бердяушский, 2 – Рябиновский, 3 – Губенский, 4 – юрминский комплекс; орогенные (C₁₋₂): 5 – Киалимский массив, 6 – Сыростано-Тургоякская группа. Звездочкой показано положение скважин, в которых наблюдались граниты семибратского комплекса.

служить зона сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой (ВЕР). Она представляет собой гетерогенное образование, различные части которого имеют разную гео-

логическую историю. На Среднем и Южном Урале сегментами, представляющими зону сочленения с ВЕР, являются Уфалейский блок, зона Уралтау и Башкирский мегантиклинорий

Таблица 1

Химический состав (мас. %) базитов и гранитоидов семибратского комплекса

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ пробы	10	3	11	1	9а	6	2	6а	7	8	6б
SiO ₂	45,43	46,67	46,76	46,87	47,32	47,72	48,31	68,23	68,23	68,51	69,23
TiO ₂	3,34	3,46	2,36	3,03	2,00	2,69	3,14	0,30	0,31	0,32	0,29
Al ₂ O ₃	10,34	11,09	13,86	11,26	11,40	12,47	11,28	15,65	15,80	15,83	15,33
Fe ₂ O ₃	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 ₂ O	2,70	2,90	3,30	3,30	2,50	2,30	3,70	5,50	5,80	5,80	5,20
K ₂ O	0,61	0,78	0,43	0,71	0,36	0,66	0,90	3,02	2,86	2,88	2,89
P ₂ O ₅	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 интрузивные; 2, 4-7 – диабазы и габбро-диабазы; 8-11 – гранодиориты порфировидные. Анализы выполнены рентгено-флуоресцентным методом; на Na₂O, FeO, п.п.п – методом мокрой химии в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН (аналитики Н.П. Горбунова, Г.М. Ятлук).

(БМА). Среди них наименее изучена СВ часть последнего; здесь развиты метаосадочные и метавулканогенные породы, стратиграфическая принадлежность которых дискуссионна (кувашская, таганайская, уреньгинская свиты), а литология и петрология пород не всегда позволяют однозначно трактовать геодинамический режим. Геохимические же признаки метаморфитов часто конвергентны и не могут помочь в решении этого вопроса. В таком случае важным индикатором геодинамических обстановок становятся магматические породы, в частности, гранитоиды. Поэтому полученные нами новые геохимические данные по гранитоидам Семибратского месторождения магнетита имеют принципиальное значение для описываемой территории, а изотопно-возрастные характеристики могут помочь в оценке степени влияния Уральского орогена на процесс гранитообразования в областях, граничных с другими структурами.

Почти все имеющиеся возрастные определения для гранитоидов БМА отвечают докембрию: хорошо известен Бердяушский pluton (1370±4,6 млн. лет [Ронкин и др., 2006; 2007]), гранитоиды Кувашско-Машакской рифтогенной структуры (Рябиновский – 1386±34 млн. лет, Губенский – 1330 млн. лет [Холоднов и др., 2006; Краснобаев и др., 2006] и Ахмеровский (1381±23 млн. лет [Краснобаев и др., 2008a] массивы). Изучаемый одним из авторов юрминский комплекс (рис. 1), расположенный в самой

северной части БМА (Таганайско-Иремельский антиклинорий) среди метаморфизованных осадочных пород таганайской свиты (R₂tg) и представленный ассоциацией гранито-гнейсов и амфиболитов, по нашим предварительным данным [Шардакова и др., 2008], также имеет относительно древний возраст (510-540 млн. лет). По минералого-петрографическим и геохимическим параметрам юрминский комплекс сходен с породами Рябиновского и Губенского массивов – базитами и гранитоидами, сформированными в обстановке континентального рифтогенеза [Холоднов и др., 2006; Шардакова и др., 2007]; а по возрасту он ближе к венд-кембрийским (кадомским) образованиям.

Единственным массивом в БМА, предположительно образованным в палеозое, является Киалимский, также расположенный в Таганайско-Иремельском антиклинории. По геохимическим и возрастным (305 млн. лет, K-Ar, 1974) параметрам киалимские граниты соответствуют породам палеозойских раннеорогенных «надсубдукционных» серий Среднего Урала (Верхисетский, Чусовской, Шабровский массивы) и Сыростано-Тургоякской группе (СТГ), приуроченной к западному борту Главного Уральского разлома. СТГ расположена в относительной близости от Киалимского массива (и семибратского комплекса) и является эталоном серий описываемого типа на Южном Урале [Ферштатер и др., 2002]. Подробно петрогеохи-

Содержания редких элементов (г/т) в типовых пробах базитов и гранитоидов семибратского комплекса

№ пр.	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge
3	6,73	1,00	24,84	303,43	129,68	32,21	36,70	91,41	106,01	19,53	1,52
8	10,90	1,26	2,60	27,85	239,41	4,13	9,25	18,02	41,18	19,35	0,78
10	8,73	1,03	29,87	296,13	102,31	42,00	36,53	89,00	119,00	21,34	1,65
11	4,01	0,66	27,50	240,70	109,31	42,45	35,73	102,90	84,25	19,42	1,45
№ пр.	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Te
3	12,96	225,82	25,53	94,02	24,46	1,11	0,55	0,28	2,06	0,06	0,02
8	42,82	464,45	4,06	69,91	6,43	0,57	0,14	0,34	0,97	0,08	0,03
10	9,47	235,25	28,17	153,90	29,44	1,25	0,55	0,23	2,11	0,10	0,04
11	7,41	277,13	21,13	93,24	18,06	0,90	0,35	0,15	1,47	0,05	0,03
№ пр.	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
3	0,49	142,55	15,15	38,49	6,41	29,28	7,04	2,41	7,42	1,09	6,95
8	0,82	634,50	19,69	37,39	4,58	15,38	2,30	0,63	1,53	0,17	0,91
10	0,18	133,71	19,91	40,40	6,66	30,88	7,51	2,63	8,03	1,15	7,29
11	0,40	92,46	12,20	24,44	4,04	18,64	4,49	1,66	4,76	0,68	4,34
№ пр.	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pb	Th	U
3	1,34	3,49	0,46	2,80	0,37	2,97	1,88	0,38	1,97	1,27	0,37
8	0,15	0,36	0,05	0,30	0,04	2,32	0,45	0,53	15,71	7,06	1,98
10	1,39	3,65	0,49	3,04	0,41	4,41	7,47	0,52	1,59	1,30	0,38
11	0,84	2,17	0,29	1,80	0,25	2,67	1,07	0,34	1,34	0,82	0,25

Примечание. 3, 10, 11 – габбро и габбро-диабазы, 8 – гранодиорит. Анализы выполнены методом ICP-MS в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН (аналитик Д.В. Киселева).

мня гранитоидов Таганайско-Ирмельского антиклинория описана в [Холоднов и др., 2006; Шардакова и др., 2007].

Сближенность в пространстве разных по геохимии, геодинамической природе и возрасту объектов северной части БМА свидетельствует о ее крайней гетерогенности. В целом, согласно мнению В.Н. Пучкова [2008], БМА принадлежит к экстернидам тиманид, а осадочные и магматические процессы верхнерифейско-вендского возраста связаны с развитием восточной окраины Тиманского орогена. Последующая геологическая история БМА выражает уже собственно уральскую активность.

Редкие для западного склона Урала палеозойские датировки имеются для гранитоидов другой граничной структуры – Уфалейского блока, расположенного к северу от БМА. Здесь, наряду с докембрийскими ортопородами [Нечеухин и др., 2000], присутствуют Нижнеуфалейский и Суховязовский массивы (возраст 317 млн. лет [Шардакова и др., 2005]), также сходные с упомянутыми выше «надсубдукционными» образованиями. Кроме того, по предварительным данным, полученным геологами

ОАО «Уралгеосъемка» (Н.С. Кузнецов, устное сообщение), в пределах блока проявлен также вендский этап гранитообразования (Никольский массив, 579 млн. лет). Близкий Nd-модельный возраст субстрата получен для гранитов Нижнеуфалейского массива; датировки 500-590 млн. лет приводит А.А. Краснобаев (устное сообщение) для ряда проб гранито-гнейсов, вмещающих данный массив. Все они отражают этап кадомской активности в Уфалейском блоке.

В зоне Уралтау, примыкающей к БМА с востока и юга, наиболее молодыми образованиями являются граниты Барангуловского массива – 725 млн. лет [Краснобаев и др., 2007]), кварцевые диориты лушниковского комплекса – 590 млн. лет [Самыгин и др., 2007]) и граниты из бассейна рек Губерля, Б. и М. Каял (в нескольких км к северу от Хабаровинского ультрабазитового массива) – 543 млн. лет [Belova et al., 2008]. Авторы, получившие венд-кембрийские возраста для гранитоидов Уралтау, склонны считать, что и здесь в это время имели место процессы эпиплатформенного рифтогенеза или орогенеза, синхронного с тем, что доказан для Полярного и Приполярного Урала

[Махлаев, 1996; Рыкус и др., 2002; Кузнецов и др., 2005; Удоратина, 2006]. Палеозойских датировок по гранитам собственно Уралтау пока не известно; но чуть западнее, в южном борту Зилаирского синклиниория, имеются граниты Артлышского массива с возрастом 340 млн. лет [Рыкус и др., 2002].

Исходя из изложенного выше, можно заключить, что большинство данных по гранитоидам зоны сочленения Урала с ВЕП свидетельствует об их генезисе в континентально-рифтогенных (средний рифей) или орогенных (кадомский этап) обстановках, при важной роли в субстрате вещества платформы, а влияние процессов, происходящих в Уральском орогене, кое-где фиксируется молодым гранитным магматизмом. Наши новые данные (см. ниже) показывают, что в самой СВ части БМА это влияние можно проследить.

Геологическая позиция и петрогеохимия гранитоидов и ассоциированных с ними пород

В СВ части БМА, в районе Семибратского месторождения магнезита (35 км южнее г. Златоуст, рис. 1), широко развиты разновозрастные магматические образования основного и кислого состава. В частности, присутствует дайковое поле гранитоидов (называемых нами семибратским комплексом), возможно, образующих на глубине единый массив, состав которого был практически не изучен и возрастные взаимоотношения с ассоциированными породами не ясны. Гранитоиды не выходят на поверхность, их можно наблюдать только в керне скважин. Из анализа геологических разрезов по скважинам [Стариков и др., 1970] видно, что гранитоиды секут карбонатную и сланцевую пачки развитой на Семибратском месторождении уреньгинской свиты, рассматриваемой в качестве стратиграфического аналога авзянской свиты среднего рифея (1230 млн. лет, К-Ar [Полевая, Казаков, 1961]) в восточном крыле БМА.

Помимо гранитоидов, на исследуемой площади распространены дайки основного состава, позиция которых в разрезе двойка: по

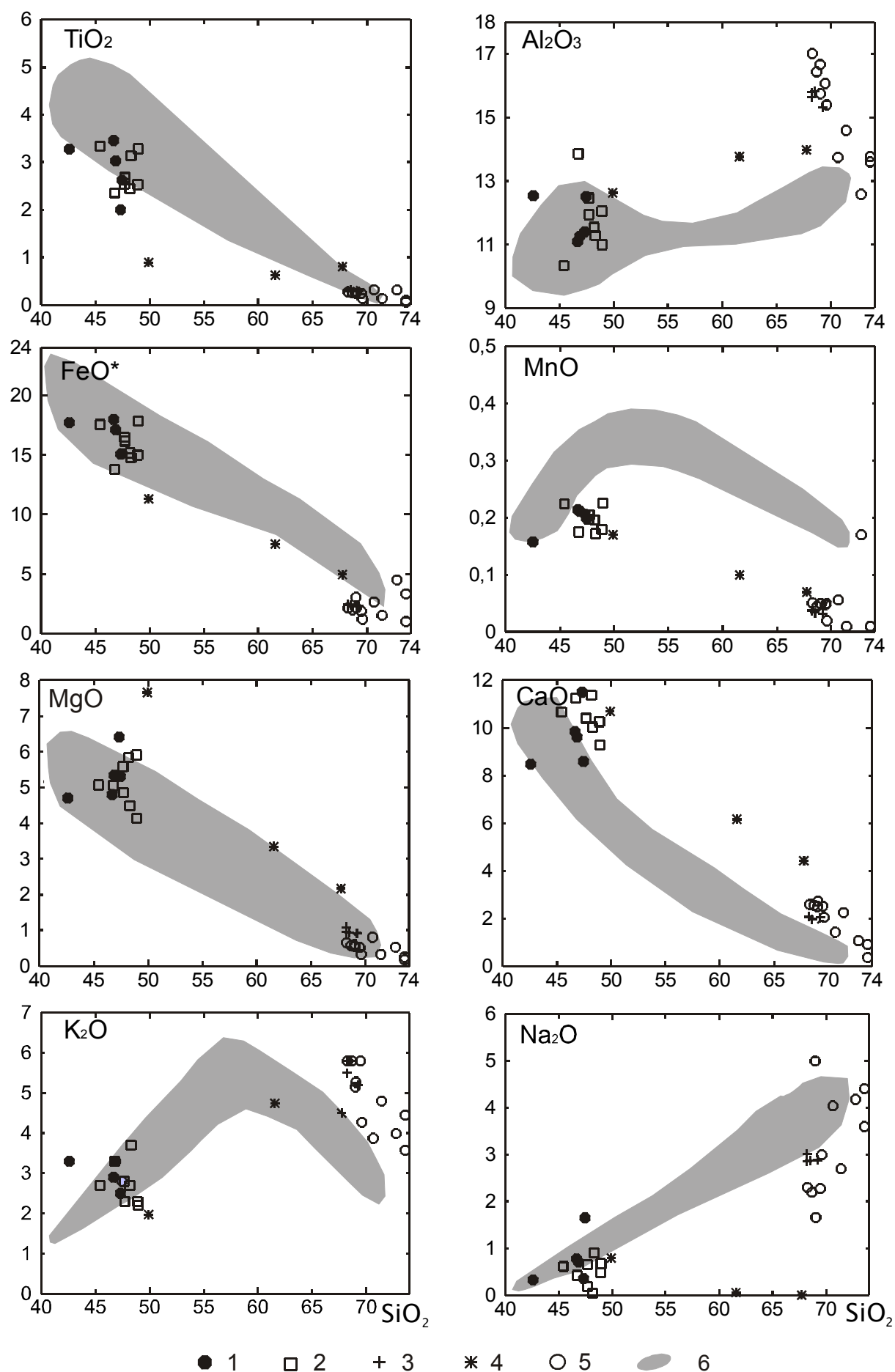
мнению И.И. Старикова и др. [1970], граниты семибратского комплекса древнее магнезитов, но секутся дайками габбро-диабазов, имеющих предположительно вендский возраст, значит, являются относительно древними. В более поздних материалах [Шевелев и др., 2003], напротив, указывается, что граниты секут габбро-диабазы и магнезиты 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 имеют право на существование: скорее всего, на исследуемой территории имеется 2 генерации диабазов – древние, догранитные, и существенно более молодые, постгранитные. К сожалению, контактов диабазов и гранитов в керне скважин наблюдается очень мало и они большей частью приурочены к тектонизированным зонам. В ряде случаев все же видно, что одна из разновидностей диабазов (о ней речь пойдет ниже) сечется гранитами. По нашему мнению, косвенный ответ на вопрос о возрасте базитов и гранитов могут также дать геохимические параметры пород. Поскольку гранитоиды пересекают магнезитовые залежи, определение их природы является важным и для установления возраста магнезитовой минерализации.

Габбро-диабазы представляют собой темно-зеленые породы порфировидной структуры, фенокристы занимают не более 10-12 % от объема пород. Они сложены 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 – спилитовая. В базисе развит нацело сосюритизированный плагиоклаз, чешуйчатый биотит, хлорит, серицит, эпидот, карбонат; присутствует небольшое количество кварца. Акцессорные и рудные минералы: апатит, пирит, лейкоксен. Указанные выше изменения отражают нало-

Рис. 2. Диаграммы Харкера для базитов и гранитоидов Башкирского мегантиклинория.

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

ГРАНИТОИДЫ И БАЗИТЫ СЕМИБРАТСКОГО КОМПЛЕКСА



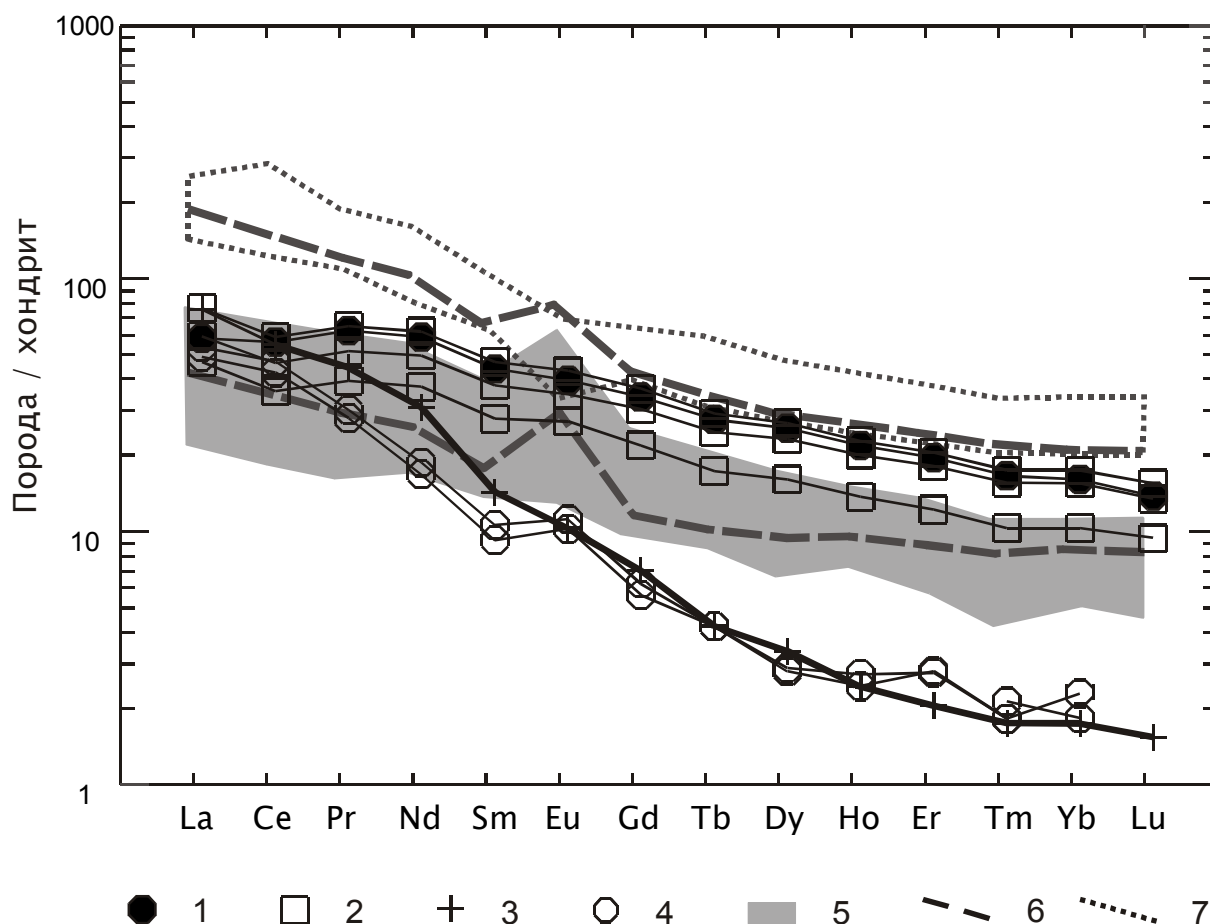


Рис. 3. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ в гранитоидах и базитах Башкирского мегантиклинория.

Семибратский комплекс: 1 – габбро, 2 – габбро-диабазы, 3 – гранодиориты; 4 – гранитоиды Киа-лимского массива; Кувашско-Машакская структура: 5 – габбро и амфиболиты, 6 – вендская тоналит-трондьемитовая серия [Холоднов и др., 2006], 7 – граниты Рябиновского и Губенского массивов.

женную пропилитизацию. По первичному 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 минералогии они практически не отличаются от описанных выше субвулканических пород, по-видимому, являясь их интрузивными аналогами, что подтверждается и сходством их химического состава.

Габброиды секутся **гранитоидами семибратского комплекса**. Последние имеют серую и темно-серую окраску, порфировидную структуру; размер вкрапленников – 2-4 мм, размер зерен в базисе – в среднем 0,5 мм, структура – от аллотриоморфно- до ксеноморфнозернистой. Фенокристы представлены пелитизированным

и сосюритизированным плагиоклазом, иногда с альбитовыми каймами, реже – цветными минералами. Биотит замещается мусковитом или хлоритом, по роговой обманке развивается эпидот. Базис гранитоидов состоит из измененного плагиоклаза, кварца, калишпата, биотита; есть эпидот. Наблюдаются циркон, магнетит, пирит, отдельные зерна апатита и карбоната. По минеральному составу породы отвечают гранодиоритам. Структурные особенности указывают на малоглубинные условия становления гранитоидов.

Нами проведено петрогеохимическое сопоставление гранитоидов и габброидов семибратского комплекса с наиболее близкими по позиции и составу серий, но контрастными по возрасту и генезису объектами: 1) с гнейсо-гранитами (и ассоциированными с ними базитами) Рябиновского и Губенского массивов (R_2)

[Краснобаев и др., 2006; Холоднов и др., 2006] как эталонами древних континентально-рифтогенных образований БМА; 2) с палеозойскими гранитами близлежащего Киалимского массива, по петрогеохимическим параметрам являющимися полными аналогами типичных «надсубдукционных» серий (в т. ч. Сыростанского и Нижнеуфалейского массивов) [Ферштатер и др., 2002; Холоднов и др., 2006].

Химический состав базитов и гранитоидов семибратского комплекса приведен в табл. 1, 2 и нанесен на диаграммы Харкера на рис. 2. Семибратские габбро-диабазы (и их интрузивные аналоги) по содержаниям главных компонентов, ряда редких элементов (Sr, Rb, Y, Zr, Th, U) и некоторым индикаторным соотношениям близки к габброидам Кусинско-Копанской интрузии. Это полностью согласуется с заключениями А.А. Алексеева [1984], сделанными на основании геологических соотношений и петрохимических данных. По распределению РЗЭ базиты обоих объектов также почти идентичны (рис. 3): они характеризуются довольно высокими суммарными содержаниями РЗЭ (300-400 г/т), низкими La/Yb-отношениями (3-9); ряд малых элементов имеет положительные аномалии Sr, Nb и Ti на трендах, нормированных к БСОХ – то есть по множеству признаков базиты отвечают континентально-рифтогенным образованиям, которые в этой части Урала имеют относительно древний возраст – среднери-

фейский или венд-кембрийский [Алексеев, 1984; Холоднов и др., 2006]). Таким образом, на данной территории догранитные габброиды, по-видимому, являются маркерами этапа древнего внутриплитного магматизма.

Гранитоиды семибратского комплекса по химическому составу отвечают нормальным, известково-щелочным, металюминиевым гранодиоритам и гранитам; могут быть отнесены к тоналит-гранодиоритовому формационному типу. Анализ соотношений нормативных компонентов (Q-Ab-Or) гранитов позволяет оценить давление их становления – около 3 кбар. От среднерифейских гранитоидов Рябиновского и Губенского массивов они кардинальным образом отличаются: характеризуются более низкими содержаниями FeO^* и TiO_2 , а также Zr, Y, Nb, Th, U при более высоких концентрациях Sr, Hf. На классификационных диаграммах Пирса (рис. 4) семибратские граниты лежат в поле гранитоидов островных дуг и синколлизонных образований, тогда как гранитоиды Кувашино-Машакской системы – в поле внутриплитных серий.

По всем описанным выше параметрам, а также по характерному распределению РЗЭ (низкие суммы РЗЭ (84 г/т), высокое La/Yb-отношение (65), отсутствие или слабая положительная аномалия Eu, рис. 3), и других элементов-примесей (отрицательная аномалия Nb и Ti) гранитоиды семибратского комплекса очень

Рис. 4. Диаграмма Пирса для интрузивных пород. Условные обозначения те же, что на рис. 2.

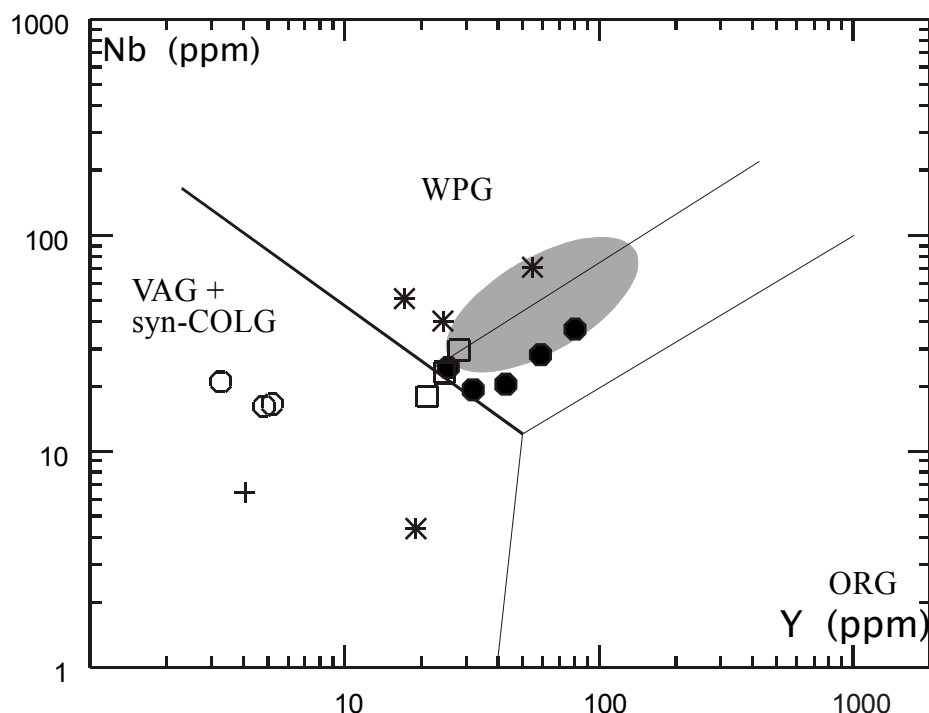


Таблица 3

Результаты U-Pb (SHRIMP) измерений цирконов из гранодиорита (Сб-8) семирассветского комплекса

№ обр.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	U, г/г	Th, г/г	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст, млн. лет			D, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{(1)}{^{238}\text{U}} \frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{(1)}{^{207}\text{Pb}^*} \frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{(1)}{^{207}\text{Pb}^*} \frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{(1)}{^{206}\text{Pb}^*} \frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	R
						(1)	(2)	(1)													
1	0,50	69	41	0,61	2,65	282,6 $\pm$ 4,6	282,5 $\pm$ 4,5	302 $\pm$ 210	7	22,2	1,6	0,0564	4,5	22,31	1,6	0,0524	9	0,324	9,2	0,04482	1,6
2	0,18	104	103	1,02	4,17	292,3 $\pm$ 4,3	292,1 $\pm$ 4,4	319 $\pm$ 110	9	21,52	1,5	0,0542	3,8	21,56	1,5	0,0528	4,8	0,337	5	0,04638	1,5
9	2,26	1713	595	0,36	70	292,9 $\pm$ 3	292,9 $\pm$ 2,9	311 $\pm$ 100	6	21,02	1	0,07069	1,2	21,5	1	0,0526	4,5	0,337	4,6	0,04648	1
4	0,09	224	89	0,41	9	293,9 $\pm$ 3,8	293,9 $\pm$ 3,9	306 $\pm$ 74	4	21,41	1,3	0,0532	2,9	21,43	1,3	0,0525	3,2	0,337	3,5	0,04665	1,3
8	1,08	101	25	0,26	4,21	302,6 $\pm$ 4,7	302,7 $\pm$ 4,2	296 $\pm$ 290	-2	20,58	1,4	0,0609	3,5	20,8	1,6	0,0522	13	0,346	13	0,04806	1,6
7	0,84	101	36	0,37	4,29	307,5 $\pm$ 5	307,7 $\pm$ 4,8	294 $\pm$ 200	-4	20,29	1,6	0,0589	3,7	20,46	1,7	0,0522	8,6	0,352	8,8	0,04886	1,7
3	0,19	95	57	0,63	3,99	307,8 $\pm$ 6,1	307,5 $\pm$ 6,1	343 $\pm$ 110	12	20,41	2	0,0549	3,7	20,44	2	0,0533	4,8	0,36	5,2	0,04891	2
10	0,16	964	620	0,66	50,2	378,7 $\pm$ 4,5	378,7 $\pm$ 4,6	379 $\pm$ 38	0	16,5	1,2	0,05545	1,1	16,53	1,2	0,05419	1,7	0,452	2,1	0,0605	1,2
6	0,14	523	351	0,69	107	1372 $\pm$ 12	1365 $\pm$ 13	1481 $\pm$ 18	8	4,208	1	0,09389	0,6	4,214	1	0,09267	0,97	3,032	1,4	0,2373	1
5	0,02	363	156	0,44	90,3	1640 $\pm$ 15	1636 $\pm$ 16	1677 $\pm$ 12	2	3,452	1	0,10311	0,59	3,453	1	0,1029	0,63	4,109	1,2	0,2896	1

Примечание. Погрешности указаны на уровне 1σ ; Pb_c и Pb^* – обыкновенный и радиогенный свинец, соответственно. Погрешность в калибровке стандарта составляла 0,29 %; (1) – поправка на обыкновенный свинец вносилась по ^{204}Pb ; (2) – поправка на $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ конкордантный возраст; D – дискордантность; R – коэффициент корреляции.

близки к сходным по основности породам Киалимского массива, которые, в свою очередь, аналогичны гранитам карбоновых раннеорогенных серий типа верхисетской, сыростанской и др. [Шардакова и др., 2007]. Это подтверждается изотопно-возрастными исследованиями, результаты которых приводятся ниже.

Результаты определения возраста гранитоидов

Из керн скважин нами в 2006 г. отобрана проба амфибол-биотитового гранодиорита (проба 8 в табл. 2, 3). Из дробленной породы по стандартной методике (концентрационный стол-магнитный сепаратор-тяжелые жидкости-ручная разборка) выделены цирконы.

Размер зерен – 130-300 мкм; отношение длины к ширине от 1 до 2,7; все индивиды прозрачные, неметамиктные. Наблюдается несколько морфологических типов цирконов: I – субокруглые, желтовато-розовые (зерна № 1-3, 7, 8); II – дипирамидально-призматические, розоватые (№ 5, 6, 9, 10); III – обломочные, почти бесцветные, возможно, являющиеся фрагментами зерен второго типа (№ 6). Зерно № 4, призматическое, желтовато-розоватое, более удлиненное, чем характерные представители II типа, вероятно, может рассматриваться как представитель другого этапа генерации, чем морфотип II; об этом свидетельствуют и результаты дальнейших измерений. По характеру катодолюминесцентного излучения (рис. 5) среди кристаллов присутствуют однородные и гетерогенные индивиды; центральная часть большинства зерен имеет более низкую интенсивность свече-

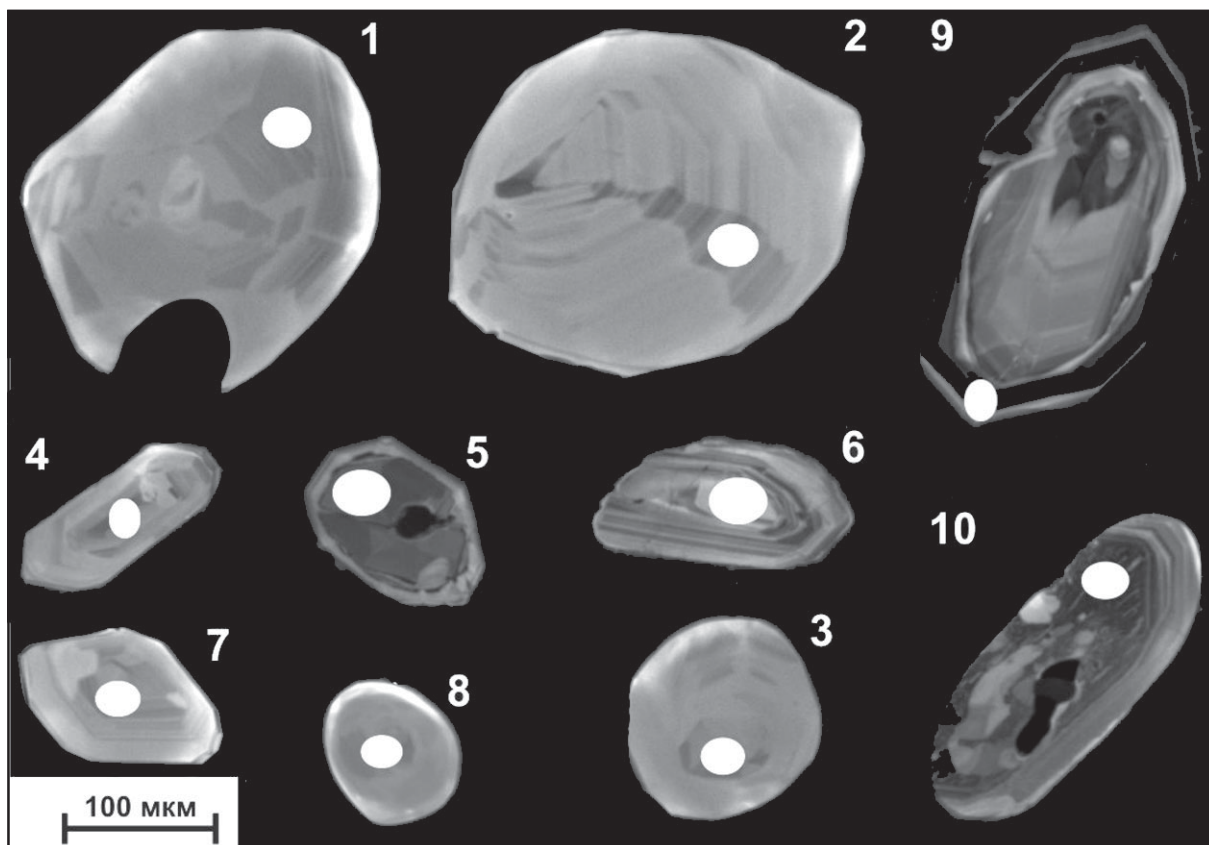


Рис. 5. Католюминесцентные микрофотографии цирконов.
Номера зерен соответствуют номерам проб в табл. 3.

ния. Наиболее четкая зональность присуща зернам II и III типов, для I типа характерно однородное строение и тонкие слабо различимые зоны.

Образцы анализировались в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (аналитик Н.Г. Бережная) на ионном микрозонде SHRIMP-2 по стандартной методике. Номера зерен на рис. 5 соответствуют номерам проб в табл. 3.

Зерна цирконов характеризуются широким интервалом содержаний U (69-1713 г/т) и Th (36-620 г/т), при этом наблюдается прямая корреляция этих компонентов для подавляющего большинства точек, что говорит об устойчивом отношении U/Th. Исключением является № 9 с аномальными концентрациями обоих элементов; измерение относится к краевой части «древнего» зерна (II морфотип), сформированной в результате «молодых» процессов (см. ниже).

Фигуративные точки измеренных зерен нанесены на график Терра-Вассербурга, в координатах $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (рис. 6). Результаты определений изотопного возраста в пределах наблюдаемых погрешностей ($\pm 2\sigma$) лока-

лизуются около конкордии в диапазоне величин 292,3-307,8 млн. лет, давая U-Pb изохронный расчетный возраст 297 ± 3 млн. лет при интервале дискордантности $-2 \div 12\%$ (по 6 точкам), по 3 точкам с минимальным разбросом величин возраст составляет 306 ± 6 млн. лет. К этой группе относятся цирконы I морфологического типа. С учетом ошибки, обе приведенные цифры практически одинаковы. По-видимому, эта величина, около 300 млн. лет, и отвечает возрасту гранитоидов семибратского комплекса.

Пространственная близость гранитоидов семибратского комплекса с породами машакской и кувашской свит и Кусинско-Копанской интрузией проявилась в наличии цирконов соответствующего возраста (обломанное или растворенное с краю идиоморфное зональное зерно № 6), – 1372 ± 12 млн. лет, возможно, из магматических источников, соответствующих машакскому событию, маркирующему рифтогенный этап на границе раннего и среднего рифея [Ронкин и др., 2007]. Эти цирконы, по-видимому, являются реликтовыми зернами, захваченными из субстрата.

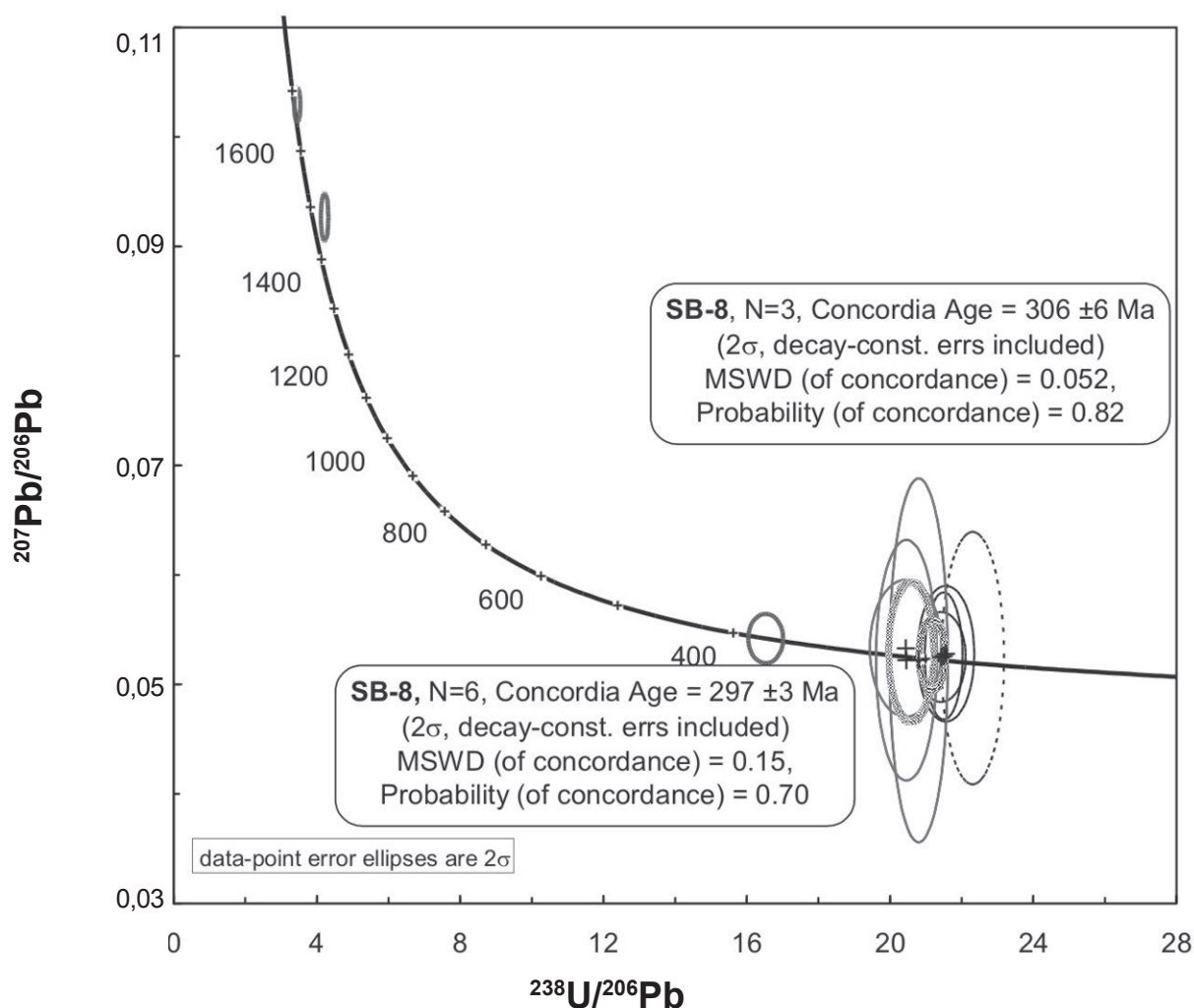


Рис. 6. U-Pb (SHRIMP)-данные для цирконов из гранитоидов семибратского комплекса. Размеры эллипсов соответствуют аналитическим погрешностям $\pm 2\sigma$.

Для другого идиоморфного зерна циркона (№ 5), несущего древнее ядро со следами растворения и молодую регенерационную кайму, U-Pb возраст составляет 1640 ± 15 млн. лет. Эта величина, с учетом погрешности, достаточно близка к возрасту пород айской свиты. Датирование последней в настоящее время является темой дискуссий; существуют как сходные датировки (около 1615 млн. лет [Краснобаев и др., 1992]), так и представления о более молодом возрасте айской свиты [Ленных, Петров, 1978].

В сильно окатанном призматическом зерне № 10 с пятнистым, растворенным и частично регенерированным ядром и зональностью последующего роста в каймах, для периферии ядерной части определен U-Pb возраст $378,7 \pm 4,5$ млн. лет, вероятно, отвечающий одному из этапов преобразования циркона и породы в целом.

Отметим, что «молодые» датировки фиксируются в зернах I морфологического типа, а также в ядре зерна № 4 (см. выше), отличающегося от морфотипа II по окраске и удлинению (видимо, это «гранитный» тип циркона). Древние же датировки получены для ядерных частей зональных зерен II и III типов (№ 5, 6). При этом есть измерения в периферической части зерна II типа, дающие «промежуточный» возраст (378 млн. лет), а также во внешней кайме другого зерна этого же типа (то есть с явным древним ядром), которое подверглось преобразованиям в этап собственно гранитного магматизма – 292,9 млн. лет назад. Таким образом, можно заключить, что древние, заимствованные из субстрата цирконы, претерпели изменения под воздействием двух, существенно более молодых событий.

Обсуждение результатов

Важным результатом, на наш взгляд, является наличие в гранитоидах семибратского комплекса цирконов древнего возраста, этот факт отражает древние тектоно-магматические процессы, происходящие на восточной периферии ВЕП и свидетельствует о том, что в субстрате для выплавления палеозойских гранитоидов определенную роль играло вещество докембрийских комплексов. Но вот каких именно?

Не вызывает особых сомнений, что датировку 1372 млн. лет можно параллелизовать со «стандартным» возрастом вулканитов кувашской и машакской свит и магматитов Кусинско-Копанской интрузии. Однако что означает вторая цифра – 1640 млн. лет – реально не вполне ясно. Как один из вариантов, можно предположить, что наличие циркона с такой датировкой в гранитоидах среди пород, залегающих по разрезу выше айской свиты, лишний раз подтверждает, что «айское событие» было, и древние цифры имеют право на существование. Возможно, как считали В.И. Ленных, В.И. Петров [1978], есть две «айских» свиты различного возраста, уточнение особенностей и определение возраста и геодинамической позиции которых – значимая геологическая задача для петрологов, литологов и геохронологов. Этот процесс уже запущен, но сложностей возникает все больше.

Проблема возрастных рубежей нижнего и среднего рифея и соотношений между айской и машакской свитами, возможно, будет решена после переосмысления новых возрастных данных, часть из которых приведена в новейших публикациях В.Н. Пучкова, А.А. Краснобаева и др. [Пучков и др., 2007; Краснобаев и др., 2008б]. Последним автором для типичных цирконов из магматитов машакской свиты была получена единичная цифра 1670 млн. лет (устное сообщение на III чтениях памяти С.Н. Иванова), что, с учетом погрешности, близко к полученной нами по циркону из семибратских гранитов. Это, во всяком случае, подтверждает, что некое геологическое событие имело место.

Общая же масса датировок цирконов из вулканитов машакской свиты укладывается в интервал 200 млн. лет (1337-1538 млн. лет) [Краснобаев и др., 2008б]. В то же время, следует иметь в виду наблюдаемые геологические взаимоотношения, последовательность осадконакопления в раннем рифее, имеющиеся в настоящее время хемотратиграфические (Rb-Sr

систематика и изотопия углерода) и геохронологические данные по возрасту саткинской (1550 ± 30 млн. лет [Кузнецов и др., 2008]) и бакальской (1430 ± 30 млн. лет [Кузнецов и др., 2003]) свит. Они указывают на непрерывное существенно карбонатно-глинистое осадконакопление в указанном интервале времени, не прерываемое рифтогенным магматизмом с накоплением грубообломочных пачек. Кроме того, расчеты ε_{Nd} для глинистых сланцев айской, саткинской и бакальской свит показывают непрерывное уменьшение доли ювенильного материала в источниках сноса, приводящее к снижению данного модуля от $-6,4$ до -8 в то время как в глинистых породах машакской свиты величина возрастает до $-4,9$, фиксируя появление только на этом уровне магматогенного субстрата [Маслов и др., 2004а,б].

Величина 378 млн. лет, полученная как индикатор промежуточного этапа преобразования древнего циркона, по времени отвечает, например, этапу эксгумации максютовского комплекса [Пучков, 2000], связанного с процессом динамотермального метаморфизма субдукционного этапа предорогенного развития Урала.

Для гранитоидов собственно семибратского комплекса получена первая достоверная возрастная датировка – 297 ± 3 млн. лет, т.е. отвечающая верхнему карбону. Такой молодой возраст для гранитоидов БМА современным методом определен впервые. Подобные цифры характерны для массивов более восточных структур: Уфалейского блока (Нижеуфалейский и Суховязовский массивы) [Шардакова и др., 2005], окраинно-континентальной (Верхисетский, Шабровский, Шарташский, Сыростанский и др. массивы) [Ферштатер и др., 2002; Прибавкин и др., 2008] и континентальной (Каменский массив [Ферштатер и др., 2007]) зон Урала. Их генерация отражает раннеорогенный этап развития последнего. Среди них одни имеют надсубдукционную природу, другие близки к ним по геохимическим параметрам, но явной связи с субдукцией не обнаруживают.

По поведению редких элементов, и, как нами установлено, возрасту, гранитоиды семибратского комплекса очень близки к упомянутым выше образованиям, имеющим в своем субстрате как коровый, так и мантийный материал [Ферштатер и др., 2002; Шардакова и др., 2005]. Такие гранитоиды на западном склоне Урала отмечаются редко на фоне широкого развития древних континентальных осадочных и

магматических формаций, которые являются отражением процессов на восточной периферии ВЕП. Однако все новые и новые геолого-геохимические данные указывают на сложные соотношения элементов, образующих зону сочленения Урала с ВЕП – этапы гранитоидного магматизма также позволяют это зафиксировать. Если рассматривать восточную часть ВЕП как периферию тиманид (для БМА – экстерниды, по В.Н. Пучкову), то древние, преимущественно среднерифейские (Бердяушский, Рябиновский, Губенский, Ахмеровский массивы) или верхнерифейско-кембрийские (барангуловский, лушниковский, юрминский комплексы на Южном Урале; Европейский, Троицкий массивы – на Среднем [Петров и др., 2005]) датировки гранитоидов отражают рифтогенные и орогенные процессы, происходящие на окраине Тиманского орогена [Пучков, 2008]. Следовательно, палеозойский гранитоидный магматизм отражает развитие уралитид. Отсутствие подобных датировок для гранитоидов Полярного и Приполярного Урала объясняется большим несовпадением структурного плана уралитид и тиманид – на севере обнаруживаются интерниды последних [Пучков, 2008].

Наличие же в структурах, пограничных с ВЕП, молодых раннеорогенных гранитоидов среди древних континентально-рифтогенных образований свидетельствует об усилении здесь в карбоне влияния Уральского орогена на процессы магматизма. Вероятно, в граничном сегменте – Уфалейский блок-СВ БМА-зона Уралтау – гранитоиды палеозойского возраста могут маркировать западную глубинную границу собственно Уральского орогена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 06-05-64592 и № 08-05-00018).

Список литературы

- Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М: Наука, 1984. 136 с.
- Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Ронкин Ю.Л., Козлов В.И. Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 25-43.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Ахмеровский гранитный массив – представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // Докл. РАН. 2008а. Т. 418. № 2. С. 241-246.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Машакский вулканизм: ситуация 2008 г. // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия. III чтения памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008б. С. 61-63.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 2. С. 241-246.

Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 300-303.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 6. С. 819-822.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16-34.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удорткина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралитид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 97 с.

Ленных В.И., Петров В.И. Стратиграфия айской свиты и проблема ее возраста / Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 33-43.

Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др. Нижнерифейские тонкозернистые алюмосиликокластические осадочные образования Башкирского мегантиклинория на Южном Урале: состав и эволюция источников сноса // Геохимия. 2004а. № 6. С. 648-669.

Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др. Тонкозернистые алюмосиликокластические образования стратотипического разреза среднего рифея Южного Урала: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса // Литология и полезные ископаемые. 2004б. № 3. С. 1-28.

Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 150 с.

Нечеухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. Геохронология и структурное положение нижнего докембрия в Уральском аккреционно-складчатом обрамлении Русской плиты / Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 2000. С. 201-203.

Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. Новые данные по геохимии и возрасту

допалеозойских магматических комплексов Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (Средний Урал) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2005. С. 274-283.

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.

Прибавкин С.В., Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. и др. К вопросу о возрасте Шабровского и Шарташского гранитоидных массивов // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2008. (в печати).

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 379 с.

Пучков В.Н. Тектоника и геодинамика тиманид // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия. III чтения памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2008. С. 104-107.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И. и др. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок // Геологический сборник ИГ БНЦ РАН. Уфа, 2007. С. 3-16.

Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И. и др. Бердяушский массив: 1350±10 млн. лет или древнее? // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2006. С. 310-314.

Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П. и др. Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb-SHRIMP-II ограничения // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 3. С. 370-376.

Рыкус М.В., Сначев В.И., Насибуллин Р.А. и др. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа: Башкирский госуниверситет, 2002. 266 с.

Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикова Е.В., Карякин Ю.В. Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтаусской зоне (Южный Урал) // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 81-85.

Стариков К.И., Костенко Л.Ф., Грознецкий Д.П. Отчет по теме 121/68 «Обобщение материалов поисково-разведочных работ 1962-1968 гг. на магнезиты в Златоустовском районе с составлением

сводного отчета и подсчетом запасов по Семибратскому месторождению 1970 г.». Миасс, 1970. Уралнедра, фондовые материалы.

Удортина О.В., Соболева А.А., Кузнецов Н.А. и др. Возраст гранитоидов Маньхембровского и Ильязского массивов (Северный Урал): U-Pb данные // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 6. С. 810-815.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородин Н.С. и др. Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала: вклад в понимание роли субдукции в гранитообразовании // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 42-56.

Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю., Краснобаев А.А. и др. Rb-Sr и цирконовый U-Pb возраст Каменского мигматит-плутона (Средний Урал) // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2007. С. 200-205.

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.

Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П. Минерально-сырьевая база магнезита и брусита России. Казань: Новое знание, 2003. 162 с.

Шардакова Г.Ю., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Холоднов В.В. Гранитоидный магматизм северо-восточной части Башкирского мегантиклинория как свидетельство влияния Уральского орогена на процессы гранитообразования в зоне сочленения с Русской платформой // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия. III чтения памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2008. С. 48-52.

Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Ронкин Ю.Л. и др. Rb-Sr возраст и геохимия интрузивных гранитоидов Уфалейской зоны (Ю. Урал) // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 6. С. 799-803.

Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Середина М.С. Геохимические различия гранитоидов Таганайско-Иремельского антиклинория (Центрально-Уральская мегазона) // Докл. РАН. Т. 413. № 4. 2007. С. 545-549.

Belova A.A., Kuznetsov N.B., Ryazantsev A.V. The Vendian-Early Paleozoic tectonic evolution of the Southern Urals // Geophysical Research Abstracts. 2008. V. 10. EGU 2008-A-04788.

Рецензент доктор геол.-мин. наук А.И. Грабежеев