

УДК 552.3+550.93(470.5)

ФАМЕНСКИЙ (365–355 МЛН. ЛЕТ) МАГМАТИЗМ УРАЛЬСКОГО ЭПИОКЕАНИЧЕСКОГО ОРОГЕНА: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ЭВОЛЮЦИИ, ГЕОХИМИИ, ИЗОТОПИИ

@ 2011 г. Г. Б. Ферштатер, А. А. Краснобаев, Н. С. Бородина

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: gerfer@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 19.05.2010 г.

Фамен – важнейший этап в геологической истории Урала. Это время завершения его островодужного развития, смена мантийного по своему источнику магматизма мантийно-коровым и начало масштабного гранитоидного магматизма. Массивы фаменского возраста развиты преимущественно на Южном Урале в пределах юго-восточного островодужно-континентального мегаблока. Они представлены мантийно-коровой серией – роговообманковое габбро–тоналит–гранодиорит – двуслюдяной гранит (обычно малокалиевый) – и характеризуются как линейным, так и ареальным типом локализации. Наиболее крупные интрузивные массивы представляют собой центры длительной эндогенной активности, которые функционировали в течение длительного времени, сравнимого с продолжительностью геологических периодов, а в отдельных случаях, и дольше. Фаменским является лишь главный этап гранитообразования – анатексис с образованием тоналитового и гранодиоритового расплава. Начало же масштабного магматизма уходит во франское время. Водный базитовый магматизм этого времени продуцирует роговообманковые габброиды, самопроизвольное частичное плавление (автомигматизация) которых является основным, хотя и не единственным источником тоналитов и гранодиоритов. Завершение магматизма датируется пермским временем, когда в результате частичного плавления тоналитов и гранодиоритов формируются автономные гранитные тела, обычно сопровождающие крупные тоналит-гранодиоритовые массивы.

Ключевые слова: *фамен, магматизм, геохимия, возраст, эволюция, Урал.*

ВВЕДЕНИЕ

Эволюции магматизма Уральского орогена на основе новых изотопных и геохимических данных в последнее время посвящено несколько обобщающих статей [17, 20], в которых довольно подробно рассмотрен и фаменский магматизм. Обратиться специально к описанию этого магматизма нас побудили два момента. Во-первых, фамен – важнейший этап в геологической истории Урала и, в частности, его магматизма. Это время завершения функционирования островных дуг [21] и начала масштабного гранитоидного магматизма, мантийно-корового по своей природе, который сменяет мантийный магматизм начальных этапов развития орогена [17]. Допозднедевонские гранитоиды в большинстве своем – это продукты кристаллизационной дифференциации базитовой по составу магмы. Во-вторых, новые результаты определения возраста циркона, выполненные методом LA ICP MS в Лондонском музее естественной истории, показали, что такие важные объекты Зауральского поднятия, как гранитоиды Мариновского комплекса, Нижнее-Санарского массива и др., имеют фаменский возраст, такой же как и гранитоиды, например, Челябинского массива. Эти данные расширяют область развития генетически однотипных фаменских комплексов на всю пло-

щадь современного юго-восточного мегаблока [14] и примыкающего Зауральского поднятия, расположенного к востоку от Челябинского разлома (рис. 1).

В фаменское время происходят важные изменения в геодинамике Уральского орогена [7, 9]. На территории современного Южного Урала, где фаменские отложения и магматиты пользуются наибольшим развитием, в фамене “Магнитогорская островная дуга подошла вплотную к Восточно-Европейскому континенту и столкнулась с ним... К концу фаменского времени процесс окраинно-континентальной аккреции завершился и граница... континента переместилась в область современного Тургайского прогиба – на восток от Валерьяновской зоны” [9, стр. 83]. Ороген стал восточной окраиной Восточно-Европейского континента. Что касается палеогеографической обстановки, то в фаменское время накапливались преимущественно отложения морских фаций, в том числе флиш зилаирской серии. Суша, являвшаяся областью размыва, в пределах современного восточного склона Урала выступала сравнительно узкой полосой, которая на Южном Урале “располагалась к востоку от Магнитогорска и простиралась до пос. Бреды” [12, стр. 76], захватывая большую часть области развития фаменских интрузивов (рис. 1).

Важные события происходят в области магматизма. Как уже отмечалось, в позднем девоне суще-

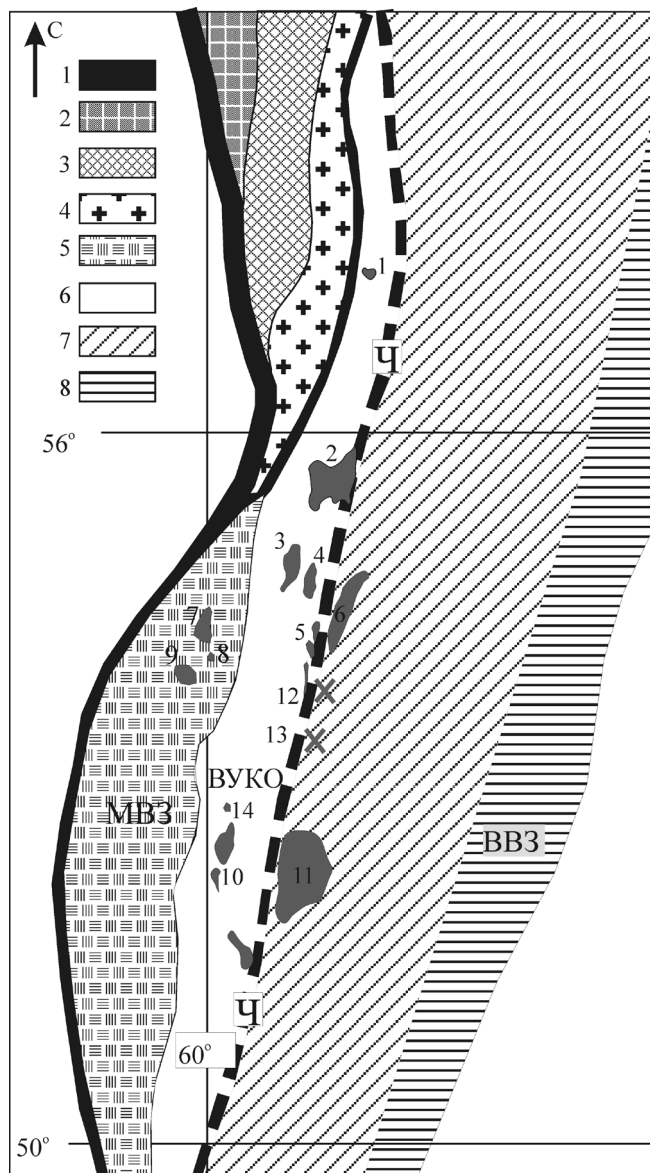


Рис. 1. Схема размещения главных массивов фаменских интрузивных пород (серая заливка).

Мегаблоки, по [14] с изменениями: 1 – шовный с зоной Главного Уральского разлома (ГУР); 2–4 – СЗ островодужно-континентальный: с Тагильской вулканогенной зоной (2), окраинно-континентальной (3) и континентальной (4) зонами; 5 – островодужно-континентальная Магнитогорская вулканогенная зона (МВЗ); 6 – Восточно-Уральская окраинно-континентальная (с пермского времени – континентальная) зона (ВУКО); 7 – Зауральский; 8 – Валерьяновская вулканогенная зона (ВВЗ). Ч – Челябинский разлом.

Цифрами на схеме обозначены массивы фаменского возраста: 1 – Некрасовский, 2 – Челябинский, 3 – Варламовский, 4 – Коелгско-Кабанский и Пластовский, 5 – Чернореченский, 6 – Нижне-Санарский, 7 – Ахуновский, 8 – Краснинский, 9 – Верхнеуральский, 10 – Суундукский, 11 – Мариновский, 12 – Тарутинский, 13 – Михеевский, 14 – Амамбайский.

ственно мантийный магматизм ранних стадий эволюции орогена сменяется мантийно-коровым, что

знаменует начало масштабного гранитоидного магматизма Уральского орогена.

В отличие от доверхнедевонского магматизма, продукты которого распределялись преимущественно линейно, фаменские интрузивы характеризуются как линейным, так и ареальным расположением. В первом приближении они представляют собой проекции магматических очагов в структурах коры. Само местоположение очагов определялось потоком водного флюида, понижающего температуру ликвидуса.

Магматические ареалы сложены габбро-тоналит-гранодиорит-гранитными (ГТГГ) массивами. Наиболее крупные интрузивные массивы представляют собой центры эндогенной активности, которые функционировали в течение длительного времени, сравнимого с продолжительностью геологических периодов, а в отдельных случаях – и дольше. Это положение, отмеченное в наших ранних работах преимущественно на основе геологических данных [22], в последние годы находит подтверждение в изотопной геохронологии (см. ниже).

Фаменские интрузивы развиты преимущественно на Южном Урале, в юго-восточном островодужно-континентальном мегаблоке – Магнитогорской вулканогенной и окраинно-континентальной зонах. Последняя в современной структуре Урала представлена Восточно-Уральским и Зауральским поднятиями, разделенными Челябинским разломом (рис. 1).

АНАЛИЗЫ

Вещественный состав магматических пород изучался стандартными аналитическими методами. Редкие элементы определены методом ICP MS в Университете г. Гранада (Испания). Возраст циркона получен в лабораториях Университета г. Гранада и Музея естественной истории (Лондон) U-Pb методом LA ICP MS, а также $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ методом (П. Монтеро и Ф. Беа) в Университете г. Гранада. Кроме того, определения возраста циркона выполнены на ионных зонах Cameca IMS1270 (NORDSIM, Стокгольм, Швеция, аналитик Ф. Беа) и SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, аналитики А.Н. Ларионов, Н.В. Родионов и Н.Г. Бережная). Методы определения возраста конкретных массивов указаны в табл. 1.

Описание аналитических процедур приведено в соответствующих статьях [25, 27, 29]; характеристика методики LA ICP MS лаборатории Лондонского музея естественной истории дана в [26].

ТИПИЧНЫЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ФАМЕНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА

Интрузивные комплексы, завершающие островодужное развитие Магнитогорской зоны, образуют крупный ареал в северной части этой зоны и представлены здесь существенно адамеллит-

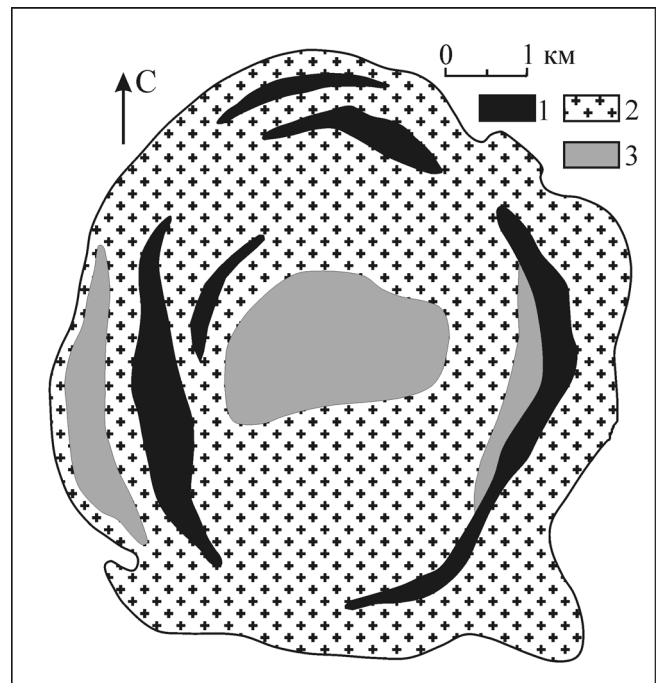
Таблица 1. Цирконовый возраст фаменских массивов Среднего и Южного Урала

Проба	Структура	Массив	Порода	Возраст, млн. лет	Метод
172	ЮВП	Некрасовский	кв. диорит	352 ± 12	Pb/Pb
к307	ЗУ	Нижне-Санарский	гранодиорит	356 ± 8	NS
к1054	ММЗ	Рассыпнянский	тоналит	398 ± 10	LA_Gr
к1063	—	Краснинский	тоналит	366 ± 6	LA_Gr
к270	—	—	—	367 ± 10	Pb/Pb
к271	—	—	гранит	368 ± 7	—
АВ	—	Ахуново-Карагайский	гранит	360	Pb/Pb
к178	ЮВК	Пластовский	плагиогранит	524 ± 6	SH
—	—	—	—	361 ± 6	—
—	—	—	—	335 ± 6	—
Члб-1	ЮВК	Челябинский	кв. диорит	355 ± 7	Pb/Pb
Члб-2	—	—	гранодиорит	360–330	—
Члб-4	—	—	гранит	360 ± 9	—
Чрб-6	—	Чернореченский	гранодиорит	354 ± 7	—
к181	—	Варламовский	гнейсо-гранит	450–500	SH
—	—	—	—	358 ± 4	—
Ви681	СЗП	Верхисетский	габбро-диорит	368.9 ± 6.1	SH
—	—	—	гранодиорит	345–320	Pb/Pb
—	—	—	гранит	300–280	Pb/Pb
к151	ЗУ	Мариновский	диорит	358 ± 3	LA_L
к152	—	—	—	349 ± 2.3	—
к375	—	—	—	346 ± 2.3	—
к376	—	—	плагиогранит	362 ± 2.3	—

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения возраста, которые, судя по морфологическим особенностям циркона, фиксируют время магматической кристаллизации (в пробах, где отмечены полихронные цирконы). Аббревиатуры тектонических структур: ММЗ – Магнитогорская мегазона, ЮВП и СЗП – переходные (окраинно-континентальные) зоны соответственно юго-восточного и северо-западного мегаблоков, ЮВК – континентальная зона юго-восточного мегаблока, ЗУ – Зауралье. Методы: NS – U-Pb NORDSIM (Стокгольм), LA_Gr – U-Pb лазерная абляция (Университет Гранады, Испания), LA_L – лазерная абляция (Музей Естественной истории, Лондон), SH – U-Pb SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), Pb/Pb – метод Кобера (Университет Гранады, Испания).

гранитным Ахуновским и габбро-диорит-гранодиорит-гранитным Краснинским массивами, цирконовый возраст которых составляет 360–368 млн. лет (табл. 1).

Краснинский массив площадью около 40 км² имеет округлые очертания и залегает в нижнедевонских пироксен-плагиоклазовых порфиритах и их туфах, которые в контакте с массивом ороговикованы и местами превращены в пироксен-гранатовые скарны с магнетитом. Участками в экзоконтакте развиваются альбитовые метасоматиты с промышленной золотой минерализацией. Над массивом, сложенным на поверхности преимущественно биотит-роговообманковыми тоналитами (рис. 2), отмечается гравиметровая аномалия, что свидетельствует о широком развитии на глубине габброидов. В обнаженной части массива роговообманковые габбро и габбро-диориты образуют серповидные ксеноблоки, которые рассекаются дайками тоналитов и гранодиоритов. Биотитовые граниты образуют небольшие секущие тела преимущественно в краевых частях. Составы преобладающих в массиве пород приведены в табл. 2. Они близки к одноименным породам других ГТГ комплексов, но с несколько меньшим содержанием стронция. В отличие от большинства фаменских массивов, породы Краснинского практически не деформированы

**Рис. 2.** Схематическая карта Краснинского массива (по И.В. Жилину и др., 1969, с изменениями).

1 – роговообманковые габбро и габбро-диориты, 2 – биотит-роговообманковые тоналиты, 3 – биотитовые адалеллиты и граниты.

Таблица. 2. Содержание петрогенных (вес. %) и рассеянных (г/т) элементов в типичных образцах массивов юго-восточного мегаблока

Номер	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	52.18	53.19	66.15	68.74	72.07	57.82	62.17	70.35	73.77	66.67	70.17	66.55	48.55	52.71	66.02	65.10	72.57
TiO ₂	1.12	2.41	0.40	0.41	0.24	1.49	0.78	0.45	0.21	0.57	0.34	0.53	1.02	0.819	0.191	0.274	0.084
Al ₂ O ₃	14.79	18.67	15.74	15.84	16.09	14.26	16.04	14.37	13.57	15.91	16.11	16.24	13.46	12.13	19.37	17.69	14.34
Fe ₂ O ₃	12.15	2.92	4.57			3.56		1.39	1.40	1.52	1.54		4.96	11.57	2.05	3.44	1.30
FeO		5.99		2.77	1.29	4.36	5.83	1.45	0.36	2.04	0.87	3.91	5.62				
MnO	0.19	0.17	0.09	0.94	0.04	0.10	0.1	0.05	0.03	0.06	0.05	0.07	0.17	0.187	0.015	0.103	0.034
MgO	5.94	2.87	2.17	0.06	0.56	4.21	2.89	1.06	0.59	1.87	1.11	1.35	7.52	7.01	0.36	1.17	0.54
CaO	8.90	7.94	3.96	3.48	2.38	5.41	4.94	1.82	1.19	3.75	3.37	3.39	11.77	9.85	0.85	2.95	0.27
Na ₂ O	2.32	3.55	3.33	3.82	4.90	3.18	3.08	3.58	3.13	4.88	3.59	3.31	1.64	2.3	6.4	4.5	4.5
K ₂ O	1.11	1.34	2.67	1.86	2.49	3.17	2.31	4.63	5.39	1.40	1.57	2.57	1.40	1.53	2.51	2.69	5.18
P ₂ O ₅	0.30	0.40	0.14	0.13	0.07	0.90	0.25	0.19	0.09	0.20	0.13	0.2	0.21	0.29	0.10	0.15	0.08
ппп	0.56	0.67	0.30	1.22	0.00	0.03	1.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.99	2.93	1.40	2.50	1.50	0.40
Li	8.4	17.0	12.5	11.9	21.3	95.5	17.9	70.6	3.8	65.5	49.0	22.0	5.3	1.8	2.8	3.2	0.4
Rb	20.8	90.8	81.7	45.7	45.0	125.0	76.2	199.2	112.6	152.8	124.8	73.3	39.7	23.6	41.7	55.5	152.9
Cs	2.8	3.6	2.9	1.2	1.0	7.5	2.1	6.6	1.7	5.1	3.7	1.9	0.1	0.6	1.6	1.2	2.8
Be	0.78	1.16	0.90	1.26	1.37	3.66	1.623	4.79	4.51	3.90	3.91	2.51	0.58	0.56	1.33	2.63	5.09
Sr	351	332	333	617	685	1256	572	619	292	623	529	617	395	249	214	894	204
Ba	266	426	472	638	787	1887	740	2283	984	580	628	827	273	327	394	1487	406
Sc	34.2	13.4	12.2	5.6	2.1	36.1	13.9	17.2	21.1	18.2	15.4	7.8	45.6	31.8	1.2	3.8	1.7
V	259.7	126.5	98.0	51.0	18.9	207.4	113.5	53.7	43.0	61.1	34.3	70.9	352.2	199.6	5.4	47.7	13.4
Cr	154.8	73.9	41.3	14.6	2.2	98.3	108.3	38.8	53.2	38.4	43.9	32.7	160.6	236.5	3.0	4.5	158.5
Co	31.9	16.1	12.8	6.1	2.2	28.9	16.5	8.0	5.8	8.8	5.4	9.9	38.0	33.1	0.6	3.4	1.5
Ni	43.6	26.4	14.5	7.9	2.7	0.0	48.8	48.1	51.6	59.7	17.8	21.8	86.7	87.5	2.6	3.3	7.4
Cu	71.2	43.9	171.2	9.8	11.8	75.3	22.3	102.2	665.1	64.7	52.6	20.0	77.3	50.7	17.4	70.1	19.3
Zn	84.4	50.8	45.4	45.3	50.4	234.1	73.1	116.9	632.0	116.6	108.4	63.5	68.2	102.5	19.1	23.6	8.9
Ga	15.9	14.8	14.1	18.7	19.6	47.9	19.8	48.0	36.8	36.4	35.0	21.2	14.8	12.8	18.7	14.5	12.5
Y	24.7	17.1	16.4	7.5	5.3	43.1	17.8	40.0	36.0	18.8	17.2	10.8	16.7	15.7	13.4	7.2	7.7
Nb	4.09	6.50	4.73	5.157	2.89	52.86	10.00	27.38	12.46	17.85	14.61	7.58	1.19	3.78	8.16	7.17	10.22
Ta	0.30	0.53	0.45	0.39	0.19	6.91	0.61	6.49	2.21	3.05	2.22	0.58	0.00	0.28	0.64	0.39	0.94
Zr	29.4	14.7	28.8	110.1	95.5	116.6	195.9	216.8	226.0	338.9	235.3	161.4	20.1	24.0	166.0	64.5	70.1
Hf	1.05	0.72	1.13	2.25	3.17	4.14	3.71	6.98	9.70	10.90	6.84	2.73	0.79	1.07	4.65	2.36	4.19
Mo	0.93	1.05	0.60	0.13	0.00	8.02	0.25	5.31	5.68	4.16	4.12	0.03	1.96	1.14	0.12	0.22	0.72
Sn	1.83	1.13	0.96	4.41	0.00	1.83	5.08	4.12	2.53	5.67	2.70	0.00	1.74	0.79	1.73	0.94	1.08
Tl	0.55	1.03	0.95	0.20	0.26	1.06	0.39	1.29	0.41	0.98	0.92	0.53	0.18	1.06	0.32	0.58	1.04
Pb	5.88	11.11	11.90	12.31	16.80	19.28	13.77	32.26	50.67	19.81	29.45	22.38	4.11	2.59	2.08	25.47	24.31
Th	1.24	3.51	3.62	6.71	3.54	27.63	10.81	30.16	18.55	34.10	19.68	12.34	2.04	0.33	1.21	3.69	4.40
La	10.47	11.34	11.58	19.06	13.11	168.7	39.47	113.6	44.95	84.76	39.76	36.54	5.43	7.15	18.61	13.04	5.88
Ce	20.68	21.35	23.51	37.01	27.14	351.7	75.50	255.1	86.77	151.3	71.07	73.61	10.22	14.85	34.70	22.41	12.51
Pr	2.85	2.85	2.81	3.91	2.74	39.79	8.27	27.38	10.00	14.78	6.91	7.47	1.69	2.02	5.22	2.21	1.05
Nd	12.82	11.56	11.29	13.86	9.93	114.6	30.51	92.87	37.76	48.57	23.36	26.39	7.75	9.11	21.45	8.05	3.82
Sm	3.41	2.64	2.59	2.44	1.76	22.10	5.57	16.70	7.52	6.83	4.43	4.13	2.27	2.40	3.98	1.39	0.86
Eu	1.00	0.79	0.79	0.69	0.36	4.91	1.33	2.65	1.78	1.27	1.11	1.07	0.83	0.86	1.07	0.51	0.24
Gd	3.90	2.62	2.60	1.93	1.38	16.88	4.41	12.26	6.00	5.77	3.52	2.87	2.39	2.89	3.01	1.22	0.90
Tb	0.64	0.43	0.43	0.25	0.19	2.00	0.59	1.59	1.01	0.68	0.49	0.41	0.37	0.46	0.41	0.19	0.17
Dy	4.07	2.73	2.71	1.28	0.95	10.06	3.30	8.54	6.37	3.65	3.06	1.99	2.82	3.09	2.53	1.25	1.29
Ho	0.90	0.61	0.59	0.24	0.18	1.68	0.61	1.53	1.37	0.66	0.58	0.38	0.61	0.64	0.51	0.26	0.29
Er	2.51	1.74	1.64	0.68	0.47	4.69	1.61	4.16	3.84	1.83	1.58	0.95	1.68	1.83	1.60	0.80	0.99
Tm	0.39	0.26	0.25	0.10	0.07	0.64	0.24	0.58	0.71	0.27	0.23	0.14	0.25	0.28	0.28	0.13	0.18
Yb	2.49	1.63	1.60	0.63	0.42	3.63	1.54	3.55	4.65	1.76	1.31	0.88	1.44	1.90	2.26	0.97	1.45
Lu	0.39	0.25	0.26	0.09	0.07	0.64	0.22	0.67	0.97	0.35	0.23	0.13	0.24	0.29	0.38	0.16	0.23

Примечание. Массивы: Краснинский: 1 – габбро-диорит (к270), 2 – диорит (к1063), 3 – гранодиорит (мг6408); Ахунский: 4 – адамеллит (а21), 5 – гранит (а3); Челябинский: 6 – диорит (чл103), 7 – диорит (чл61), 8 – гранит (чл119), 9 – гранит гнейсовидный (чл107), 10 – гранодиорит (чл117) молодой серии, 11 – адамеллит (чл116) молодой серии; 12 – Чернореченский: гранодиорит (чр4); Сахаринский: 13 – роговообманковое габбро (мг203), 14 – биотит-роговообманковое ортоклазовое габбро (мг250), 15 – граносиенит (мг252); Амамбайский: 16 – граносиенит (ам3), 17 – гранит (ам7).

и характеризуются хорошей сохранностью породообразующих минералов.

Массив локализован в гипабиссальной фации глубинности. Давление при его формировании по плагиоклаз-роговообманковому барометру [13] составляет около 2 кб, что соответствует кристаллизации данного парагенезиса на глубине 5.5–6 км.

В Восточно-Уральском поднятии фаменский магматизм [1] широко развит преимущественно в виде ГТГГ-массивов, принадлежащих к, так называемому, бутакскому [10], или пластовскому [6] комплексу. Часть из них включена в крупные сильно эродированные батолиты, например, в Челябинский, Суундукский, а часть образует пояс самостоятельных малоглубинных тоналит-гранодиоритовых массивов (Коелгско-Кабанский, Чернореченский, Айдырлинский). Уровень становления массивов колеблется от 6–7 до 1–2 кбар. Эродированные батолиты сопровождаются мигматитами и представляют собой корневые зоны магматической колонны, тогда как гипабиссальные – тесно ассоциированы с комагматичными андезитовидными вулканитами и сложены продуктами кристаллизации и дифференциации первичных расплавов. Преобладающие породы во всех массивах – деформированные биотит-роговообманковые кварцевые диориты (тоналиты) с первичным эпидотом, гранодиориты и завершающие серию биотитовые и двуслюдяные плагиограниты и граниты. Роговообманковые и биотит-роговообманковые габброиды и диориты, которые постоянно, хотя и в небольшом количестве, отмечаются в массивах, образуют ксеноблоки и синплутонические дайки, сопровождающие становление плутонов на всех стадиях. Это основной источник субстрата для гранитоидов [15, 24]. Становление массивов завершается внедрением даек, варьирующих по составу от габбро и лампрофира до гранит-порфира. Массивы сопровождаются золотым оруденением.

Челябинский массив залегает среди силурийско-девонских вулканических и осадочных пород и окаймлен с севера и запада мощной Западно-Челябинской зоной смятия, падающей на восток и содержащей фрагменты офиолитов – серпентинитов и апогаббровых амфиболитов. Эта зона, по-видимому, представляет собой след палеозоны субдукции, контролировавшей формирование Челябинского и других тоналит-гранодиоритовых массивов. Массив является полиформационным (рис. 3). Ранний (смолинский) комплекс пород представлен деформированными биотит-роговообманковыми эпидотсодержащими тоналитами, гранодиоритами и биотитовыми гранитами с изотопным $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом циркона – 360 млн. лет [29] и U/Pb (SHRIMP-II) возрастом 360–345 млн. лет [8]. Породы этого комплекса рассекаются многочисленными недеформированными или слабо деформированными дайками и небольшими интрузивными телами

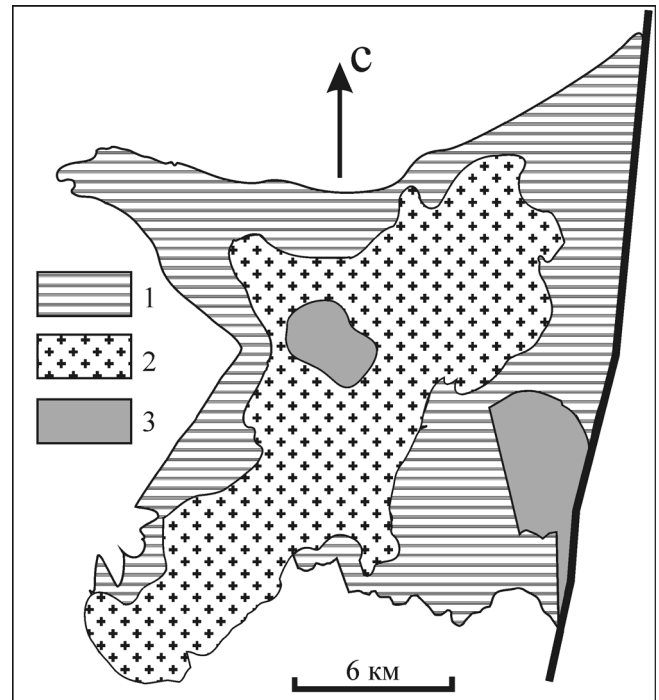


Рис. 3. Схематическая карта Челябинского массива (составлена по результатам геологических съемок Челябинской геологической экспедиции за 1980–1990 гг.).

1 – фаменские кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, 2 – позднекаменноугольные граниты, 3 – пермские граниты.

биотитовых тоналитов и гранодиоритов, сопровождаемыми низкокалиевыми биотитовыми гранитами, имеющими такой же изотопный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст (360 млн. лет), что и смолинский комплекс. Составы типичных пород приведены в табл. 2. Завершают магматизм двуслюдяные микроклиновые граниты, образующие крупный однородный плутон в центральной части массива. Цирконы из них имеют $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 305–300 млн. лет [29] и U/Pb возраст 317 млн. лет, определенный классическим методом [8]. Эти граниты рассекаются двумя плутонами розовых биотитовых микроклин-пертитовых гранитов кременкульского комплекса, цирконы из которых имеют U/Pb возраст 275–260 млн. лет (SHRIMP-II) [8].

Породы смолинского комплекса комагматичны позднедевонским вулканитам, которые были определены Р.Г. Язевой и В.В. Бочкаревым [23] как шошониты и абсарокиты. U/Pb возраст циркона из этих пород из коллекции авторов настоящей работы, определенный методом LA-ICP-MS в лаборатории Музея естественной истории (Лондон), составляет 356.4 ± 3.3 млн. лет.

Малоглубинные плутоны являются моноформационными. Чернореченский массив, например, сложен биотит-роговообманковыми гранодиоритами с первичным эпидотом. Породы содер-

Таблица 3. Химический состав типичных пород фаменских массивов Зауралья

Номер	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52.84	62.28	55.26	73.20	74.72	75.32	64.00	54.52	60.64
TiO ₂	0.78	0.60	0.99	0.28	0.11	0.03	0.68	1.15	0.68
Al ₂ O ₃	16.87	17.36	18.42	14.55	14.51	16.78	16.10	18.70	18.84
Fe ₂ O ₃	2.25	0.91	1.53	0.09	0.00	0.00	0.91	1.81	1.15
FeO	7.34	4.00	6.19	1.87	1.72	1.00	4.37	5.85	4.37
MnO	0.21	0.09	0.12	0.04	0.01	0.01	0.08	0.12	0.09
MgO	5.16	2.30	3.75	0.55	0.32	0.16	1.95	3.37	2.19
CaO	8.29	5.30	6.27	2.74	3.36	1.74	4.75	6.28	5.23
Na ₂ O	2.69	3.40	2.79	4.25	4.04	4.25	3.58	3.37	3.56
K ₂ O	1.50	1.64	2.07	1.45	0.57	2.57	1.92	2.30	1.76
P ₂ O ₅	0.06	0.12	0.21	0.06	0.03	0.04	0.19	0.27	0.20
ппп	1.77	1.52	1.92	0.78	0.55	0.52	1.10	2.06	1.14

Примечание. Мариновский массив: 1 – габбро-диорит (мр26), 2 – кварцевый диорит (мр1), 3 – автолит (мр2) в кв. диорите, 4 – плагиогранит (мр3), дайка в (мр1), 5 – пегматоидная лейкосомы (мр17) амфиболитизированного диорита, 6 – дайка массивного гранита (мр23); Нижнесанарский массив: 7 – биотит-роговообманковый кв. диорит (пл51), 8 – автолит (пл54) в (пл51), 9 – кв. диорит (пл52).

жат большое количество включений (автолитов) биотит-роговообманковых микродиоритов и рас-сечены обильными дайками гранодиорит- и гранит (плагиогранит)-порфиров.

Меньшим распространением пользуются фа-менские массивы, имеющие допалеозойский мета-пелитовый субстрат и сложенные в основном дву-слюдяными гранитами. Габброиды в них отсут-ствуют. К таковым относится Варламовский массив гнейсо-гранитов (рис. 1). Новые сведения об исто-рии его формирования получены в последние годы в результате изучения циркона. Первичные данные об изотопном составе и возрасте циркона из гней-совидного гранита приведены в отдельной работе [18]. Цирконы из этого гранита весьма разнообразны как по своим морфологическим особенностям, так и возрасту. Большая часть значений возраста располагается вдоль конкордии в возрастном ин-тервале 500–300 млн. лет. Идиоморфные разности магматического облика, также в той или иной мере корродированные, имеют возраст 358 ± 4 млн. лет и, по-видимому, отвечают собственно магматиче-скому этапу. Более древние значения возраста (400–500 млн. лет) относятся к корродированным рести-товым ядрам зональных зерен, богатые ураном ото-рочки которых имеют возраст 300–313 млн. лет. Об-разование этих оторочек, по-видимому, связано с метаморфизмом и мигматизацией, предшество-вавшими главному этапу коллизионного гранитно-го магматизма в палеоконтинентальной зоне юго-восточного мегаблока, в которую к этому времени (300–290 млн. лет) превратилась фаменско–ранне-каменноугольная континентальная окраина [17].

В Зауральском поднятии, к востоку от Челябин-ского разлома, фаменские магматиты (массивы 11, 6, 12, 13 на рис. 1) представлены преимуществен-но также ГТГГ массивами и слагают центральную часть Мариновского гнейсово-мигматитового ком-плекса, а также крупный Нижне-Санарский массив и мелкие, существенно диоритовые массивы, с ко-

торыми связаны Тарутинское и Михеевское медно-порфировые месторождения [2]. Все гранитоиды этого возраста здесь интенсивно деформированы – катаклазированы, рассланцованы и метаморфизо-ваны в условиях эпидот-амфиболитовой и зелено-сланцевой фаций.

Последовательность магматических событий в Мариновском гнейсово-мигматитовом комплексе типична для эродированных фаменских плутонов и включает две серии пород [19]. Преобладают поро-ды ранней серии: биотит-роговообманковые квар-цевые диориты с обильными автолитами мелкозер-нистых габбро-диоритов и диоритов. Широкое раз-витие автолитов – характерная черта зауральских ГТГГ комплексов. Диориты прорваны многочис-ленными субширотными или диагональными дай-ками биотитовых олигоклаз-андезиновых плагио-гранитов и более поздних амфиболовых микрогаб-бро, превращенных в амфиболиты. Составы приве-дены в табл. 3. Породы метаморфизованы в усло-виях амфиболитовой фации, а диориты еще и миг-матизированы с обособлением плагиогранитной по составу лейкосомы пегматоидного облика (ана-лиз 5 в табл. 3). Все названные породы (диориты, плагиограниты и микрогаббро) пересекаются суб-меридиональными дайками (в порядке формиро-вания от ранних к поздним) тоналитов, биотитовых олигоклаз-микроклиновых адамеллитов, биотит-мусковитовых гранитов, пегматитов и амфиболо-вых микрогаббро. Породы поздней серии внедря-ются в уже метаморфизованные и полностью консо-лидированные блоки и, в отличие от ранней серии, имеют массивную текстуру и не метаморфизованы.

Цирконы из главных разновидностей пород обе-их серий представлены зональными разностями ти-пично магматического облика [4], которые в поро-дах ранней серии имеют U-Pb фаменский возраст (около 360 млн. лет), в поздней – раннекаменно-гольный (349–346 млн. лет) (табл. 4, рис. 4). Сле-дует отметить, что породы содержат и более древ-

Таблица 4. Изотопные характеристики и возраст циркона из пород мариновского комплекса

Точка из- мер.	Отношения изотопов Pb		Возраст, млн. лет		Отношения изотопов Pb и U				
	208/206	207/206	206/238	207/235	207/235	7/5 err	206/238	6/8 err	Rho
k151									
oc29d09	0.0795	0.05313	353 ± 4	351 ± 8	0.4125	0.005528	0.0563	0.000355	0.528844
oc29c15	0.0975	0.05415	356 ± 5	362 ± 9	0.4283	0.006467	0.0568	0.000403	0.522386
oc29c16	0.0644	0.05284	360 ± 12	357 ± 12	0.421	0.008252	0.0575	0.000615	0.507915
oc29c10	0.0751	0.05356	360 ± 5	357 ± 6	0.4214	0.004467	0.0574	0.000436	0.345271
oc29e11	0.087	0.05404	360 ± 7	364 ± 9	0.4305	0.00663	0.0574	0.00058	0.665167
oc29e15	0.0905	0.05403	360 ± 7	364 ± 7	0.4306	0.004694	0.0574	0.000505	0.50172
oc29e07	0.0742	0.05416	362 ± 5	367 ± 8	0.4348	0.005522	0.0578	0.000434	0.518268
oc29e13	0.067	0.05394	363 ± 6	367 ± 9	0.4349	0.006524	0.0579	0.000463	0.633792
oc29d15	0.0623	0.05435	370 ± 5	372 ± 6	0.443	0.00443	0.059	0.000419	0.382887
oc29e09	0.0821	0.0537	374 ± 4	376 ± 4	0.4477	0.002955	0.0598	0.000353	0.46379
oc29d06	0.0639	0.05291	375 ± 9	373 ± 9	0.4441	0.006129	0.06	0.000564	0.616674
oc29d16	0.0722	0.05428	377 ± 9	380 ± 9	0.4538	0.006625	0.0602	0.000301	0.364384
oc29e06	0.058	0.05302	378 ± 6	372 ± 12	0.4426	0.008586	0.0604	0.000471	0.749901
oc29d14	0.0769	0.05481	383 ± 10	387 ± 10	0.4645	0.007339	0.0612	0.00033	0.831634
oc29e13	0.0608	0.05345	383 ± 8	378 ± 9	0.4507	0.0064	0.0612	0.000679	0.316743
oc29d11	0.0667	0.05446	385 ± 10	387 ± 10	0.4633	0.007413	0.0616	0.000511	0.698983
oc29c07	0.0641	0.05384	386 ± 8	385 ± 8	0.4604	0.005985	0.0618	0.000773	0.648492
oc29e09	0.0869	0.0532	389 ± 6	385 ± 5	0.4616	0.003693	0.0623	0.000523	0.488616
oc29c14	0.0673	0.05379	389 ± 7	386 ± 7	0.4625	0.005134	0.0622	0.000597	0.12988
oc29e07	0.0592	0.05429	392 ± 5	390 ± 7	0.4677	0.005285	0.0627	0.000445	0.314159
k152									
no05c05	0.061	0.05333	343 ± 5	345 ± 7	0.4045	0.004652	0.0547	0.000388	0.506185
no05b15	0.0818	0.05327	347 ± 5	351 ± 9	0.4131	0.00661	0.0552	0.000447	0.42963
no05a10	0.083	0.05385	348 ± 3	351 ± 8	0.4132	0.005206	0.0554	0.000271	0.409135
no05c14	0.0799	0.05365	348 ± 5	351 ± 5	0.4136	0.00335	0.0555	0.000372	0.604478
no05c06	0.097	0.05347	352 ± 4	354 ± 8	0.4178	0.005891	0.0562	0.000287	0.706508
no05c09	0.072	0.05334	352 ± 6	349 ± 8	0.4103	0.005621	0.0561	0.000527	0.18652
k376									
oc30e11	0.1528	0.05308	357 ± 4	357 ± 6	0.4209	0.004504	0.0569	0.000347	0.268577
oc30f11	0.1231	0.05329	358 ± 7	350 ± 11	0.411	0.007686	0.057	0.000536	0.508704
oc30d06	0.1132	0.05454	359 ± 9	364 ± 12	0.4308	0.008444	0.0572	0.000772	0.699943
oc30e08	0.113	0.05449	360 ± 11	369 ± 24	0.4382	0.017134	0.0575	0.000863	0.7
oc30e12	0.1328	0.0525	360 ± 6	353 ± 12	0.4162	0.008366	0.0574	0.000511	0.687741
oc30e16	0.2627	0.05254	362 ± 10	360 ± 8	0.4252	0.005485	0.0577	0.000796	0.475115
oc30e07	0.1447	0.05355	362 ± 5	361 ± 9	0.4271	0.006577	0.0577	0.000433	0.527273
oc30d08	0.1879	0.05343	362 ± 7	356 ± 10	0.4197	0.006883	0.0577	0.000537	0.576613
oc30f09	0.2011	0.05373	365 ± 5	369 ± 7	0.4381	0.005082	0.0583	0.000367	0.333949
oc30e06	0.1117	0.05419	367 ± 7	372 ± 16	0.4418	0.011487	0.0586	0.000609	0.411372
oc30f12	0.1082	0.05274	371 ± 8	363 ± 15	0.4296	0.010396	0.0593	0.000635	0.248938
oc30d16	0.1263	0.0535	372 ± 9	368 ± 16	0.4369	0.011097	0.0595	0.000744	0.12252
oc30d15	0.0978	0.05683	429 ± 6	441 ± 7	0.5439	0.004949	0.0688	0.000516	0.438462
oc30e15	0.2966	0.05559	429 ± 6	431 ± 8	0.5291	0.00582	0.0688	0.000516	0.05
oc30e13	0.3067	0.05594	430 ± 8	429 ± 7	0.5263	0.005579	0.069	0.000621	0.560115
oc30f16	0.2255	0.05721	426 ± 11	422 ± 16	0.516	0.012023	0.0683	0.000874	0.297965
k375									
no05d05	0.0313	0.05337	336 ± 6	342 ± 8	0.3998	0.005797	0.0535	0.000492	0.401799
no05f08	0.0704	0.05296	342 ± 5	348 ± 10	0.4085	0.00723	0.0546	0.000442	0.383414
no05f14	0.0704	0.05246	342 ± 7	338 ± 8	0.395	0.00553	0.0545	0.00055	0.57797
no05f06	0.0295	0.05282	343 ± 4	337 ± 9	0.3937	0.005945	0.0547	0.000328	0.344205
no05d11	0.0971	0.05396	344 ± 5	345 ± 5	0.4052	0.003201	0.0549	0.000329	0.491245
no05f15	0.0677	0.05446	346 ± 5	353 ± 9	0.4157	0.00661	0.0552	0.000447	0.350998
no05d13	0.058	0.05436	347 ± 7	353 ± 10	0.4164	0.006787	0.0552	0.000574	0.465314
no05d07	0.0703	0.05305	350 ± 5	354 ± 10	0.4165	0.007289	0.0557	0.000446	0.464286
no05e10	0.0809	0.05405	350 ± 6	351 ± 6	0.4133	0.004257	0.0557	0.000468	0.603329
no05d06	0.0062	0.05285	352 ± 6	350 ± 9	0.4112	0.006579	0.0561	0.000516	0.730978
no05e06	0.2364	0.06412	541 ± 15	585 ± 16	0.7783	0.014243	0.0876	0.001244	0.514835
no05d14	0.5133	0.06841	595 ± 55	645 ± 30	0.888	0.027883	0.0967	0.001286	0.22
no05f05	0.2547	0.06766	623 ± 12	664 ± 36	0.924	0.033726	0.1015	0.001025	0.7
no05e05	0.2489	0.06445	635 ± 11	653 ± 15	0.9025	0.014169	0.1036	0.000912	0.280255
no05e16	0.1354	0.06569	644 ± 13	673 ± 22	0.941	0.021455	0.1051	0.001146	0.788991
no05f11	0.1321	0.06429	720 ± 9	726 ± 12	1.0444	0.012533	0.1181	0.000779	0.717172

Примечание. k151 – мигматитизированный тоналит ранней серии, k152 – тоналит недеформированный, k376 – биотитовый плагиогранит катаклазированный ранней серии, k375 – биотитовый плагиогранит массивной текстуры. Анализы выполнены в Лондонском музее естественной истории. Методика изложена в отдельной работе [26].

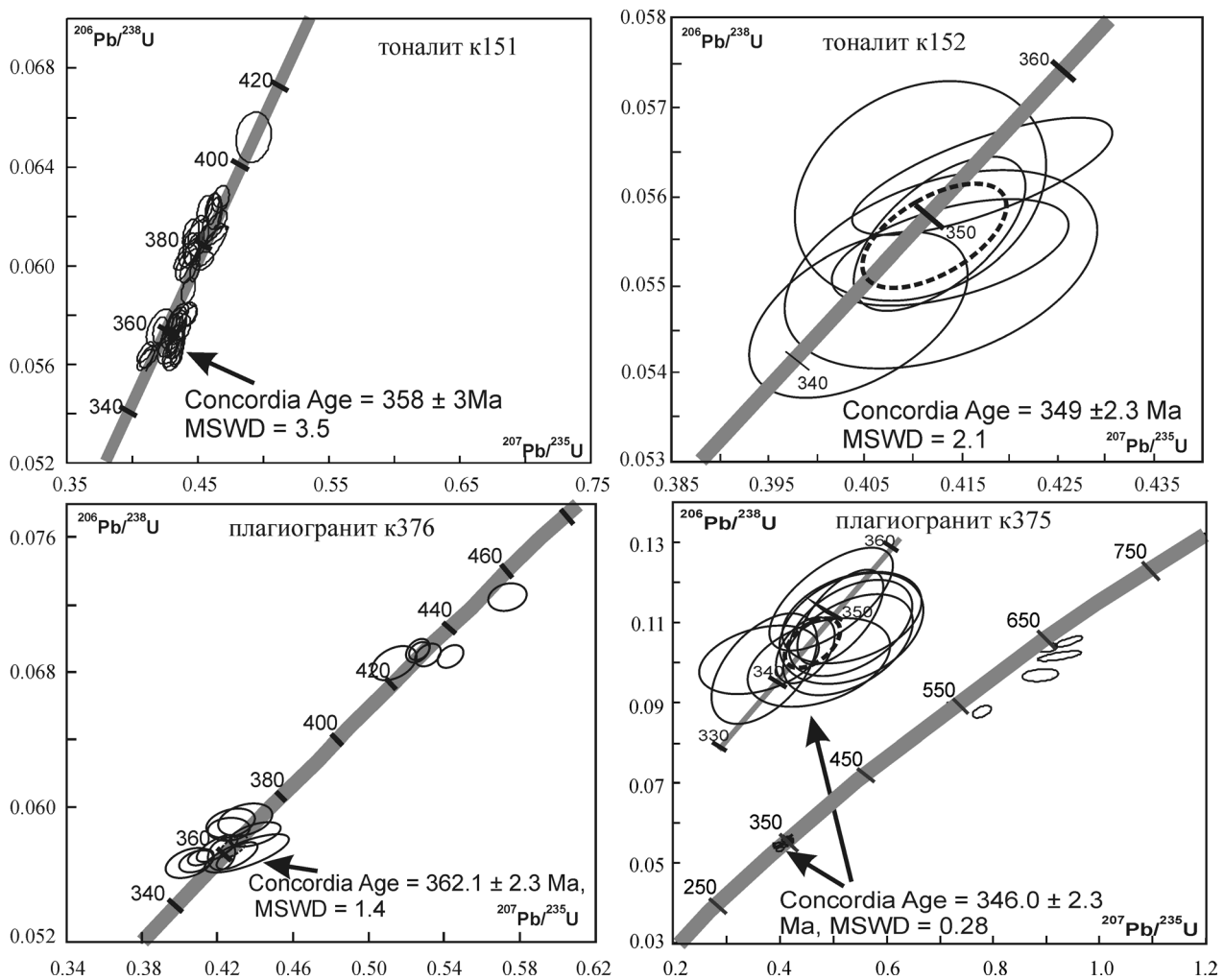


Рис. 4. U-Pb возраст циркона из пород Мариновского массива.

Тоналит к151 и плагиогранит к376 ранней серии, тоналит к152 и плагиогранит к375 поздней серии.

ний циркон с возрастом около 380 млн. лет в диорите к151, около 420 млн. лет в плагиограните к376 и 550–650 млн. лет в плагиограните к375, который, по-видимому, заимствован из субстрата и отражает эпохи его преобразования, метаморфизма.

Нижне-Санарский массив, расположенный к северу от Мариновского, сложен близкими по составу к мариновским деформированными кварцевыми диоритами с обильными автолитами (табл. 3). Возраст циркона из кварцевого диорита составляет 356 ± 8 млн. лет (табл. 1).

ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ

Становление рассматриваемых массивов на Южном Урале начинается, по-видимому, во франское время, о чем свидетельствует возраст части габброидов, которые завершают “островодужное” развитие восточной части Магнитогорской вулканогенной зоны и начинают новый магматический этап, геодинамику которого некоторые ав-

торы определяют как стадию “зрелых островных дуг” [23]. Примером могут служить габброиды Сахаринского массива, имеющие возраст 375 млн. лет [16]. Франские и раннефаменские габброиды являются продуктами масштабного водного базитового магматизма и представлены роговообманковыми разностями. По своему источнику они являются мантийными и по механизму андерплейтинга наращивают новую кору уральского орогена. В условиях притока флюида из зоны субдукции в нижней коре (6–10 кбар) роговообманковые габбро подвергаются частичному плавлению (анатексису), давая начало тоналит-гранодиоритовым членам серии. В полном виде процесс становления массивов включает следующие этапы: 1) внедрение водной базитовой магмы; 2) частичную кристаллизацию, обогащение водой; 3) самопроизвольное частичное плавление с образованием тоналит-гранодиоритового расплава (автомигматизация) и дальнейшую эволюцию этого расплава до гранита в результате кристаллизационной диффе-

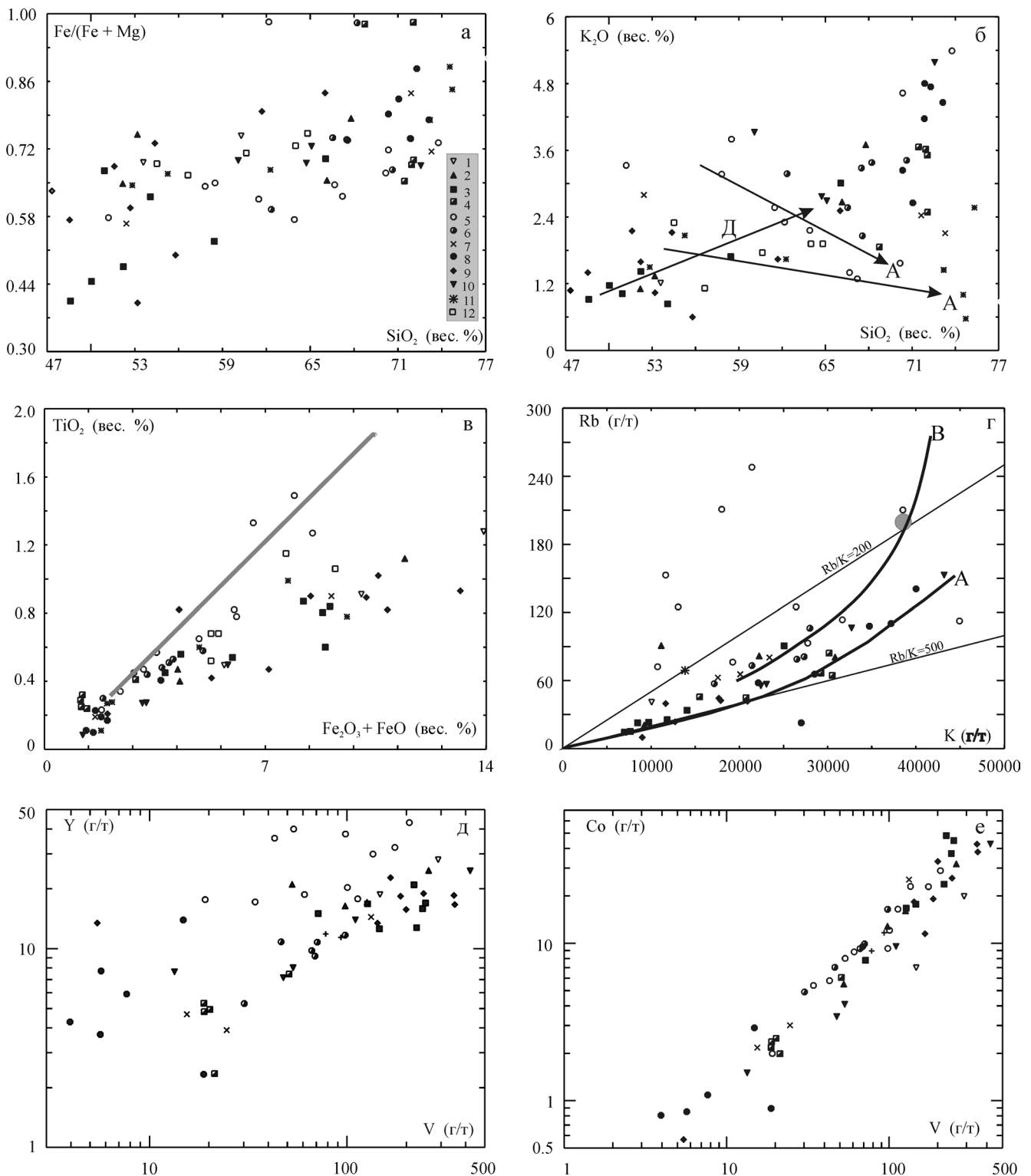


Рис. 5. Диаграммы Fe/(Fe + Mg)–SiO₂ (а), K₂O–SiO₂ (б), TiO₂–Fe₂O₃ + FeO (в), K₂O–Rb (г), Y–V (д), Co–V (е) для пород из фаменских массивов.

Массивы: 1 – Верхнеуральский, 2 – Краснинский, 3 – Петропавловский, 4 – Ахуновский, 5 – Челябинский, 6 – Чернореченский, 7 – Пластовский, 8 – Варламовский, 9 – Сахаринский, 10 – Амамбайский, 11 – Мариновский, 12 – Нижне-Санарский. Жирная серая линия на диаграмме “в” – усредненный тренд рифтогенных габбро-гранитоидных серий. Стрелки с индексами А и Д на диаграмме “б” обозначают тренды эволюции при анатексисе и кристаллизационной дифференциации, соответственно; линии А и В на диаграмме “г” отвечают трендам эволюции мантийных (А) и коровых (В) составов.

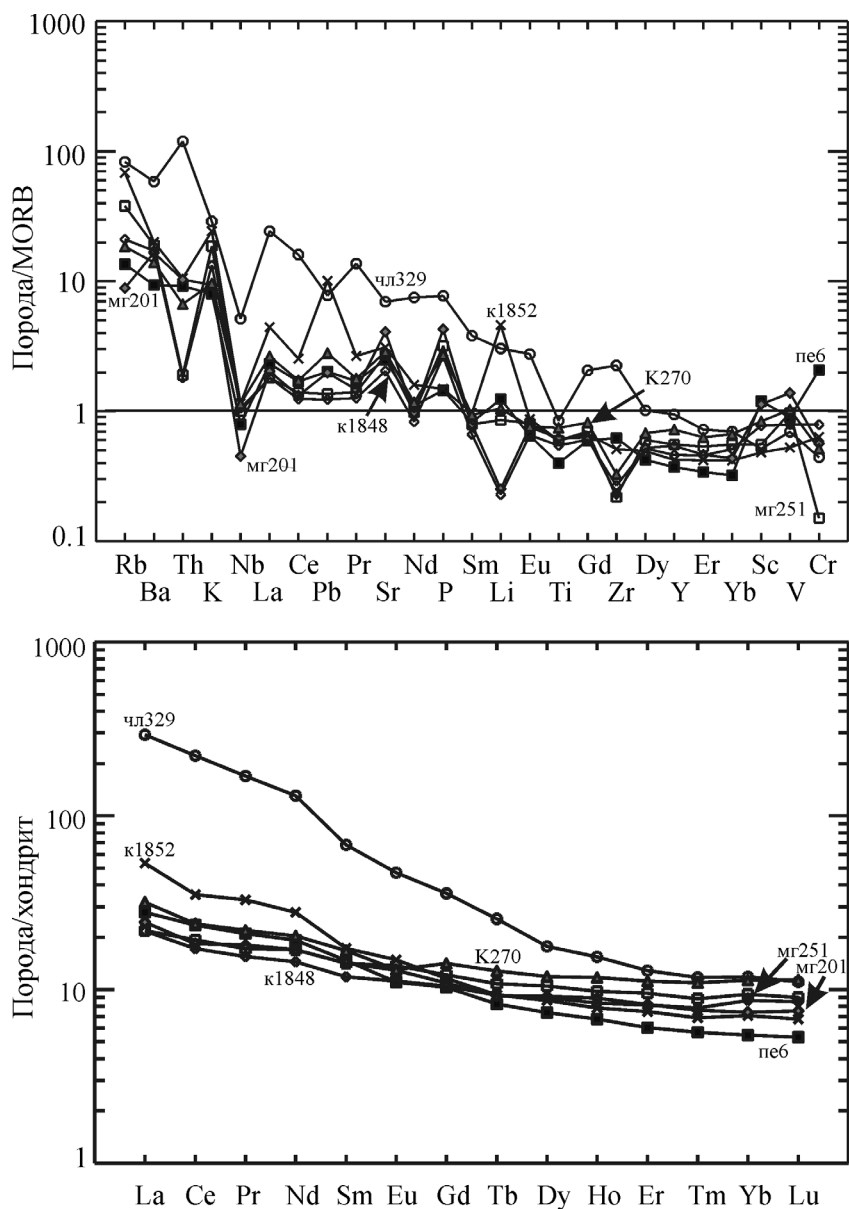


Рис. 6. Распределение редких и редкоземельных элементов в позднедевонских габброидах.

Массивы: к270 – Краснинский, псб – Петропавловский, чл329 – Челябинский (синплутоническая дайка), к1852 – Пластовский (метаморфизованная дайка, “табашка”). Для сравнения приведены тренды франских габброидов Сахаринского массива к1848, мг201 и мг251, предположительно начинающих фаменский магматизм в Восточно-Уральском поднятии.

ренциации; формирование той части массива, которая сложена гранитоидами повышенной основности; 4) многоэтапную мигматизацию тоналитов и гранодиоритов с образованием гранитного расплава; формирование гранитной части массивов; 5) главный этап гидротермальной деятельности [20]. Многоступенчатый анатексис является главным петрогенетическим процессом формирования массивов и, благодаря ему, наиболее крупные и эродированные объекты демонстрируют сложную и длительную историю формирования, которая начинается в начале позднего девона, а завершается в пермское время [20]. Фаменским, по сути, является лишь главный этап становления, во время которого

образуются тоналиты и гранодиориты, преобладающие в рассматриваемых массивах.

Длительность формирования крупных и сложных массивов, таких, например, как Челябинский, составляет не менее 100 млн. лет [8]. Примерно такой же интервал времени (370–280 млн. лет с главным тоналит-гранодиоритовым этапом 320–315 млн. лет) занимает становление крупного Верхисетского массива на Среднем Урале [3, 24].

Геодинамическая обстановка формирования рассматриваемых серий отвечает активной континентальной окраине [20]. Их надсубдукционная природа подтверждается геохимическими особенностями пород.

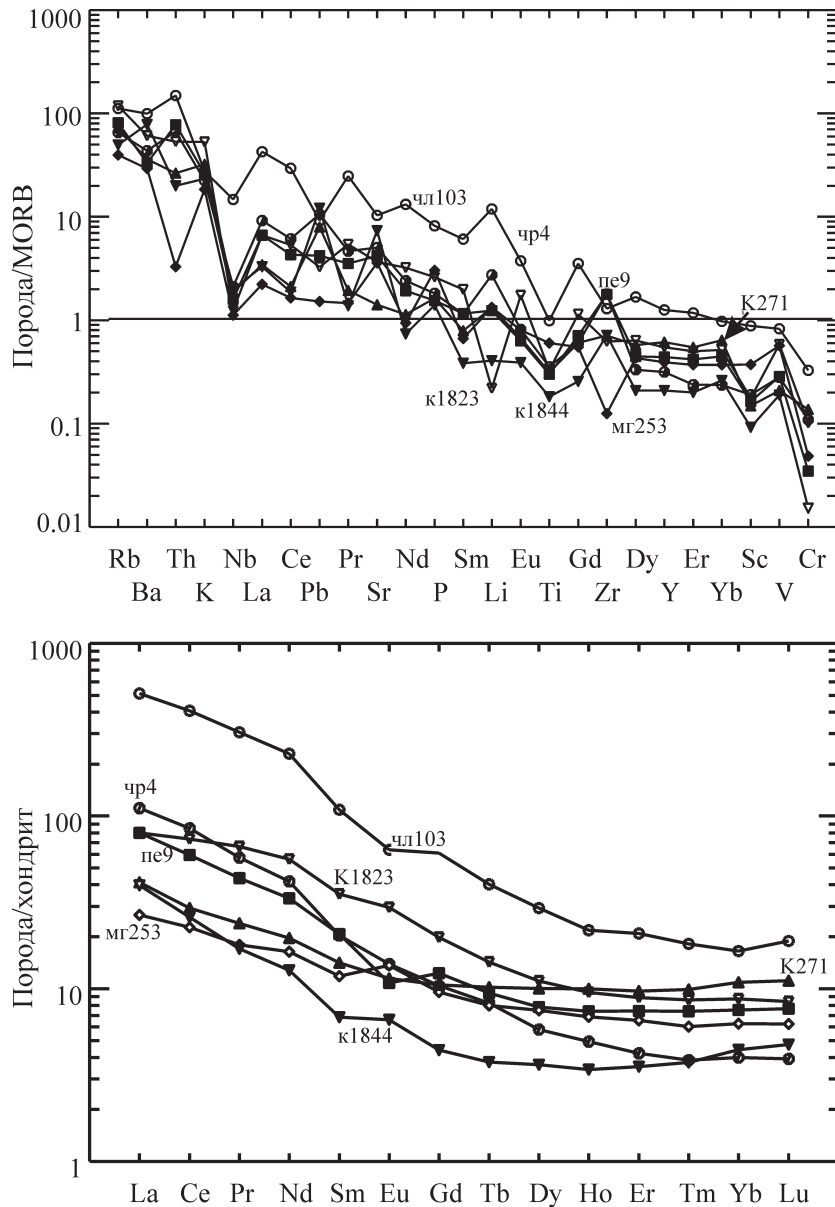


Рис. 7. Распределение редких и редкоземельных элементов в фаменских тоналитах и гранодиоритах.

Массивы: к271 – Краснинский, пe9 – Петропавловский, чл103 – Челябинский, чр4 – Чернореченский, к1823 – Верхнеуральский, к1844 – Амамбайский, мг253 – Сахаринский.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА

Все рассмотренные выше массивы сложены однотипным набором пород, одноименные разновидности которых обладают общими особенностями минерального и химического состава (табл. 2, 3; рис. 5–7, 8), отражающими высокое содержание воды в магме – $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.6–0.8$, $P_{\text{общ}} = 5–8$ кбар [17, 20], источником которой были процессы дегидратации в субдущируемом слэбе. Важно подчеркнуть именно общность вещественного состава одновозрастных магматических пород, развитых на большой территории и в разных современных структурно-формационных зонах Южного Урала. Габброиды

во всех массивах представлены роговообманковыми или биотит-роговообманковыми разностями, содержащими первичный эпидот. Этот же минерал – важный индикатор высокого содержания воды в магме – характерен для тоналитов и гранодиоритов, а также для некоторых гранитов. Во всех массивах слагающие их породы относятся к категории умеренно калиевых, в которых Na_2O преобладает над K_2O (табл. 2, 3).

В породах, являющихся продуктами кристаллизационной дифференциации, что типично для малоглубинных массивов, содержание K_2O прямо коррелирует с содержанием SiO_2 , (стрелки с индексом Д на рис. 5б), тогда как продукты анатексиса харак-

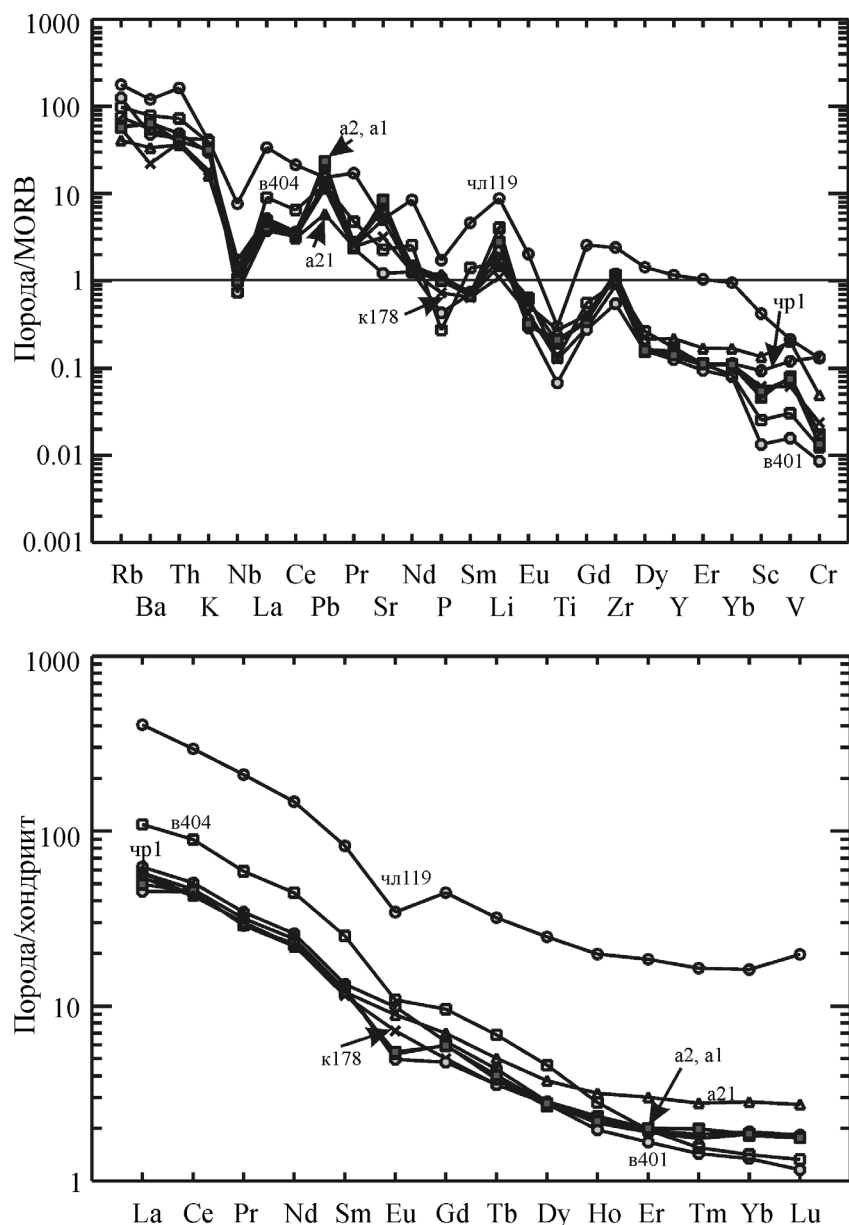


Рис. 8. Распределение редких и редкоземельных элементов в фаменных гранитах.

Массивы: а1, а2, а3 – Ахуновский, чл119 – Челябинский, чр1 – Чернореченский, к178 – Пластовский, в401, в404 – Варламовский.

теризуются обратной корреляцией названных компонентов (стрелки А на рис. 5б) и богатые кремнеземом породы обычно беднее калием, чем базиты субстрата. Эта особенность присуща всем надсубдукционным окраинно-континентальным комплексам и объясняется образованием гранодиоритов и гранитов в результате переплавления бескальциевых биотитовых базитов, в том числе и принадлежащих к этому же комплексу. Прямые наблюдения над синплутоническими базитовыми дайками биотит-роговообманковых габбро жильного комплекса показывают, что кислые породы, ассоциированные с этими дайками и локализованные в их краевых частях, образовались за счет вторично-

го плавления вещества даек. Плавление происходит в области стабильности биотита, что обеспечивает малокалийный состав анатектического расплава. По величине K/Rb все породы образуют единый тренд; при этом граниты по величине этого отношения резко отличны от пермских (рис. 5г). Породы Челябинского и Варламовского массивов характеризуются повышенным содержанием Y. По соотношению таких элементов, как Co–V (рис. 5е), породы всех рассматриваемых массивов образуют единый тренд.

Спайдерграммы рассеянных элементов, в том числе редкоземельных, пород основного, среднего и кислого состава (рис. 6–8) обладают четки-

ми признаками надсубдукционных образований, характеризуясь отрицательными аномалиями Nb, Ti и других высоkozарядных элементов и положительными Sr, P (габбро, тоналиты), Li (граниты). Следует отметить, что повышенным содержанием рассеянных элементов характеризуются породы Челябинского массива, тогда как остальные массивы сложены близкими по геохимическим особенностям породами. Несомненное сходство вещественного состава фаменских пород является важным свидетельством их генетической близости: примерно одинакового состава субстрата, механизма и *PT* условий магмообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фаменское время характеризуется сменой мантийного по своему источнику магматизма мантийно-коровым и знаменует начало масштабного гранитоидного магматизма Уральского орогена. Рассмотренные массивы фаменского возраста развиты преимущественно на Южном Урале в пределах юго-восточного островодужно-континентального мегаблока. Они представлены мантийно-коровой серией: роговообманковое габбро–тоналит–гранодиорит–двуслюдяной гранит (обычно малокалиевый) и характеризуется как линейным, так и ареальным типом локализации, отражающим пространственное положение магматических очагов. И в том, и в другом случае с большой долей вероятности можно утверждать, что сплошной области магмообразования (магматической камеры) под всем Уральским орогеном не было ни на какой стадии его эволюции. Все типы орогенного магматизма характеризовались наличием локальных очагов, которые располагались либо вдоль линейных структур, либо ареально. При этом интрузивные массивы в первом приближении представляют собой проекции этих очагов в структурах коры. Само местоположение очагов определялось потоком водного флюида, понижающего температуру ликвидуса.

Наиболее крупные интрузивные массивы представляют собой центры длительной эндогенной активности, которые функционировали в течение длительного времени, сравнимого с продолжительностью геологических периодов, а в отдельных случаях, и дольше. Фаменским является лишь главный этап гранитообразования – анатексис с образованием тоналитового и гранодиоритового расплава. Начало же масштабного магматизма уходит во франское или даже в живетское время. Водный базитовый магматизм этого времени продуцирует роговообманковые габброиды, самопроизвольное частичное плавление (автомигматизация) которых является основным, хотя и не единственным источником тоналитов и гранодиоритов [17, 20]. Завершение магматизма датируется пермским време-

нем, когда в результате частичного плавления тоналитов и гранодиоритов формируются автономные гранитные тела, обычно сопровождающие крупные тоналит-гранодиоритовые массивы.

В отличие от ареальных плутонов, массивы линейных зон при пестром составе слагающих их пород, варьирующем обычно от габбро до гранита или сиенита, характеризуются небольшим возрастным интервалом формирования, который обычно укладывается в пределы точности аналитических методов изотопного датирования. Можно полагать, что эта особенность рассматриваемых массивов обусловлена преобладанием единого процесса формирования серии – кристаллизационной дифференциации, процесса, длительность которого не фиксируется современными изотопными методами.

Существенно гранитный состав фаменских массивов отражает участие в магмообразовании сиалического допалеозойского субстрата, наличие которого зафиксировано в ряде мест Восточно-Уральского и Зауральского поднятий [5].

Сходство вещественного состава продуктов фаменского магматизма на всей территории, занятой соответствующими интрузивами (рис. 1), свидетельствует о близких геодинамических и палеогеографических условиях в фамене на Южном Урале. Это была континентальная окраина, в которую входила восточная часть Магнитогорской вулканогенной зоны, юго-восточная континентальная зона и современное Зауральское поднятие. Породы, сформированные в это время, являются продуктами водного надсубдукционного магматизма на континентальной окраине, которая тогда была сходна с современной Западно-Тихоокеанской треугольной зоной, включающей территорию Индонезии, Филиппин и южной оконечности Азии, представляющей собой зародыш будущего континента [28]. Так же, как и эта зона, Урал был в позднедевонско–пермское время “холодным орогеном” (по удачной терминологии цитированных выше авторов), магматическая активность которого обеспечивалась высоким содержанием воды, понижающей температуру ликвидуса. С конца триаса рассматриваемая территория Урала была уже пенепленом [11], площадь которого резко сокращалась к северу, как и область развития фаменских магматитов.

Авторы признательны коллегам из Университета г. Гранада (Испания) Ф. Беа и П. Монтеро и из Музея естественной истории (Лондон) Р. Харрингтону и Т. Хоукинсу за предоставленную возможность определения возраста циркона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08–05–00018-а) и программы ОНЗ РАН и УрО РАН № 8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородин Н.С., Ферштатер Г.Б., Самаркин Г.И. Вариская тоналит-гранодиоритовая формация Южного Урала // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200, № 2. С. 411–414.
2. Грабежев А.И. Sr-Nd-C-O-H изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера. 2009. № 6. С. 66–89.
3. Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б., Родионов Н.В. U-Pb-цирконовый возраст диоритов чусовской серии Верхисетского массива (Средний Урал) // Докл. АН. 2009. Т. 425, № 1. С. 72–75.
4. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.
5. Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Докембрий в Главном гранитном поясе Урала (кожубаевский комплекс) // Докл. АН. 2006. Т. 408, № 3. С. 370–374.
6. Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л.: ЛГУ, 1965. 164 с.
7. Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2002. 190 с.
8. Осипова Т.А., Каллистов Г.А., Баянова Т.Б. Возможные источники гранитоидных магм Челябинского плутона (Южный Урал) по изотопным U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd данным. *Мат-лы IV Российской конф. по изотопной геохронологии*. СПб.: ИП Каталкина, 2009. Т. 2. С. 68–71.
9. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
10. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Гранитоиды Южного Урала и проблема формирования гранитных поясов в складчатых областях. М.: Наука, 1988. 209 с.
11. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра. 1969. 295 с.
12. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век. Тр. Горногеол. ин-та УФАИ СССР. Вып. 60. Свердловск, 1961. 84 с.
13. Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328.
14. Ферштатер Г.Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизм // Геотектоника. 1992. № 6. С. 3–17.
15. Ферштатер Г.Б. Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Геология и геофизика. 2003. № 12. С. 1349–1364.
16. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст цирконов из дунитов уральских массивов платиноносного типа, петрогенетические следствия // Петрология. 2009. № 5. С. 539–558.
17. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. История и геодинамические обстановки палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника. 2007. № 6. С. 52–77.
18. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Бородин Н.С., Холоднов В.В. Варламовский массив гнейсовидных гранитов на Южном Урале: возраст, геохимия, петрогенезис. Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2008. С. 288–292.
19. Ферштатер Г.Б., Самаркин Г.И., Бушляков И.Н. К истории формирования интрузивных пород Мариновского комплекса на Южном Урале. Ежегодник-1974. ИГТ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1975. С. 34–36.
20. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. и др. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 1. С. 65–84.
21. Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. М.: Наука, 1986. 265 с.
22. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородин и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
23. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1998. 203 с.
24. Bea F., Fershtater G.B., Montero M.P. et al. Generation and evolution of subduction-related batholiths from Central Urals: constraints on the *P-T* history of the Uralian orogen // *Tectonophysics*. 1997. V. 276. № 1–4. P. 103–116.
25. Bea F., Fershtater G., Montero P. et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunitic zircons, Ural Mts, Russia // *Terra nova* 2001. 13. P. 407–412.
26. Jeffries T.E., Suárez F., Corfu F., Gutiérrez A.G. Advances in U-Pb geochronology using frequency quintupled Nd:YAG based laser ablation system ($\lambda = 213\text{nm}$) and quadrupole based ICP-MS. // *J. Analytical Atomic Spectrometry*. 2003. V. 18. P. 847–855.
27. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V.L. Pease, (eds). Geol. Soc. London. Mem.* 2004. V. 30. P. 69–74.
28. Maruyama S., Santosh M., Zhoo D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics, and anti-plate tectonics on the core-mantle boundary // *Gondwana Research*. 2007. V. 11. P. 7–37.
29. Montero P., Bea F., Gerdes A. et al. Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation // *Tectonophysics*. 2000. V. 317, № 1–2. P. 93–108.

Рецензент В.Г. Кориневский

Famenian (365–355 Ma) magmatism of the Urals epioceanic orogene: New data on evolution, geochemistry and isotopy

G. B. Fershtater, A. A. Krasnobaev, N. S. Borodina

Institute of Geology and Geochemistry, Urals branch of RAS

The Famennian is the very important stage in geological history of the Urals. This is time of completion of its island arc development, the change of the mantle magmatism by mantle-crustal one and the beginning of large-scale granitoid magmatism. The massifs of Famennian age are developed mainly in southern Urals within the south-eastern island-continental megablock. They are represented by mantle-crust series hornblende gabbro-tonalite-granodiorite-two-mica granite (usually low-potassic). They are characterized by both linear and areal type of localization. The largest intrusive massifs represent area of endogenous activity, which functioned for a long time, comparable to the duration of geological periods, and in some cases longer. Famennian is only the main stage of granite anatexis with the formation of tonalite and granodiorite melt. The beginning of magmatism belongs to Frasnian time. Water-rich basic magmatism of this time produces hornblende gabbros. These gabbros underwent by spontaneous partial melting being the main, though not sole source of tonalites and granodiorites. Completion of magmatism is dated by the Permian time when autonomous granite bodies are formed as a result of partial melting of tonalites and granodiorites; they usually accompany large tonalite-granodiorite massifs.

Key words: *Famennian, magmatism, geochemistry, age, evolution, Urals*