

АУЭРБАХОВСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ: ЦИРКОНЫ, ВОЗРАСТ, ПОЛИХРОННОСТЬ

А.А. Краснобаев, Г.Б. Ферштатер,
Е.С. Богомолов, А.Н. Ларионов, Н.Г. Бережная

Ауэрбаховский массив, с которым связаны промышленные железорудные и медные месторождения скарнового типа, располагается в восточном крыле Тагильской вулканогенной зоны и входит в состав одноименной габбро-гранитоидной серии [Эвгеосинклинальные..., 1984]. Массив сложен биотит-амфиболовыми габбро-норитами и габбро-диоритами, биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами и биотитовыми гранитами, которые образуют небольшое тело в южной части массива. Он залегает среди комагматических нижнедевонских вулканитов базальтового и андезитового состава. В терригенных породах верхнего эйфеля встречены обломки кварцевых диоритов массива.

Сам массив имеет зональное строение. Габброиды преобладают в его краевой части, а кварцевые диориты и гранодиориты – в центральной. Серия пород является отчетливо гомогромной и образована в результате фракционирования базитовой магмы. Габбро-нориты и габбро-диориты состоят из клино- и ортопироксена, малоглиноземистой роговой обманки с железистостью $f=0,45$, биотита, зонального плагиоклаза An_{75-60} с постоянной примесью ортоклаза, кварца, магнетита; акцессорные – сфен, апатит. Структура пород офитовая. Наи-

большим распространением в массиве пользуются кварцевые диориты и гранодиориты. Породы состоят из малоглиноземистой роговой обманки ($f=0,48-49$), биотита, клино- и ортопироксена (не всегда), зонального плагиоклаза An_{60-20} , ксеноморфного ортоклаза и кварца; акцессорные – магнетит, апатит, сфен.

Биотитовые граниты содержат идиоморфные зерна плагиоклаза An_{25-20} , погруженные в микропегматитовую кварц-ортоклазовую массу.

На уровне эрозионного среза массив отчетливо гипабиссальный с хорошо выраженным роговиковым ореолом. Составы пород приведены в табл. 1.

Изотопные исследования (Rb-Sr по породе в целом и U-Pb по цирконам) выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ под руководством С.А. Сергеева (последние три автора являются сотрудниками этой организации). Методика исследований кратко описана в отдельной статье [Ферштатер и др., статья в настоящем сборнике].

Минералого-геохимические и изотопные исследования цирконов АМ выполнены для кварцевого диорита (проба К-186; пос. Рудничный, в центральном парке) и гранодиорита (проба К-187; 2 км на запад по высоковольтной линии от пос. Рудничный).

Таблица 1

Результаты Rb-Sr изотопных измерений и химический состав пород Ауэрбаховского массива

Проба	1312/709	1342/165	1258/632	1258/807	Ар-15	Ар-17
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0,0574	0,1393	0,1629	0,4232	1,4359	2,4638
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,704209	0,705069	0,705068	0,706353	0,712482	0,718466
Rb, г/г	20,40	24,15	27,75	56,17	57,27	65,01
Sr	1027	501,0	492,2	383,5	115,3	76,33
SiO ₂ , мас. %	51,48	53,65	58,32	63,14	73,88	75,42
TiO ₂	1,04	0,68	0,43	0,42	0,08	0,05
Al ₂ O ₃	16,56	15,73	17,97	15,92	11,95	12,37
Fe ₂ O ₃	3,16	5,24	2,09	1,66	0,63	0,22
FeO	4,36	5,51	3,34	4,00	1,16	1,38
MnO	0,13	0,10	0,11	0,13	0,05	0,04
MgO	6,61	4,18	2,02	1,83	0,28	0,08
CaO	7,20	8,04	5,36	4,75	2,20	1,05
Na ₂ O	3,44	2,73	4,74	3,80	2,77	3,44
K ₂ O	1,56	1,59	2,64	2,60	4,69	4,36
P ₂ O ₅	0,29	0,23	0,15	0,11	0,02	0,02
П.П.П.	3,64	2,19	2,25	1,55	1,68	1,04
Сумма	99,47	99,87	99,42	99,91	99,39	99,47

Примечание. 1 – скв. 1312, гл. 709 м, габбро; 2 – скв. 1342, гл. 165 м, габбро-диорит; 3 – скв. 1258, гл. 632 м, кв. диорит; 4 – скв. 1258, гл. 807 м, кв. диорит; 5, 6 – граниты.

Таблица 2

U-Pb возраст цирконов из кварцевого диорита К-186 (проба 6)
и гранодиорита К-187 (проба 7) Ауэрбаховского массива

Проба	Зерно	Содержание, ppm			Возраст, млн лет		Изотопные отношения ¹ , ± %		
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$
6	1,1	268	117	14,2	379±5	104±360	0,0481±15	0,4020±15	0,6067±2
	2,1	3589	387	213	389±2	424±24	0,0553±1	0,4741±1	0,6218±1
	2,2	168	42	8,3	357±6	321±330	0,0528±15	0,414±15	0,5689±2
	3,1	13503	7510	728	393±2	417±13	0,0558±1	0,4772±1	0,6278±1
	3,2	111	114	5,9	376±8	363±500	0,054±22	0,446±22	0,601±8
	4,1	127	31	7,18	410±6	382±200	0,0543±9	0,491±9	0,656±2
	4,2	226	101	12,5	403±5	364±79	0,0536±4	0,479±4	0,654±1
	5,1	3934	1416	219	404±2	407±20	0,0548±1	0,4899	0,6474±1
	5,2	107	31	5,97	406±7	469±110	0,0564±5	0,505±5	0,649±2
5,3	319	166	17,7	401±5	416±140	0,0551±6	0,488±6	0,6423±1	
7	2,1	159	101	6,2	285±3	287±188	0,0520±8	0,32±8	0,0452±1
	4,1	870	474	44	365±2	398±86	0,0547±4	0,44±4	0,0583±1
	4,2	2502	1444	127	370±2	396±16	0,0546±1	0,44±1	0,0591±1
	1,1	307	137	16,5	392±5	394±73	0,0546±3	0,47±4	0,0627±1
	5,1	835	404	45	392±3	403±26	0,0548±1	0,47±1	0,0627±1
	3,1	738	421	39,9	394±2	410±26	0,055±1	0,48±1	0,0629±1

Примечания. ¹ поправка на нерадиоогенный свинец по ^{204}Pb ; Pb* – радиоогенный свинец.

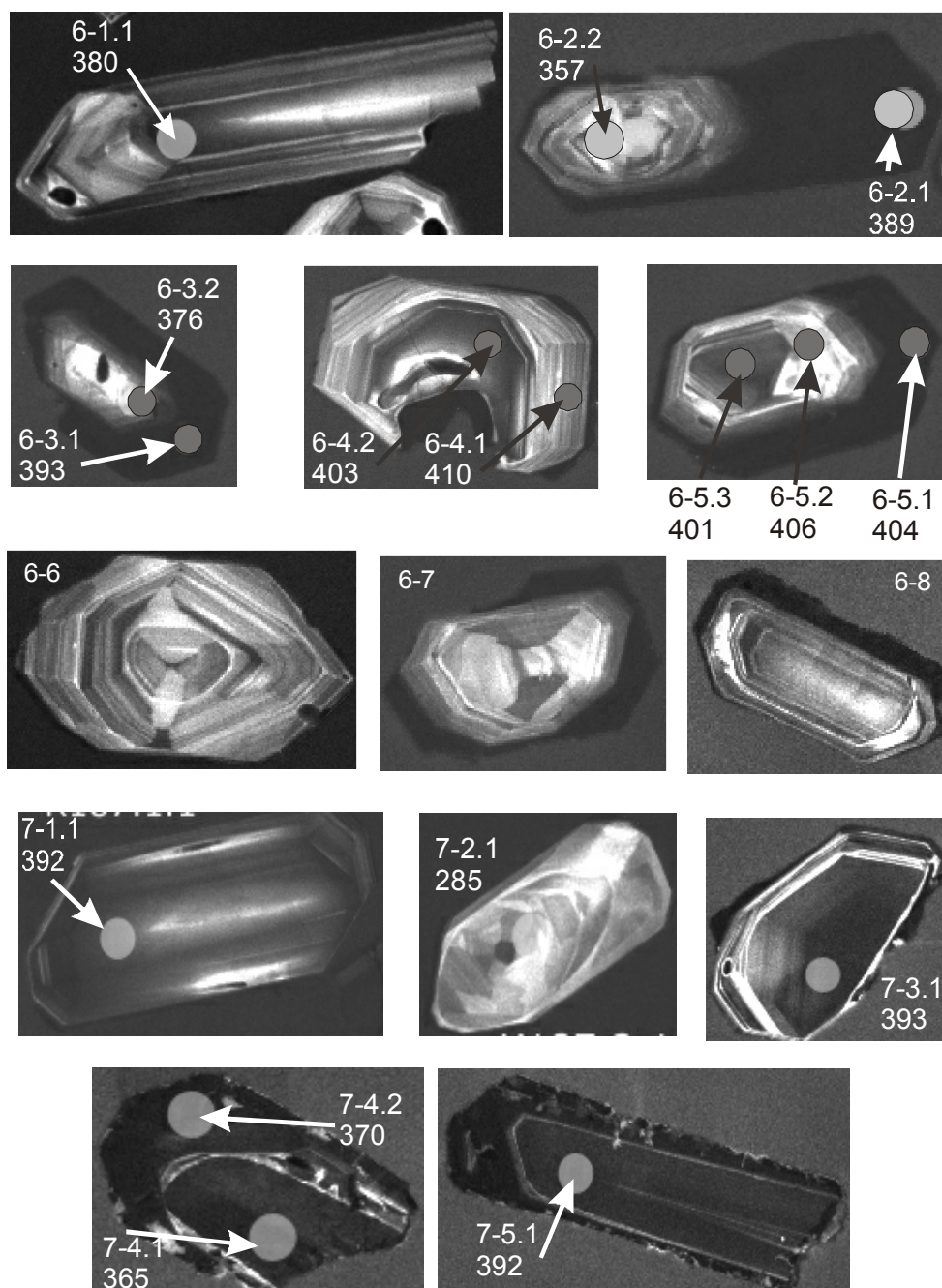


Рис. 1. Катодолуминесцентные изображения цирконов из пробы кварцевого диорита К-186 (кристаллы 6-1 – 6-8) и гранодиорита К-187 (кристаллы 7-1 – 7-5). Цифра – возраст по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (табл. 2). Размер кратера около 30 микрон.

Цирконы. По оптическим данным в кварцевых диоритах отчетливо проявляются 2 типа цирконов (I и II), которые существенно различаются по морфологическим особенностям. Для бесцветных прозрачных кристаллов I характерен высокий идиоморфизм, призматический (с удлинением от 1,5-2 до 6-7) и таблитчатый (5:5:1) облик, наличие первичных включе-

ний. Кристаллы II типа отличаются желтоватой окраской, пониженной прозрачностью, упрощенной формой. Представители обоих типов встречаются как в виде обособленных индивидов, так и в сростках, у которых кристаллы I типа служат своеобразными затравками, что позволяет рассматривать их как представляющие раннюю генерацию.

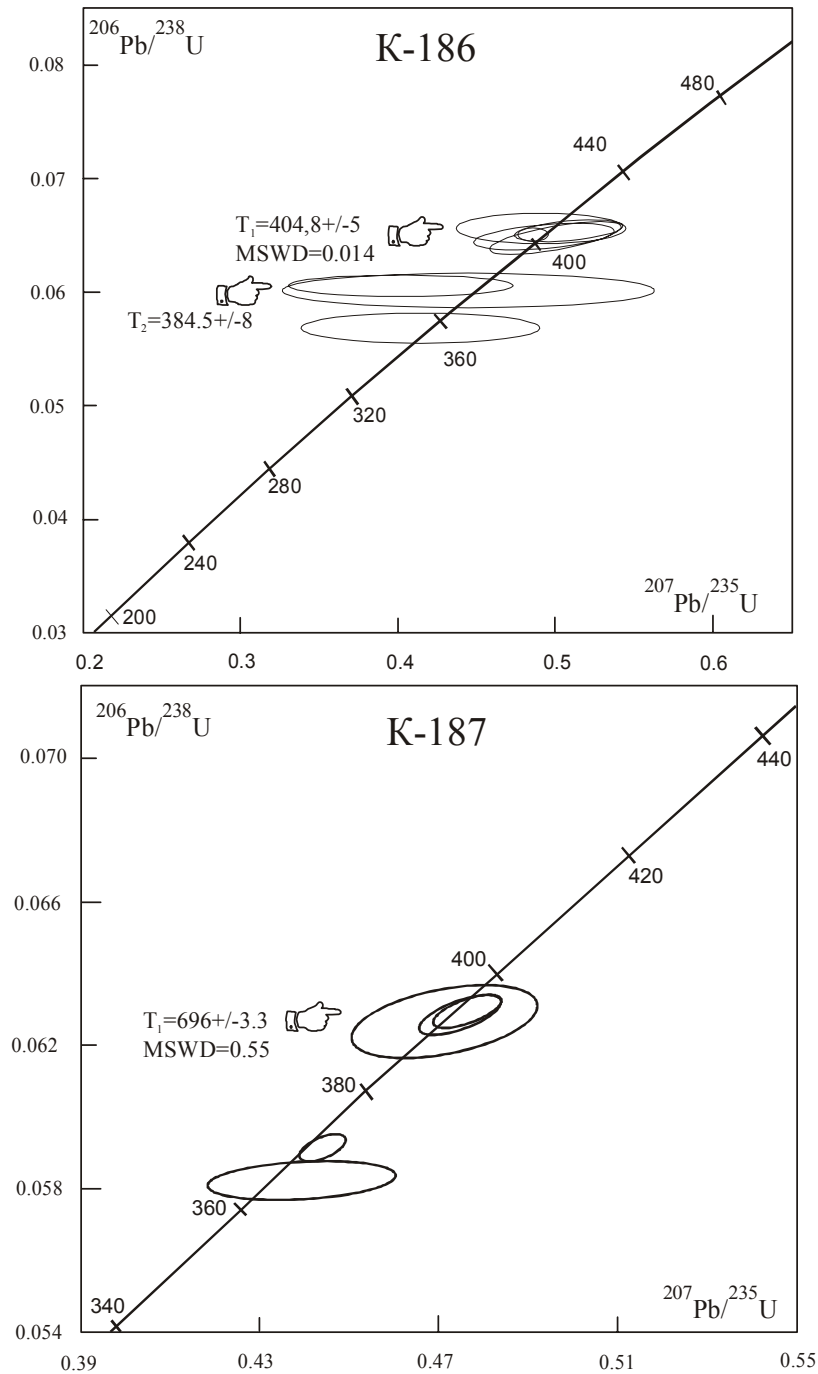


Рис. 2. Графики с конкордией для кварцевого диорита К-186 (вверху) и гранодиорита К-187 (внизу) Ауэрбаховского массива.

Цирконы гранодиорита от рассмотренных отличаются, главным образом, наличием коррозионных изменений (вплоть до появления округлых индивидов), следами хрупких деформаций, снижением прозрачности. Различие между ранними-поздними генерациями заметно, но проявляются менее контрастно. Данные катодолюминесценции (CL) вскрывают не только

зональное строение кристаллов обеих проб (рис. 1), но также более надежно выявляют наличие у них нескольких генераций (до 3), (см. рис. 1, № 6-5), высокую сохранность их первичных признаков, включая структуры типа «песочных часов» (см. рис. 1, № 6-6, 7, 8). При этом у цирконов гранитоидов проявление подобных генераций иногда предшествовало растворение

предыдущих (см. рис. 1, № 7-4).

Состав, возраст. Из сопоставления минералогических (см. рис. 1) и аналитических (табл. 2) данных следует конкретный вывод: у цирконов кварцевых диоритов (К-186) от ранних генераций (см. рис. 1, № 6-5.3, 4.2) к завершающим цирконообразование (см. рис. 1, № 6-2.1, 3.1, 5.1) прогрессивно возрастают содержания U и Th, хотя у промежуточных (см. рис. 1, № 6-1.1, 2.2, 3.2, 4.1 и 5.2) разностей проявляется незначительная инверсия. В целом, это соответствует классическому варианту эволюции цирконов в процессах магматического гранитообразования. Несколько иная, не стандартная ситуация возникает при сопоставлении содержаний U и Th у цирконов с их изотопными параметрами. Гетерогенные и по структурным особенностям, и по составу кристаллы (см. рис. 1, № 6-4, 5) образуют практически монохронную группу с возрастом 404 ± 4 млн. лет (рис. 2а), что определяет и возраст самих кварцевых диоритов. Кроме того, эти данные уверенно свидетельствуют о соответствии выделенных типов цирконов и последовательным (ранним-промежуточным-заключительным) генерациям, фиксирующим различные этапы (интервалы) единого процесса цирконо- и пороодообразования. Постмагматические процессы сопровождаются «омоложением» датировок (см. рис. 1,

№ 6-2 и 3; табл. 2). Неординарность этого заключения в том, что обогащение U и Th генерации (см. рис. 1, № 6-2.1, 3.1) оказалось более устойчивым к потерям радиогенного свинца по сравнению с содержащими пониженное количество примесей (см. рис. 1, № 6-2.2., 3.2). Системой конкордия-дискордия, объединяющей парные анализы кристаллов 6-2 и 6-3 (см. рис. 1), возраст преобразований цирконов можно оценить в $384,5 \pm 8$ млн. лет, что близко к датировке кристалла 6-1 по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ($379,7 \pm 5,4$ млн. лет). Хорошо известный генеральный тренд цирконовой геохронологии, объясняющий различные потери радиогенного Pb процессами метамиктизации, на примере цирконов кварцевых диоритов АМ не реализуется. Наиболее вероятное объяснение этому заключается в том, что такие потери не оказывают серьёзного влияния на возрастные определения при высоких содержаниях радиогенных изотопов, но становятся заметными – при малом. Из сопоставления ^{206}Pb радиогенный с U и Th в цирконах (см. табл. 2) этот вывод представляется достаточно убедительным.

Ситуация с цирконами гранодиорита (К187) не существенно отличается от рассмотренной. Три кристалла (см. рис. 1, № 7-1, 3 и 5), заметно варьирующие по составу (см. табл. 2), образуют единую возрастную группу ($393 \pm 3,3$ млн. лет; рис. 2б), т. е. также представляют последовательность нескольких генераций (содержания U у них возрастает от 307 до 875 г/т, а Th – от 137 до 474 г/т). Кроме того, прямым подтверждением этому служит кристалл 7-4 (см. рис. 1), у которого наиболее обогащённая поздняя генерация (7-4.2) имеет возраст $370 \pm 1,8$ млн. лет (см. табл. 2), который может оцениваться как наиболее близкий к процессам преобразования цирконов.

Наиболее стерильная разновидность цирконов (см. рис. 1, № 7-2) предполагает существование еще одного этапа в их эволюции с возрастом $285,2 \pm 3,3$ млн. лет (см. табл. 2), поскольку отвечает практически конкордантному значению (см. рис. 2б). Такой вывод отчасти объясняет и специфику его состава, резко контрастирующего со свойствами остальных кристаллов. В

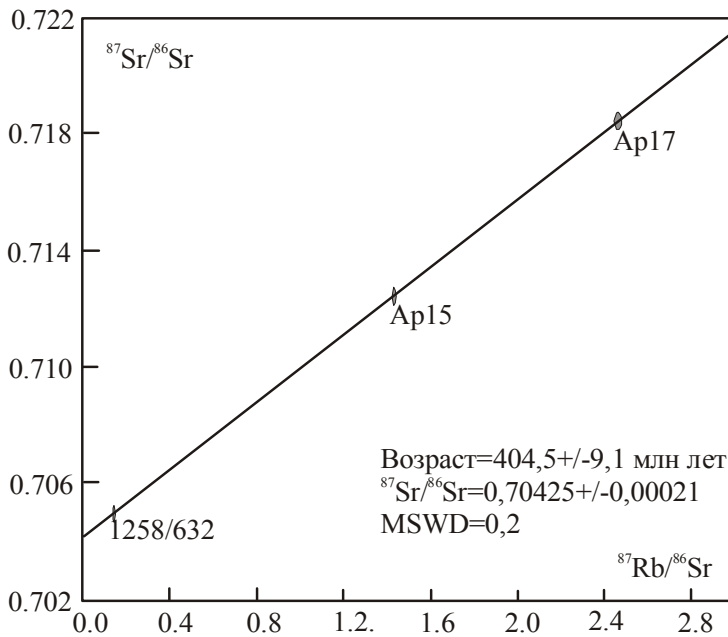


Рис. 3. Изохронный Rb-Sr возраст гранитоидов Ауэрбаховского массива.

результате сопоставлении всех данных можно полагать, что для цирконов гранодиоритов АМ наиболее вероятными являются две датировки – 393 ± 3 млн. лет и 285 ± 3.3 млн. лет.

Серьезным и независимым подтверждением цирконовым данным служат Rb-Sr исследование гранитоидов АМ (см. табл. 1; и рис. 3). Полученная датировка $404,5 \pm 9,1$ млн. лет практически совпадает с цирконовой для кварцевых диоритов, усиливая надёжность для возрастного репера. При этом возрастной интервал, определяющий перерыв между образованием кварцевых диоритов и гранодиоритов, может составлять (с учетом погрешности определения) 4-5 млн. лет. При этом не исключено, что преобразования кварцевых диоритов, отмеченные возрастом $384,5 \pm 8$ млн. лет, связаны со становлением гранодиоритов, что объединяет все возрастные параметры в рамках образования полихронного Ауэрбаховского гранитоидного массива.

Можно заключить, что U-Pb и Rb-Sr возраст Ауэрбаховского массива составляет около 405 млн. лет и отвечает раннему девону.

Изотопный состав стронция соответствует манттийному.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-64079), Президентской программы поддержки научных школ НШ-4210.2006.5, а также программ Отделения наук о Земле РАН (проект 7 программы «Геодинамика и механизм деформации литосферы» и проект 8 программы «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах»).

Список литературы

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: ИГГ УрО РАН, 2007.

Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии // Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С. и др. М.: Наука, 1984. 264 с.