

И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, В.М. Горожанин

## ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ Rb И Sr И РАДИОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ БАЙМАК-БУРИБАЕВСКОЙ (D<sub>1ems</sub>), ИРЕНДЫКСКОЙ (D<sub>1</sub>–D<sub>2e</sub>) И КАРАМАЛЫТАШСКОЙ (D<sub>2e</sub>) СВИТ

Как известно, стабильные изотопы являются чуткими индикаторами петрогенетических процессов и с успехом используются при решении вопросов происхождения магматических горных пород, выяснении палеогеодинамических условий и абсолютного возраста их образования [Балашов, 1985; Магматические..., 1985; Фор, 1989]. Радиологическое датирование имеет определяющее значение для древних комплексов, лишенных фаунистических остатков, но оно важно и для палеозойских формаций, особенно осадочно-вулканогенного и вулканогенного происхождения, в которых фаунистические остатки или отсутствуют или, находясь в осадочных прослоях, не всегда дают ясный ответ на вопрос о возрасте ассоциирующихся с осадками вулканитов. Разработанные в разное время геохронологические шкалы (для интересующего нас в данной работе периода от ордовика до девона включительно) приведены в таблице 1.

Магматические и метаморфические комплексы Южного Урала, в том числе и расположенные в пределах рассматриваемого нами западного крыла Магнитогорского мегасинклинория (листы N–40–XXIX и N–40–XXXV), датированы различными методами изопотной геохронологии: K–Ar, U–Th–Pb, Rb–Sr и  $\alpha$ –Pb [Гаррис, 1977]. В последние годы получены также данные Sm–Nd и Ar–Ar методами. До 80-х годов прошлого столетия на Урале широко использовались результаты K–Ar определений, выполненных в лабораториях Института геологии и геохимии под руководством Л.Н. Овчинникова (г. Свердловск) и Института геологии под руководством М.А. Гаррис (г. Уфа). Эти данные легли в основу геохронологической шкалы Урала (таблица 1). Практически все опубликованные данные касались интрузивных пород и метаморфических комплексов. Датировки эффузивных пород в книге М.А. Гаррис [1977] не приводятся и даже не обсуждаются. Это понятно, так как южноуральские палеозойские вулканиты преимущественно имеют натриевый состав, в большинстве случаев лишены свежих минералов, содержащих калий, и поэтому пригодность их для исследований K–Ar и Rb–Sr методами резко ограничена. Сказанное в полной мере относится к вулканогенным комплексам районов западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Более перспективным представлялось определение абсолютного возраста формирования колчеданных руд по серицитам околорудно измененных пород. Такие определения были выполнены K–Ar методом в лабораториях

Свердловска и Уфы для большинства уральских колчеданных месторождений. Данные обобщены Ф.П. Буслаевым и Б.А. Калегановым [Медноколчеданные..., 1988]. В рассматриваемых нами районах модельный и изохронный абсолютный возраст по серицитам K–Ar методом получен для Юбилейного, Маканского, Бакр-тауского, Тубинских и Подольского месторождений, которые здесь перечислены в порядке их положения в разрезе баймак-бурибаевской и ирендыкской свит (снизу вверх). Модельный возраст серицитов Юбилейного месторождения был определен Л.Н. Овчинниковым с соавторами [1976], по этим данным получена изохрона  $347 \pm 20$  Ma [Медноколчеданные..., 1988]. Изохронный радиологический возраст серицитов Маканского рудного поля, также полученный по данным модельных возрастов [Гаррис, 1966; Овчинников и др., 1969, 1976], составил  $338 \pm 8$  Ma, но модельные возраста дают и более древние датировки. Определения модельных возрастов серицитов Бакр-тауского [Гаррис, Аршинов, 1986] и Тубинских [Гаррис, 1966] месторождений позволили построить 2 изохроны для Бакр-тауского (I —  $332 \pm 4$  Ma и II —  $317 \pm 8$  Ma) и одну изохрону для Тубинских ( $341 \pm 1$  Ma) месторождений. Наконец, для серицитов Подольского месторождения, залегающего в ирендыкской свите, было получено 14 определений модельного возраста с разбросом значений от  $420 \pm 18$  Ma до 312 Ma [Гаррис и др., 1979]. По ним получены 2 изохроны: I —  $360 \pm 24$  Ma и II —  $328 \pm 17$  Ma [Медноколчеданные..., 1988].

Приведенные данные показывают следующее: 1) значительный разброс значений модельного возраста серицитов (от силура до среднего карбона), 2) несоответствие изохронного возраста серицитов положению месторождений в разрезе (например, 247 Ma для наиболее древнего Юбилейного и 360 Ma для наиболее молодого из приведенных Подольского месторождения); 3) общее значительное омоложение изохронного возраста серицитов по сравнению с возрастом по геологическим данным (эмс – эйфель, 394–380 Ma). Следует подчеркнуть, что для таких месторождений как Юбилейное, Маканские и Подольское в настоящее время не остается сомнений в их сингенетичном формировании. Следовательно, разброс значений изохронного возраста серицитов объясняется процессами их перекристаллизации, и радиологический возраст отражает в основном этапы поздних преобразований, а не время формирования месторождений [Медноколчеданные..., 1988].

Геохронологические шкалы по данным разных исследователей

Период, эпоха, век.			Комиссия по определению абс. возр., 1964	Геохронологи- ческая шкала Урала [Гаррис, 1977]	Шкала геологическо- го времени [Харланд и др., 1982]	International stratigrafic chart [J.Remane et al., 2000]
			Радиологический возраст стратиграфических рубежей, млн. лет (Ma)			
К а р б о н			340	340	360	355±5
Д е в о н	D <sub>3</sub>	fm			367	370±5
		f			374	375±5
	D <sub>2</sub>	zv			380	380
		ef		370	387	390±5
	D <sub>1</sub>	ems			394	
		zg			401	
gd		410±10	400	408	410+8/-5	
С и л у р	S <sub>2</sub>	prd			414	415
		ld			421	425±5
	w			428	430±6	
S <sub>1</sub>	ln	440±15	440	438	435+6/-4	
О р д о в и к	O <sub>3</sub>	ash			458	455±5
		kar			478	465±5
	O <sub>2</sub>	lld llv			478	465±5
O <sub>1</sub>	ar tr	500±20	500	505	500	
К е м б р и й						

Понимание ограниченных возможностей K—Ar метода [Овчинников и др., 1981] и постановка Rb—Sr метода в лабораториях институтов РАН Екатеринбург и Уфы привело к широкому использованию результатов Rb—Sr изотопных определений [Краснобаев и др., 1985, 1981, 1992; Ронкин, 1989; Бобохов, 1991; Горожанин, 1991, 1998; и др.]. Применительно к рассматриваемым нами в данной работе районам были получены важные данные по первичному отношению изотопов Sr (IR) и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  в вулканитах баймак-бурибаевской, ирендыкской и карамалыташской свит [Горожанин, Глухова, 1987; Бобохов, Горожанин, 1989; Бобохов и др., 1989; Горожанин, 1991; Бобохов, 1994; Spadea et al, 2002] (см. табл. 2).

Как следует из таблицы 2, первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , по данным уральских исследователей, закономерно возрастают от относительно древнего (эмсского) к более молодым (эйфельским) комплексам. Эта закономерность менее очевидно, но все же проявляется и по зарубежным данным, полученным при анализе проб, предоставленных А.М. Косаревым [Spadea et al, 2002].

Сравнение отношения IR Sr в южноуральских породах и в вулканитах современных геодинамических обстановок показывает, что формирование баймак-бурибаевской свиты происходило в предостроводужной океанической обстановке, ирендыкской свиты — в островодужных условиях,

Таблица 2

Первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (IR) в породах баймак-бурibaевской, ирендыкской и карамагыташской свит на площади листов N-40-XXIX и N-40-XXXV по разным данным

Свиты	Геологический возраст	Горожанин, Глухова [1987]		Бобохов, Горожанин, Кузьмин [1989]		Бобохов [1994]	Горожанин [1998]			Spradea et al. [2002]								
		Минерал	IR SR	Порода	Вариации IR Sr		Порода	Вариации IR Sr	IR Sr	Ма	Индекс свиты	Порода	IR Sr вариации					
Баймак-бурibaевская	D <sub>ems</sub>	cPx	0,7031	Ri	0,70297– 0,70573	<u>0,7023–0,7057</u> 0,7038	Bz	0,70392	420*	b-br <sub>1</sub> <sup>3</sup> , b-br <sub>2</sub>	BZ	0,70463 0,70446						
													cPx	0,70409	380	ir	BZ	0,70579
Карамагыташская	D <sub>z</sub>			Ri	0,70397– 0,70472	<u>0,7039–0,7047</u> 0,7045	0,70460	396	kr	BZ								
												D <sub>1–D<sub>z</sub></sub>	cPx	0,7040			0,70397– 0,70472	<u>0,7034–0,7051</u> 0,7043

Примечание. Сокращенные названия пород и минералов: Ri – ридолит, BZ – базальт, MBZ – магнезиальный базальт, cPx – моноклинный пироксен. \* данные Ю. Л. Ронкина.

а карамалыташской свиты — в режиме окраинных морей (IR Sg толеитов N–MORB — 0,7024–0,7035; островодужных вулканитов — 0,7030–0,708; базальтов окраинных морей — до 0,7073; [Магматические..., 1985]). Такой вывод независимо получен и по другим петро-геохимическим данным.

Радиологическое датирование вулканогенных комплексов Rb–Sr методом, данные которого в целом приближаются к геологическим (по конodontовой шкале), все же не дает пока удовлетворительных результатов. Так, приведенный в табл. 2, по данным В.М. Горожанина, возраст баймак-бурибаевской свиты (420–374 Ма) лежит в пределах: граница венлока и лудлова — рубеж живета и франа (см. табл. 1), тогда как по конодонтам возраст этой свиты соответствует эмсу (394–387 Ма по последней международной шкале).

Нами получены определения изотопного состава Rb и Sr по 11 авторским пробам. Анализы выполнены в лаборатории Института геологии УНЦ РАН (г. Уфа) В.М. Горожаниным. Кроме того, использованы полученные ранее, но не опубликованные результаты определений в той же лаборатории, частично по авторским пробам (12 проб), и некоторые опубликованные данные (15 опр.) (рис. 1, 3, таблицы 3, 4). Анализировался изотопный состав Rb и Sr во вкрапленниках пироксена, кислых вулканитах, базальтах, метасадочных породах и интрузивных породах различного состава баймак-бурибаевской и ирендыкской свит (рис. 1–4).

Отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  во вкрапленниках клинопироксена из базальтов баймак-бурибаевской свиты (b-br<sub>1</sub><sup>3</sup>) Хворостянского участка представлены на рис. 1. По результатам трех

К рис. 1

Результаты определения изотопного состава Rb и Sr в клинопироксенах из баймак-бурибаевской свиты (данные В. М. Горожанина, образцы из коллекции авторов и Е. Н. Горожаниной)

№ обр.	Местоположение	Минерал	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	s, %	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	s, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г
8111*	Участок Хворостянский	Пироксен из базальта	0,0502	0,5	0,70394	0,0003	1,5	54,3
8112*	то же	то же	0,52598	0,5	0,70649	0,0003	2	11,4
84//25	то же	то же	0,0896	0,5	0,70419	0,0003	1,6	53,5

Примечание: \* образцы из коллекции авторов.

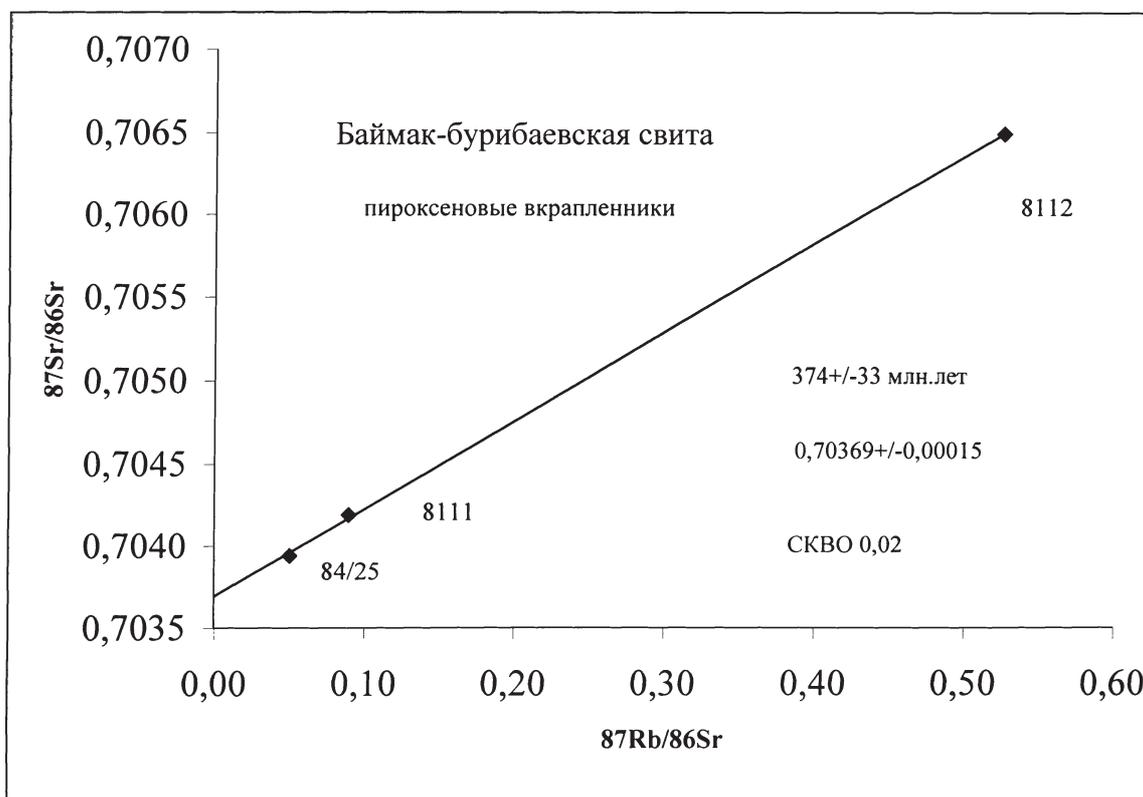


Рис. 1. Изохронная зависимость изотопных отношений Rb и Sr во вкрапленниках клинопироксенов баймак-бурибаевской свиты (b-br<sub>1</sub><sup>3</sup>) (данные В. М. Горожанина)

анализов получена изохрона. Одна из проб пироксена, частично замещенного вторичными минералами, подверглась кипячению в 10% растворе HCl с целью устранения влияния метаморфизма. В связи с тем, что изохрона построена по минимально необходимому количеству точек и две из них имеют близкие значения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (обр. 84/25 и 8111), полученный абсолютный возраст  $374 \pm 33$  Ма нельзя считать надежно установленным.

Как известно, возраст кислых пород, широко распространенных в Баймакском рудном районе среди отложений баймак-бурибаевской свиты, вызывает дискуссию. А.А. Захаровым практически все кислые породы отнесены к субвулканическим образованиям и датированы  $D_2$  и  $D_{2gv}$ . Нами кислые породы эффузивной, экструзивной и субвулканической фаций глубинности, а также интрузивные плагиограниты и диориты объединены в Баймакский вулcano-интрузивный комплекс, синхронный баймак-бурибаевской свите.

Проанализирован изотопный состав Rb и Sr различных типов кислых пород Куль-юрт-тауского, Бакр-тауского, Таш-тауского, Уваряжского, Япайского месторождений и некоторых других участков Баймакского рудного района (таблица 3, рис. 2).

Несмотря на значительное количество измерений, получить изохрону не удалось, так как большая часть проб имеет низкие содержания Rb и низкие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (рис. 2). Эрохронная (не удовлетворяющая условиям построения изохроны) зависимость соответствует радиологическому возрасту кислых вулканитов, не затронутых гидротермальными изменениями,  $400 \pm 20$  Ма, что отвечает нижнедевонскому возрасту баймак-бурибаевской свиты. Другая эрохрона с возрастом  $368 \pm 16$  Ма получена для субвулканических мегафировых риолитов, измененных гидротермальными процессами, интенсивно серицитизированных (обр. 9148, 9153, 9157). Как видно в таблице 3, в отличие от неизменных пород, в серицитизированных вулканитах содержания Rb превышают концентрации Sr, что связано с замещением плагиоклаза серицитом и выносом Sr из породы. Соответственно, радиологический возраст этих пород значительно омоложен и отвечает времени серицитизации или перекристаллизации серицитов.

Наряду с кислыми вулканитами Бакр-тауского месторождения были исследованы метаосадочные породы этого объекта — кремнистые туффиты и хлоритолиты слоистого горизонта ( $b-br_1^2$ ). Полученная эрохрона (рис. 3) соответствует

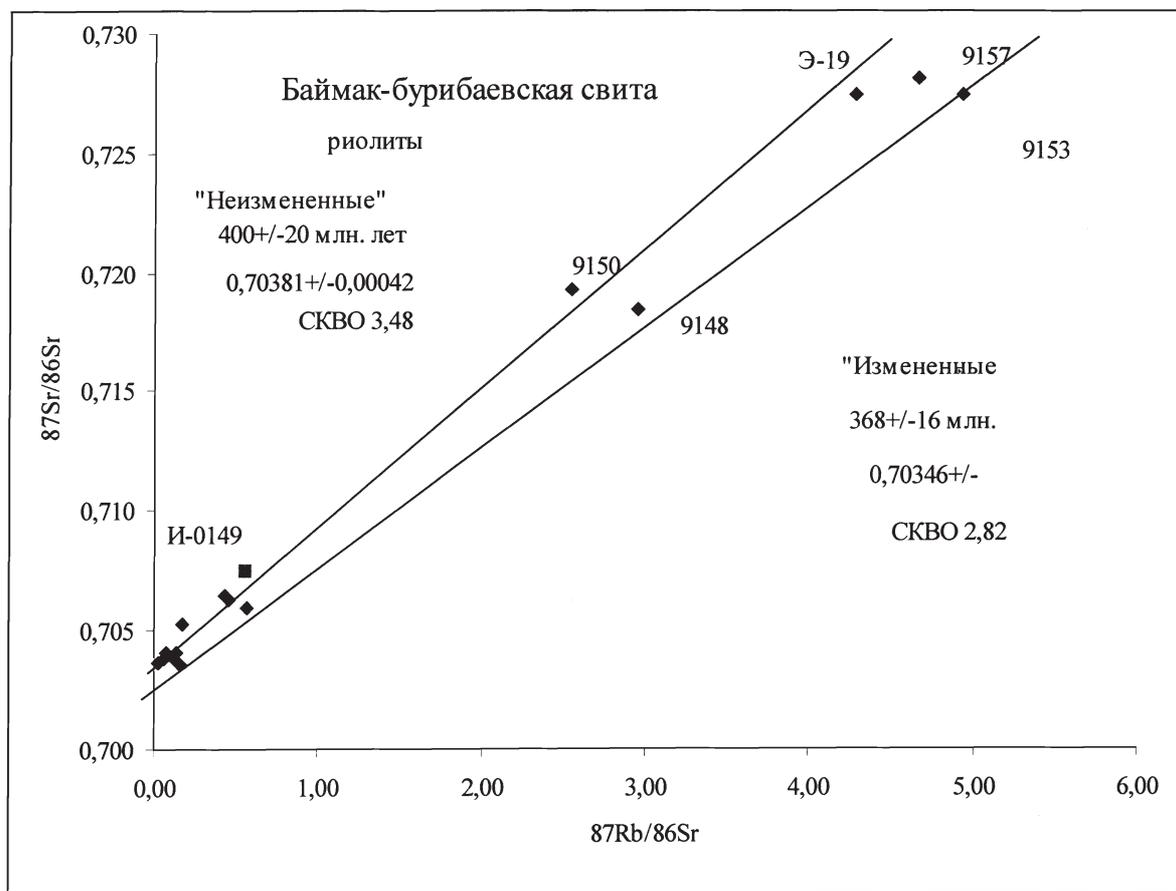


Рис. 2. Эрохронная зависимость изотопных отношений Rb и Sr в «неизменных» и затронутых околорудными гидротермальными изменениями кислых вулканитах баймак-бурибаевской свиты (данные В. М. Горожанина)

Результаты определения изотопного состава Rb и Sr в кислых вулканитах баймак-бурибаевской свиты (данные А.С. Бобохова и В.М. Горожанина, образцы из коллекции А.С. Бобохова и авторов)

№ обр.	Местоположение	Порода	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	s, %	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	s, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г
2600**	м-е Куль-юрт-тау	риолит	0,1242	0,5	0,70384	0,03	5,6	133,2
2602**	м-е Бакр-тау	риолит	0,1604	0,5	0,70356	0,03	12,5	227,3
2104а**	г. Уваряж	риолит	0,56	0,5	0,70591	0,03	29,8	455,9
2105а**	м-е Япай	риолит	0,0729	0,5	0,70409	0,03	10,7	428,6
2106а**	м-е Япай	риолит	0,4506	0,5	0,70633	0,03	35,8	232,7
2107а**	м-е Япай	риолит	0,1357	0,5	0,70407	0,03	10,4	224,2
2108а**	м-е Бакр-тау	риолит	0,1775	0,5	0,70531	0,03	13,3	219
9150	м-е Бакр-тау	риолит базокварцевый	2,54862	0,5	0,71925	0,03	22	25,3
9148	м-е Бакр-тау	мегафир серицитизированный	2,9466	0,5	0,71846	0,03	26	25,8
9153	м-е Бакр-тау	галька мегафира в руде	4,92956	0,5	0,72748	0,03	19,3	11,5
9157	м-е Бакр-тау	мегафир измененный	4,656	0,5	0,72814	0,03	34,9	22
9184	п. Богачевка	диорит	0,0674	0,5	0,70382	0,03	2,3	99,1
9185	п. Богачевка	риолит	0,02943	0,5	0,70368	0,03	1,4	137,2
Э-19	м-е Таш-тау	риолит	4,27474	0,5	0,72749	0,03	30,2	20,7
И-0149*	дер. Ишмурзино	риолит	0,54967	0,5	0,70752	0,03	24,6	131,1
84 /11	п. Новочеркасск	риолит	0,4317	0,5	0,70648	0,03	14,6	99,1

Примечание: \* образец из коллекции авторов, \*\* образцы, данные по которым опубликованы [Бобохов, 1991].

абсолютному возрасту  $382 \pm 29$  Ма, что отвечает радиологическому возрасту эйфеля. Омоложение радиологического возраста осадочных пород по сравнению с их геологическим возрастом, вероятно, объясняется, как и для кислых вулканитов, воздействием процессов окolorудного метасоматоза. Об этом, в частности, свидетельствуют и значительные вариации содержаний Rb и Sr в измененных вулканитах (см. рис. 3). В этих породах отмечаются высокие значения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (до 0,74026) и повышенное первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70544), что, вероятно, связано с контаминацией осадков изотопом  $^{87}\text{Sr}$ , заимствованным из морской воды.

Основная часть результатов, полученных по нашим пробам, относится к вулканическим и интрузивным породам ирендыкской свиты Подольского рудного поля (таблицы 4, 5, рис. 4 А, Б). Анализировались главным образом интрузивные породы подрудной зоны месторождения (4 пробы) и вулканиты трахидацитовой толщи ( $i_5$ ) надрудной

зоны (11 проб), а также породы экструзивного рудовмещающего купола (3 пробы) и риолит низов ирендыкской свиты района д. Мрясово (1 проба). При выборе пород для анализа авторы исходили из повышенных содержаний  $\text{K}_2\text{O}$  в интрузивных породах и субщелочных вулканитах  $i_5$  по сравнению с другими кислыми вулканитами ирендыкской свиты. Однако большой разброс значений изотопных отношений не позволил получить линейную зависимость и определить абсолютный возраст ирендыкских кислых вулканитов. Разброс значений изотопных отношений Rb и Sr связан с широкими вариациями содержаний суммы щелочей и  $\text{K}_2\text{O}$  в породах, что в свою очередь обусловлено метасоматическими процессами (см. таблицу 5). Так, содержания  $\text{K}_2\text{O}$  в проанализированных интрузивных породах варьируют от 0,29% до 2,18%, а в вулканитах трахидацитовой толщи — от 0,23% до 3,69%. Столь же велики и вариации содержаний  $\text{CaO}$ : от 0,26% до 4,34% в интрузивных породах и от 0,31% до 3,82% в вулканитах. Соответственно,

содержания Rb, прямо зависящие от содержаний калия, меняются в интрузивных породах от 3 ppm до 40,3 ppm, а в вулканитах трахидацитовой толщи — от 3,6 ppm до 43,9 ppm. Столь же значительны и вариации содержаний Sr, зависящие от количества плагиоклаза и соотношений в нем альбитовой и анортитовой молекул: содержания Sr варьируют в интрузивных породах от 41,5 ppm до 315,4 ppm, а в вулканитах трахидацитовой толщи — от 66,4 ppm до 984,4 ppm. Наиболее низкие содержания Sr (18,8 ppm в обр. 214/1100) отмечаются в метасоматитах, в которых плагиоклаз полностью замещен вторичными минералами, в основном серицитом. Первичный баланс  $K_2O$ ,  $Na_2O$  и CaO в этой породе кардинально нарушен в связи с привносом калия и выносом кальция и натрия. Не удивительно, что эта проба имеет наиболее высокие стронциевое и

рубидий-стронциевое изотопные отношения (см. рис. 4 А), отражающие результат вторичных процессов ( $^{87}Rb/^{86}Sr = 2,0178$ ;  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,71846$ ).

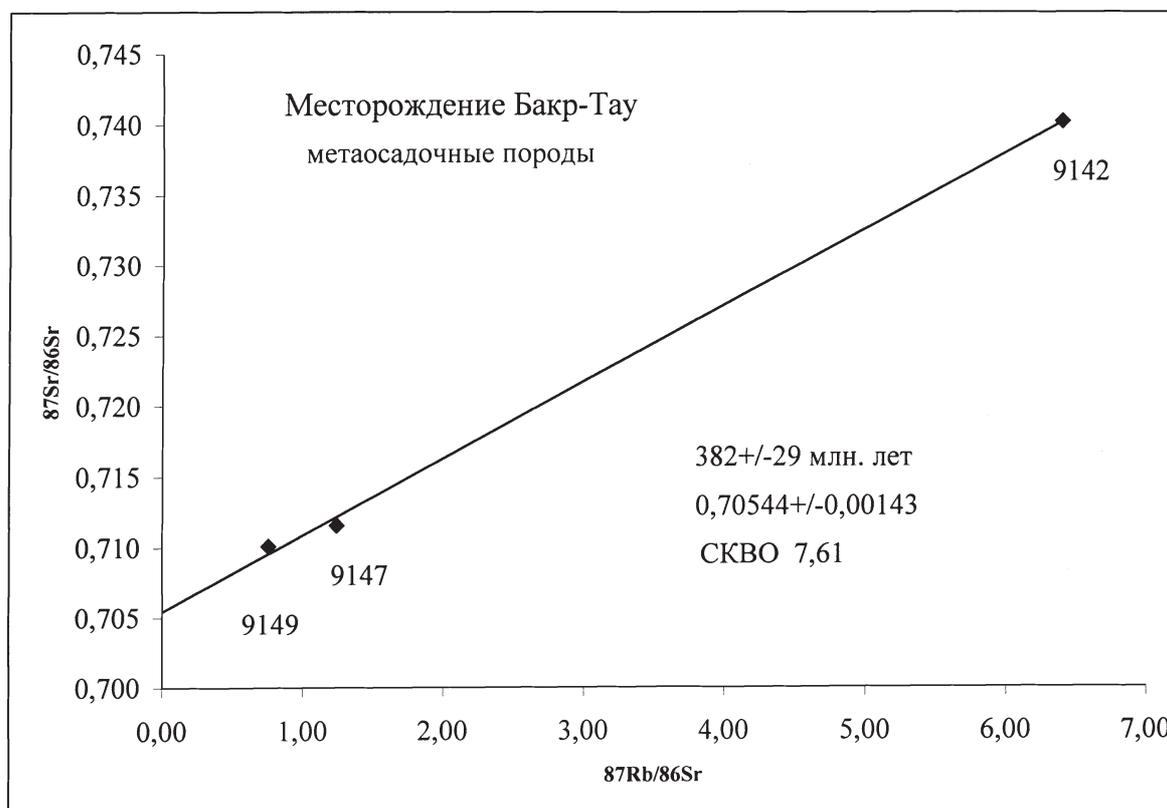
Измеренные («невыщелоченные») отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в кислых породах ирендыкской свиты близки к таковым в кислых вулканитах баймак-бурибаевской свиты.

Так,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  варьирует в интрузивных породах ирендыкской свиты в пределах 0,70433–0,708, в породах  $ir_5$  — 0,70309–0,70703, в породах  $ir_{1-3}$  — 0,70488–0,70798, а в баймак-бурибаевской свите составляет 0,70356–0,70752. Существенно меняются, как уже отмечалось, отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и  $^{87}Rb/^{86}Sr$ , повышающиеся при гидротермальных изменениях вулканитов и ирендыкской, и баймак-бурибаевской свит (см. обр. 9148, 9153, 9157 в таблице 3. и обр. 214/1100 в табл. 4). Отношения  $^{87}Rb/^{86}Sr$

К рис. 3

**Результаты определения изотопного состава Rb и Sr в метаосадочных породах баймак-бурибаевской свиты (данные В. М. Горожанина, образцы из коллекции А. С. Бобохова)**

№ обр.	Местоположение	Порода	$^{87}Rb/^{86}Sr$	s, %	$^{87}Sr/^{86}Sr$	s, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г
9142	м-е Бакр-тау	кремн. туффит	1,24	0,5	0,71157	0,03	36	85,1
9147	м-е Бакр-тау	кремн. туффит	6,392	0,5	0,74026	0,03	29,8	13,7
9149	м-е Бакр-тау	хлоритолит	0,756	0,5	0,71011	0,03	0,9	3,5



**Рис. 3. Эрохронная зависимость отношений Rb и Sr в метаосадочных породах баймак-бурибаевской свиты (данные В. М. Горожанина)**

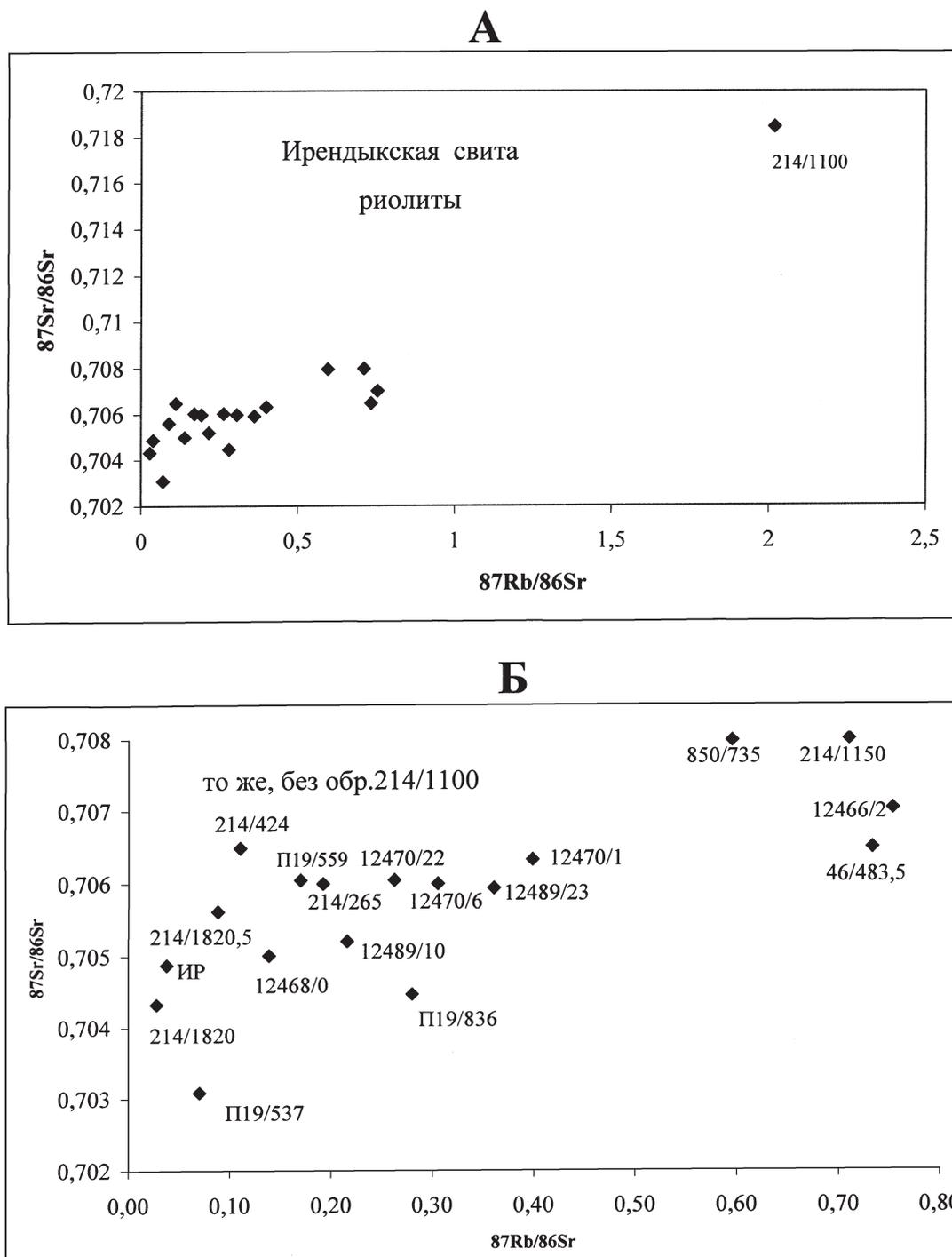


Рис. 4. Изотопные отношения Rb и Sr в кислых вулканитах иртышской свиты: А – все результаты определений, Б – результаты основной совокупности определений (данные В.М. Горожанина). На рис. 4 Б приведены номера образцов, помещенных в таблице 4.

в измененных породах дают значения 2,0178–4,92956, тогда как в «неизмененных» вулканитах эти значения < 1.

**Основные выводы по изучению изотопного состава Rb и Sr** в вулканитах баймак-бурибаевской, иртышской и карамалыташской свит заключаются в следующем.

1. Первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в вулканитах подтверждают выводы, сделанные на основании

геологических и петро-геохимических данных, о геодинамических обстановках формирования вулканогенных комплексов: образовании баймак-бурибаевской свиты в океанических предостроводужных условиях, иртышской свиты — в островодужной обстановке, карамалыташской свиты — в режиме окраинного моря.

2. Содержания Rb и Sr в породах баймак-бурибаевской и иртышской свит значительно

варьируют (Rb — от 3 ppm до 43,9 ppm; Sr — от 11,5 ppm до 984,4 ppm; по данным определений В.М. Горожанина в Институте геологии УНЦ РАН, г. Уфа). Вариации зависят как от первичного состава пород (главным образом, от содержания  $K_2O$ ,  $Na_2O$  и  $CaO$ ), так и, особенно, от вторичных преобразований вулканитов. Отношение  $^{87}Rb/^{86}Sr$  в метасоматически измененных породах повышается до значений 2,0178–4,92956, тогда как в кислых вулканитах, не затронутых окolorудным метасоматозом, это отношение составляет 0,02943–0,75331. Отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в метасоматитах дают значения 0,71846–0,72814, более высокие по сравнению со значениями тех же отношений в «неизмененных» вулканитах 0,70356–0,708 (данные В.М. Горожанина, табл. 3, 4).

3. Датирование вулканитов баймак-бурибаевской и ирендыкской свит Rb–Sr методом дает цифры абсолютного возраста, довольно близкие к установленным по палеонтологическим данным в сопоставлении с международной геохронологической шкалой. Однако разброс этих цифр достаточно велик. Например, для баймак-бурибаевской свиты приводятся цифры от 420 Ma до 374 Ma (см. табл. 2). По образцам авторов модельный радиологический и изохронный возраст баймак-бурибаевской свиты определен в интервале  $400 \pm 20$  Ma —  $374 \pm 33$  Ma, что соответствует отрезку геологического времени от конца жединского века раннего девона до конца живетского века среднего девона.

4. Учитывая преимущественно натриевый тип вулканитов девонских колчеданоносных формаций

Таблица 4

**Результаты определения изотопного состава Rb и Sr в кислых вулканитах ирендыкской свиты (данные В.М. Горожанина, образцы из коллекции авторов и А.С. Бобохова)**

№ п/п	№ образца	Порода	$^{87}Rb/^{86}Sr$	s, %	$^{87}Sr/^{86}Sr$	s, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г
1	214/1820*	гранодиорит	0,0277	1	0,70433	0,03	3	315,4
2	214/1820,5*	диорит	0,08846	0,5	0,70562	0,03	4,9	163,4
3	214/1265*	габбродиорит	0,192	0,5	0,706	0,03	8,6	130,7
4	214/1150*	плаггиогранит	0,7102	0,5	0,708	0,03	40,3	41,5
5	п19/836,2*	риолит	0,28	0,5	0,70447	0,03	14,6	192,5
6	п19/559*	андезит	0,17	0,5	0,70605	0,03	13,7	264,4
7	п19/537,3*	дацит	0,0702	0,5	0,70309	0,03	23,6	984,4
8	12468/0*	риолит	0,13866	0,5	0,70501	0,03	3,6	76,8
9	12489/10**	риолит	0,216	0,5	0,70521	0,03	20,2	274,1
10	12470/6**	трахириолит	0,30534	0,5	0,706	0,03	19,1	183,3
11	12470/1**	трахириолит	0,39865	0,5	0,70633	0,03	29,1	214,1
12	214/424*	риодацит	0,11042	0,5	0,70649	0,03	17,1	452,9
13	12489/23**	риолит	0,36064	0,5	0,70594	0,03	43,9	356,4
14	12466/2**	трахидацит	0,75331	0,5	0,70703	0,03	17,1	66,4
15	46/483.5*	риолит	0,73313	0,5	0,70649	0,03	37	194,1
16	12470/22**	риолит	0,26238	0,5	0,70605	0,03	12,9	144
17	214/1100*	Метасоматит серицит-кварцевый по риодациту	2,0178	0,5	0,71846	0,03	12,4	18,8
18	850//735*	риодацит	0,59538	0,5	0,70798	0,03	25,5	125,6
19	ИР**	риолит	0,0378	0,5	0,70488	0,03	5,4	417,6

**Примечание:** \* образцы из коллекции авторов, \*\* образцы, данные по которым опубликованы [Бобохов, 1991]. 1–17 – породы района Подольского месторождения; 1–4 – интрузивные породы подрудной зоны; 5 – экструзивная порода ( $i_3$ ); 6–16 – породы трахидацитовой (сукраковской) толщи ( $i_5$ ); 17 – метасоматит рудовмещающего экструзивного купола; 18 – риодацит рудовмещающего экструзивного купола; 19 – риолит района д. Мрясово.

Таблица 5

**Химические составы (% мас.) вулканических и интрузивных пород ирендыкской свиты района Подольского месторождения,  
по которым выполнены определения изотопного состава Rb и Sr**

№№ п/п	№ обр.	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ΣFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	ппп	Сумма
1	214/1820	Гранодиорит	66,02	0,30	14,48	5,18	6,29	1,58	1,93	0,75	3,2	99,84
2	214/1820,5	Диорит	62,35	0,36	13,19	6,85	7,89	4,34	0,97	0,29	3,5	99,87
3	214/1265	Габбродиорит	56,10	0,34	15,07	8,88	7,03	3,07	1,88	2,18	4,6	99,32
4	214/1150	Плагиогранит	68,38	0,31	16,3	1,33	5,75	0,26	3,84	1,24	2,4	99,88
5	П-19/836,2●	Риолит	72,99	0,34	11,48	2,98	2,61	2,84		0,62		
6	П-19/559●	Андезит	57,69	0,94	17,86	5,94	5,08	3,82		0,3		
7	П-19/537,3●●	Дациит	68,88	0,45	14,22	6,22	0,57	3,82	3,99	1,12	0,4	99,89
8	12468●●	Дациит	69,38	0,46	13,68	6,00	1,73	1,91	5,27	0,23	1,41	99,42
9	12489/10●●	Дациит	67,22	0,49	13,80	5,60	1,32	3,60	4,00	1,60	2,0	100,01
10	12470/6●●	Трахирриолит	73,71	0,63	12,72	4,68	0,57	1,24	4,53	2,38	0,0	99,64
11	12470/1●●	Трахирриодацит	70,93	0,45	14,59	4,01	1,00	0,31	4,67	3,69	0,46	100,16

**Примечания:** 1–4 – интрузивные породы подрудной зоны, 5 – экстрезивный кварцевый риолит (г<sub>3</sub>), 6–11 – породы надрудной (сукраковской) толщи (г<sub>5</sub>). Химический состав пород определен рентгено-флуоресцентным методом (в ИГЕМ); ● – в Институте геологии (Уфа); ●● – силикатный анализ, Институт геологии (Уфа).

Южного Урала и их зеленокаменные изменения, сопровождающиеся метасоматозом, радиологическое датирование названных вулканических комплексов K—Ar и Rb—Sr методами имеет ограниченное значение.

#### Литература:

**Балашов Ю.А.** Изотопно-геохимическая эволюция мантии и земной коры. М.: Наука, 1985. 221 с.

**Бобохов А.С.** Эндогенная динамическая система Южноуральской палеоостровной дуги. М.: Наука, 1991. 181 с.

**Бобохов А.С.** Эволюция палеозойского магматизма Южного Урала по геохимическим и изотопным данным и проблема формирования континентальной коры: Препринт доклада Президиуму УНЦ РАН. Уфа, 1994. 44 с.

**Бобохов А.С., Горожанин В.М.** Эволюция среднедевонского вулканизма Южного Урала по Sr-изотопным данным: Тез. докл. / VII конф. ТОВМО. Тюмень, 1989. С. 129–130.

**Бобохов А.С., Горожанин В.М., Кузьмин С.А.** Стронциево-изотопные данные для кислых вулканитов Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала: Препринт доклада Президиуму БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1989. 24 с.

**Гаррис М.А.** Некоторые черты металлогении Урала по геохронологическим данным // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966. С. 153–168.

**Гаррис М.А.** Этапы магматизма и метаморфизма в доорогенной истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 296 с.

**Гаррис М.А., Аршинов Ю.П.** Этапность и стадийность гидротермально-метасоматических процессов, сформировавших сульфидное месторождение Бакр-Тау // Минералогия, геохимия и генезис полезных ископаемых Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 22–26.

**Гаррис М.А., Тимергазина А.К., Аршинов Ю.П.** Изотопные данные о генезисе и возрасте Подольского колчеданного месторождения // Минералогия и геохимия сульфидных месторождений и рудоносных комплексов Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1979. С. 48–53.

**Горожанин В.М.** Роль контаминации в происхождении кислых вулканитов Магнитогорского мегасинклинория // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала / БНЦ УрО АН СССР. Уфа. 1991. С. 32–39.

**Горожанин В.М.** Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 98–108.

**Горожанин В.М., Глухова Г.А.** Изотопный состав стронция пироксеновых вкрапленников из базальтов островодужных комплексов Южного Урала // Методы изотопной геологии: Тез. докл. / Всесоюз. школа-семинар. М., 1987. Ч. 1. С. 77–78.

**Краснобаев А.А., Бибикина Е.В., Степанов А.И. и др.** Возраст эффузивов машакской свиты и проблема радиологической границы нижний — средний рифей // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С. 118–124.

**Краснобаев А.А., Бибикина Е.В., Ронкин Ю.Л., Козлов В.И.** Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. АН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 25–40.

**Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Степанов А.И. и др.** Петрология и рубидий-стронциевая геохронология Бердяшского массива рапакиви (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 21–38.

**Магматические** горные породы. Т. 3: Основные породы / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1985. 486 с.

**Медноколчеданные** месторождения Урала. Геологическое строение / В.А. Прокин, Ф.П. Буслаев, М.И. Исмагилов и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 241 с.

**Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н., Молярова Г.В. и др.** Новые данные об абсолютном возрасте рудных месторождений фанерозоя // Определение абсолютного возраста рудных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 48–58.

**Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Вороновский С.Н.** О причинах искажения калий-аргоновых дат // Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука, 1981. С. 3–31.

**Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А.** Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматические формации, метморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1969. Т. 1. С. 173–204.

**Ронкин Ю.Л.** Изотопы стронция — индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник ИГГ. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1989. С. 107–110.

**Фор Г.** Основы изотопной геологии. М: Мир, 1989. 590 с.

**Харланд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др.** Шкала геологического времени. М.: Мир, 1982. 140 с.

**International Stratigraphic Chart.** International Union of Geological Sciences / J. Remane (Ed.), UNESCO, 2000.

**Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhaniya Y., Brown D.** Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc complex // Mountain Building in the Uralides. Washington, American Geophysical Union, 2002. P. 101–134.