

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ГЕОХРОНОЛОГИЯ  
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ  
ПЛАТФОРМЫ  
И СОЧЛЕНЕНИЯ  
КАВКАЗСКО-КАРПАТСКОЙ  
СИСТЕМЫ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ  
И КРИСТАЛЛОГРАФИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ  
Комиссия по определению абсолютного возраста  
геологических формаций

550.93

ГЕОХРОНОЛОГИЯ  
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ  
ПЛАТФОРМЫ  
И СОЧЛЕНЕНИЯ  
КАВКАЗСКО-КАРПАТСКОЙ  
СИСТЕМЫ  
XIX сессия



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
МОСКВА 1978

2369

*В сборнике представлены работы, содержащие новые данные по радиометрическому датированию геологических формаций.*

Редакционная коллегия:

чл.-кор. АН СССР **А.И. Тугаринов** (ответственный редактор),  
академик А.П. Виноградов, чл.-кор. АН СССР **Г.Д. Афанасьев**,  
чл.-кор. АН СССР Л.Н. Овчинников, проф. Э.К. Герлинг,  
канд. геол.-минерал. наук Т.Б. Пекарская (ученый секретарь редколлегии)

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СОЧЛЕНЕНИЯ  
КАВКАЗСКО-КАРПАТСКОЙ СИСТЕМЫ

*Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций*

Редактор Е.М. Петров. Редактор издательства Л.М. Бекасова. Художественный редактор И.К. Капранова. Технический редактор Л.А. Куликова

ИБ № 6438

Подписано к печати 12/ХІІ-77 г. Т – 18666. Усл. печ.л. 20,0. Уч.-изд. л. 21,3. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1. Тираж 600 экз. Тип. зак. 745. Цена 2 р. 40 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94<sup>а</sup>  
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

## АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДАГЕСТАНА

Многочисленными экспериментальными исследованиями доказано, что глауконит как минерал, содержащий калий и продукты его распада, может быть использован для определения абсолютного возраста вмещающих пород калий-аргоновым методом, и полученные при этом данные будут достаточно надежными [1-7]. Обязательными условиями, предъявляемыми к глауконитам, являются сингенетичность их по отношению к вмещающим породам и сохранность материнского калия и радиогенного аргона за геологическое время.

Широкое развитие в осадочных породах Дагестана аутигенного глауконита дало возможность сотрудникам Дагестанского филиала АН СССР еще в 60-х годах начать работы по составлению шкалы абсолютного возраста осадочных образований нефтеносных площадей республики. О первых значениях абсолютного возраста пород этих районов была опубликована работа Х.И. Амирханова с сотрудниками в 1956-1957 гг. [1-3]. Наши работы велись по методике названных авторов, и полученные данные можно рассматривать как результаты продолжения начатых ими работ.

Разрез мезо-кайнозойских отложений Дагестана представлен преимущественно терригенными породами. Карбонатные образования развиты в верхнем меле и частично в нижнем меле и палеогене (сарматский ярус). Мергели встречаются в основном в нижней части палеогена (фораминиферовые слои). Глауконит широко развит по всему разрезу этих отложений, но строгая определенность в стратиграфическом положении отмечается в нижнемеловых образованиях, которые литологически делятся на два крупных комплекса: терригенно-карбонатный (известняки с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и глин), охватывающий валанжинский и готеривский ярусы, нижнебарремский подъярус, и терригенный (преимущественно песчаники, алевролиты и глины), охватывающий верхнебарремский подъярус, антский и альбский ярусы. В полевых условиях отбирали образцы больших размеров, строго стратиграфически привязанные, и с большим содержанием глауконита.

Извлечение глауконита производилось электромагнитным сепарированием на сепараторе СЭМ-1, а по отдельным образцам - вручную, с помощью магнита. Полевые исследования, а также результаты лабораторной обработки образцов позволили выявить некоторые особенности распространения, формы нахождения и условия залегания глауконита в связи с определением абсолютного возраста.

По внешнему облику глауконит разнообразен. Форма его зерна - округлая, почковидная, удлиненная, реже - угловатая. Встречаются зерна латчатые с зазубренными краями, в виде поликристаллической землистой массы и т.д. Размеры образовавшихся зерен меняются в широких пределах. Обычно они несколько крупнее средних

Таблица 1

Результаты химического анализа образцов глауконита Дагестана [16]

Компонент	Обр. 14, Акуша	Обр. 671, Цудахар	Компонент	Обр. 14, Акуша	Обр. 671, Цудахар
SiO <sub>2</sub> (силик.)	47,49	48,78	CaO	1,66	2,70
SiO <sub>2</sub> (своб.)	3,06	1,94	MgO	3,77	3,80
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,21	K <sub>2</sub> O	6,32	6,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,08	11,21	Na <sub>2</sub> O	0,41	0,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,58	16,27		5,82	5,20
FeO	2,91	3,22	П.п.		
MnO	-	0,03	Сумма	100,18	100,50
			H <sub>2</sub> O	3,88	3,86

размеров зерен вмещающих пород. Цвет глауконита меняется от бледно-зеленого до темно-зеленого. Наибольшее развитие глауконита отмечено в песчано-алевролитовых породах апта и альба. Максимальные скопления его приурочены к породам, в которых преимущественное развитие получила алевролитовая фракция (размер зерен 0,1-0,01 мм).

Химический и рентгеноструктурный анализы (табл. 1, 2) показывают, что глаукониты Дагестана аналогичны описанным в литературе. Сравнение дебаеграмм дает основание полагать, что интенсивность линий, характерных для глауконита, не остается постоянной. Как указывает Е.П. Соколова [11], она зависит от содержания калия в минерале. Чем больше калия в глауконите, тем больше интенсивность указанных линий. Высокая интенсивность этих линий на дебаеграммах для глауконитов Дагестана подтверждает данные химических анализов и также свидетельствует о значительном содержании в них калия. Сопоставление рентгеновских параметров рассматриваемых глауконитов и глауконитов различной степени сохранности показывает, что существенных различий в строении их кристаллических решеток нет.

Определен абсолютный возраст более 80 образцов глауконитов нижнемеловых отложений Дагестана. Результаты исследований приведены в табл. 3. Содержание радиогенного аргона определено методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера аргона воздушного изотопного состава [4]. Ошибка измерения содержания аргона составляет 1-2%. Содержание калия в образцах измерялось методом фотометрии пламени с применением монохроматора УМ-2. Погрешность измерения - 2,0-2,5%. Для удаления

с поверхности зерен глауконитов адсорбированной влаги образцы предварительно прогревались в вакууме при 100–150°C в течение одного часа. Как известно, потери радиогенного аргона при такой температуре исключаются [ 5, 6 ] .

Интервал изменения значений абсолютного возраста отдельных ярусов весьма широк (табл. 3). Совершенно отчетливо отмечается закономерное уменьшение среднеарифметических значений возраста от более древних образований к молодым.

Если сравнить полученные данные с геохронологической шкалой [ 9 ], то результаты, полученные для глауконитов альбского возраста, в основном дают удовлетворительные значения, а для глауконитов аптского возраста отмечается занижение возраста примерно на 15–30%. Аналогичны последним данные и для глауконитов барремского и готеривского ярусов.

Комплексный анализ полученных результатов позволяет выявить некоторые геологические причины расхождения возраста. Омоложение возраста глауконитов по сравнению с вмещающими породами, по-видимому, связано с тем, что образование последнего происходит на всех стадиях существования горных пород [10], начиная от стадии осаждения исходного материала и кончая выветриванием самой породы. В таком случае фракции глауконита состоят из разновозрастных зерен. Поэтому возраст, определяемый по таким фракциям, зависит от того, какие из зерен будут преобладать в их составе. Не учитывая количественное соотношение зерен различных генераций во фракции глауконита, мы допускаем некоторую ошибку, которая приводит к омоложению возраста. В этом отношении глинистые и песчано-алевролитовые образования, по нашему мнению, неравноценны.

Глинистые породы вследствие своих физико-механических свойств могут закупорить, т.е. надежно изолировать глауконит от вторичных процессов, в том числе и поздних геохимических. Это практически исключает разрушение существующих или образование новых разновидностей глауконита, способствуя образованию мономинеральных (в смысле разновидностей глауконита) фракций. Песчано-алевролитовые породы отличаются пористостью среды, а следовательно, более частым проникновением в глубь изменившейся геохимической обстановки и более податливыми эпигенетическими процессами, что приводит к образованию нескольких генетических разновидностей глауконита. Это отмечается при сравнении результатов измерений абсолютного возраста глауконитов апт-альбской песчано-глинистой толщи и песчано-карбонатной толщи неокома (см. табл. 3).

Омоложение возраста до некоторой степени может быть снижено путем изменения методики полевых исследований. В частности, при отборе образцов предпочтение следует отдавать глинистым породам с достаточным содержанием глауконита; при отборе образцов песчаников и алевролитов – приурочивать их к пластам, надежно закупоренным в глинистых толщах. Однако следует учитывать, что определенный процент потерь радиогенных продуктов в минералах

Таблица 2

Рентгеноструктурный анализ образцов глауконита Дагестана\*

Ярус		Аптский					
Образец		Арахкент-57/6		Иха-55/65		Гергебиль-331	
Цвет		Зеленый		Темно-зеленый		Зеленый	
Форма		Неправильной формы, редкие буроватые зерна		Пигментирующий, хорошей сохранности		Неправильной формы, хорошей сохранности	
hKl		l da/n		l da/n		l da/n	
1	2	3	4	5	6	7	8
001	001	-	5,05	-	-	9p	10,19
002	110	4	4,58	-	-	3	4,98
110	020	10	-	-	-	10	4,53
	111	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	8	4,26	1	4,27
	021	-	-	-	-	-	-
	112	-	3,68	-	-	-	-
	112	8	3,36	9	3,72	4	3,68
003	022	9	-	10	3,37	9	3,34
	-	-	3,12	2	3,21	-	-
	112	-	-	3	3,06	-	-
	023	-	2,87	-	-	-	-
131	131	5	-	-	-	5	2,85
	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	1	2,73	-	-
	023	-	2,60	-	-	-	-
	131	10	-	-	-	10	2,59
040	220	-	-	3	2,53	-	-
	-	-	2,42	4	2,46	-	-
	132	9ш	2,28	-	-	6p	2,41
040	020	2p	2,19	5	2,30	1p	2,27
041	024	2p	2,13	-	-	1p	2,20
221	114	6	-	5p	2,14	1p	2,12
	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	1,99	3	2,02	-	-
	005	2p	-	3	1,99	2p	1,99
	-	-	1,99	-	-	-	-
	-	1p	-	-	-	-	-
	-	-	1,83	-	-	-	-
316	311	2p	-	8	1,83	1p	1,82
	-	-	1,72	-	-	-	-
310	312	2p	1,68	2	1,71	1	1,71
006	060	5pш	1,59	5	1,68	3p	1,67
	152	1	-	-	-	-	-

\* ш - широкая линия на дебаграмме, измеренная посередине; p - размытая линия, измеренная в наиболее интенсивной части.

Барремский						Готеривский	
Зубуль-93		Аракань-28		р. Курах-чай-9		Игали-309	
Темно-зеленый		Светло-зеленый		Зеленый		Темно-зеленый	
Неправильной формы, пигментирующий, хорошей сохранности		Неправильный, угловатый, хорошей сохранности		Неправильный, хорошей сохранности		Неправильный, хорошей сохранности	
l da/n		l da/n		l da/n		l da/n	
9	10	11	12	13	14	15	16
10p	10,19	-	-	4p	10,23	-	-
4	5,03	2	5,02	1	5,00	4	5,07
10	4,53	8	4,57	8	5,56	10	4,59
-	-	-	-	-	-	-	-
1	4,24	1	4,25	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	1	4,06	-	-	-	-
5	3,67	8	3,69	8	3,72	8	3,70
9	3,34	10	3,35	10	3,37	9	3,38
-	-	1	3,17	2	3,22	-	-
1	3,08	-	-	-	-	1	3,07
-	-	-	-	-	-	-	-
5	2,86	3	2,85	4	2,90	5	2,88
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
10	2,59	9	2,60	9	2,62	10	2,61
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	2p	2,45	5p	2,47	-	-
-	-	7p	2,40	2p	2,39	5p	2,41
2p	2,27	1p	2,27	1p	2,29	3	2,29
2p	2,20	1p	2,20	1p	2,25	2p	2,20
2p	2,14	1p	2,13	1p	2,13	2p	2,14
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	2p	2,01	3p	2,01
-	-	2p	1,99	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
2p	1,94	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	1p	1,89
-	-	-	-	-	-	-	-
2p	1,82	2p	1,81	2p	1,83	2p	1,83
-	-	-	-	-	-	-	-
1	1,71	-	-	1	1,73	2	1,73
4p	1,66	2p	1,67	2p	1,67	5	1,68
-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
060	-	-	-	6	1,55	1	1,54
061	332	9	1,52	5	1,52	9p	1,52
062	333	-	-	2	1,42	1	1,44
333	-	1	1,39	-	-	-	-
	-	-	-	9	1,38	1	1,38
	117	-	-	-	-	-	-
	400	1	1,277	1	1,277	2	1,271
	008	-	-	-	-	-	-

Таблица 3

Абсолютные возраста осадочных образований Дагестана \*

Номер образца	Место отбора образца	Геологическая эпоха	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{K}$ , %	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	Возраст, млн. лет
Кайнозой						
108	р. Сулак	Чокрак	0,0083	4,73	0,00257	46
602		(миоцен)	0,0140	4,53	0,00453	78
603			0,0080	4,65	0,00252	45
17	Зурама-кент		0,0070	4,45	0,00230	41
18	с. Карабудах-кент		0,0050	4,60	0,00160	29*
43			0,0030	4,08	0,00107	20*
643			0,0120	4,24	0,00415	73
646			0,0084	4,32	0,00285	51
646A			0,0094	4,80	0,00287	52
2	Джинаби	Форамини-	0,0070	3,03	0,00338	58
3	Казмаляр	феровые	0,0100	3,94	0,00372	68
24	с. Хучни	слои	0,0105	6,65	0,00232	42
719		(эоцен)	0,0090	5,98	0,00220	40
720			0,0150	6,41	0,00343	61
721			0,0120	5,98	0,00294	53
722			0,0140	6,65	0,00308	53
724			0,0103	6,71	0,00225	40
725			0,0016	6,65	0,00352	61
1A	с. Губден		0,0152	6,21	0,00358	62

\*Образцы, значения возраста которых отмечены звездочками, требуют тщательного исследования на сохранность радиогенного аргона.

9	10	11	12	13	14	15	16
-	-	-	-	1	1,55	-	-
8p	1,51	4p	1,51	4p	1,53	10	1,53
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	1	1,46
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	2	1,39
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
1p	1,271	1p	1,271	1	1,278	2	1,277
-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 3 (продолжение)

Номер образца	Место отбора образца	Геологическая эпоха	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{K}$ , %	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	Возраст, млн. лет
Мезозой						
1. Верхний мел						
18	с. Касум-кент	Сенон	0,0130	4,67	0,00408	71
29		Маастрихт	0,0170	5,42	0,00459	82
30	с. Касум-кент	Компан	0,0140	4,99	0,00411	71
32		(кровля)	0,0150	5,21	0,00420	72
33		Сангон	0,0160	5,63	0,00416	72
34		Коньяк	0,0192	6,21	0,00450	80
715	с. Хучни	Сеноман	0,0110	3,92	0,00411	71
716			0,0076	3,80	0,00293	54
717			0,0133	4,71	0,00414	73
2. Нижний мел						
23	с. Хучни	Альб	0,0215	5,84	0,00540	95
28-1	с. Мад-жалис		0,0247	5,75	0,00630	110
28-2			0,0241	5,76	0,00613	107
3-16	Салатау		0,0202	4,75	0,00623	108
7	с. Зубутль		0,0150	4,77	0,00461	81
619	с. Зубутль	Альб	0,0080	2,30	0,00510	89
1-1	Иха		0,0058	1,39	0,00615	107
32/65	Ванаша-Махи		0,00290	5,50	0,00773	130
39/2	Мекеги		0,0129	3,19	0,00593	103
39/3	"		0,0110	3,62	0,00446	79
2-6	с. Зубутль		0,0049	1,39	0,00520	91
606	р. Чанти-Аргун		0,0145	5,20	0,00409	71*
1332	Равн. скв. 3Алт (2990-2995)		0,0164	4,12	0,00583	102
273	Степ. скв. 2 (2918-2923)		0,0200	6,00	0,00489	85

Таблица 3 (окончание)

Номер образца	Место отбора образца	Геологическая эпоха	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ нмм <sup>3</sup> /г	$^{40}\text{K}$ , %	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	Возраст, млн. лет
1836	3 (3369-3375)		0,0183	4,56	0,00588	102
б/н	Бажиган, скв. 2 (3353-3358)		0,0110	5,34	0,00302	55*
б/н	Дузлак, скв. 18 (665-671)		0,0120	5,14	0,00342	62*
113			0,0188	4,10	0,00672	117
б/н	Берикей, скв. 12 (1140-1146)		0,0120	4,70	0,00374	65*
57/65	с. Арахкент		0,0240	5,73	0,00614	107
705	р. Цмурчай	Апт	0,0200	4,48	0,00654	113
23	с. Касумкент		0,0220	5,31	0,00607	101
710	р. Ханахчай		0,0185	4,40	0,00616	108
44/65	с. Хучни		0,0290	6,62	0,00642	112
640	с. Губден		0,0188	4,10	0,00672	117
38	Ванаша-		0,0290	5,75	0,00740	129
1	Махи		0,0240	6,14	0,00573	100
44	с. Цудахар		0,0140	3,65	0,00562	98
332	с. Гергебиль		0,0200	5,69	0,00515	90
17/65			0,0130	3,72	0,00512	90
319	с. Чирката		0,0150	4,50	0,00488	85
96	с. Ботлих		0,0170	5,86	0,00425	74*
4			0,0194	4,36	0,00652	113
28-5	с. Маджалис	Баррем-апт	0,0208	4,80	0,00635	110
9	р. Курахчай	Баррем	0,0190	5,00	0,00557	98
20	с. Хучни	Баррем	0,0190	4,50	0,00619	108
39-4	с. Мекеги		0,0206	5,66	0,00533	93
331	с. Гергебиль		0,0230	5,28	0,00639	112
28	с. Аракань		0,0240	5,59	0,00629	110
52	с. Гергебиль		0,0140	4,65	0,00441	78*
98	с. Чирката		0,0141	5,23	0,00395	69*
93	с. Зубутль		0,0220	5,60	0,00576	101
39	с. Харачи		0,0126	3,26	0,00566	100
10-2	с. Карадаг	Готерив	0,0078	2,07	0,00552	96
3-3	г. Салатау		0,0118	3,74	0,00462	81
309	с. Игали		0,0214	5,31	0,00591	103

связан с геологическим временем и термодинамическими условиями, в которых пребывают минералы.

Тщательные минералогические и геохимические исследования наряду с повышением точности и чувствительности измерения малых количеств радиогенного аргона во многом способствовали бы получению более надежных данных абсолютного возраста геологических образований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Х.И. Амирханов, К.С. Магатаев, С.Б. Брандт. Определение абсолютного возраста осадочных минералов радиоактивными методами. — ДАН СССР, 1957, 117, № 4.
2. Х.И. Амирханов, К.С. Магатаев, Г.И. Тимофеева. Результаты определения абсолютного возраста осадочных пород нефтеносных провинций Дагестана. — Труды V сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1958.
3. Х.И. Амирханов, К.С. Магатаев. Об итогах установления абсолютного геологического возраста осадочных образований нефтеносной провинции Дагестана. — Труды V сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1960.
4. Х.И. Амирханов, С.Б. Брандт, Е.Н. Бартницкий. Радиогенный аргон в минералах и горных породах. Махачкала, 1960.
5. Б.А. Казаков. Исследование пригодности глауконитов для определения абсолютного возраста осадочных пород. — Автореф. канд. дис. М., 1963.
6. Н.И. Полевая, Г.А. Казаков и др. Глауконит как индикатор геологического времени. — Геохимия, 1960, № 1.
7. Н.И. Полевая. Шкала абсолютной геохронологии по глауконитам. — Труды ЛАГЕД, вып. 12, 1961.
8. И.М. Рубинштейн. Аргонный метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, 1967.
9. А.М. Магомедов, А.С. Батырмурзаев, Г.Г. Бунин, И.О. Гаргацев, М.Р.-А. Омаров, Б.А. Батыров. Абсолютный возраст нижнемеловых отложений Дагестана. Тезисы докл. XVII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1971.
10. Л.И. Горбунова. Глаукониты нижнемеловых отложений Дагестана. — ДАН СССР, 1960, 130, № 4.
11. Е.П. Соколова. Некоторые структурные и кристаллохимические особенности минералов группы глауконита. — Минералогический сборник, № 2, новая серия, 1961, вып. 45. ВСЕГЕИ.

## ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И СВЯЗЬ С НИМИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Геохронологическому изучению Кавказа, начавшемуся около 20 лет тому назад в Дагестанском филиале АН СССР, уделялось все эти годы большое внимание. Благодаря работам большого коллектива геохронологов и геологов Москвы, Махачкалы и Закавказских республик, а также постоянному руководству этими работами со стороны Г.Д. Афанасьева к настоящему времени создана геохронологическая схема основных магматических комплексов Кавказа, базирующаяся почти исключительно на К-Аг датировках. Многие возраста, полученные для пород Кавказа, вошли в качестве реперных в Геохронологическую шкалу фанерозоя [1].

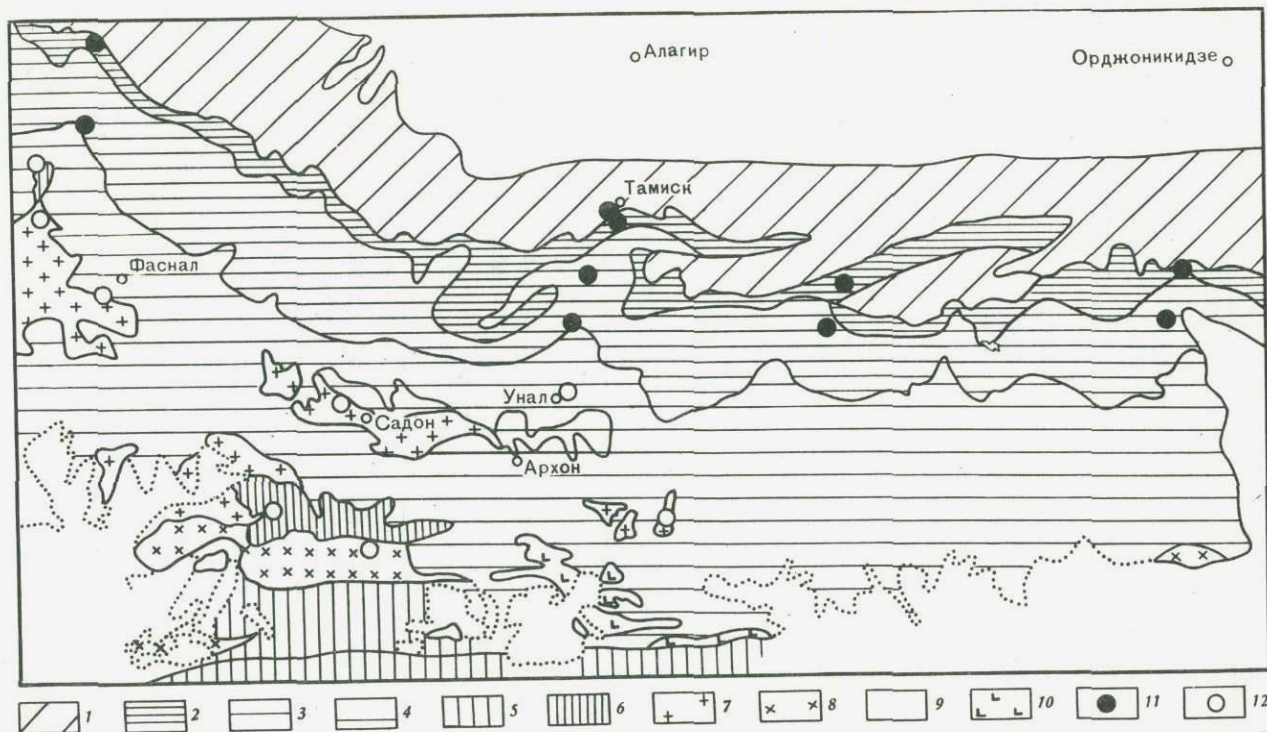
Однако, учитывая исключительную сложность геологической истории Кавказа, огромную роль в магматической деятельности процессов гибридизации и унаследования, было целесообразно применить и другие изотопные методы датирования, в частности классический Рb-U-Th метод.

В нашем институте в течение ряда лет проводились работы по изучению полиметаллических месторождений Северного Кавказа. Для решения вопроса о генезисе месторождений и источнике рудного вещества наряду с другими геохимическими методами был применен свинцово-изотопный метод. Были получены изотопные характеристики рудного свинца полиметаллических месторождений, свинца полевых шпатов различных магматических и метаморфических комплексов Северной Осетии, а также определен изотопным Рb-U-Th методом по аксессуарным циркону абсолютный возраст различных гранитоидов Северного Кавказа.

Древнейшими образованиями рассматриваемого района Северной Осетии являются кристаллические сланцы, реликты которых сохранились среди полей палеозойских гранитоидов. Но и в этих реликтовых участках кристаллические сланцы в большинстве случаев потеряли свой первоначальный облик, превратившись под влиянием гранитоидов в магматизированные гнейсовые породы. Условно эти породы относились к протерозою — нижнему палеозою, однако измерений возраста, превышающих 450 млн. лет, К-Аг методом получено не было (рисунок) [2].

Магматические комплексы Северной Осетии представлены нижнепалеозойскими порфиroidными гранитоидами, кассарскими верхнепалеозойскими гранитоидами и гранодиоритами Теппи, относимыми к неогитрузиям. Из всех этих типов пород в местах, отмеченных на карте, были взяты большие пробы и выделены аксессуарные цирконы, возраст которых определен изотопным Рb-U-Th методом.

Результаты измерения представлены в табл. 1.



Схематическая геологическая карта района развития полиметаллических месторождений Северной Осетии

Осадочные формации: 1 - мел; 2 - верхняя юра, титон; 3 - верхняя юра, оксфорд; 4 - нижняя-средняя юра; 5 - палеозой; 6 - нижний палеозой-прогерозой. Магматические образования: 7 - граниты садонского типа; 8 - кассарские граниты; 9 - теплинские граниты; 10 - габбро-диабазы, порфири-ты. Место взятия проб: 11 - карбонатных пород; 12 - гранитов

Таблица 1

Возраст цирконов из метаморфических и магматических пород Северного Кавказа\*

Порода	Содержание, %			Изотопный состав свинца, %	
	Pb	U	Th	$^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}$
Кристаллический сланец, р. Урух	0,024	0,064	-	0,54	61,44
Мигматизированный кр. сланец, Бурон	0,0088	0,115	0,036	0,13	44,96
Микроклиновый гранит, Садон	0,0091	0,0135	0,075	0,048	79,69
Кассарский гранит	0,008	0,140	-	0,49	63,98
Теплинский гранит	0,0012	0,106	0,056	0,199	72,82
Малкинский гранит	0,0085	0,200	0,11	0,39	60,12
Эльджуртинский гранит	0,00215	0,35	0,12	0,73	52,07

\* Поправка вносилась по изотопному составу свинца соответствующего полевого шпата.

Таблица 1 (окончание)

Порода	Изотопный состав свинца, %		Возраст, млн. лет.			
	$^{207}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{267}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/\text{Th}$
Кристаллический сланец, р. Урух	12,42	25,60	1185	1320	1300	-
Магматизированный кр. сланец, Бурон	4,33	50,58	390	245	250	250
Микроклиновый гранит, Садон	5,01	15,25	384	390	395	380
Кассарский гранит	10,69	24,84	450	250	255	
Теплинский гранит	6,951	20,03	462	60	70	60
Малкинский гранит	9,12	30,73	500	170	190	265
Эльджуртинский гранит	14,39	32,79	-	18	29	20

Две пробы древних кристаллических сланцев сильно различаются между собой. Кристаллические сланцы бассейна р. Урух относительно слабо метаморфизованы, несмотря на то, что в обнажении виден контакт садонского гранита с этими сланцами. Проба взята примерно в 200 м от контакта. Кристаллические сланцы не несут явных признаков перекристаллизации. Содержание циркона в сланце было очень низким ( $\sim 5$  г/т), циркон мелкий, прозрачный со сглаженными головками. Около 20% иного циркона, удлинённого габитуса с четкими кристаллографическими формами.

Для цирконов получены достаточно надежные изотопные данные, подтверждающие его протерозойский возраст по всем изотопным отношениям  $1300 \pm 50$  млн. лет. Такие высокие значения возраста для пород Кавказа получены впервые.

Вторая проба кристаллических сланцев взята из буронской свиты, вблизи выхода кассарских гранитоидов. Очевидно, воздействие кассарского гранита было гораздо более интенсивным, ибо породы превращены в магматизированный гнейс. Циркон на 80% идентичен циркону кассарских гранитов — это прозрачные сиреневатые призматические кристаллы с удлинением  $1/3-1/5$  и четкими кристаллографическими головками. Цифры возраста, полученные для этих цирконов, оказались равными кассарским цирконам — 250 млн. лет по всем  $Pb/U$  и  $Pb/Th$  отношениям. Воздействие гранитоидов было столь интенсивным, что вызвало полную перекристаллизацию цирконов.

Для других магматических комплексов Северной Осетии получены значения возраста, согласующиеся с геологическими представлениями об их возрастном положении. Это  $390 \pm 10$  млн. лет для нижнепалеозойского садонского гранита (крупные по размеру  $\sim 0,3$  мм, короткостолбчатые, призматические зерна циркона),  $250 \pm 5$  млн. лет для верхнепалеозойских кассарских гранитов и  $60 \pm 20$  млн. лет для Теплинской неинтрузии (очень мелкий циркон  $\sim 0,05-0,1$  мм, прозрачные сиреневатые короткостолбчатые кристаллы со сглаженными ребрами).

Завышенное значение возраста по отношению  $^{207}Pb/^{206}Pb$ , несмотря на большую ошибку для молодых образований в определении  $^{207}Pb$ , говорит об унаследованном характере магматизма, о формировании гранитоидов на месте и за счет более древних пород.

Был измерен возраст по акцессорным цирконам двух гранитоидов Северного Кавказа, достаточно удаленных от Северной Осетии. Это малкинский гранит, относимый к верхнепалеозойской формации северных гранитов, и кайнозойский эльджуртинский гранит.

Вмешают малкинский гранит метаморфические сланцы, которые условно относятся к палеозою; верхняя возрастная граница определяется трансгрессивным налеганием на граниты отложений нижнего триаса. К-Аг возраст массива — 260–280 млн. лет.

Проба гранита, взятая в Долине Нарзана, была представлена крупнозернистым красным гранитом, достаточно сильно затронутым вторичными изменениями.

Как видно из табл. 1, Pb-Th возраст в 265 млн. лет отвечает как геологическому положению массива, так и K-Ar датировкам, Pb-U цифры возраста значительно занижены. Поскольку в районе сильно проявлены процессы, связанные с кайнозойской активизацией, Pb-U система в цирконе, очевидно, была затронута этим процессом. Возможно, имела место дополнительная сорбция урана на поверхности зерен циркона, вызвавшая занижение Pb-U цифр возраста.

Нами был изучен также возраст эльджуртинского гранита, расположенного в долине р. Баксан в районе Тырнауза. Кайнозойские гранитоиды района Тырнауза представлены двумя резко различающимися типами пород — это лейкократовые мелкозернистые гранито-порфиры, образующие штоковое тело "Паук", с которым непосредственно связывают главную фазу Mo-W рудогена, и нормальные среднезернистые порфировидные граниты собственно эльджуртинского массива. Ряд исследователей отмечает многоэтапность формирования гранита, причем наложение пегматоидного этапа, по данным А.В. Пэка [3], обусловило преобразование первичных гранитоидов в порфировидные граниты. Относительный возраст эльджуртинского гранита определяется тем, что с ним связан контактовый метаморфизм нижнеюрской мукуланской свиты. Абсолютный возраст гранита измерялся многократно по мере совершенствования метода. Были получены значения возраста от 100 до 2 млн. лет. Последнее измерение было выполнено в нескольких лабораториях и считается достаточно надежным. Возраст гранит-порфира "Паук" составляет 20 млн. лет [4].

Было значительной дерзостью пытаться измерить возраст кайнозойской интрузии Pb-U-Th методом по акцессорному цирконю. Однако как по Pb/U, так и по Pb/Th отношению были получены сходные значения возраста в  $18 \pm 2$  млн. лет.

Нами не изучались специально геология и петрология массива, мы затрудняемся однозначно интерпретировать полученные нами значения возраста: являются ли они указанием на более древний реликтовый характер циркона (имеющего исключительно свежий магматический облик) либо говорят об одновозрастности гранито-порфиров "Паук" и эльджуртинских гранитов, а также о полной переработке породообразующих минералов в более позднее время. Ответ на эти вопросы должна дать петрология.

Полиметаллическое оруденение Садонского рудного поля, представленное гидротермальной кварц-сфалерит-галенитовой ассоциацией, встречается в породах разного состава и возраста: в кристаллических породах палеозоя-докембрия, в вулканогенной и песчаносланцевой толщах нижней и средней юры. Основная масса руд приурочена к породам, отвечающим по составу микроклиновым гранитам — к гранитам садонского типа. Представления геологов о возрасте и генезисе полиметаллической минерализации различны [5-7].

Чтобы подойти к вопросам источника рудного вещества и возраста оруденения, был изучен изотопный состав свинца полевых

Таблица 2

Изотопный состав свинца полевых шпатов из различных пород Северной Осетии

Место отбора, порода	Изотопные отношения			Содержание Pb% · 10 <sup>-3</sup>
	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	
Кристаллический сланец, Бурон	18,51	15,66	38,59	1,75
Граниты садонского типа, Садон	18,30	15,60	38,28	1,70
	18,54	15,70	38,62	3,20
	18,46	15,67	38,55	
р. Фиагдон	18,50	15,72	38,58	2,20
Фаснал	18,01	15,40	37,96	2,0
	18,17	15,66	38,35	4,0
Кассарский гранит	18,36	15,68	38,53	
Теплинский гранит	18,62	15,66	38,67	2,20
Среднее	18,35	15,67	38,33	
Свинец галенитов полиметаллических месторождений [8]	18,36	15,81	38,63	
Северная Осетия [9]	18,59	15,75	38,73	

шпатов различных магматических комплексов данного региона. В табл. 2 приведены эти данные, а также дана средняя величина изотопного состава свинца руд по данным А.И. Тугаринова [8] и Л.В. Комлева [9]. Следует заметить, что изотопный состав свинца руд очень постоянен вне зависимости от возраста и состава вмещающих пород, что может говорить о едином источнике свинца всех полиметаллических месторождений Северной Осетии. Возраст галенитов по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , рассчитанный по методу Холмса-Гаутерманса, составил 450 млн. лет, по отношениям  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  по методу Рассела-Фаркуара-Каминга - 375 и 380 млн. лет соответственно [10]. Поскольку возраст оруденения несомненно значительно моложе, эти древние значения скорее указывают на источник свинца, т.е. на заимствование его из более древних пород.

При рассмотрении табл. 2 наблюдается удивительное сходство изотопного состава свинца всех магматических проявлений района и тождественность его изотопному составу свинца галенитов полиметаллических месторождений. Эти данные позволили нам предположить в качестве возможного источника свинца полиметаллических

Таблица 3

Изотопный состав свинца карбонатов верхней юры Северной Осетии

Место отбора образца	Содержание, % · 10 <sup>-4</sup>		Измеренные изотопные соотношения свинца			Исправленные на распад	
	Pb	U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb
Разрез по Тереку:							
оксфорд	0,40	0,70	21,26	15,86	38,08	18,68	15,73
титон	0,35	0,22	19,33	15,76	39,10	18,34	15,71
Разрез по Фиа- гонду:							
оксфорд	1,0	0,15	18,62	15,64	38,38	18,40	15,63
титон	0,50	0,85	20,96	15,75	38,61	18,40	15,63
Разрез по Ардону:							
оксфорд	6,0	0,10	18,32	16,60	38,30	18,33	15,60
оксфорд	2,0	0,30	18,55	15,69	38,62	18,33	15,68
титон	0,50	2,0	24,85	15,94	38,53	18,49	15,62
титон	0,50	3,3	29,53	16,21	38,37	18,44	15,66
Разрез по Уруху:							
оксфорд	0,8	0,20	18,68	15,66	38,63	18,32	15,64
титон	1,1	1,0	19,87	15,82	38,65	18,49	15,75

месторождений граниты садонского типа, которые в результате расплавления значительных масс более древних пород создали резервуар свинца усредненного изотопного состава [11].

Процессом, связанным с миграцией свинца из гранитов в рудные залежи, мог быть интенсивный калиевый метасоматоз, широко проявленный в районе рудных залежей и датированный К-Аг методом по микроклинам в 150 млн. лет. Наблюдаемая явная связь интенсивности микроклинизации и масштабов месторождения говорит о генетической связи процесса рудообразования с калиевым метасоматозом в гранитоидах.

К-метасоматоз, что хорошо видно при изучении шлифов, затронул в основном полевошпатовую часть породы, не затронув аксессуарной минерализации, не усреднив, таким образом, изотопный состав свинца породы за счет радиогенной добавки аксессуариев, возраст которой остается равным 400 млн. лет. Такой же возраст, как отмечалось выше, имеют и галениты полиметаллических месторождений, подтверждая тем самым наши представления о том, что прямым источником рудного свинца явились граниты садонского типа. Возраст в 150 млн. лет, установленный для микроклинов и отвечающий средней юре, по-видимому, соответствует возрасту оруденения.

Дополнительным подтверждением того, что процесс рудообразования закончился в верхней коре, служат наши данные по измерению изотопного состава свинца верхнеюрских карбонатных пород Северного Кавказа. Как известно, карбонатные породы — хорошие индикаторы, отражающие содержание свинца и его изотопный состав в бассейне осадкообразования.

Нами были собраны образцы карбонатов из обнажений по рекам Тереху, Фиагдону, Ардону и Уруху. Данные по содержанию свинца, урана, изотопному составу свинца за вычетом радиогенной добавки свинца вследствие распада урана приведены в табл. 3.

Наблюдается резкое падение содержания свинца на границе оксфорд-титон верхней юры, достигающее в разрезе р. Ардон целого порядка. Поскольку одновременно возрастает содержание урана в карбонатах титона, связанное, очевидно, с другими фаціальными условиями накопления этих осадков, о чем свидетельствует значительно большее содержание органики в карбонатах титона, отношение свинца к урану меняется иногда больше чем в 100 раз.

Соответственно происходит резкое изменение изотопного состава свинца, возрастание радиогенной добавки в свинце из карбонатов титона. Однако изотопный состав свинца, исправленный на радиогенную добавку за счет распада урана, почти точно отвечает изотопному составу свинца руд полиметаллических месторождений Северной Осетии.

Таким образом, и по этим данным можно ограничить верхний предел времени формирования месторождений рубежом оксфорд-титон верхней юры, когда уже был полностью исчерпан свинец в бассейне осадкообразования.

## ЛИТЕРАТУРА

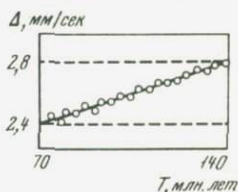
1. Г.Д. Афанасьев, Р.Н. Абдуллаев, Г.П. Багдасарян, К.Г. Кнорре, М.М. Рубинштейн, З.В. Студеникова. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. XXI сессия МГК. Доклады сов. геологов, 1960.
2. Г.Д. Афанасьев. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. – Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 20, 1958.
3. А.В. Пэк. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз. – Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 56, 1962.
4. А.М. Борсук, М.М. Аракелянц, Л.Л. Шанин. Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового рудогенеза на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 2.
5. П.С. Саакян, К.И. Лягин. Основные черты металлогении Центрального Кавказа. Госгеолиздат, 1941.
6. Геология свинцово-цинковых месторождений Кавказа и закономерности их размещения. Госгеолиздат, 1962.
7. В.Б. Черницын, В.Л. Андрущук, Н.Ф. Рубцов. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. "Недра", 1971.
8. А.И. Тугаринов, С.И. Зыков. Об изотопном составе свинца рудных месторождений Кавказа и Средней Азии. – Бюл. Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций, вып. IV, 1961.
9. Л.В. Комлев, С.И. Данилевич, М.С. Филиппов, Т.Н. Андрейкѳва. Изотопный состав свинца галенитов рудных месторождений Северного Кавказа. – Геохимия, 1973, № 11.
10. Рассел, Р. Фаркуар. Изотопы свинца в геологии. ИЛ, 1962.
11. А.И. Тугаринов, Е.В. Бибилова, Т.В. Грачева, З.М. Моторина, В.А. Макаров. – Геохимия, 1975, № 8.

## СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ДАГЕСТАНА (ПО К-АГ И ЯГР)

Определение абсолютного возраста магматических пород Дагестана представляет практический интерес, так как с ними пространственно связаны проявления медноколчеданных и полиметаллических руд, время формирования которых до сих пор практически не установлено. Для определения возраста и исследования физических параметров было отобрано около двадцати образцов изверженных пород сложных даек Хнов-Борчинского рудного района (Южный Дагестан), которые играют важную роль в локализации оруденения. Относительно возраста дайкового комплекса Горного Дагестана существуют различные мнения. Ряд исследователей считает их верхнеалленскими, другие связывают время внедрения даек с предкелловейским этапом складчатости. Последними работами устанавливается наличие трех комплексов: позднеарского, позднеалленского, предверхнеюрского [1]. Возраст даек получен как К-Аг методом, так и по данным ядерной гамма-резонансной спектроскопии (ЯГР). В основу метода ЯГР положена найденная корреляция между возрастом минерала и величиной квадрупольного расщепления ядерных уровней железа [1].

Мессбауэровские спектры железа снимались на установке ЯГРС-4 с многоканальным анализатором АИ-256, в качестве источника использовался  $^{57}\text{Co}$  на подложке из платины [2]. Мессбауэровские спектры соединений железа для даек, снятые при комнатной температуре, представлены в основном асимметричным квадрупольным дублетом, параметры которого хорошо согласуются с данными для иона  $\text{Fe}^{2+}$  в высокоспиновом состоянии в октаэдрической координации. Величина квадрупольного расщепления у даек меняется в диапазоне 2,4–2,7 мм/сек. Зная относительный возраст даек (мел) и диапазон изменений величины квадрупольного расщепления  $\Delta$  во времени, строим кривую функциональной зависимости, где  $\Delta = f(T)$ .

Возраст исследуемых образцов можно подсчитывать или по методу наименьших квадратов, или графически (см. рисунок).



Зависимость квадрупольного расщепления железа от возраста минерала

Датирование серии образцов методом ЯГР дает хорошее соответствие с данными калий-аргонового метода для тех же образцов (табл.) [2].

Из двадцати исследованных образцов только четыре (в табл. подчеркнуты) дали расхождение в значениях возраста. Сопоставле-

Сравнительные данные абсолютного возраста (2) и возраста, подсчитанного по методу ЯГР (1)

Образец	Квадрупольное расщепление, мм/сек	Возраст, млн. лет		Образец	Квадрупольное расщепление, мм/сек	Возраст, млн. лет	
		1	2			1	2
51-1	2,48± 0,02	87	86	57-3	2,62	124	137
51-3	2,54	100	135	57-5	2,57	110	110
51-5	2,60	114	127	57-7	2,63	125	129
51-7	2,60	114	108	57-2	2,55	102	97
51-8	2,76	145	142	51-10	2,52	95	95
51-9	2,67	134	136	57-8	2,61	116	110
51-2	2,58	110	107	51-11	2,71	139	132
51-12	2,67	130	132	51-4	2,58	110	105
				51-6	2,61	121	138

ние цифр возрастов, полученных обоими методами, позволяет использовать метод ЯГР в качестве контрольно-проверочного метода при датировании железосодержащих минералов и горных пород. Применение гамма-резонансной спектроскопии в целях геохронологии является принципиально новым направлением в прикладной радио-спектроскопии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Н.Г.Родзянко, И.Б.Полищук, В.Г.Рылов. Геолого-геохимические особенности и условия формирования медноколчеданного оруденения нового генетического типа (типа Кизил-Дере). - Изв. Северо-Кавказского научного центра Высшей школы (естественные науки), 1974, № 1.
2. Х.И.Амирханов, Л.К.Анохина. Исследование квадрупольного расщепления мессбауэровских спектров Fe<sup>57</sup> в разновозрастных минералах. - ДАН СССР, 1974, 218, № 4.
3. Х.И.Амирханов, Л.К.Анохина, Н.К.Паливода, Р.М.Чалабов, Р.У.Габитова, Ш.И.Алиев. Применение эффекта Мессбауэра для датирования руд и оценки гермодинамических условий их образования. - ДАН СССР, 1975, 223, № 5.

Х. И. Амирханов, Л. К. Анохина, К. Г. Самышкина,  
Р. У. Габитова, Р. М. Чалабов, Ш. М. Алиев

## ДАТИРОВАНИЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦОВ ДАГЕСТАНА МЕТОДОМ ЯГР

Датирование возраста осадочных горных пород методами ядерной геохронологии связано с большими трудностями. Данное обстоятельство следует объяснить незначительным содержанием в них радиоактивного вещества и продуктов их распада. Железо в осадочных породах сохранено и в зависимости от старения переходит из одного состояния в другое, т.е. происходит изменение его валентного состояния. Установленная корреляция между квадрупольным расщеплением железа  $\Delta$  мм/сек и возрастом минерала вошла в основу создания контрольно-проверочного метода определения возраста минералов и горных пород. Сопоставление данных относительного геологического возраста и данных абсолютного возраста дает хорошую сходимость с результатами, полученными по нашей методике [1,2].

Для определения абсолютного возраста пород методом ЯГР по железу были отобраны образцы различного геологического возраста, начиная с отложений триаса и кончая отложениями неогена. Геологический возраст исследуемых образцов подтвержден определением палеонтологических остатков: двустворок аммонитов, фораминифер, остракод, харовых водорослей и плацентарных животных из отряда хоботных китообразных. Исследовался образец породы, соскобленной с зуба Южного слона.

Нахождение остатков Южного слона связано с пограничными слоями между понтон и мэтисом. Абсолютный возраст осадков, где захоронен череп слона, ограничивается пределами 3,4–1,5 млн. лет, методом ЯГР по железу возраст породы из зуба датируется 1,5 млн. лет. Таким образом, контрольное исследование проведено по 19 образцам (таблица). Результаты определения возраста контрольных образцов, точно установленного по палеонтологическим находкам,

Сопоставление определений геологического возраста пород

Место отбора образца	Образец, скв. и интервал отбора керна	Относительный геологический возраст	Абсолютный возраст по аргону, млн. лет	$\Delta$ , мм/сек	Определение абсол. геол. возраста методом ЯГР по железу
Северный Кочубей	Скв. №2 4252– 4257	Триас верхя.	216– 200	0,71	215
Там же	Скв. №2 4390– 4396	Средний триас	2260– 2160	0,72	220

Таблица (окончание)

Место отбора образца	Образец скв. и интервал отбора керна	Относительный геологический возраст	Абсолютный возраст по аргону, млн. лет	$\Delta$ , мм/сек	Определение абсол. геол. возраста методом ЯГФ по железу
Северный Кочубей	Скв. № 2	Юра нижн.	204,5-	2,68	211
	4156-4164	Триас верхн.	200		
Там же	Скв. № 2	Байос	175,8-	0,56	173
	3562-3570	верхн.	170,1		
с. Гуниб	143	Келловей сред.	165,0-159,0	1,82	164
р. Ханах-чай		Готерив	131,4-129,4	0,67	130
р. Цмур-чай		Баррем	129,4-123,9	0,63	123
р. Шмур-чай	33-а	Апт нижн.	123,9-118,7	0,59	118
с. Анди	2142	Апт нижн.	123,9-118,7	2,65-2,55	123
с. Анди	2112	Апт верх.	123,9-118,7	0,58-2,48	119
с. Анди		Апт нижн.	123,9-118,7	2,15-0,62	121
с. Бурдеки	2174	Апт нижн.	123,9-118,7	0,62	121
с. Гергебиль	760	Альб сред.	118,7-113,0	2,11-0,60	113
		Турон нижн.	105,6-97,5	0,55	100
с. Ванаша-Махи	4448	Альб сред.	118,7-113,0	0,10	113
Там же	4438	Коньяк	97,3-91,6	0,50	91
с. Акуша		Мааст. верх.	79,0-71,5	0,42	71
с. Андре-Аул	Зуб Южного слона		3,4-1,5	0,63	1,5
г. Дербент	Ребра кита	Апшерон	3,4-1,0	0,58	1,3

увязанные с определением абсолютного возраста по аргону и данными определения методом ЯГР по железу, дают хорошую сопоставимость результатов.

Этот метод имеет неопределимое значение в установлении геологического возраста пород при расчленении разрезов скважин глубокого разведочного бурения. Особенно важны результаты определения абсолютного возраста по указанному методу в отложениях триаса, где содержатся очень редкие ископаемые остатки или же их вовсе нет. Предложенный метод будет способствовать эффективному развитию геологопоисковых работ на нефть и газ в отложениях триаса на территории Дагестана.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Х.И. Амирханов, Л.К. Анохина, Исследование квадрупольного расщепления мессбауэровских спектров  $Fe^{57}$  в разновозрастных минералах, - ДАН СССР, 1974, 218, № 4.
2. Х.И. Амирханов, Л.К. Анохина, А.С. Батырмурзаев. Сравнительные данные абсолютного возраста изверженных пород Дагестана (по К-Аг и ЯГР). - Наст. сборник.

## ПРИМЕНЕНИЕ Rb-Sr МЕТОДА ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ ПОРОД ГРУЗИИ

Дзирульский и Храмский массивы представляют тектонические поднятия, являющиеся частями Закавказского срединного массива, расположенного между складчатыми системами Большого и Малого Кавказа. Этот срединный массив в значительной степени перекрыт осадочным чехлом, сложенным верхнепалеозойскими и более молодыми породами, и выступает на поверхность лишь в нескольких местах.

Метаморфические сланцы Дзирульского массива. Дзирульский кристаллический массив занимает обширную часть водораздельного пространства между реками Рионом и Курой. Он сложен главным образом гранитоидами, а также амфиболитами, габброидами и разнообразными сланцами. Наиболее древней в Дзирульском массиве является свита кристаллических сланцев, составленная двуслюдяными гнейсо-сланцами, биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и амфиболитами.

Метаморфизованная вулканогенно-осадочная толща так называемых метаморфических сланцев (филлигов), сложенная разнообразными по составу серицитовыми, хлоритовыми, актинолитовыми и эпидот-актинолитовыми сланцами, песчаниками, порфиригами, кварцитами и мраморизованными известняками, считается занимающей более высокое положение в стратиграфическом разрезе и литологически изучена весьма детально [1-3, 16, 18, 19, 27, 28, 36, 37]. Породы свиты нигде не соприкасаются непосредственно с кристаллическими сланцами. В связи с этим по вопросу о взаимоотношениях свит кристаллических и метаморфических сланцев, и следовательно о нижней стратиграфической границе свиты метаморфических сланцев, в литературе нет единого мнения.

Большая группа исследователей [9, 15, 29, 36, 37] полагает, что кристаллические сланцы и филлиты составляли единую и непрерывную геосинклинальную последовательность, в которой филлиты занимали верхние горизонты. П. Ф. Киласония [25, 26] также считает обе свиты образованными во время одного и того же седиментационного цикла.

Ряд авторов [17-19, 21, 27, 28, 32, 35] придерживается другого взгляда, согласно которому материнские породы кристаллических сланцев значительно древнее материнских пород свиты филлитов и отделены от них крупным перерывом.

Нижнекембрийский возраст свиты метаморфических сланцев установлен еще в 1931 г. на основании находки фауны археоциат в линзах карбонатных фаций свиты [7] и недавно подтвержден обнаружением в те же породы нижнекембрийских катаграфий [27, 28].

Верхняя стратиграфическая граница свиты метаморфических сланцев определяется прорыванием их розовыми микроклиновыми грани-

тами [13,18,21,28]. Интрузивное воздействие гранитов на сланцы привело к ороговикованию и фельдшпатизации последних [37]. Внедрение гранитов было сопряжено со складчатостью и метаморфизмом, проходившим в основном в условиях зеленосланцевой фации [1-3, 22]. Относительно характера метаморфизма и особенно его связи с метаморфизмом свиты кристаллических сланцев существует резкое различие мнений. Преобладает точка зрения о прогрессивном метаморфизме свиты филлитов. Некоторые ее приверженцы [9,29,36, 37], основываясь на концепции непрерывности стратиграфического разреза материнских пород кристаллических и метаморфических сланцев, предполагают единый этап метаморфизма для обеих групп пород. При этом неоднородность степени метаморфизма (амфиболитовая фация для кристаллических сланцев и зеленосланцевая фация для филлитов) связывается с различием стратиграфических уровней, занимаемых исходными породами. Другая часть исследователей, считающих метаморфизм свиты филлитов прогрессивным [18,19,21, 22,27,28], рассматривает его как самостоятельный этап, заканчивающийся периодом геосинклинального развития толщи и отделенный большим промежутком времени от этапа метаморфизма, приведшего к образованию свиты кристаллических сланцев. Кроме того, существует представление [25, 26] о филлитах как о филлонитах, образовавшихся при милонитизации и диафорезе кристаллических сланцев в зоне разлома. Это представление не выглядит убедительным, находясь в явном противоречии с данными [1,2,7,18,19,36,37], свидетельствующими о слоистом строении толщи и присутствии в ней многочисленных реликтов почти неметаморфизованных аргиллитов, песчаников и туфов.

Границы Храмского массива. Храмский кристаллический массив расположен в 90 км к юго-западу от г.Тбилиси. Наиболее древние породы массива представлены кристаллическими сланцами и мигматитами [4,12,24], связанными постепенными переходами с кварцдиоритовыми пара- и ортогнейсами, которым Г.М. Заридзе [16] условно приписывал раннепалеозойский (каледонский) возраст. Гнейсы секутся дайками основных пород.

К более поздним образованиям относятся, по-видимому, разновозрастные [20,35] розовые и серые гранитоиды, содержащие переменные количества калиевого полевого шпата. Т.Г. Казакишвили [24] и Ш.А. Адамия [4] считают их имеющими интрузивное происхождение, тогда как Г.М. Заридзе и Н.Ф. Татришвили [16,21,23] полагают, что граниты (предположительно герцинского возраста) образовались путем метасоматической гранитизации за счет кварцдиоритовых пара- и ортогнейсов и секущих их основных магматических пород.

Граниты в свою очередь секутся основными породами: диабазами, порфиритами, габбро-порфиритами и габбро-диабазами. Все эти образования перекрываются вулканогенно-осадочной свитой так называемых нижних туффигов, палеонтологически датированной карбоном.

Содержания Rb и Sr определялись масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления. Изотопное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вычислялось из результатов анализа с добавлением индикатора, обогащенного  $^{84}\text{Sr}$ . Нормализация измеренных значений изотопных отношений к величине  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$  осуществлялась с использованием расчетных формул двойного изотопного разбавления. Вычисленные значения нормализованных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  затем корректировались с учетом отличия полученного в ходе настоящей работы среднего значения нормализованного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7082 \pm 0,0005$  ( $1\sigma$ ) в стандарте Массачусеттского технологического института ( $\text{SrCO}_3$ , Эймер и Аменд, партия № 492327) от значения 0,7080, считающегося лучшим для этого стандарта. Подробности методики были описаны ранее [10].

Вычисление возраста после графического представления результатов в системе координат  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  производилось полиномиальным методом наименьших квадратов [38,40,41] на ЭВМ М-222 с помощью специально составленной программы. Использовалось значение константы распада  $^{87}\text{Rb}$ , равное  $1,39 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ . Указанные погрешности возраста и первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  соответствуют одному стандартному отклонению.

Образцы пород в целом из свиты метаморфических сланцев Дзиркульского массива были взяты на восточной оконечности массива в долине р.Лопанис-Цкали вблизи с.Цнелиси, где породы свиты протягиваются в виде 14-километровой полосы с максимальной шириной 1,5 км. Образцы представляли собой хлорит-слодяные и кварц-слодяные сланцы, некоторые из них с отчетливо выраженными поверхностями выветривания. Аналитические результаты представлены в табл.1, из которой видно, что точки, представляющие образцы пород в целом, не образуют единой линейной последовательности.

Группировка точек по четыре (1-Г, 5-Г, 7-Г, 8-Г и 1-Г, 5-Г, 6-Г, 7-Г) приводит к получению двух прямых регрессии. Для оценки соответствия указанных совокупностей образцов изохронной модели может быть использована величина среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО), которая не должна статистически превышать единицу, если разброс точек около аппроксимирующей прямой линии обусловлен только экспериментальными ошибками [38, 40]. Это наблюдается для образцов 1-Г, 5-Г, 7-Г и 8-Г, и вычисленный возраст равен  $310 \pm 5$  млн.лет при первичном отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равном  $0,7187 \pm 0,0011$ . В то же время для совокупности, включающей образцы 1-Г, 5-Г, 6-Г и 7-Г, СКВО равно 24,3, и поэтому соответствующая линия регрессии на рис.1 представляет собой эрохрону [11,39], т.е. линию, разброс точек около которой определяется не только экспериментальными ошибками, но и геохимическими причинами. Данные согласуются со статистической эрохронной моделью П.Макинтайра [38], которая подразумевает неко-

Аналитические данные

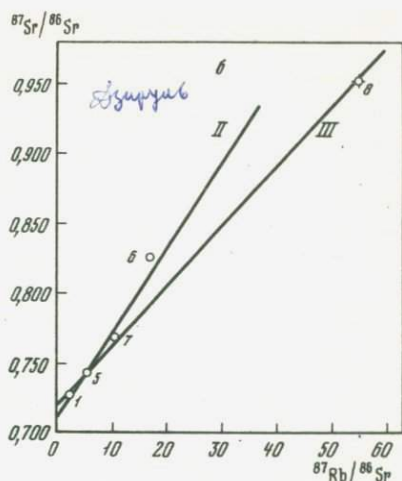
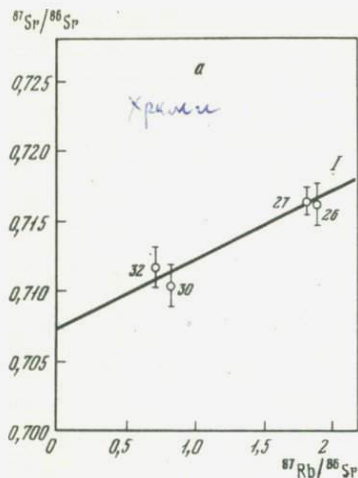
Образец	Rb,мкг/г	Sr общ, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Филлиты Дзиркульского массива				
1-Г	80,5	90,6	2,576	0,7277
5-Г	95,7	50,4	5,58	0,7427
6-Г	217,6	37,9	16,81	0,8261
7-Г	241,6	66,5	10,58	0,7678
8-Г	191,0	10,36	54,68	0,9530
Граниты Храмского массива				
26-Г	114,7	177,7	1,871	0,7163
27-Г	115,3	185,8	1,797	0,7177
30-Г	65,1	234,3	0,804	0,7104
32-Г	104,2	429,1	0,703	0,7117

горую дифференциальную миграцию Rb и Sr из образцов либо небольшие различия возраста последних. Параметры регрессии при этом соответствуют возрасту  $430 \pm 55$  млн. лет и первичному отношению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равному  $0,7115 \pm 0,0037$ .

Авторы, изучавшие породы свиты метаморфических сланцев Дзиркульского массива [2,7,9,14,28], указывают на различную степень метаморфизма пород. Нередко более или менее метаморфизованные песчаники и туфы переслаиваются с породами, полностью перекристаллизованными и содержащими более высокотемпературные минералы, в которых отсутствуют признаки осадочной породы. С другой стороны, отмечается зачастую очень слабая перекристаллизация первоначального субстрата, выражающаяся в присутствии глинистых частиц. По-видимому, такая гетерогенность интенсивности метаморфизма является результатом дифференциального воздействия летучих, что, в частности, было обусловлено неравномерным содержанием воды в породах [2]. Из изложенного следует, что две упомянутые линии регрессии могут отвечать времени диагенеза (или эпигенеза) и последующего прогрессивного регионального метаморфизма пород свиты филлитов в зависимости от степени метаморфического изменения проанализированных образцов.

Возраст  $310 \pm 5$  млн. лет, по-видимому, соответствует времени метаморфизма пород свиты. Это значение хорошо согласуется с K-Ar возрастными датировками мусковитов из пегматитов, ассоциированных с розовыми гранитами, а также с K-Ar возрастными датировками биогита и мусковита из слюдястых сланцев Дзиркульского массива [31] и отвечает позднему карбону [6].

При оценке геохронологического смысла значения возраста  $430 \pm 55$  млн. лет следует принять во внимание то обстоятельство, что



Эволюционная диаграмма для гранитоидов Храмовского (а) и Дзируль-ского (б) массивов (образцы пород в целом)

I -  $360 \pm 90$  млн. лет, II -  $430 \pm 85$  млн. лет, III -  $310 \pm 5$  млн. лет

точки образцов 1-Г, 5-Г и 7-Г в пределах погрешности измерения лежат также на прямой регрессии, соответствующей возрасту  $310 \pm 5$  млн. лет. Ясно, что во время метаморфизма Rb-Sr системы в упомянутых образцах были частично или полностью перестроены, и эта перестройка, вероятно, коснулась и Rb-Sr системы в образце 6-Г. Поэтому обработка данных с помощью модели II кажется оправданной с геохимической точки зрения. Вычисленный возраст  $430 \pm 55$  млн. лет ниже, чем установленный на основании палеонтологических данных, что вполне объяснимо в связи с предполагаемым в модели II частичным открытием Rb-Sr систем на каком-либо этапе геологической истории образцов.

Таким образом, полученные результаты не противоречат принятию кембрийского возраста для исходных пород свиты филлигов и показывают, что метаморфизм этих пород происходил в герцинское, а не в каледонское время, как считают Д. Кожухаров и И. Боянов [27, 28].

Образцы серых массивных гранитов и гранодиоритов Храмовского массива были взяты на левом берегу р. Храмы вблизи генераторной станции Храм ГЭС-1. Гранитоиды представляли собой мелко- и среднезернистые породы, содержащие в основном калиевый полевой шпат, плагиоклаз кислого состава и кварц, а временами мусковит, биогит и роговую обманку. Аналитические данные для образцов пород в целом представлены в таблице и приведены на эволюционной диаграмме (см. рис.). Наклон изохроны соответствует возрасту  $355 \pm 85$  млн. лет при первичном отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7073 \pm 0,0018$  и СКВО = 0,47.

Возраст  $355 \pm 85$  млн. лет превышает значения K-Ar возраста (135–295 млн. лет), полученные ранее для валовых проб и полевошпатовых и роговообманковых фракций гранитоидов Храмского массива [5,30,31], и позволяет огнести время становления серых гранитов и гранодиоритов к карбону [6]. Такое заключение не противоречит представлениям [16,21,23,30] о герцинском возрасте гранитоидов Храмского массива и согласуется со стратиграфическими соотношениями с учетом нахождения карбоновой фауны и флоры в толще "нижних туффигов" [8,33,34].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. М.Б. Абесадзе. Метаморфизм туфогенных образований нижнепалеозойских метаморфических сланцев Дзирульского массива. – Сообщ. АН ГрузССР, 1967, 45, № 3.
2. М.Б. Абесадзе. О процессах метаморфизма в нижнепалеозойских метаморфических сланцах Дзирульского массива. – Сообщ. АН ГрузССР, 1968, 50, № 1.
3. М.Б. Абесадзе. О явлениях метаморфической дифференциации в нижнепалеозойских сланцах Дзирульского массива. – Сообщ. АН ГрузССР, 1968, 50, № 2.
4. Ш.А. Адамия. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси, 1968.
5. Г.Д. Афанасьев, Р.Н. Абдуллаев, Г.П. Багдасарян, Г.К. Кнорре, М.М. Рубинштейн, З.В. Студеникова. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. – В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций, 21 сессия, МГК. Докл. сов. геол. Пробл. 3, М., 1960.
6. Г.Д. Афанасьев, Г.П. Багдасарян, Л.И. Боровиков, А.П. Виноградов, М.А. Гаррис, Э.К. Герлинг, С.И. Зыков, Г.А. Казаков, Б.М. Келлер, Л.М. Комлев, А.Я. Крылов, В.К. Монич, С.В. Обручев, Л.Н. Овчинников, Н.И. Полевая, Ю.И. Половинкина, М.М. Рубинштейн, Н.П. Семененко, Т.П. Семенова, И.Е. Старик, А.И. Тугаринов, Л.В. Фирсов, И.Х. Хамрабаев, Л.Л. Шанин, Д.И. Щербанов. Геохронологическая шкала в абсолютном летосчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. – В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций, 22 сессия, МГК. Докл. сов. геол. Пробл. 3, М., 1964.
7. Г.П. Барсанов. Нижний кембрий в Закавказье. – Изв. АН СССР, отд. мат. и естеств. наук, 1931, № 9.
8. А.А. Белов. Новые данные по геологии палеозоя Храмского массива Южной Грузии. – Изв. вузов, Сер. геол. и разв., 1967, № 12.
9. Д.С. Белянкин, В.П. Петров. Петрография Грузии. М.–Л., 1945.
10. Э.С. Варшавская, И.М. Горохов, И.Н. Крылов, Э.П. Кутявин, С.П. Самсонов. Методика определения рубидия и стронция для геохронологических исследований. – В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М., 1975.
11. И.М. Горохов. Классификация графических зависимостей в геохронологии. – В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов. М., 1973.
12. Ш.И. Джавахишвили. Некоторые результаты сравнительного изучения Локского и Храмского массивов. – Сообщ. АН ГрузССР, 1962, 29, № 5.
13. Ш.И. Джавахишвили. Докембрий и нижний палеозой. Дзирульская зона поднятия. – В кн.: Геология СССР. М., 1964.

14. Ш.И. Джавахишвили. Кристаллические сланцы южного склона Большого Кавказа. - Труды Геол. ин-та АН ГрузССР, 1970, вып. 23.
15. А.И. Джанелидзе. Проблема Грузинской глыбы. - Сообщ. АН ГрузССР, 1942, 3, № 1-2.
16. Г.М. Заридзе. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М., 1961.
17. Г.М. Заридзе. О базальтовом субстрате древнейшего геосинклинального пояса Кавказа. - В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, 1970, № 7.
18. Г.М. Заридзе, Н.Ф. Тагришвили. О возрастных взаимоотношениях кристаллических сланцев и филлигов Дзаирского массива (Грузинская ССР). - ДАН СССР, 1950, 72, № 1.
19. Г.М. Заридзе, Н.Ф. Тагришвили. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзаирского массива. - Труды Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. минер.-петр., 1953, 3.
20. Г.М. Заридзе, Н.Ф. Тагришвили. О возрасте и генезисе древних гранитоидных пород Храмского массива (Грузинская ССР). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 3.
21. Г.М. Заридзе, Н.Ф. Тагришвили. Интрузивные образования. - В кн.: Геология СССР. М., 1964, 10.
22. Г.М. Заридзе, Н.Ф. Тагришвили. Метаморфические образования Кавказа. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971.
23. Г.М. Заридзе, Н.Ф. Тагришвили, И.И. Хмаладзе, О.З. Дудаури. Интрузии. - В кн.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. Труды Геол. ин-та АН ГрузССР, новая серия, Тбилиси, 1965, вып. 1.
24. Т.Г. Казахишвили. Геолого-петрографический очерк Храмского кристаллического массива. - Труды Груз. гос. геол. управ., 1941, вып. 5.
25. П.Ф. Киласония. О генезисе и возрастных соотношениях метаморфитов Дзаирского кристаллического массива. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3.
26. П.Ф. Киласония. Главные этапы формирования кристаллического субстрата Грузинской глыбы. - Труды Тбилисского ун-та, 1972, А 3 (144).
27. Д. Кожухаров, И. Боянов. Состав и возраст метаморфических сланцев восточной части Дзаирского массива. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 6.
28. Д. Кожухаров, И. Боянов. Стратиграфия и структура метаморфических сланцев восточной части Дзаирского массива. - Описание Бьлг. геол. дружество, 1972, 33 № 3.
29. М.М. Рубинштейн. О возрасте кристаллического субстрата Кавказа. - Сообщение АН ГрузССР, 1960, 24, № 2.
30. М.М. Рубинштейн. Аргонный метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, 1967.
31. М.М. Рубинштейн, А.Л. Хуцаидзе, Б.А. Лашхи, Г.И. Насидзе, К.М. Иобашвили. Некоторые итоги определения абсолютного возраста магматических и метаморфических пород Грузии. - В кн.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., 1966.
32. Г.М. Смирнов, Т.Г. Казахишвили, Н.Ф. Тагришвили. Геолого-петрографический очерк юго-восточной части Дзаирского кристаллического массива. - Труды Грузинского отделения Всесоюз. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, 1938, вып. 2.

33. Н.И. Схиртладзе, Новые данные о верхнем палеозое Храмского массива, - ДАН СССР, 1960, 130, № 1.
34. Н.И. Схиртладзе, Средний и верхний карбон - толща "нижних туффигов", - Труды Геологического ин-та АН ГрузССР, новая серия, 1965, вып. 1.
35. Н.Ф. Татришвили, Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое, Тбилиси, 1948.
36. С.С. Чихелидзе, Дююрские осадочные формации Грузии, - Труды Ин-та геологии и минералогии АН ГССР, Сер. минер.-петр., 1948, 1.
37. С.С. Чихелидзе, Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзиркульского массива, - Труды Геологического ин-та АН ГрузССР, Сер. геол., 1948, 4 (9).
38. Ю.А. Шуколюков, И.М. Горохов, О.А. Левченков, Графические методы изогонной геологии, М., 1974.
39. C. Brooks, S.R. Hart, J. Wendt. Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. Rev. Geophys. Space Phys., 1972, 10, N 2.
40. G.A. McIntyre, G. Brooks, W. Compston, A. Turek. The statistical assessment of Rb-Sr isochron. 1966, 71, N 22.
41. J.H. Williamson. Least-squares fitting of a straight line. - Can. J. Phys., 1968, 46, N 16.

**ВОЗРАСТНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ  
И ЭКСТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР  
(К-Аг МЕТОДОМ С УЧЕТОМ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ)**

Территория Армянской ССР, расположенная в центральной части Малого Кавказа, является в геологическом отношении одним из сложно построенных участков Средиземноморского складчатого пояса. Магматизм в рассматриваемой области отличается многостадийностью, многообразием форм проявления (сложным петрографическим составом) пород. Здесь мы имеем почти весь "спектр" магматических пород, характерных для альпийской зоны, — от ультрамафитов и мафитов до кислых и ярко выраженных щелочных типов. Продукты эффузивно-экструзивной и плугонической магматической деятельности известны, за редким исключением, во всех стратиграфических подразделениях фанерозоя. Наиболее бурные магматические процессы связаны с альпийскими геосинклинальными и орогенными этапами геологического развития Армянского нагорья.

Детальное геолого-петрологическое и геохронологическое изучение широко развитых здесь разновозрастных интрузивных, эффузивных и субвулканических образований имеет важное научно-теоретическое и практическое значение, поскольку с ними пространственно и генетически связаны различные промышленные концентрации меди, молибдена, золота, свинца, цинка, железа и других металлов, а также ряда ценных неметаллических полезных ископаемых.

Детальные исследования последних лет показали, что наряду с интрузивными формациями весьма значительную роль в рудоносности территории Армении играют вулканические, субвулканические и жерловые фации. Возраст и последовательность формирования многих из перечисленных образований до последних лет оставались далеко не установленными и остро дискуссионными. Большие затруднения при этом обусловлены широким развитием "немых" вулканических голш, возрастное расчленение которых не решается классическими геологическими методами.

В итоге многолетних систематических геолого-петрологических и радиолого-геохронологических исследований разработана (впервые на радиометрической основе с учетом имеющихся геологических материалов) схема возрастного расчленения продуктов геосинклинального и орогенного вулканизма различных структурно-формационных зон территории Армении.

Калий-аргоновым абсолютным датированием охвачено нами около 350 представительных образцов, отобранных из эффузивных и субвулканических образований юры, мела, палеогена, неогена и плейстоцена Армении, на которых выполнено свыше 780 серий радиологических определений. Образцы для петролого-геохронологических исследований отбирались в процессе полевых наблюдений, целенап-

равленно, из пород различных разрезов, вулканических и вулканообломочных голщ, свит, покровов и потоков как в вертикальном, так и латеральном направлениях. При отборе образцов из субвулканических тел (купола, некки, дайкообразные и другие тела — корни вулканических извержений) должное внимание уделялось структурно-текстурным и петрографическим разностям.

Таким образом, для абсолютного датирования каждого из отмеченных вулканических образований мы располагали несколькими характерными образцами слагающих их пород.

Радиолого-геохронологическому исследованию подвергся также ряд образцов, имеющих надежную стратиграфическую привязку, отобранных исследователями вулканогенных формаций мезо-кайнозоя Армении.

\* \* \*

Шлифы отобранных в поле образцов вулкаников предварительно изучались под микроскопом. Для радиометрических исследований выделялись наиболее свежие, не подвергшиеся каким-либо изменениям.

Возрастному датированию подвергалась порода в целом (по валовой пробе), что обусловлено полным отсутствием или незначительным содержанием слюды в вулканиках. При заметном содержании последней минерал сепарировался, возраст определялся по слюде и одновременно по породе. Сравнительный экспериментальный материал таких параллельных определений свежих вулканических и экструзивных пород мезо-кайнозоя Армении [1] показал, что возрастные значения, полученные по породе, дают лишь незначительное омоложение по отношению к выделенной из той же породы слюде. Несхождение составляет до 10%, т.е. колеблется в пределах погрешности калий-аргонового метода. Отсюда вытекает, что при геологической интерпретации полученных по валовой пробе возрастных значений, на наш взгляд, целесообразно рассматривать их с поправкой до 10% со знаком "+". Исключение составляют лишь породы с большим содержанием стекла, дающие значительную потерю радиогенного  $^{40}\text{Ar}$ .

Весьма незначительное омоложение проявляют вулканики плиоцена-антропогена. Статистическая обработка полученных по ним возрастных значений позволяет с достаточной убедительностью расчленить породы верхнего плиоцена-антропогена от пород среднего плиоцена и нижнего плиоцена-верхнего миоцена [1].

Возраст исследуемого вулканического образования, как правило, вычислялся по абсолютным значениям нескольких образцов, характеризующих данный поток, экструзию, толщу и т.д. Причем эти значения обычно давали достаточно хорошее схождение. Возраст же каждого отдельно взятого образца выводился как среднеарифметическое двух, реже — трех параллельных определений, результаты которых в подавляющем большинстве исследованных пород получались весьма сходными.

Содержание радиогенного аргона в каждой пробе определялось двумя вариантами калий-аргонового метода: объемным и изотопным разбавлением.

В объемном варианте выделение и очистка радиогенного аргона осуществлялись на объемной установке конструкции Хлопина-Герлинга. Полного выделения аргона обеспечивалась полным расплавлением образца в мегалитическом реакторе с внутренним нагревателем, поддерживающим температуру до  $1250^{\circ}\text{C}$ . Доля радиогенного аргона в общем измеренном аргоне устанавливалась на масс-спектрометре МИ-1301 двухлучевым методом измерений изотопных отношений  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  эталона (технический аргон) и образца. При этом погрешность определения радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  складывается из погрешности измерения объема общего аргона с помощью тупикового манометра Мак-Леода и определения масс-спектрометрической поправки на воздушный аргон. Статистический анализ всего экспериментального материала по измерению радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  как с точки зрения предельной погрешности единичных определений, так и воспроизводимости, показывает, что при содержании радиогенного аргона в пробе в  $3,0-9,0$  г/г вероятная погрешность не превышает  $3,5-4,5\%$ , причем более  $50\%$  этой ошибки связано с измерением объемного количества аргона. В случае очень низких содержаний радиогенного аргона в образцах превалирует погрешность масс-спектрометрической поправки на воздушный аргон из-за значительных содержаний последнего в анализируемых пробах.

При варианте изотопного разбавления в качестве трассера применялся аргон, обогащенный до  $95\%$   $^{38}\text{Ar}$  (практически моноизотоп). Для дозирования трассера к обычной объемной установке было подсоединено специальное дозирующее устройство, с помощью которого дозировались аликвоты разбавленного в  $\text{CO}_2$  трассера. Количество последнего (доля  $^{38}\text{Ar}$  в смеси  $\text{CO}_2 + ^{38}\text{Ar}$ ) измерялось с помощью тупикового манометра Мак-Леода с погрешностью не более  $\pm 0,5\%$ . Трассер добавлялся к образцу после плавки и перевода аргона в систему очистки установки.

Погрешность определения аргона этим методом почти вдвое меньше погрешности объемного метода и в основном определяется примесью воздушного аргона в образце и погрешностью измерения изотопных отношений  $^{38}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  и  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  на масс-спектрометре.

Следует отметить, что при дагировке вулканических пород плиоцен-четвертичного возраста резко возрастают погрешности определений, связанные, с одной стороны, с большими примесями воздушного аргона ( $95-97\%$ , что при введении поправки на воздушный аргон приводит к ошибке в  $20-25\%$  при относительной погрешности измерения  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  отношения эталона и образца  $\pm 0,5\%$ ) и, с другой стороны, с ухудшением точности измерения незначительных количеств аргона ( $5-10$  PV) манометром Мак-Леода в случае относительно "чистых" (от примеси атмосферного аргона) проб при работе объемным методом. Поэтому вероятная погрешность определения возраста оценивается нами для верхнеплиоцен-четвертичных пород до  $\pm 35\%$ , а для пород среднего плиоцена - до  $\pm 25-30\%$ . Погрешность дагировки пород нижний плиоцен-верхнемиоценового возраста не превышает  $\pm 10\%$ .

Для взаимного контроля все без исключения образцы анализировались указанными двумя методами. Правильность определений периодически проверялась эталонными образцами Комиссии по абсолютной геохронологии при ОГТГ АН СССР.

Содержание калия определялось методом фотометрии пламени с вероятной погрешностью 1–2,5% и отчасти химическим перхлоратным методом. Полученные результаты достаточно удовлетворительно согласуются с определениями калия пламенно-фотометрическим методом (расхождения не превышают 2–3%).

При вычислении возраста использовались коэффициенты распада  $K^{40}$ , рекомендованные указанной Комиссией:

$$\lambda_k = 0,557 \times 10^{-10} \text{ лет}^{-1} \quad \text{и} \quad \lambda_\beta = 4,72 \times 10^{10} \text{ лет}^{-1}.$$

\* \* \*

Сложная история геотектонического развития территории Армянской ССР предопределила интенсивность и многоэтапность проявления вулканических процессов в альпийском цикле (I – Q). Для герцинского этапа, характеризующегося, по представлениям некоторых исследователей [3], субплатформенным режимом, сопровождаемым герцинно-карбонатными отложениями, проявления магматизма достоверно не установлены. Более древние породы, условно относящиеся к так называемому байкальскому кристаллическому фундаменту территории Армении, в настоящей работе не рассмотрены, так как претерпели региональный и динамометаморфизм в зеленокаменной и амфиболитовой фациях с переходом в сланцы и гнейсы с наложенным диафторезом.

В альпийском цикле Армении (I – Q) подавляющее большинство исследователей [3,5,6,7] по геологическим и геохронологическим данным выделяют: собственно геосинклиналиную мегастадию, охватывающую время от юры до среднего эоцена и орогенную мегастадию – от верхнего эоцена до антропогена. Внутри каждой из этих стадий, однако, происходили локальные воздымания и погружения.

К первой мегастадии принадлежат магматические комплексы раннеальпийского (I – K<sub>1</sub><sup>al</sup>), среднеальпийского (K<sub>1</sub><sup>al</sup> – K<sub>2</sub>) и позднеальпийского (P<sub>1</sub> – P<sub>2</sub>), ко второй – раннеорогенного (P<sub>2</sub><sup>3</sup> – N<sub>1</sub><sup>1</sup>) и позднеорогенного (N<sub>1</sub><sup>3</sup> – Q) этапов.

Геологическая, петрографо-минералогическая и петрохимическая характеристики магматических пород этих этапов даны во многих сводках, монографиях и публикациях. Тем не менее ниже, перед рассмотрением радиометрических результатов той или иной возрастной группы пород, приводятся краткие геологические данные по ним.

Геосинклиналиная мегастадия. Раннеальпийские эффузивно-субвулканические образования (I<sub>2</sub> – K<sub>1</sub>). Наиболее раннее проявление альпийского геосинклиналиного вулканизма, сопровождающегося прогибанием Алаверди-Кафанской структурной зоны с накоплением мощной толши андезитов, андезито-базальтов, андезито-дацитов и более

кислых вулканигов, относится к байосу, что достоверно охарактеризовано также палеонтологически.

Радиогеохронологическая характеристика этой толщи основана на изучении огобранных из ее различных горизонтов и локализованных в ней субвулканических тел представительных образцах, подвергшихся 51 серии калий-аргонового датирования. Результаты исследований, приведенные на гистограмме распределения значений абсолютного возраста (рис. ), варьируют в значительных пределах — 174–152 млн. лет (рис. а). Причем из 51 серии определений 40 укладываются в интервале 168–158, 7 — в 174–168 и 4 — в 156–152 млн. лет. Полученные радиогеохронологические данные приводят к следующим убедительным предположениям.

1. Характерно частичное аргоновое омоложение исследованных пород, обусловленное, по-видимому, определением их возраста по породе в целом. Однако оно не превышает в среднем 5–6%.

2. Формирование байосской толщи вулканигов с широким развитием субвулканических образований носило сравнительно длительный характер, продолжаясь до бага; накопление мощной толщи вулканигов основного состава постепенно сменялось лавами и субвулканическими образованиями кислых пород. Внедрение последних приурочено к возникновению локальных интрагеоантиклинальных поднятий байосской эвгеосинклинали.

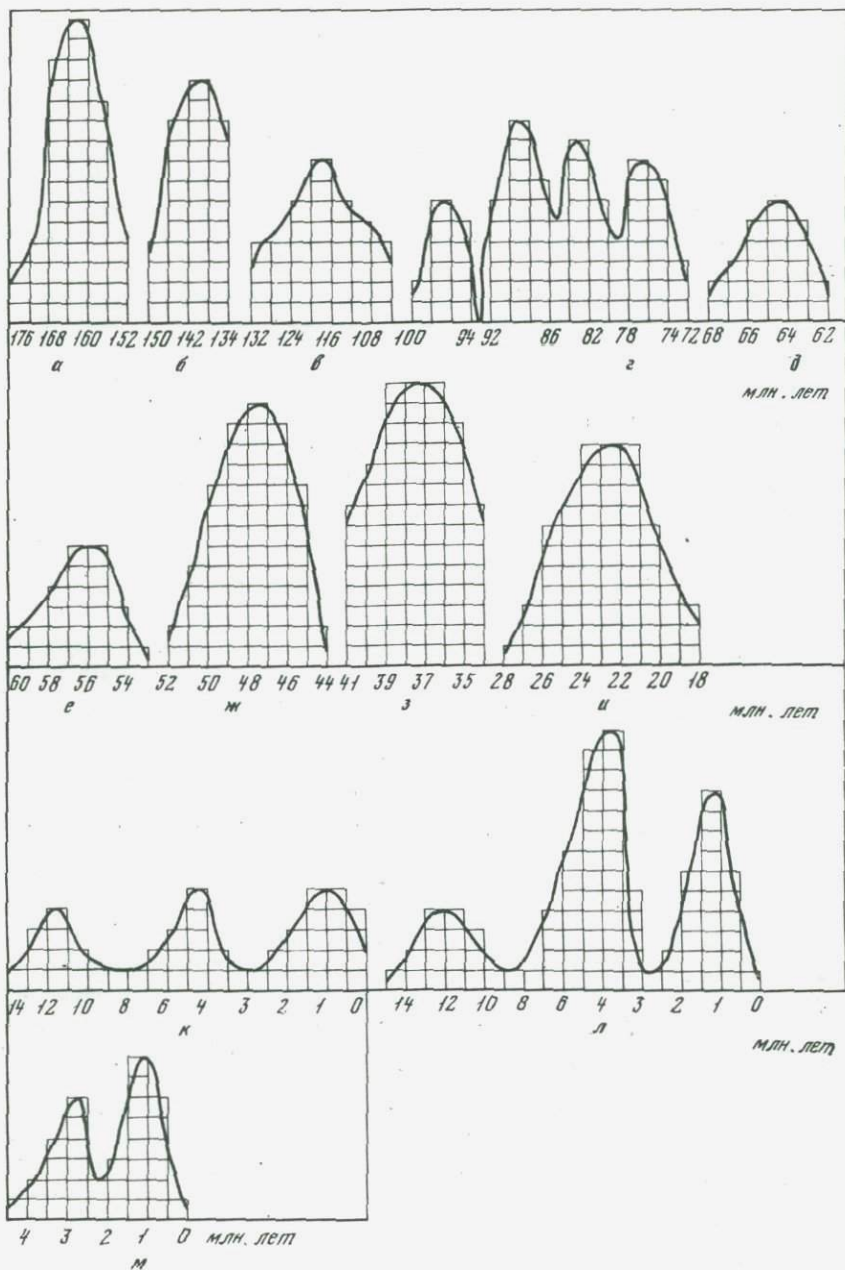
Повторное неглубокое погружение Алаверди-Кафанской зоны, начавшееся в ее северо-западной части (Алаверди) в келловее и постепенно распространявшееся на юго-восток (Кафан), сопровождается в оксфорде субаэральным накоплением вулканических продуктов базальт-андезит-дацитовой формации с последующим образованием широко распространенных субвулканических тел плагиолипаритов (дорудных по отношению к промышленному колчеданному оруденению). В Кафанской части зоны процессы продолжают (с постепенным ослаблением) до гитон-валанжина.

Для возрастной характеристики верхнеюрского вулканизма Алаверди-Кафанской зоны выполнено 36 серий аргоновых датировок на образцах, взятых из различных разрезов и участков развития вулканигов и субвулканических тел. На гистограмме (рис., б) значения абсолютного возраста почти равномерно укладываются в пределах 150–134 млн. лет.

В результате геологической интерпретации данных этой гистограммы можно сделать следующие выводы:

1. Здесь так же, как и в рассмотренном выше байосском вулканизме, характерно частичное (до 6%) аргоновое омоложение пород, располагающихся в пределах 150–142 млн. лет.

2. В интервале же со значениями в 142–134 млн. лет отражается геологически убедительно установленный нами явно молодой возраст ряда секущих дайкообразных субвулканических тел кварцевых дацитов. Эти породы по аналогии с подобными по составу субвулканическими среднеюрскими образованиями до последнего времени за неимением прямых данных рассматривались как байосские.



Распределение значений абсолютного возраста альпийских вулканических и субвулканических образований территории Армянской ССР

Кроме того, в этот диапазон времени попадают также вулканиды основного и среднего состава титон-валанжинской серии. По-видимому, значительным развигием в этих породах роговой обманки, хорошо удерживающих радиогенный аргон, обусловлено отсутствие их заметного аргонного омоложения.

Переходя к рассмотрению данных гистограммы нижнемеловых вулканидов (рис. 6) Алаверди-Кафанской зоны, возрастные значения которых располагаются в диапазоне 132-104 млн. лет, следует отметить следующее.

1. Гистограмма отражает возраст 38 определений из вулканических и субвулканических образований, сформированных по геологическим данным на значительном протяжении — от начала нижнего мела в Алавердской зоне и до альба в Кафанской.

2. Вулканические процессы проявлялись менее интенсивно, сопровождаясь часто герригенно-карбонатными отложениями, прерванными неокомской фазой складчатости и внедрением крупных гранитоидных массивов.

3. Обычное аргонное омоложение нижнемеловых вулканидов незначительно; по отношению пород основного состава — до 3-5%, а у кислых разностей достигает 8-10%.

Среднеальпийские эффузивно-субвулканические образования ( $K_1 - K_2$ ). Заложение среднеальпийских прогибов, начавшееся в пределах Армении с карбонатно-герригенных отложений, сменяется по геологическим данным в коньяке-сантоне спилито-диабазовой (Севано-Акеринский прогиб), затем андезит-базальтовой и далее, в кампан-маастрихте, — липаритовой формацией (Иджеванский прогиб).

Для абсолютного датирования пород этого этапа были отобраны характерные образцы из вулканидов основного состава и субвулканических липаритовых тел Иджеванского прогиба, верхнемеловой возраст которых надежно установлен геологическими данными.

Радиологическое исследование пород этой формации, выполненное по породе и биогиту, позволило рассматривать их в качестве геохронологического репера, принятого в Советской шкале абсолютно-го возраста для рубежа сантон-кампан [8]. Наряду с этим особое внимание было уделено нами отбору образцов и абсолютному датированию весьма широко распространенных в Кафанском антиклинории дайкообразных субвулканических тел, секущих юрскую вулканогенную голшу и считавшихся до сих пор юрскими. Это серии субвулканических тел диабазового, габбрового и диоритового порфиридов, липарито-дацитов и липаритов. Получен закономерный ряд абсолютных значений, отвечающих верхнему мелу. На гистограмме (рис. 7) показаны абсолютные значения 78 серий определений, укладывающиеся в диапазоне 100-72 млн. лет.

Тринадцать серий определений (I максимум гистограммы), укладывающихся в узком интервале 100-94 млн. лет, представляют диабазовые и др. порфиритовые субвулканические тела Кафанского антиклинория, формирование которых относится, по-видимому, к альб — сеноману; 23 определения, располагающиеся в пределах 92-

85 млн. лет (II максимум), охватывают в основном серию субвулканических лег, формировавшихся вслед за диабазовыми и др. порфиридами; 20 серий определений (III максимум), укладываемые в интервале 86–79 млн. лет, характеризуют возраст отмеченных выше "реперных биотитовых липаритов" рубежа сантон–кампан. Наконец, в последнюю группу (IV максимум) с абсолютными значениями в 78–72 млн. лет входят несколько более поздние в основном кислые бесплодные вулканиды с незначительным аргоновым омоложением.

Позднеальпийские эффузивно-субвулканические образования (P<sub>1</sub>–P<sub>2</sub>). Вулканизм данного этапа характеризуется мощным проявлением в основном в геосинклинальных прогибах, заложенных после регионально выраженных складкообразовательных движений, происшедших на рубеже верхнего мела и палеогена. Мощный вулканический пароксизм приводит к формированию, особенно в эоцене, огромной мощности толщи вулканидов преимущественно андезитового, андезит–дацитового и липаритового составов, сопровождающихся субвулканическими образованиями. Геологически еще недостаточно выяснены масштабы проявления вулканизма в палеоэоцене.

Абсолютным датированием охвачено большое количество представительных образцов из этих вулканидов и субвулканических тел, пользующихся широким развитием в Севано–Ширакском, Вайкском и Южно–Сюникском синклиналиях, Лалварском прогибе, а также дайкообразные и мелкие штокообразные тела, размещенные в юрской вулканогенной толще Алаверди–Кафанской зоны. Верхняя возрастная граница последних геологически не дагируется. Лишь по факту локализованности в ареале юрской формации их предположительно относили к юре.

На гистограммах распределения возрастных значений образцов пород данного этапа выделяются три максимума в интервалах: 68–62 (рис. *д*), 60–54 (рис. *е*) и 52–46 млн. лет (рис. *ж*).

На рис. *д, е* располагаются главным образом субвулканические дайкообразные и штокообразные тела липаритов, пространственно локализованных в юрской вулканической толще Алавердского и Кафанского рудных районов. Породы эти, по данным соответственно 23 (рис. *д*) и 26 (рис. *е*) серий определений, формировались, по-видимому, в две последовательные фазы в палеоэоцене–нижнем эоцене.

Значительный геохронологический интерес представляют вулканиды, большая часть которых отобрана из палеонтологически датированных толщ эоцена. На гистограмме (рис. *ж*) показаны результаты 63 серий определений возраста: андезитов и андезито–базальтов, а также дацитов Базумского хребта, андезитов, андезито–дацитов, трахиандезитов Лалварского прогиба, субвулканических андезитов и дацитов Кафанского антиклинария. Как видно из гистограммы, отмеченные породы укладываются в интервале 52–44 млн. лет, т.е. в пределах абсолютных значений среднего эоцена. Аргоновое омоложение пород палеогена, датированных преимущественно по валовой

пробе, судя по абсолютной датировке биостратиграфически охарактеризованных проб, не превосходит 4–5%.

Орогенная мегастадия. В истории геологического развития территории Армянской ССР крупные складкообразовательные движения на рубеже среднего–верхнего эоцена приводят к изменению плана расположения крупных структур региона, знаменуя переход территории Армении и сопредельных с нею областей в орогенный режим развития. Продукты вулканической деятельности орогенной мегастадии отличаются преобладающим развитием “немых” толщ, абсолютное датирование которых представляет первостепенный научный и практический интерес.

Вулканические и субвулканические образования раннеорогенного этапа ( $P_2^3 - N_{11}$ ). Вулканическая активность данного этапа по геологическим и особенно радиогеохронологическим данным проявляется в основном в верхнем эоцене–нижнем олигоцене и верхнем олигоцене–нижнем миоцене.

На гистограмме (рис. 3) показаны результаты 80 серий абсолютного датирования эффузивно–субвулканических пород, отобранных из послесреднеэоценовых вулканических толщ различных районов Армении. Это трахиандезиты, трахидациты, эпилейцитовые порфиры, трахиты, фонолиты, субщелочные липариты, липарито–дациты и дациты Севано–Ширакского синклиория. Данные 80 серий радиометрических возрастных определений укладываются в пределы 42–34 млн. лет, подтверждающая тем самым верхнеэоцен–нижнеолигоценное время их формирования.

Абсолютное датирование эффузивно–экструзивных образований, занимающих стратиграфически вышележащие толщи, убедительно показало, что следующая по времени (после верхнего эоцена–нижнего олигодена) вулканическая деятельность проявилась в основном в самом позднем олигоцене–среднем миоцене. На гистограмме (рис. 4) даны абсолютные датировки характерных для данного периода вулканических и субвулканических образований, представленных: андезитами и трахиандезитами района Зодского золоторудного месторождения, бассейна р. Тер–тер, андезиты и андезито–дациты Варденисского хребта, трахиты бассейна р. Гетик и трахиандезиты Зангезурского хребта. Результаты 66 серий возрастных определений укладываются в диапазоне 27–18 млн. лет. При этом аргоновое омоложение, обусловленное калий–аргоновым датированием образцов по породе в целом, настолько незначительно, что даже можно пренебречь им. Следует также учесть, что вулканы орогенной мегастадии и особенно послеверхнеолигоценные и охарактеризованные ниже верхний миоцен–антропогеновые весьма свежи и “стерильны” по отношению к поздним наложенным процессам.

Вулканические и субвулканические образования позднеорогенного этапа ( $N_3^3 - Q$ ). Вулканическая активность данного этапа причинно обусловлена начавшимся с верхнего миоцена общим воздыманием территории Армении и сопредельных с нею районов Малого Кавказа, сопровождавшимся дифференцированными блоковыми движениями, нас-

туплением континентального режима развития. Продукты бурно проявленной вулканической деятельности, начиная с верхнего миоцена, с определенными перерывами продолжают до антропогена включительно, формируя широко и повсеместно распространенные потоки, покровы и толщи лав, скопления пирокластов и многочисленные субвулканические образования. Невозможность их возрастного расчленения геологическими методами и продолжавшиеся десятилетия острые дискуссии обусловлены отсутствием ископаемых органических остатков и неясностью стратиграфических взаимоотношений. Абсолютное датирование пород отмеченного этапа позволило впервые разработать схему их возрастного расчленения [2, 3], что имеет для изучения геологического строения и полезных ископаемых Армении важное теоретическое и прикладное значение.

Рассматриваемые образования занимают обширные площади, преимущественно в Центральной складчатой зоне Армении, в пределах Цахкуняцкого, Гегамского, Варденисского, Вайкского, Сюникского хребтов, на массиве г. Арагац, в Приереванском и др. районах. На 150 представительных образцах, отобранных из пород верхнемиоцен-антропогеновых формаций, выполнено свыше 250 серий определений абсолютного возраста.

Геолого-петрографическое и радиологическое изучение продуктов позднеорогенного вулканизма позволило выделить их в: 1) верхнемиоцен-среднеплиоценовую и 2) верхнеплиоцен-антропогеновую формации.

Породы, слагающие первую из этих формаций, представлены преимущественно трахилипаритами, андезито-дацитами, трахиандезитами, достаточно охарактеризованными в одной из работ [5]. Вторые, связанные с активизацией блоковых движений, в верхнем плиоцен-антропогене тяготеют к Анкаван-Сюникскому глубинному разлому общекавказского простирания и Транскавказскому близмеридиональному поперечному поднятию. Зоны эти пересекаются на участке развития массива г. Арагац, где сочетаются характерные особенности вулканизма двух отличных зон [26].

Вулканизм Транскавказского ареала К.И. Карапетяном выделен в две формации: а) трещинных долеритовых базальтовых лав и б) перекрывающих их пород андезито-дацитово-формации.

Продукты вулканизма Анкаван-Сюникской зоны также представлены двумя формациями: а) нижней, липаритовой и б) вышележащей андезит-базальтовой, которой завершается антропогеновый вулканизм территории Армении. Возраст немых вулканических толщ отмеченных двух зон оставался геологически не выясненным и спорным.

Из всех петрографических типов пород отмеченных формаций Транскавказского и Анкаван-Сюникского вулканических ареалов отобраны 160 характерных образцов, подвергшихся 316 сериям калий-аргонового датирования. На гистограммах (рис. к) показано распределение значений абсолютного возраста: А - кислых продуктов верхнемиоцен-антропогенового возраста; Б - вулкаников основ-

ного и среднего составов; В – вулканических продуктов Транскавказского поднятия.

Эффузивно-экструзивные образования Западного Вайка (андезиты, трахиандезиты, трахилипариты), ранее необоснованно отнесенные одними исследователями к олигоцену, другими – к верхнему плиоцену, по данным 56 серий определений закономерно укладываются в основном в пределы 12–14 млн. лет. По-видимому, они принадлежат верхнемиоцен-нижнеплиоценовому вулканическому пароксизму. 106 серий определений пород от андезитов до липаритов Варденисского, Цахуняцкого, западной периферии Гегамского и Сюникского хребтов укладываются в основном в пределы 5–7 млн. лет, характеризуются тем самым вулканизмом среднего плиоцена.

Как видно из гистограмм (рис. к), абсолютным датированием отчетливо выделяется наиболее бурно проявленный верхнеплиоцен-антропогенный вулканизм Анкаван-Сюникского и Транскавказского вулканических ареалов. При этом вулканические продукты последнего (массивы гор Арагац, Арай-лер и др.) по 70 сериям определений андезитов и андезито-дацитов варьируют в узких пределах – 0,5–2 со средним значением 1 млн. лет. Им, по-видимому, предшествуют доперитовые базальты, возраст которых колеблется от 2,5 до 3,5, в среднем 3 млн. лет. Вулканы зоны Анкаван-Сюникского глубинного разлома (липариты, андезито-базальты), принадлежащие вулканическим постройкам Гутансар, Адис, Гехасар, Ишхансар и др., по данным 90 серий определений укладываются в диапазоне 0,5–2 млн. лет.

В заключение отметим, что настоящей работой не исчерпывается возрастное расчленение эффузивных, пирокластических и экструзивных образований территории Армении. Дальнейшие детальные петролого-радиогеохронологические исследования, несомненно, дополнят приведенный материал новыми данными и повысят корректность и детальность разработанной схемы возрастного расчленения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Г.П. Багдасарян, Р.Х. Гукасян, Р.С. Мкртчян, Э.А. Сарикисян. Сравнительное изучение абсолютного возраста по породе, слюде и калишпату. – В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения, "Наука", 1966.
2. Г.П. Багдасарян, Р.Л. Мелконян. О номенклатуре магматических горных пород Кафанского и Алавердского рудных районов. – Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1967, № 4.
3. Г.П. Багдасарян, Р.Л. Мелконян. Новые данные о границе эоцена и верхней юры в пределах Алавердского рудного района. – ДАН АрмССР, 1968, 16, № 1.
4. Г.П. Багдасарян, Р.Л. Мелконян. Новые данные по петрографии и геохронологии некоторых вулканических и субвулканических образований Алавердского рудного района. – Изв. АН АрмССР. Науки и земл., 1968, 21, № 6.
5. Г.П. Багдасарян, В.Т. Акопян, Р.Л. Гукасян, А.Х. Мнацаканян. Некоторые новые данные по магматизму Кафанского антиклинория. – Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1971, 1, № 4.

6. Г.П. Багдасарян, К.И. Карапетян, В.А. Аветисян, В.А. Дургарян. О стратиграфии и возрасте неогеновых вулканических образований бассейна среднего течения р. Раздан по геологическим и радиогеохронологическим исследованиям. - Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1971, 2, 24, № 2.
7. Г.П. Багдасарян, Р.Х. Гукасян, Э.А. Саркисян, Л.М. Хачатрян. О возрастном расчленении неоген-антропогеновых вулканических образований Армении (калий-аргоновым методом). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971з, № 12.
8. Г.П. Багдасарян, С.Б. Абовян и др. Магматические формации АрмССР и связанные с ними полезные ископаемые. Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. - Труды IV Всесоюз. петрогр. совещ. "Наука", 1972.
9. Г.П. Багдасарян. Радиолого-геохронологические и геолого-петрографические исследования в формационном анализе. - Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1972, № 5.
10. Г.П. Багдасарян, К.И. Карапетян. О новом неогеновом вулканическом центре на Цахкуняцком хребте. - ДАН АрмССР, 1972, 5, № 3.
11. Г.П. Багдасарян, Р.Х. Гусакян и др. Геолого-радиологическая интерпретация возрастных значений магматических и окопорудно измененных пород Кафанского рудного района. - В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. "Наука", 1973.
12. Г.П. Багдасарян, К.И. Карапетян, Р.Х. Гукасян. О стратиграфическом положении и возрасте маньчарских лав. - Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1973, № 3.
13. Г.П. Багдасарян. Послекиммерийские магматические формации Армении. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973.
14. Г.П. Багдасарян и др. Формационное расчленение магматических комплексов Армянской ССР. - Зап. Арм. отд-ие Всесоюз. мин. об-ва, № 7, Изд-во АН АрмССР.
15. Г.П. Багдасарян. Абсолютное датирование тектоно-магматических процессов альпийского цикла на примере Армении. Новые данные абсолютной геохронологии. "Наука", 1974.
16. Г.П. Багдасарян, В. Диониз, Р.Х. Гукасян. Материалы к геохронологической шкале абсолютного летосчисления. Новые данные абсолютной геохронологии. "Наука", 1974.
17. А.А. Габриелян, Г.П. Багдасарян, Р.Т. Джрбашян, К.И. Карапетян, Б.М. Меликсетян, Р.Л. Мелконян, А.Х. Мнацаканян. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. - Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1968, № 1-2.
18. А.А. Габриелян. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. - Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1974, № 4.
19. А.Т. Асланян. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
20. А.Т. Асланян. Тектоника, Геология СССР, т. XVIII. Армянская ССР. "Недра", 1970.
21. Г.Д. Афанасьев и др. (25 авторов). Геохронологическая шкала в абсолютном летосчислении по данным лаборатории СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. Междун. геол. конгресс, XXII сессия, 1964.
22. Р.Т. Джрбашян, Б.М. Меликсетян, Р.Л. Мелконян. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). - Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1967, № 4.

23. К.Н. Паффенгольц. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН АрмССР, 1959.
24. Э.Ш. Шихалибейли. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Т. 2, Тектоника и магматизм, т. 3, История тектонического развития. Изд-во АН АзербССР, 1966, 1968.
25. Г.П. Багдасарян, Р.Х. Гукасян, А.Х. Мнацаканян. Новые данные к геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении по материалам Армянской ССР, 1961. - ДАН АрмССР, 1961, № 4.
26. К.И. Карапетян. Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. - Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1969, № 3.

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВОЗРАСТА ДРЕВНИХ  
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ БАССЕЙНА  
р. АХУМ (АРМЯНСКАЯ ССР)  
К-Аг И Rb-Sr МЕТОДАМИ

В стратиграфической схеме Армянской ССР одним из наиболее дискуссионных является вопрос о возрасте так называемого древнего кристаллического субстрата Армении. Под последним подразумевают сложный комплекс метаморфических пород (разнообразные метаморфические и кристаллические сланцы, порфириды, порфиритонды, мрамора, доломиты и т.д.), слагающих ядра альпийских брахиантиклинальных структур, размещенных в различных геотектонических зонах. Наиболее крупные метаморфические массивы – Арзаканский, Анкаван–Апаранский и Сюникский (Зангезурский) – локализованы в пределах Центральной складчатой зоны Армении и занимают значительные площади в северо-западной и юго-восточной частях республики. В армянской части Сомхето–Карабахской тектонической зоны метаморфические сланцы известны в верховьях р. Ахум (северо-восточная часть республики, Шамшадинский р-н), где они слагают ядро Ахумской антиклинальной складки, и в Кафанском антиклинории этой же зоны, между селами Сваранц и Татев.

Возраст метаморфических массивов из-за отсутствия в них ископаемых органических остатков условно определяется как верхний протерозой–ордовик [1]. При этом главными критериями, лежащими в основе определения возраста, являются степень метаморфизма пород и их региональная корреляция с породами Дзирульского, Храмовского, Локского массивов (Грузинская ССР) и Асрикчайской структуры (Азербайджанская ССР).

Абсолютная датировка пород этих метаморфических массивов К-Аг методом, за редкими исключениями, дает разнородные результаты. Цифры аргонового возраста для пород одной и той же свиты и близкого петрографического состава часто колеблются в весьма широких пределах, намного превышающих ошибки эксперимента. Сложность интерпретации таких данных очевидна, так как пестрота полученных К-Аг изотопных возрастов исключает их простое отождествление со временем проявления последнего метаморфизма. Интерпретация, основанная на тщательном и всестороннем анализе конкретной геологической обстановки, также сталкивается с большими затруднениями и часто приводит к удовлетворительным заключениям лишь после определенных упрощенных предположений.

Существенную помощь в геологической интерпретации К-Аг возрастных данных метаморфических пород может оказать Rb-Sr изохронный метод, который позволяет получить не только дополнительную и более полную геохронологическую информацию, но и дает ценные сведения о метаморфической (и дометаморфической) истории пород и их происхождении. В связи с этим нами сделана первая по-

пытка радиогеохронологического изучения K-Ar и Rb-Sr методами метаморфических пород бассейна р. Ахум. Выбор этот не случаен, так как метаморфическая толща бассейна р. Ахум отличается простым сложением и более или менее однородным петрографическим составом пород. Каменный материал этого исследования был целенаправленно отобран в поле авторами настоящей статьи.

\* \* \*

Толща метаморфических сланцев бассейна р. Ахум составляет небольшой массив (длина 4-5 км, ширина 0,2-0,7 км) на северном склоне Мургузского хребта. Вскрытая мощность толщи около 200 м. Ориентировка сланцеватости пород близширотная (северо-запад -  $300^\circ$ ), в общем совпадающая с простираемием вмещающей их структуры - Ахумской антиклинали. Сланцы обнажаются из-под базального конгломерата (мощностью от 6 до 10 м, содержащего валуны и гальки метаморфических сланцев), залегающего в основании терригенной свиты верхнего лейаса. Этим фактом твердо устанавливается их донижнеюрский возраст [2, 3]. Дальнейшее уточнение возраста этой толщи вследствие отсутствия других, более определенных геологических данных, базируется на региональных сопоставлениях, что склоняет исследователей относить ее или к нижнему палеозою (кембрий) [2-4] или к эопалеозою [5].

Микроскопические исследования показывают, что главными породообразующими минералами метаморфических пород Ахумской структуры являются кварц, мусковит (серицит), хлорит, иногда и альбит, присутствующие в различных количественных соотношениях. В соответствии с этим можно выделить кварц-мусковитовые, кварц-мусковит (серицит)-хлоритовые (преобладающий тип), серицитовые сланцы и серицит-хлоритовые филлиты. Текстура пород обычно слоисто-микроструктурная, сланцевая, структура - гранобластовая, лепидобластовая, лепидо-гранобластовая. В качестве второстепенного или аксессуарного минерала почти во всех образцах присутствует углистое вещество, иногда встречается гранат и изредка биотит. Обычные аксесории - апатит, циркон, рудный минерал. Краткие петрографические данные подвергнутых радиологическим исследованиям образцов приведены в Приложении.

Минеральные ассоциации метаморфических сланцев р. Ахум характерны для кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев низких ступеней регионального (или локального глубинного дислокационного) метаморфизма. Пелитовые и кварц-полевошпатовые ассоциации пород и их минералого-петрографические особенности позволяют предположить, что метаморфические сланцы бассейна р. Ахум являются производными алевролитов или алевролит-песчаников.

Если метаморфизм происходил без существенного привноса и выноса вещества, естественно ожидать, что содержание Rb, Sr и отношение K/Rb метаморфических сланцев (табл. 1) в некоторой мере должны соответствовать таковым исходных пород.

Среднее содержание Rb в метаморфических сланцах р. Ахум равно 95 г/т, среднее отношение K/Rb - 244. Эти значения хорошо

Таблица 1

Содержание К, Rb, Sr и отношение К/Rb в метаморфических сланцах бассейна р. Ахум

Образец	К, %	Rb г/т	Sr г/т	К/Rb
4454	1,20	45,68	29,90	263
4453	1,04	47,50	5,67	219
4451	4,16	173,10	35,17	240
4450	1,72	69,18	30,68	249
4449	1,14	50,27	3,55	227
4448	1,37	47,19	12,78	290
4622	6,20	255,45	20,57	243
4621	1,69	91,7	21,00	184
4620	1,80	59,24	14,16	304
4619	2,30	106,47	44,48	216

сопоставляются с таковыми для осадочных пород ( $Rb = 110$  г/т,  $K/Rb = 240-260$ ), в частности для алевролитов и песчаников [5].

Несколько иначе обстоит дело со стронцием. Содержание этого элемента в пелитовых породах во многом зависит от присутствия в них примеси карбоната кальция. Метаморфические сланцы р. Ахум отличаются весьма низким содержанием стронция - от 3,5 до 44,5 г/т, со средним значением 22 г/т, что близко совпадает с величиной 20 г/т, приводимой некоторыми авторами для глинистых сланцев и филлитов [7]. Однако такое совпадение скорее всего случайное, так как, согласно К. Турекьяну и Дж. Калпу, содержание стронция в "чистом" глинистом сланце (процентное содержание кальция равно 0,4%) равно 240 г/т.

Простое объяснение низкого содержания стронция в сланцах р. Ахум может заключаться в том, что породы области размыва характеризовались низкими концентрациями этого элемента. Так или иначе это обстоятельство позволяет предполагать, что при метаморфизме привнос нового стронцийсодержащего материала по крайней мере был незначителен.

Для определения возраста использовались представительные штучные образцы метаморфических пород весом около 0,5-1 кг. Их краткое петрографическое описание приведено в Приложении. Подготовка проб к анализу заключалась в следующем. После измельчения образца до крупности зерна  $< 0,5$  мм и просеивания полученного материала фракция 0,25-0,5 мм квартовалась на делителе Джонса до получения средней пробы весом около 10 г. Эта средняя проба превращалась в порошок в механической агатовой ступке и использовалась для определения Rb и Sr. Остальная часть фракции 0,25-0,5 мм использовалась для определения К и радиогенного  $^{40}Ar$ .

Определение радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  и К. Содержание радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  во всех образцах определялось как объемным методом, так и методом изотопного разбавления. При объемном методе выделение, очистка и измерение объемного количества общего аргона производились на стеклянной установке конструкции Хлопина-Герлинга по обычной методике. Примесь воздушного аргона устанавливалась на масс-спектрометре МС-2М двухлучевым компенсационным методом измерений. При методе изотопного разбавления в качестве трассера применялся аргон, обогащенный до 95% изотопом  $^{38}\text{Ar}$  (практически моноизотоп). Для дозировки индикатора к обычной объемной установке было подсоединено специальное дозирующее устройство, с помощью которого отбирались разбавленные в  $\text{CO}_2$  аликваты трассера. Коэффициент разбавления (доля  $^{38}\text{Ar}$  в смеси  $^{38}\text{Ar} + \text{CO}_2$ ) определялся специальной серией экспериментов (также методом изотопного разбавления) и контролировался эталонным образцом Комиссии "Азия"-2/65. Дозированный трассер, количество которого заранее точно измерялось на туниковом манометре Мак-Леода, вводился после плавки образца и перевода выделившихся газов в измерительную часть прибора. Изотопные отношения  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  и  $^{38}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  измерялись двухлучевым компенсационным методом с применением трехшеллевого двухколлекторного приемника ионов, разработанного в ИГЕМ [8]. Погрешность определения радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  на основе анализа воспроизводимости результатов параллельных измерений составляет  $\pm(2-3)\%$ .

Содержание калия определялось двумя методами - перхлоратным и пламенно-фотометрическим. Кроме того, для всех образцов выполнены контрольные определения калия в лаборатории ИМГРЭ пламенно-фотометрическим методом (аналитик О.Л. Мушко). Расхождения между результатами анализов по всем трем сериям не превышают  $\pm(1-2)\%$ , что с учетом ошибки определения аргона позволяет оценить погрешность определения возраста К-Аг методом в  $\pm 5\%$ .

При вычислениях возраста использовались константы распада  $^{40}\text{K}$ , рекомендованные Комиссией:  $\lambda_k = 5,57 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$ ,  $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$ . Содержание Rb и Sr определялось методом изотопного разбавления с использованием стабильных индикаторов, обогащенных изотопами  $^{87}\text{Rb}$  и  $^{84}\text{Sr}$ . При химической обработке образцов применялась методика, разработанная в ИГД АН СССР [9, 10]. Индикатор вводился до разложения навески образца. Стронций разделялся на ионобменной колонке, заполненной катионитом Dawex - 50. Изотопные анализы производились на масс-спектрометре МИ-1309 с одношеллевым приемником ионов и трехленточным источником ионов для твердой фазы. Рубидий наносился на ленточку в виде сульфата, а стронций - хлорида. Процесс измерения заключался в последовательной регистрации линий масс-спектра каждого элемента не менее 48 раз.

Изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вычислялись из опытов изотопного разбавления. Для семи образцов выполнялись непосредственные

Таблица 2

Результаты анализа стандарта 66-Д Sr(NO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>

Дата анализа	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измеренное	$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ , измеренное	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нормализованное
24.02.75	0,7069	0,1191	0,7060
17.03.75	0,7061	0,1203	0,7089
10.04.75	0,7059	0,1204	0,7089
17.04.75	0,7066	0,1191	0,7058
23.05.75	0,7072	0,1199	0,7086
29.06.75	0,7067	0,1192	0,7061
05.07.75	0,7104	0,1188	0,7086
Среднее	-	0,1195	0,7076

(без добавления индикатора) измерения изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Расхождения между этими параллельными определениями в среднем составляют  $\pm 0,002$ . Измеренные изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  нормализовались к величине  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0,1194$ , что приводило к несколько лучшему согласованию значений изотопных отношений.

Для ряда образцов выполнялись параллельные определения содержания рубидия и стронция. По результатам этих анализов (с учетом данных аналитического архива) оценены погрешности определения  $^{87}\text{Rb}$  и  $^{86}\text{Sr}$  -  $\pm(1,5-2)\%$  и  $\pm 3\%$  соответственно. Несколько худшая воспроизводимость определения  $^{86}\text{Sr}$ , вероятно, связана с загрязнением пробы обычно стронцием при химической обработке образца. Не исключена также возможность неравномерного распределения стронцийсодержащих минералов в пробе. Содержание стронция в холстом опыте (одно определение) составляло  $4 \cdot 10^{-7}$  г.

В ходе работы семь раз измерялся изотопный состав нитрата стронция, предложенного в качестве межлабораторного стандарта (стандарт-66-Д) ИГД АН СССР [11]. Результаты этих измерений (табл. 2) показывают, что стандартное отклонение измеренного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в отдельном опыте равно  $\pm 0,0015$  (0,21%). Среднее значение измеренного нами отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  равно 0,7076 с 95%-ными доверительными пределами  $\pm 0,0014$ , что хорошо согласуется со значением  $0,7087 \pm 0,0005$ , полученным в лаборатории ИГД АН СССР. Исходя из этих данных, а также из воспроизводимости параллельных определений отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , ошибка измерения этого отношения оценивается в  $\pm(0,3-0,35)\%$ . Таким образом, при графическом представлении результатов координаты отдельных точек включают аналитические погрешности по  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 5\%$  и по  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \pm(0,3-0,35)\%$ . При вычислении возраста использовалась константа распада  $^{87}\text{Rb}$   $\lambda = 1,39 \cdot 10^{-11}$  лет<sup>-1</sup>.

Метаморфические сланцы бассейна р. Ахум показывают несогласующиеся значения К-Аг возраста (табл. 3), в целом укладывающиеся в пределах от 220 до 310 млн. лет. Определенных закономерностей в распределении цифр между величиной кажущегося возраста и стратиграфическим положением образца не наблюдается (образцы 4454-4448 отобраны строго по разрезу толщи - сверху вниз). Поскольку метаморфизм низкой ступени, превращающий тонкозернистые глинистые осадки в хорошо рассланцованные аспидные сланцы и филлиты, приводит к полному удалению аргона, присутствовавшего ранее в обломочных зернах [10], то полученные расходящиеся значения возраста можно объяснить влиянием более молодых наложенных процессов, вызвавших частичную утечку радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  из ранее метаморфизованных пород и, таким образом, снижающих их первоначальный возраст. Эти процессы омоложения не сопровождались возникновением минеральных новообразований или перекристаллизацией, которые могли бы быть петрографически установлены. Это обстоятельство дает основание предполагать, что причиной утечки аргона из метаморфических сланцев был низкотемпературный прогрев. Различная утечка аргона, вероятно, обусловлена неравномерным притоком тепла из глубин. С известной предположительностью низкотемпературный прогрев можно связывать с начавшимся в нижней юре глубоким геосинклинальным погружением района. Таким образом наиболее высокие значения К-Аг возрастов метаморфических сланцев (290-310 млн. лет) должны соответствовать минимальному значению возраста метаморфизма.

Результаты определения содержания  $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{86}\text{Sr}$  и отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в валовых пробах метаморфических сланцев бассейна р. Ахум приведены в табл. 4. На рисунке данные по изотопным отношениям  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  изображены графически с помощью модели Николайсена [13]. Математическая обработка этих данных<sup>1</sup> методом наименьших квадратов приводит к изохроне (прямой регрессии), наклон которой ( $b = 0,00408 \pm 0,00009$ ) дает значения возраста  $293 \pm 7$  млн. лет, при начальном отношении  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7057 \pm 0,0016$  (указанные ошибки представляют собой среднеквадратичные отклонения параметров  $b$  и  $a$  линии регрессии). Анализ линии регрессии показывает, что разброс точек относительно изохроны в пределах экспериментальной ошибки. Это указывает на то, что 300 млн. лет назад отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  во всех анализированных образцах было однородным. Поэтому полученный для метаморфических сланцев бассейна р. Ахум Rb-Sr возраст будет характеризовать время осадконакопления или диагенеза [14] при условии замкнутости системы в процессе метаморфизма по отношению к Rb и Sr или время самого метаморфизма в случае ее незамкнутости.

<sup>1</sup> Данные по образцу 4621 исключены при вычислениях.

Таблица 3

K-Ar абсолютный возраст метаморфических сланцев бассейна р. Ахум

Образец	K, %	$^{40}\text{Ar}$ , г/г	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ $\cdot 10^{-3}$	Возраст, млн. лет
4454	1,20	18,69	12,80	217
4453	1,04	16,97	13,36	226
4451	4,16	87,98	17,32	288
4450	1,72	27,40	13,05	221
4449	1,14	20,32	14,62	246
4448	1,37	23,98	14,36	242
4622	6,20	135,32	17,90	297
4621	1,69	38,50	18,69	309
4620	1,80	33,26	15,12	254
4619	2,30	40,60	14,45	243

Таблица 4

Rb-Sr аналитические данные метаморфических сланцев бассейна р. Ахум

Образец	$^{87}\text{Rb} \cdot 10^{-6}$ , г/г	$^{87}\text{Sr} \cdot 10^{-6}$ , г/г	Атомные отношения		
			$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{**}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{***}$
4453	13,45	0,531	25,042	0,8058	-
4449	14,32*	0,343	41,457	0,8712	-
4450	19,59	2,97	6,523	0,7321	0,7311
4454	12,94	2,89	4,420	0,7210	0,7188
4448	13,36	1,29*	9,944	0,7458	0,7475
4621	25,97*	2,03	12,636	0,7772	0,7743
4620	16,78	1,37	12,101	0,7512	0,7552
4619	30,29*	4,15*	7,192	0,7375	0,7374
4451	49,02	3,40*	14,239	0,7674	0,7643
4622	72,35	1,99*	36,009	0,8511	-

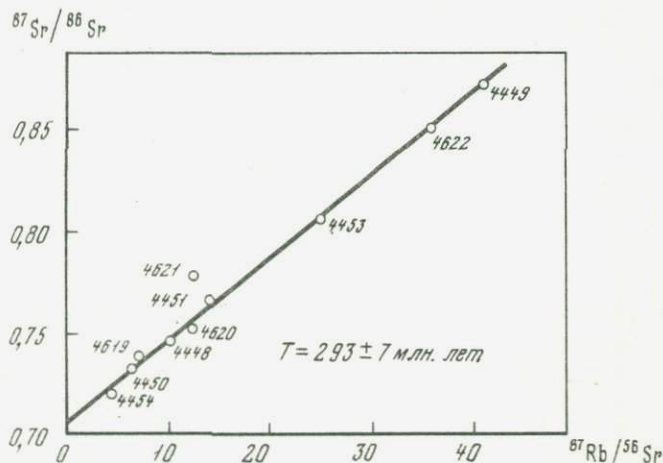
\* Средние значения двух параллельных определений. \*\* Отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вычислялись из опытов с добавлением индикаторов. \*\*\* Непосредственно измеренные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Ряд фактов дает основание предполагать, что метаморфизм происходил в условиях замкнутой системы. К их числу можно относить.

1. Метаморфические сланцы бассейна р. Ахум не ассоциируют с изверженными породами, не сопровождаются процессами наложенного метасоматоза или явлениями магматизации.

2. Содержание Rb и отношение K/Rb сланцев близко совпадает с таковыми исходных пород – алевролитов.

3. Образец 4621, который петрографически ничем не отличается от остальных, показывает аномально высокий кажущийся возраст – 400 млн. лет. Объяснить такое высокое значение возраста выносом рубидия из этого образца трудно, так как он имеет наиболее низкое отношение K/Rb. В то же время это значение легко объяснить унаследованием радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  исходной осадочной породой [15]. Такое истолкование приводит к выводу, что при метаморфизме первичные породы не потеряли свои возрастные признаки.



Изохронная диаграмма для валовых проб метаморфических сланцев бассейна р. Ахум

Низкое первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,706) как будто говорит в пользу привноса при метаморфизме нового материала с низким Rb/Sr отношением. Однако такое разъяснение низкого значения первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  не является единственно возможным. Метаморфические сланцы могли бы унаследовать это отношение от своих родоначальных пород. В таком случае источник последних или имел очень молодой возраст, или характеризовался однородным составом с низким отношением Rb/Sr (например, как у базальтов). Против добавки нового вещества при метаморфизме говорит и низкое содержание Sr в исследованных образцах.

Исходя из изложенного полученный Rb-Sr изохронный возраст, по-видимому, характеризует время диагенеза. Так как минимальный возраст метаморфизма по K-Ar методу оценивается в 298 млн. лет (среднее из трех наиболее высоких значений возраста) и эта оценка совпадает с Rb-Sr возрастом валовых проб метаморфических сланцев, то метаморфизм произошел вскоре после диагенетического изменения осадков. Нам представляется, что в данном случае поздний этап диагенетического изменения осадков постепенно сливался с метаморфизмом.

На основании изложенного выше можно сделать следующее заключение.

1. Существующие представления о нижнепалеозойском—эопалеозойском возрасте метаморфической толщи бассейна р. Ахум нуждаются в пересмотре. Метаморфизм первичных осадочных пород в этом районе согласно радиогеохронометрическим данным произошел в среднем карбоне.

2. Время метаморфизма практически совпадает со временем диагенетического изменения осадков.

3. Более поздние наложенные процессы (по всей вероятности, длительный низкотемпературный прогрев) вызывали различные потери радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  из сланцев. В то же время валовые пробы метаморфических сланцев продолжали оставаться замкнутой системой по отношению к Rb и Sr. Возможно, что эти процессы нашли свое отражение в перераспределении этих элементов между минеральными фазами пород, поэтому представляется целесообразным изучение Rb-Sr методом отдельных минеральных фракций.

## ПРИЛОЖЕНИЕ

Краткое петрографическое описание исследованных образцов.

Обр. 4449. Мусковит-микрокварцитовый сланец. Текстура — микроплойчатая. Структура — гетеро-гранобластовая. Минеральный состав: главные минералы — кварц (87%), мусковит (10%); второстепенные минералы — хлорит (2%), углистое вещество (1%); акцессорные минералы — циркон (+); апатит (+).

Обр. 4453. Углистый мусковит-хлоритовый филлит. Текстура — слоисто-микроструктурная, сланцевая. Структура — грано-лепидобластовая. Минеральный состав: главные минералы — мусковит (35%), хлорит (20%), кварц (20%), альбит (10%); второстепенные минералы — биотит (7%), углистое вещество (5%), апатит (3%); акцессорные минералы — рудный пирит(?).

Обр. 4448. Альбит-мусковитовый микрокварцитовый сланец. Текстура — слоисто-микроструктурная. Структура — лепидо-гранобластовая. Минеральный состав: главные минералы — кварц (73%), мусковит (15%); второстепенные минералы — альбит (10%), углистое вещество (1%), хлорит (1%); акцессорные минералы — циркон (0,2%), апатит (+).

Обр. 4620. Микрокварцитовый сланец. Текстура — сланцевая. Структура — гранобластовая. Минеральный состав: главные минералы — кварц (84%), альбит (12%); второстепенные минералы — хлорит (3%), серицит (1%); акцессорные минералы — циркон, апатит, турмалин, рудный минерал.

Обр. 4622. Серицитовый сланец. Текстура — линейно-кристаллическая, параллельно-волокнистая. Структура — лепидобластовая. Минеральный состав — главные минералы: серицит (83%), хлорит (15%); второстепенные — углистое вещество.

Обр. 4621. Хлорит-мусковит-кварцевый сланец. Текстура — субпараллельная, слоисто-кристаллическая. Минеральный состав: главные минералы — кварц, хлорит, мусковит; второстепенные минералы — альбит, рудный минерал; акцессорные минералы — апатит, циркон.

Обр. 4454. Мусковит-кварцевый микросланец. Текстура — параллельно-сланцевая, мелкокристаллическая. Структура — гранобластовая. Минеральный состав: главные минералы — кварц (79%); второстепенные минералы:

альбит (8%), хлорит (3%), мусковит (2%), пиррофиллит (5%), углистое вещество (2%); акцессорные минералы: рудный минерал (1%), апатит (+).

Обр. 4450. Гранат-мусковит-кварцевый сланец. Текстура - параллельно-кристаллическая; структура - лепидо-гранобластовая. Минеральный состав: главные минералы - кварц (71%), мусковит (20%); второстепенные минералы: гранат (5%), хлорит (1%), альбит (3%); акцессорные минералы: апатит (+).

Обр. 4451. Серицит-хлоритовый филлонит. Текстура - слоисто-микроромбическая. Структура - микролепидогранобластовая. Минеральный состав: главные минералы - кварц (30%), плагиоклаз (12%), хлорит (35%), серицит (20%); второстепенные минералы - углистое вещество (1%), гидроксилы железа, селадонит (2%); акцессорные минералы - циркон, рутил.

Обр. 4619. Углистый серицит-хлоритовый сланец. Текстура - микроплойчатая, микроромбическая. Структура - лепидо-гранобластовая. Минеральный состав: главные минералы - кварц - (42%), альбит (25%), хлорит (15%), серицит (12%); второстепенные минералы - углистое вещество (5%); акцессорные минералы: апатит, рудный минерал (1%).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Р.А. Аракелян. Палеозой. "Геология Армянской ССР", т. II, "Стратиграфия". Ереван, 1964.
2. П.П. Цамерян, С.И. Аванесян. О возрасте метаморфических сланцев сев. склона хребта Мурхуз (Армения). - Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 6.
3. Т.А. Гасанов. Фауна и стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа в междуречье Ахчиджачая и Кюракчая. Автореферат канд. дисс. АН АзербССР, Баку, 1954.
4. А.Т. Асланян. Региональная геология Армении. Ереван, "Айпетрат", 1958.
5. Э.Л. Хорстман. Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах. - В кн.: Геохимия редких элементов. ИЛ, 1959.
6. Л.Л. Шанин, М.М. Аракелянц, И.В. Чернышов. Определение радиогенного аргона методом изотопного разбавления. - Материалы к III семинару по методам определения абсолютного возраста минералов и пород. Л., 1967.
7. Э.С. Варшавская. Методы определения рубидия и стронция в породах и минералах. - Материалы к III семинару по методам определения абсолютного возраста минералов и горных пород. Л., 1967.
8. М.Л. Ященко, И.М. Горохов, С.Б. Лобач-Жученко. Rb-Sr возраст древних пород Южной Карелии. - Геохимия, 1963, № 9.
9. L.O. Nocolay sen. Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. Ann. N.Y. Acad. Sci., 1961, 91, art. 2.
10. С. Мурбат. Соотношение изотопов в метаморфических породах. Природа метаморфизма, перевод с английского. "Мир". 1967.
11. К.Н. Паффенгольц. Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Ереван, 1947.
12. E.A. Perry, K.K. Turekian. The effects of diagenesis on the redistribution of strontium isotopes in shales. Geochim. et Cosmochim. acta, 1974, 38, N6.
13. P.R. Whitney, P.M. Hurley. The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determinations. Geochim. et Cosmochim. acta, 1964, 28, N 4.
14. К.К. Турекьян, Дж. Калп. Геохимия стронция. - В кн.: Геохимия редких элементов. ИЛ, 1959.
15. И.М. Горохов, Э.П. Кутявин, С.П. Самсонов. Измерение изотопного состава стронция в некоторых стандартных солях. Второй симпозиум по применению стабильных изотопов в геохимии. Тезисы докл. М., 1968.

## РАДИОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ ЛОКСКОГО ПОДНЯТИЯ (ЮЖНАЯ ГРУЗИЯ)

Многочисленные детальные исследования, проведенные М. М. Рубинштейном [1-7] в течение почти двух десятков лет, привели к созданию стройной геохронологической схемы геологического развития Большого и Малого Кавказа. Начало активизации Кавказской геосинклинали, и следовательно возникновение магматической деятельности, М. М. Рубинштейн совершенно справедливо относил к верхам кембрия-началу палеозоя. Им же рассматривалась возможность того, что в некоторых отдельных случаях горные породы магматического облика, в том числе и гранитоиды, выйдя на поверхность в результате тектонических движений или общего поднятия отдельных блоков в нижнем палеозое, могли сформироваться как таковые в глубоком докембрии и сохраниться в неизменном виде до настоящего времени.

Геохронологические исследования Кавказа выполнялись в основном при помощи аргонового метода. Имеется лишь одна публикация Г. Д. Афанасьева и других [8], посвященная свинцово-изотопному датированию заведомо палеозойских настуранов Северного Кавказа, и вполне естественны полученные цифры возраста в 300-400 млн. лет.

Свинцово-изохронное датирование в значительно меньшей степени подвержено влиянию наложенных процессов, чем аргоновое. Поэтому имеется надежда на то, что несмотря на многочисленные процессы активизации, имевшие место на протяжении всей геологической истории Кавказа, начиная от платформенного развития и кончая альпийской складчатостью, можно найти породы или целые массивы, унаследовавшие возраст материнского субстрата. Т. е. на Кавказе могут сохраниться породы типа "Криворожской серии", найденной в районе г. Констанцы [9].

Одним из перспективных районов в этом отношении мог бы оказаться район Локского поднятия.

В геологическом отношении Локский массив, расположенный в Юго-Восточной Грузии на границе с Арменией, представляет собой наиболее высокоприподнятую и глубокоэродированную часть Локско-Карабахской слабоскладчатой системы малокавказской геосинклинальной области [10]. С тектонической точки зрения Локское поднятие обладает четко выраженным двухъярусным строением. Оно состоит из древнего складчатого фундамента, обнаженного в виде Локского выступа, и слабодислоцированного чехла мезозойских отложений, расположенного на фундаменте с большим угловым несогласием.

Как полагают, наиболее древние образования, слагающие фундамент Локского поднятия, представлены породами метаморфического комплекса, состоящего из кристаллических сланцев (от амфиболитовых до биогитовых и графитовых включительно) со всеми промежуточными разновидностями, такими, как хлоритовые, мусковитовые,

Таблица 1

Содержание породообразующих и аксессуарных минералов в гранитоидах Локского массива, %

Порода	Полевой шпат уд. веса 2,62 - 2,65	Кварц	Слюда	Роговая обманка	Эпидот
Лейкокра- товый гранит БП-11-71	65,1	34,88	0,004	-	-
Рогово- обманковый гранит БП-12-71	41,9	45,8	5,32	4,57	1,59
Мускови- товый гранит БП-13-71	40,3	58,69	0,984	-	-
Кварцевый диорит БП-14-71	67,3	21,6	4,5	-	6,58

Таблица 1 (окончание)

Порода	Магнетит	Апатит	Циркон	Монацит	Гранат	Примечание
Лейкокра- товый гранит БП-11-71	0,013	-	0,001	-	0,002	
Роговооб- манковый гранит БП-12-71	0,814	0,002	0,004	-	-	Встречаются барит и сфен
Мускови- товый гранит БП-13-71	0,02	0,006	Очень мало	Очень мало		
Кварцевый диорит БП-14-71	-	0,0014	0,006	-	-	Обнаруж. ед. зерна барита

Таблица 2

Минералогическое описание цирконов

Порода	Характеристика цирконов
Лейкократовый гранит БП-11-71	0,001-0,01 мм, слабо-оранжевые, изредка бурые, прозрачные, короткостолбчатые, изометрические, изредка бочонковидные, двойникования нет
Роговообманковый гранит БП-12-71	0,001-0,01 мм, оранжевые до розоватого, бурые и прозрачные, короткостолбчатые или изометрические, изредка бочонковидные
Мусковитовый гранит БП-13-71	0,01-0,1 мм, слабо-оранжевые - прозрачные или темно-бурые, изометрические-удлиненные или короткостолбчатые. Наблюдаются окатанные зерна - бесцветные, оранжевые, розовые. Окатанность зерен различная - округлые, окатанные в одном направлении грани.
Кварцевый диорит БП-14-71	0,001-0,01 мм, оранжевые - слегка розоватые, прозрачные, изредка бурые, короткостолбчатые, изометрические. Наблюдаются окатанные зерна, совсем круглые разного цвета

двуслюдяные, биотитовые, андалузитовые и микроклиновые сланцы, кварциты и мраморы, в которых внедрены гранитоиды предположительно докембрийского-нижнепалеозойского возраста, трансгрессивно перекрывающиеся нижним лейасом.

Гранитоиды в строении фундамента играют главенствующую роль и характеризуются большим разнообразием. Среди них можно выделить биотитовые, роговообманковые, двуслюдяные, мусковитовые и аляскитовые разновидности, обособленность которых определяется главным образом различным содержанием в них калишпата и темноцветных минералов, а иногда и структурными особенностями. Все перечисленные разновидности гранитов чаще всего переходят друг в друга совершенно постепенно. Они секутся жилами и дайками альбитофиоров, альбититов, кварцпорфиоров и аплитов. Главные породообразующие минералы гранитов - калишпат, кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит и реже - роговая обманка.

Относительно возрастных взаимоотношений гранитоидных пород Локского массива существует два представления. Согласно одному из них все разновидности доюрских гранитоидов массива относятся к одному магматическому циклу, т.е. являются почти одновозрастными образованиями [11, 12]. Это мнение, основанное главным

Таблица 3

Содержание урана, тория и свинца и минералах гранитоидов

Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание в минерале, г/т		
		U	Th	Pb
БП-11-71 гранит лейкократовый р. Локи				
Полевой шпат	65,1	0,8	3,6	50
Кварц	34,88	0,5	5,0	11,7
Магнетит	0,013	0,7	48,5	-
Гранат	0,002	3,5	16,8	-
Циркон	0,001	101,6	248,0	173,5
Сумма				
В породе в целом				
Дефицит (ошибка анализа + неидентифицированный материал)				
БП-12-71 роговообманковый гранит р. Локи				
Полевой шпат	41,9	0,5	2,0	36,0
Кварц	45,8	0,07	2,4	6,0
Слюда	5,32	0,6	1,2	39
Эпидот	1,59	2,7	18,0	23,3
Роговая бобманка	4,57	0,5	2,2	17
Магнетит	0,81	2,2	75,0	46
Циркон	0,004	248,0	815,4	245
Апатит	0,002	2,1	32,0	-
Сумма				
В породе в целом				
Дефицит (ошибка анализа + неидентифицированный материал)				
БП-13-71 мусковитовый гранит ущ.р. Локи				
Полевой шпат	40,3	0,8	2,8	55,6
Кварц	58,69	0,4	3,4	11,7
Слюда	0,984	2,25	0,2	17
Магнетит	0,2	24,5	165,0	-
Циркон	Следы	269,8	972,0	-
Циркон	"	2760,0	9183,0	559,5
Апатит	0,006	4,1	31,0	33,3
Сумма				

Локского массива

Количество приходящегося на 1 г породы, г/т			Приходящиеся на минералы, %		
U	Th	Pb	U	Th	Pb
БП-11-71 гранит лейкократовый р. Локи					
0,52	1,7	32,5	73,2	33,4	88,8
0,18	1,6	4,1	25,3	31,4	11,2
0,0001	0,06	-	0,014	1,1	-
0,0001	0,0003	-	0,014	0,006	-
0,001	0,003	0,002	0,14	0,06	0,006
0,70	5,1	36,6	98,8	65,97	100,0
0,87	7,8	40,0			
-0,17	-2,7	-3,4			
БП-12-71 роговообманковый гранит р. Локи					
0,21	0,84	15,12	28,0	26,6	70,42
0,03	1,1	2,76	4,0	35,2	12,85
0,03	0,7	2,07	4,0	22,4	9,65
0,43	0,29	0,37	57,4	9,3	1,72
0,02	0,10	0,77	2,5	3,2	3,54
0,02	0,06	0,37	2,5	1,9	1,72
0,01	0,03	0,01	1,3	0,9	1,04
0,0001	0,001	-	0,01	0,03	-
0,75	3,71	21,47	99,7	99,5	99,94
0,80	3,80	22,7			
0,05	+0,09	-1,23			
БП-13-71 мусковитовый гранит ущ. р. Локи					
0,32	1,12	22,24	42,1	31,1	76,4
0,24	2,0	6,87	31,6	55,5	23,6
0,01	0,0002	0,006	1,3	0,005	0,02
0,05	0,33	-	6,5	10,8	-
0,003	0,03	-	0,4	2,2	-
0,03	0,01	-	4,0	0,3	-
0,0003	0,002	0,002	0,04	0,05	0,01
0,76	3,6	29,11	85,94	100,0	100,03

Таблица 3 (окончание)

Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание в минерале, г/т		
		U	Th	Pb
В породе в целом				
Дефицит (ошибка анализа + неидентифицированный материал)				
БП-14-71 кварцевый диорит сильно измененной р. Джандары				
Полевой шпат	67,3	1,5	0,02	16,2
Кварц	21,6	0,90	0,4	4,0
Слюда	4,5	1,0	9,6	11,7
Эпидот	6,58	5,2	28,4	17,0
Циркон	0,006	6460	9,80	14,70
Апагит	0,014	3,2	51,6	31,7
Сумма				
В породе в целом				
Дефицит (ошибка анализа + неидентифицированный материал)				

образом на фактах постепенных взаимопереходов между кварцевыми диоритами и гранитами, разделяется большинством исследователей и до самого последнего времени считалось господствующим. Согласно другому представлению породы группы кварцевых диоритов и группы гранитов должны быть отнесены к двум самостоятельным магматическим циклам, что подразумевает необходимость значительного возрастного разграничения пород кварц-диоритового ряда от пород гранитного ряда [13].

Вопрос о генезисе гранитоидов Локского массива до сих пор окончательно не выяснен. Одни исследователи полагают, что они имеют магматическое происхождение [11, 14], другие [15] считают их метасоматическими, а некоторые [13] отмечают двойной генезис этих гранитоидов.

Для радиологического исследования изучаемого района нами были выбраны наиболее распространенные виды гранитоидов Локского массива — лейкократовый, роговообманковый, мусковитовый и кварцевый диориты, минеральный состав которых дается в табл. 1. Ввиду важности цирконов при определении возраста исследуемых гранитоидов в табл. 2 приводится минералогическое описание отдельных фракций цирконов.

Количество приходящегося на 1 г породы, г/т			Приходящиеся на минералы, %		
U	Th	Pb	U	Th	Pb
1,0	3,9	31,0			
0,24	-0,3	+1,99			
БП-14-71 кварцевый диорит сильно измененной р. Джандары					
1,01	0,01	10,9	52,5	0,4	80,7
0,19	0,09	0,88	10,0	3,7	6,20
0,05	0,4	0,52	2,1	16,2	3,8
0,34	1,9	1,12	17,0	77,2	8,3
0,39	0,05	0,08	18,6	2,0	0,61
0,0005	0,007	0,004	0,02	0,09	0,03
1,88	2,46	13,50	100,22	99,53	99,64
1,8	2,4	15,0			
+0,08	+0,06	+1,5			

Для выяснения закономерностей поведения урана, тория и свинца в породах Локского массива были изучены мономинеральные фракции из четырех двухсоткилограммовых проб исследуемых гранитоидов [16, 17].

Радиохимические особенности распределения урана, тория и свинца представлены в табл. 3.

Содержание урана в полевом шпате всегда оказывается более высоким, чем в кварце. Вместе с тем в этих минералах содержание урана в 2-3 раза меньше общего содержания урана в породе. Особенно низким содержанием урана отличается кварц роговообманкового гранита.

Самые низкие концентрации тория отмечены в породообразующих минералах (кварц, полевые шпаты) сильно измененного кварцевого диорита.

Свинец концентрируется не только в калиевых минералах, но встречается практически во всех породообразующих минералах. При этом только в одном случае слюда роговообманкового гранита содержит больше свинца, чем полевые шпаты того же гранита. Почти весь свинец породы приходится на долю породообразующих минералов. Отмечается дефицит свинца в балансе, что, видимо, связано с

Таблица 4

Выщелачивание урана из пород и минеральных составляющих

Образец	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание урана, г/т	$(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ 5% Количество выщелоченного урана, мкг/г
БП-11-71	-	0,87	0,34
Кварц (с примесью плагиоклаза)	34,88	0,5	0,07
Полевой шпат - плагиоклаз кислый измененный	65,1	0,8	0,35
Роговообманковый гранит БП-12-71			
БП-12-71	-	0,80	0,36
Кварц (с примесью плагиоклаза)	45,8	0,07	0,06
Полевой шпат-плагиоклаз (примеси кварца и калиев. полев. шпата)	41,9	0,5	0,02
Слюда (хлорит+биотит)	5,32	0,6	0,04
Роговая обманка (с примесью эпидота)	4,57	0,5	0,10
Мусковитовый гранит БП-13-71			
БП-13-71	-	1,0	0,82
Кварц (с примесью плагиоклаза)	58,69	0,4	0,29
Полевой шпат (плагиоклаз, калиевый полевой шпат)	40,3	0,8	0,15
Слюда-мусковит	0,984	1,25	0,02
Кварцевый диорит БП-14-71			
БП-14-71	-	1,8	0,55
Кварц (с примесью плагиоклаза)	21,6	0,9	0,14
Полевой шпат-плагиоклаз	67,3	1,5	0,15
Слюда (хлорит+биотит)	4,5	1,0	0,06
Эпидот (эпидот+плагиоклаз)	6,58	5,2	0,3

Локского массива

Количество выщелачиваемого урана, %	Количество выщелачиваемого урана, приходящегося на минералы, $10^{-8}$ г	НС) 0,1 н.		Количество выщелачиваемого урана, приходящегося на минералы, $10^{-8}$ г
		Количество выщелоченного урана, мкг/г	Количество выщелачиваемого урана, %	
Лейкократовый гранит БП-11-71				
4	-	0,1	12	-
14	2,44	0,19	38	31,39
44	22,79	0,07	9	4,56
Роговообманковый гранит БП-12-71				
45	-	0,2	26	-
86	2,79	0,06	86	2,7
4	0,84	0,18	36	7,5
7	0,37	0,3	11	0,5
20	0,46	0,14	28	0,6
Мусковитовый гранит БП-13-71				
82	-	0,24	24	-
72	5,28	0,13	33	7,6
19	6,05	0,12	15	4,8
25	0,02	0,17	14	0,2
Кварцевый диорит БП-14-71				
31	-	0,25	14	-
14	3,03	0,08	9	1,7
10	10,1	0,13	9	8,7
6	0,26	0,08	8	0,4
6	2,0	0,14	3	0,8

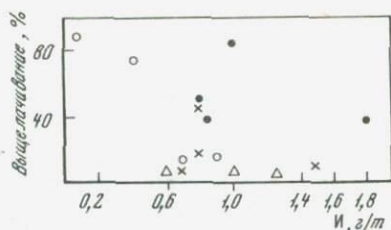
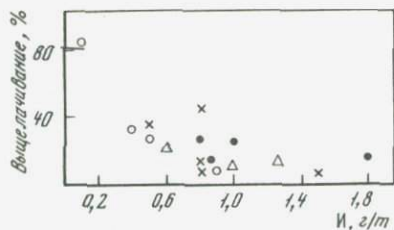


Рис. 1. Зависимость между содержанием урана в пробе и процентом выщелачиваемости урана углекислым аммонием

o - порода, ● - кварц, x - полевой шпат, △ - слюда

Рис. 2. Зависимость между содержанием урана в пробе и процентом выщелачивания  $O,1n.HCl$

Обозначения те же, что и на рис. 1

наличием неидентифицированного нами галенита, присутствие которого тем не менее отмечалось другими исследователями [18, 19].

Как следует из табл. 3, распространенность урана, горня и свинца в исследуемых породах определяется отдельными минералами. Основная доля свинца в породах вносится полевыми шпатами; для урана в лейкокраговом и мусковитовом граните и кварцевом диорите таким вкладчиком является также полевой шпат, а в роговообманковом граните - эпидот; для горня в кварцевом диорите - эпидот, мусковитовом граните - полевой шпат, лейкокраговом и роговообманковом - кварц и полевой шпат.

Для решения вопроса о форме нахождения урана и продуктов его распада в исследуемых гранитоидах была проведена серия экспериментов по выщелачиванию этих элементов.

Из представленных данных (табл. 4) следует, что количество выщелоченного урана не постоянно и зависит от валового содержания урана. В общем случае - чем меньше содержание, тем больше доля выщелоченного урана. Рис. 1 и 2 иллюстрируют это положение. Однако полученные результаты по выщелачиваемости урана из мономинералов (табл. 4) не поддаются однозначной трактовке. В одних случаях карбонат аммония оказывается более сильно действующим, чем  $HCl$ , в других - наоборот (см., например, данные по кварцу или полевому шпату). По-видимому, это вызвано кристаллохимическими особенностями однотипных минералов, выделенных из разных пород. Действительно, на примере полевого шпата видно, что уран неизменного плагиоклаза более устойчив, чем уран измененного.

В темных пороодообразующих минералах (слюда, эпидот, роговая обманка и др.) количество миграционноспособного урана мало. Основная масса урана, очевидно, в этих минералах связана достаточно прочно. Соляная кислота для них является более сильнодействующим агентом, чем карбонат аммония, и, по-видимому, она способствует удалению урана, находящегося в адсорбированном состоянии на стенках капилляров.

Результаты выщелачивания урана из гранитоидов и их минеральных составляющих подтверждают положение о том, что определенная часть урана изоморфна с кристаллической решеткой, а другая находится в миграционноспособном состоянии и под действием специфических растворителей без разрушения решетки породообразующих и акцессорных минералов может уходить из породы. Иными словами, в исследуемых гранитоидах и их минеральных составляющих уран находится в неподвижно-изоморфной и подвижно-миграционной форме [20].

Для выяснения вопроса о том, что из себя представляет миграционная форма урана и продуктов его распада, были проведены эксперименты методом последовательного выщелачивания.

Результаты эксперимента, приведенные в табл. 5, показывают, что при обработке образцов водой уран выделяется очень незначительно, а продукты его распада практически вообще не выделяются. По-видимому, вода удаляет незначительную часть элементов, находящихся главным образом в адсорбционной форме. При воздействии 0,01н HCl без нагревания усиливается выделение адсорбционной формы урана, радия, радия-Д и свинца, находящегося в наиболее подвижной форме аморфных включений.

При повторном воздействии воды и 0,02н соляной кислоты выделение урана и продуктов его распада в последующих выщелачиваниях уменьшается. С повышением температуры выщелачивающего раствора замечается увеличение выхода урана и продуктов его распада. Вероятно, горячая соляная кислота очищает капилляры от находящихся в них веществ и облегчается выход урана, радия и радия-Д и более подвижного, рассеянного свинца примесного происхождения.

При увеличении дисперсности исследуемых образцов (в табл. 5 отмечается как "пудра") обнажаются новые поверхности, принимает участие значительно большая поверхность.

Как следует из табл. 5, в гранитоидах количество миграционноспособного урана составляет ~68%, а свинца - значительно меньше. В лейкокраговом граните оно составляет 10%, в роговообманковом и мусковитовом 21%. Исключением является кварцевый диорит, в котором количество подвижного свинца составляет 45,5%.

По-видимому, в исследуемых гранитоидах уран может находиться в четырех различных формах:

1. Изоморфная форма (уран входит в акцессорные и породообразующие минералы или располагается в дефектах структур этих минералов).
2. Адсорбционная форма (удерживание на поверхности кристаллов и зерен минералов в результате катионного обмена или силами адсорбции).
3. "Растворная" форма (уран находится в межзерновой жидкости и жидких включениях внутри минералов).
4. Минеральная форма (уран образует собственную кристаллическую решетку).

Таблица 5

Последовательное выщелачивание продуктов распада гранитоидов Локского массива

Наименование образца	Условия выщелачивания	Количество выщелоченных элементов, г/т				% выщелачивания			
		U	Pb	Ra·10 <sup>-9</sup>	RaD·10 <sup>-10</sup>	U	Pb	Ra	RaD
Лейкоократовый гранит БП-11-71	H <sub>2</sub> O без нагревания	0,02	0,00	10,68	0,0	9,30	0,0	3,76	-
		0,0	0,00	0,0	0,0	-	0,0	-	-
	0,01 н. HCl без нагревания	0,02	0,086	12,46	0,42	3,30	2,13	4,39	1,53
	0,01 н. HCl с нагреванием	0,15	1,26	114,20	7,80	25,42	31,20	40,25	28,34
		0,01	0,80	3,92	0,50	1,69	19,80	1,40	1,81
		0,0	0,060	2,18	0,40	-	1,48	0,77	1,45
	0,01н. HCl с нагреванием "пудры"	0,12	0,93	46,48	5,80	20,33	23,0	16,00	21,07
	0,01н. HCl с нагреванием "пудры"	0,03	0,0	12,36	1,40	5,08	0,0	4,00	5,08
	1н. HCl с нагреванием "пудры"	0,24	0,90	81,89	11,20	40,67	22,30	28,81	41,06
	Сумма В породе	0,59 0,87	4,036 40,0	284,07 320,0	27,52 35,20	99,74 68,0	99,91 10,10	99,78 98,0	100,34 78,10
	H <sub>2</sub> O нагрев	0,01	0,0	0,0	0,36	1,50	-	-	1,27
		0,0	0,0	0,0	0,22	-	-	-	0,77
	0,01н. HCl, нагрев	0,01	0,05	10,40	0,48	1,50	0,87	4,20	1,70
	0,01н. HCl, нагрев	0,22	1,20	78,0	7,90	32,88	20,83	31,50	27,95
		0,10	0,60	34,20	3,60	15,0	10,44	13,80	12,74
		0,0	0,05	17,0	3,10	-	0,87	6,90	10,97
Роговообманковый гранит БП-12-71	0,01н. HCl с нагреванием "пудры"	0,09	0,18	28,50	4,20	13,43	3,12	11,50	14,50
		0,04	0,02	10,90	2,00	6,00	0,35	4,40	7,07
	1н. HCl с нагреванием "пудры"	0,20	3,66	68,90	9,20	29,85	63,54	27,80	32,54
	Сумма	0,67	5,76	247,90	28,27	100,11	100,02	100,13	108,51
	В породе	0,80	22,70	280,0	32,0	84,0	21,0	95,40	88,40
	H <sub>2</sub> O без нагрева	0,02	0,0	0,0	0,0	3,28	0,0	-	-
		0,0	0,0	0,0	0,0	-	0,0	-	-
	0,01н. HCl	0,02	0,008	15,56	1,38	3,28	0,15	4,51	3,58
	0,01н. HCl с нагревом	0,20	1,1	156,30	15,81	32,8	20,76	43,62	41,65
		0,03	0,02	19,60	2,50	5,0	0,33	6,84	6,50
	0,0	0,0	8,14	0,85	-	0,0	3,44	2,21	
0,01н. HCl с нагревом "пудры"	0,22	0,15	63,90	9,10	36,0	2,83	19,28	23,63	
	0,0	0,024	30,10	3,42	-	0,45	9,22	8,98	
1н. HCl с нагревом "пудры"	0,12	4,0	41,90	5,40	19,67	75,47	12,53	14,00	
Сумма В породе	0,61 1,0	5,302 26,70	335,40 370,0	38,50 45,0	100,03 64,0	99,94 19,85	99,44 98,80	104,55 85,50	
	H <sub>2</sub> O без нагревания	0,02	0,00	21,80	0,44	1,82	0,0	4,20	0,73
		0,0	0,00	10,50	0,25	-	0,0	2,00	0,41
	0,01н. HCl без нагревания	0,08	0,80	55,30	8,06	7,30	14,30	19,65	11,72
	0,01н. с нагреванием	0,23	1,30	137,40	16,96	20,90	23,21	25,07	28,16
		0,10	0,42	55,30	5,90	9,10	7,50	10,65	9,79
		0,03	0,032	15,90	1,72	2,73	0,57	3,06	2,85
	0,01н. HCl с нагреванием	0,12	1,09	53,60	5,90	11,0	19,46	10,32	9,79
	0,01н. HCl с нагреванием "пудры"	0,02	0,024	8,80	0,90	1,82	0,43	1,70	1,50
	1н. HCl с нагреванием	0,50	1,94	160,80	20,10	45,50	34,64	30,96	33,37
	Сумма	1,10	5,606	519,40	60,23	100,17	109,11	99,61	49,32
	В породе	1,80	12,30	594,0	75,0	61,0	45,50	89,50	80,30

Таблица 5 (продолжение)

Наименование образца	Условия выщелачивания	Вес. огн. Pb/U	В равновесных единицах			Изотопный состав свинца ( $^{204}\text{Pb} = 1$ )		
			Ra/U	RaD/U	RaD/Ra	$^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}$
Лейкогранит БП-11-71	H <sub>2</sub> O без нагревания	-	-1,50	-	-	-	-	-
		-	0,0	-	-	-	-	-
	0,01н. HCl без нагревания	4,30	1,80	0,50	0,20	18,22	15,64	38,17
	0,01 HCl с нагреванием	8,40	2,20	1,20	0,50	-	-	-
		8,00	1,10	1,20	1,0	18,70	15,56	38,06
		-	-	-	1,30	-	-	-
	0,01н. HCl с нагреванием "пудры"	7,00	1,10	1,10	1,0	18,55	15,70	38,42
	0,01н. HCl с нагреванием "пудры"	-	0,90	1,0	0,80	-	-	-
	1н. HCl с нагреванием "пудры"	3,80	1,0	1,0	1,0	-	-	-
	Сумма	-	-	-	-	-	-	-
	В породе	46,0	1,09	0,93	0,90	18,57	15,65	38,44
Роговообманковый гранит БП-12-71	H <sub>2</sub> O, нагрев	-	-	0,83	-	-	-	-
		-	-	-	-	-	-	-
	0,01н. HCl, нагрев	5,0	3,0	1,10	0,46	18,53	15,82	39,42
	0,01н. HCl, нагрев	5,50	1,07	0,83	1,0	18,66	15,92	39,68
		6,0	1,0	0,83	0,80	-	-	-
		-	-	-	1,25	-	-	-
Роговообманковый гранит БП-12-71	0,01н. HCl с нагреванием "пудры"	2,0	0,91	1,07	1,09	-	-	-
		0,50	0,80	1,10	1,09	-	-	-
	1н. HCl с нагреванием "пудры"	18,30	1,0	1,06	1,10	18,68	15,89	39,67
	Сумма	-	-	-	-	-	-	-
	В породе	28,30	1,0	0,93	0,93	18,99	15,46	38,26
	H <sub>2</sub> O, без нагрева	-	-	-	-	-	-	-
	0,01н. HCl	0,40	2,30	1,30	0,70	-	-	-
	0,01н. HCl с нагревом	5,50	2,30	1,80	0,80	-	-	-
		0,70	1,60	1,90	1,0	-	-	-
		-	-	-	1,0	18,22	15,42	37,64
	0,01н. HCl с нагревом пудры	0,70	0,90	0,90	1,0	17,80	15,58	37,63
		-	-	-	1,10	18,29	15,53	38,01
	1н. HCl с нагревом "пудры"	3,30	1,0	1,0	1,10	-	-	-
	Сумма	-	-	-	-	-	-	-
	В породе	26,70	1,09	1,04	1,0	18,17	15,83	33,85
	H <sub>2</sub> O, без нагревания	-	3,20	0,50	0,15	-	-	-
		-	-	-	0,14	-	-	-
0,01н. HCl без нагревания	10,0	2,0	2,30	1,10	-	-	-	
0,01н. HCl с нагреванием	5,60	1,80	1,50	1,20	-	-	-	
	4,20	1,70	1,30	1,00	-	-	-	
	1,0	1,60	1,30	1,0	-	-	-	
0,01н. HCl с нагреванием	9,0	1,30	1,10	1,10	-	-	-	
0,01н. HCl с нагреванием "пудры"	1,20	1,30	1,10	1,0	-	-	-	
1н. HCl с нагреванием "пудры"	3,90	1,0	0,90	1,0	-	-	-	
Сумма	-	-	-	-	-	-	-	
В породе	7,0	1,0	1,0	1,0	-	-	-	

Эти формы урана зависят от различных кристаллохимических особенностей минеральных составляющих, генезиса и истории исследуемых пород.

Уран, входящий в решетку минерала в виде изоморфной примеси, наиболее устойчив; в зону миграции этот уран переходит после разрушения или ослабления кристаллической решетки.

Уран, находящийся в адсорбированном состоянии на активной поверхности кристаллов, шестивалентен, в наибольшей степени подвижен, легко десорбируется под влиянием внешних агентов и может быть унесен на значительные расстояния.

Третья форма нахождения урана, условно названная нами "растворная", несколько более устойчива и выделяется лишь воздействием 5н. HCl (табл. 6).

Уран, образующий собственную кристаллическую решетку (например,  $U_3O_8$ ) в зоне гипергенеза, слабо устойчив, поскольку под влиянием воды и атмосферы легко переходит в хорошо растворимые в воде уранил-карбонаты.

Полученные результаты по выщелачиванию урана и свинца из гранитов Локского массива показывают, что миграция урана происходит в значительно большем масштабе по сравнению со свинцом.

Часть свинца породы достаточно прочно связана с кристаллической решеткой, а часть — в виде нерастворимых соединений, видимо, находится в капиллярной воде и в жидких включениях минерала и частично выделяется при воздействии 5н. соляной кислотой (табл. 6).

В табл. 6 приведены данные по изотопному составу свинца, выщелоченного из кварцевого диорита. Поскольку выщелачивание проводилось последовательно во все более жестких условиях, то можно было ожидать, что изотопный состав свинца может явиться отражением различных форм нахождения свинца. Действительно, первая фракция обладает наиболее примитивным составом; более примитивным, чем этого следовало ожидать, предполагая палеозойский возраст исследуемой породы.

При сравнении данных для фракции 8 с фракциями 9–11, обращает на себя внимание факт резкого повышения степени выщелачиваемости  $^{207}Pb$ . Трудно предполагать, что радиогенные изотопы  $^{206}Pb$  и  $^{207}Pb$  могут выщелачиваться в различной степени. Форма их нахождения должна быть примерно одинаковой. Возможно, что последние три фракции свинца отражают свинец реликтовых и труднорастворимых акцессорных минералов.

В случае БП-11-71 и БП-12-71 изотопы свинца выщелачиваются независимо от условий примерно в одинаковом соотношении, близком к таковому в породе в целом (табл. 5). Такое резкое отличие от поведения свинца при выщелачивании из кварцевого диорита (табл. 6), по-видимому, легко объяснить, тем что оба гранита по сравнению с кварцевым диоритом содержат в два раза меньше урана и заметно больше свинца, значительно меньше радиоактивных акцессорных минералов (табл. 3) и соответственно значительно

Таблица 6. Выщелачивание урана и свинца из кварцевого диорита (БП-14-71)

Фракция	Время выщелачивания, мин	Количество выщелоченного, т/г		% выщелоченного		Изотопный состав $^{204}\text{Pb}=1$		
		U	Pb	U	Pb	$^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}$
0,1н. HCl								
1	10	0,05	0,50	3,70	8,60	17,69	15,51	37,41
2	20	0,09	0,50	6,70	8,60	-	-	-
3	30	0,08	0,50	5,90	8,60	18,72	15,76	38,76
4	40	0,08	0,30	5,90	5,20	-	-	-
Сумма		0,30	1,80	22,20	31,00			
1н. HCl								
5	10	0,09	0,40	6,70	7,0	-	-	-
6	20	0,08	0,20	5,90	3,50	-	-	-
7	30	0,08	0,20	5,90	3,50	-	-	-
8	60	0,06	0,50	4,50	8,60	19,25	15,61	39,52
Сумма		0,31	1,30	23,0	22,60			
5н. HCl								
9	10	0,06	0,90	4,50	16,90	19,10	16,55	40,60
10	20	0,27	1,20	20,20	20,70	20,22	16,70	41,55
11	30	0,36	0,40	26,80	7,00	19,96	16,51	41,66
12	60	0,04	0,20	3,20	3,50	-	-	-
13	180	0,0	0,0	0,0	0,0	-	-	-
Сумма		0,73	2,70	54,70	47,80			
В целом выщелочено		1,34	5,80	99,90	101,40			

меньше радиогенных изотопов свинца. Эти обстоятельства и приводят к тому, что изотопный состав выщелачивающегося свинца практически не отличается от такового в целом в породе.

Выщелаты из мусковитового гранита (БП-13-71, табл. 5), который по своему свинцово-урановому отношению является промежуточным между кварцевым диоритом и двумя предыдущими гранитами, тем не менее показывают несколько более примитивный изотопный состав, чем все остальные. При этом отмечается резкое снижение степени радиогенности свинца в выщелате, полученному сразу же после измельчения предварительно обработанного 0,01н. HCl образца в "пудру". Изотопный состав этой фракции оказывается более примитивным не только по сравнению с предыдущей, но также и относительно изотопного состава свинца породы в целом. Поскольку возможность внесения загрязнений во время измельчения образца исключается (обработка производилась вручную в агатовой ступке), то остается предположить, что при измельчении пробы были вскрыты поверхности (или полости), содержащие значительные количества относительно подвижного свинца.

Таким образом, можно констатировать, что первичный свинец находится в исследуемых гранитоидах по крайней мере в двух основных формах, одни из которых выщелаты 1-й и 3-й (табл. 6) и 25-й (табл. 6, обр. БП-13-71) обладают весьма примитивным изотопным составом, несколько аномальным по  $^{206}\text{Pb}$  (радиогенная добавка в недавнее время), но в целом отвечающим по крайней мере верхнему протерозою.

Полученные результаты по выщелачиванию свинца свидетельствуют о существовании его в исследуемых гранитоидах в следующих формах.

1. Изоморфная форма (первичный свинец, входящий в кристаллическую решетку).
2. Адсорбционная форма (удерживание на поверхности кристаллов силами адсорбции).
3. Аморфные пленки, рассеянный примесный свинец.
4. Рассеянная форма (радиогенный свинец).
5. Нерастворимая форма (существование свинца в капиллярах в виде нерастворимых соединений).

Изоморфная форма — наиболее устойчивая форма среди других форм свинца. Этот свинец в зону миграции переходит лишь после разрушения кристаллической решетки.

Наибольшей миграционной способностью отличаются вторая и третья формы. Миграционная способность свинца четвертой и пятой форм зависит от формы нахождения в породе материнских элементов и от степени растворимости находящихся в капиллярах соединений свинца.

Что касается форм нахождения радия и радия-D в исследуемых породах, то эти элементы, не находясь в решетке минерала, характеризуются высокой миграционной способностью (табл. 5). Они главным образом находятся в адсорбированном состоянии на стенках капилляров и других дислокациях минералов. Поскольку в наших экс-

периментах не происходит их полного выделения, это можно объяснить хорошей сохранностью минералов, когда атомы радия и радия- $D$  находятся на закрытых внутренних поверхностях, а также тем, что они в капиллярной воде могут находиться в виде нерастворимых соединений.

В случае роговообманкового гранита отношение  $Pb/U$  в выщелатах, полученных  $0,01n. HCl$  (без нагревания), примерно одинаково, но во фракциях, полученных обработкой образцов в виде "пудры", с крепкими и разбавленными кислотами с подогревом оно различается в девять раз.

В мусковитовом граните отношение  $Pb/U$  во фракциях, полученных обработкой образцов  $0,01n.$  и  $1n.$  соляной кислотой до и после "пудры", различается в шесть раз, а в остальных фракциях выщелатов отмечается пониженное отношение свинца к урану.

Сравнительно с другими фракциями в кварцевом диорите высокое отношение  $Pb/U$  наблюдается во всех фракциях, полученных обработкой образцов  $0,01n. HCl$  до и после "пудры".

В первых фракциях выщелатов ( $0,01n. HCl$  с нагревом и без нагрева), кроме кварцевого диорита, наблюдается недостаток радия- $D$  по отношению к радию. Низкая степень выделения адсорбционной формы радия- $D$  по сравнению с радием с этих выщелатах объясняется различием их форм нахождения.

В кварцевом диорите недостаток радия- $D$  к радию отмечается при выщелачивании образца водой. Во всех остальных фракциях выщелатов исследуемых пород отношение  $Ra-D/Ra$  примерно равно единице.

Отношение  $Ra-D/U$  во всех фракциях выщелачивания исследуемых пород (табл. 5) больше единицы. Исключением являются фракции, полученные при выщелачивании роговообманкового гранита  $0,01n. HCl$  с нагреванием и лейкократового гранита - той же кислотой без нагревания. Незначительные колебания отношений  $Ra-D/U$  (кроме фракции кварцевого диорита), полученных во фракциях, выделенных  $0,01n. HCl$  без нагрева, можно объяснить примерно равной миграционной способностью подвижного урана и радия- $D$ .

Следует заметить, что во всех исследуемых фракциях выщелатов наблюдается большая выщелачиваемость продуктов распада по сравнению с материнскими элементами. Как видно из табл. 5, в зависимости от условий эксперимента отношение радия и радия- $D$  к урану и радия  $D$  к радию меняется, и при обработке  $1n.$  соляной кислотой оно приближается к единице (по-видимому, степень выделения становится примерно одинаковой за счет растворения).

Следует обратить внимание на то, что отношения свинца, радия и радия- $D$  к урану и радия- $D$  к радию меняются во фракциях выщелатов, полученных обработкой образцов разбавленной соляной кислотой с нагреванием и без нагревания, по ряду:  $Pb/U > Ra/U > Ra-D/U > Ra-D/Ra$ . Поскольку в этих условиях снимается легко подвижная форма исследуемых элементов, уменьшение абсолютной величины отношений по наблюдаемому ряду можно объяснить различной степенью сравнительной выщелачиваемости этих элементов.

Таблица 7

Изотопный состав свинца и изохронный возраст гранитоидов  
Локского массива

Наименование образца	Изотопный состав $^{204}\text{Pb}=1$			Изохронный воз- раст, млн. лет $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$
	$^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}$	
Лейкократовый гранит				
БП-11-71				
гранит	18,57	15,65	38,44	
Кварц	18,87	15,60	38,47	1380±200
Полевой шпат	18,79	15,80	39,24	$a^*=14,0447\pm 0,56$
Циркон	32,88	19,92	76,39	$b=0,0874\pm 0,0085$
Роговообманковый гранит				
БП-12-71				
гранит	18,19	15,46	28,26	
Полевой шпат	18,23	15,53	38,14	$2060\pm\begin{matrix} 400 \\ 500 \end{matrix}$
Кварц	19,26	15,46	40,43	$a=13,2906\pm 0,73$
Слюда	18,27	15,63	38,77	$b=0,1250\pm 0,037$
Эпидот	18,26	15,61	38,51	
Роговая обман- ка	18,50	15,85	38,65	
Магнетит	18,40	15,51	34,35	
Циркон	22,66	16,16	40,64	
Мусковитовый гранит				
БП-13-71				
гранит	18,17	15,83	38,85	
Полевой шпат	18,17	15,76	38,44	1550±200
Кварц	25,85	16,65	41,95	$a=14,1153\pm 0,05$
Слюда	18,16	15,94	38,87	$b=0,0947\pm 0,009$
Апатит	22,04	16,21	39,54	
Циркон+монацит	25,58	16,45	44,28	
Суммарный изохронный возраст				
БП-14-71 квар- цевый диорит	17,78	15,83	38,17	1600±150
Полевой шпат	20,17	16,11	40,63	$a=13,9112\pm 0,26$
Кварц	20,11	16,15	40,54	$b=0,097\pm 0,008$
Эпидот	18,80	15,70	39,08	
Апатит	21,10	16,13	39,99	
Циркон	20,19	15,80	39,43	
* $a, b$ - коэффициенты уравнения изохроны $y = ax + b$ , где $a$ - наклон изохроны, $b$ - первичное отношение изотопов свинца.				

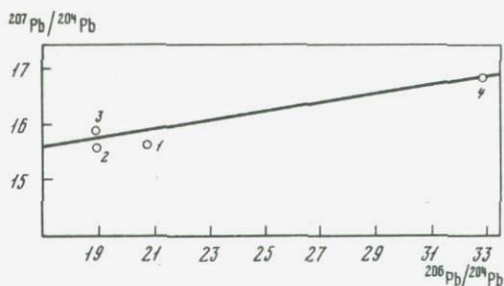


Рис. 3. Isochronous age of leucocratic granite BP-11-71

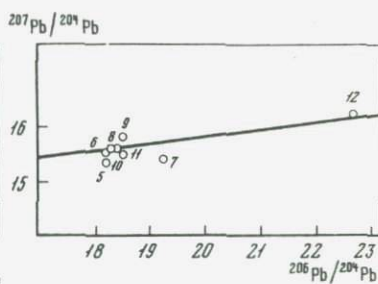


Рис. 4. Isochronous age of hornblende granite BP-12-71

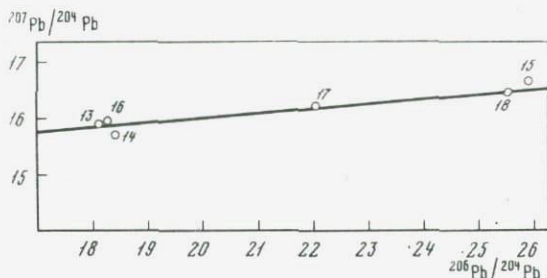


Рис. 5. Isochronous age of muscovite granite BP-13-71

In other fractions of leucocratic granites due to the gradual leveling of the degree of leachability of the studied elements, the dependence of the degree of leachability on the degree of leachability is not observed.

In table 7, the results of the study of the isotopic composition of lead in granitoids, identified among the mineral components and their isochronous age.

When analyzing the data, presented in table 7, it is worth noting that some of the studied granitoids are characterized by a primitive isotopic composition, even more primitive than that of the leucocratic granite (BP-13-71, BP-14-71). Since the possibility of contamination is excluded, it is reasonable to attribute this circumstance to the undiagnosed galena. This indirectly indicates the absence of lead balance in the content of lead in granitoids as a whole and in the sum of the identified monominerals (see table 3).

Having isotopic data for the rocks as a whole and for their mineral components, we tried to obtain a lead-isochronous age. The obtained age values for the first three granitoids are 1380±200 (fig. 3), 2060±400 (fig. 4), 1550±200 (fig. 5) million years. These are unusually old values. As for the quartz diorite, the obtained data do not lend themselves to geochronological interpretation, that is,

по-видимому, обусловлено гидридностью этой породы, к тому же носящей явные следы наложенных глубоких преобразований. Суммарная изохрона трех гранитоидов дает значение возраста —  $1600 \pm 150$  млн. лет (табл. 7). Получив столь древний свинцово-свинцовый изохронный возраст для исследуемых пород, мы попытались построить изохроны по другим изотопным отношениям. Для исследованных гранитоидов построение изохроны в координатах:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  —  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  —  $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  оказалось не имеющим геохронологического смысла. Аналогичным

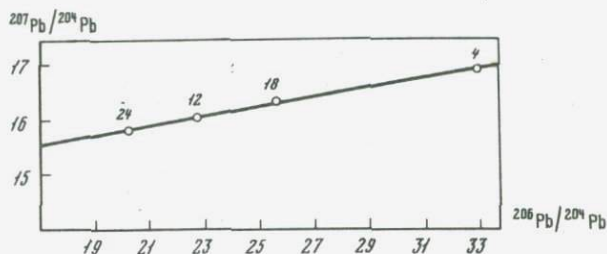


Рис. 6. Изохронный возраст цирконов

образом не дает геохронологических результатов и обработка данных методом согласованных разностей. Подобное обстоятельство подтверждает геологические соображения о том, что исследуемые породы претерпевали многократные изменения. Таким образом, мы считаем, что вопрос о возрасте этих гранитоидов остается открытым. Ниже мы вернемся к этому вопросу.

Учитывая, что метаморфические процессы влияют на различные минералы по-разному, мы попытались отдельно проинтерпретировать результаты, полученные по цирконам, как наиболее устойчивым минералам.

На рис. 6 представлена изохрона цирконов, которая свидетельствует об их возрасте в  $1300 \pm 300$  млн. лет. Остальные изотопные отношения, как и в предыдущем случае, геохронологического смысла не имеют, однако обработка данных методом согласованных разностей (рис. 7) указывает на истинный возраст в  $1200 \pm 100$  млн. лет при практически современном изменении свинцово-урановых отношений. Получив данные по цирконам, которые, как видно из табл. 2, в значительной степени являются окатанными, мы предположили, что они представляют собой реликтовые образования относительно гранитоидов. Подобные явления наблюдались многими исследователями [21,22]. Циркон как один из самых устойчивых минералов мог попасть в качестве составной части в субстрат, впоследствии превратившийся в метаморфогенный гранитоид. Отсюда можно сделать заключение, подтверждающее представление Г.М. Заридзе и др. [16] о метаморфогенной природе гранитоидов Локского массива. Правда, и в этом случае невозможно исключить методологическую ошибку, связанную с тем, что исследуемые гранитоиды мо-

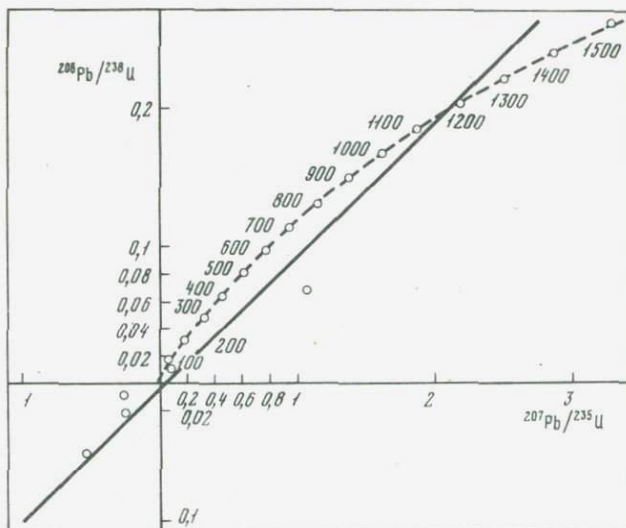


Рис. 7. Изохрона  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  цирконов

гут иметь несколько разный генезис, и мы в таком случае не имеем права проводить изохронную обработку, в том числе и методом согласованных разностей. Однако против этого соображения говорит тот факт, что изохрона цирконов с хорошим приближением проходит через точку современного свинца с координатами  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,95$ , что, как было показано [24], является необходимым (правда, не всегда достаточным) критерием генетической общности исследуемых пород. Несмотря на сомнения, мы склонны думать, что исследуемые цирконы действительно имеют возраст в  $1200 \pm 100$  млн. лет. Остается вопрос, насколько в праве мы считать их реликтовыми относительно исследованных метаморфогенных гранитоидов. Как мы видели раньше, изохроны по породам в целом и их минеральным составляющим (в том числе и цирконы) показывают возраст, превышающий тот, который получается по циркону.

Внимательное рассмотрение изохронных данных по гранитоидам заставляет нас отбросить значения возраста в  $1380 \pm 200$  и  $2060 \pm 400$   $500$ , полученные соответственно для лейкократового и роговообманкового гранитов, поскольку в этих случаях руководящую роль в построении изохроны имеет циркон.

Изохрона, полученная для мусковитового гранита (БП-13-71), дает возраст в  $1550 \pm 200$  млн. лет довольно уверенно (рис. 5). Точки для кварца, слюды, апатита и др. минеральных составляющих располагаются на изохроне довольно равномерно для отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  от 18,17 до 25,85. Это дает возможность говорить о том, что минеральные составляющие этого гранита образовались

действительно в протерозое по крайней мере тогда же, когда образовался циркон, которому мы приписываем реликтовую природу.

Имеющиеся значения аргонового возраста как для гранитоидов Локского массива, так и для вмещающих пород варьируют вокруг значения 300 млн. лет. Казалось, что формирование гранитоидов не может быть отнесено к более раннему времени, чем образование осадочного чехла.

В свое время Пенти Эскола описывал формации, где прорывающие тела оказывались древнее вмещающих пород. Подобные явления, которые наблюдались в ряде формаций Алданского щита, описывает В.А. Рудник [25].

Не претендуя на достоверность наших рассуждений, попытаемся объяснить полученные значения возраста. Представим себе, что субстрат гранитоидного состава образовался в среднепротерозойское время и лишь в палеозое он вышел на поверхность в результате общего поднятия Кавказского нагорья или в результате складкообразовательных процессов и последующей глубокой эрозии. То, что Локский массив является наиболее высокоприподнятой и высокоэродированной частью Малого Кавказа, отмечает в своих трудах П.Д. Гамкредидзе [10].

В этом случае по крайней мере мусковитовый гранит можно отнести к реоморфическим гранитоидам. При этом отмечающаяся зона контакта с вмещающими породами могла быть вызвана метасоматическими процессами, сопровождавшими явления реоморфизма. При этом до 15–20% гранитоидного субстрата могло находиться в расплавленном состоянии, а следовательно, в палеозойское время (время становления Кавказской складчатой системы) этот субстрат был изменен в достаточной степени, чтобы сегодня выглядеть как новообразование. Однако присущие его минеральным составляющим отношения  $Pb/U$  не могли измениться настолько резко, чтобы принять за точку отсчета возраста именно этот момент, т.е. при формировании данного гранитного массива не произошла полная гомогенизация  $Pb/U$  отношения, присущего каждому отдельному виду минералов.

Таким образом, на наш взгляд, полученные данные свидетельствуют о том, что при становлении Кавказской складчатой системы исходные платформенные породы не всегда и не во всех случаях оказывались полностью переработанными наложенными процессами.

Если наши данные и наши рассуждения хоть в какой-то степени отражают достоверную реальность, то возможно, что со временем будут обнаружены породы с возрастом, приближающимся к возрасту "криворожской серии", найденной на западном берегу Черного моря.

## ЛИТЕРАТУРА

1. М.М. Рубинштейн. Результаты определения абсолютного возраста некоторых магматических образований Грузии аргоновым экспрессметодом. — Труды IV сессии Комиссии по опр. абс. воз. геол. форм. Изд-во АН СССР, 1957.
2. М.М. Рубинштейн. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Автореф. докт. дис. Тбилиси, 1966.
3. М.М. Рубинштейн. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. — Труды ГИН АН ГрузССР, новая серия, вып. XI, Тбилиси, 1967.
4. М.М. Рубинштейн. Новые данные абсолютной геохронологии. — Труды VIII сессии Комиссии по опр. абс. воз. геол. форм. при ОНЗ СССР. "Наука", 1972.
5. М.М. Рубинштейн, Л.К. Габунья. Некоторые вопросы геохронологии кайнозоя. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, п. 3.
6. М.М. Рубинштейн, А.Л. Хуцидзе. К аргоновой датировке некоторых эпапов мезозойской магматической деятельности в пределах Большого Кавказа. — Труды ГИН АН ГрузССР, вып. 38, 1973.
7. М.М. Рубинштейн. Об аргоновом возрасте домезозойских образований Кавказа. — Труды ГИН ГрузССР, вып. 43, 1974.
8. Г.Д. Афанасьев, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова. О возрасте акцессорных ураносодержащих минералов Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1974, № 6.
9. Р.Н. Абдулаев, Г.Д. Афанасьев, Г.П. Багдасарян, М.М. Рубинштейн. Материалы к геохронологии Кавказа. — Труды XX сессии Комиссии по опр. абс. воз. геол. формации при ОНЗ СССР. "Наука", 1970.
10. П.Д. Гамкрелидзе. Основные черты тектонического строения Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3.
11. Ш.И. Джавахишвили. Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива. — Труды ГИН АН ГрузССР. Сер. мин. и петрогр., г. IV, 1958.
12. Ш.И. Джавахишвили. Нижний палеозой. — В кн.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной части Грузии. — Труды ГИН АН ГрузССР. Новая серия, вып. 1, 1965.
13. Г.М. Заридзе. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М., 1961.
14. Т.В. Иваницкий, Т.Н. Мгедашвили. Геохимия свинца, цинка и меди в магматических породах Локского массива в связи с вопросом металлогенической специализации пород. Тбилиси, "Мецниереба", 1971.
15. Т.Г. Казахишвили. Петрографическое изучение Джандарского кристаллического массива. — Труды ГГУ, 1941.
16. Г.М. Заридзе, Н.Ф. Татришвили, И.И. Хмаладзе, О.З. Дудаури. Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. — Труды ГИН АН ГрузССР. Новая серия, вып. I. Тбилиси, 1965.
17. Н.С. Вардзелашвили. Формы нахождения урана и продуктов его распада в гранитоидах Локского массива. — Труды Ин-та геофизики, т. 36, Тбилиси, "Мецниереба", 1975.
18. Н.С. Вардзелашвили. Уран и горий в мономинералах гранитоидов Локского массива. — Труды Ин-та геофизики, т. 36. Тбилиси, "Мецниереба", 1975.
19. Т.В. Иваницкий, Е.К. Везиришвили. Строение и вещественный состав Дамблудского полиметаллического месторождения Южной Грузии. Ин-т геол. и минер. АН ГрузССР, Тбилиси, 1953.

20. Г.Н. Бежанишвили, Геолого-структурные и генетические особенности полиметаллических рудопоявлений Дамблудского и Пошеванского рудных полей. - Труды ГИН АН ГрузССР, Новая серия, вып. 18, Тбилиси, 1969.
21. Н.С. Вардзелашвили, Подвижная и неподвижная форма нахождения урана в гранитоидах Локского массива. - Труды Инст. геофизики АН ГрузССР, 1974, г. 33, "Мецниереба", Тбилиси.
22. А.И. Тугаритов, Е.В. Бибилова, Т.В. Грачева, В.В. Макаров, Цирконовая хронология восточной части Балгийского шита. Тезисы определения абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов. (Тезисы докладов XVIII сессии). М., 1973.
23. М.Н. Щербак, Геология и акцессорная минерализация докембрия верховьев р.Тетерева, Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
24. Э.В. Соболевич, Изогоны свинца в геохимии и космохимии. Атомиздат, 1970.
25. В.А. Рудник, Гранитообразование и тектогенез. - В кн.: Геология докембрия. Л., "Наука", 1968.

## СООТНОШЕНИЕ АРХЕЯ И НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

Согласно геологической карте Карелии древнейшими архейскими образованиями данного региона являются гранито-гнейсы, относимые к фундаменту карелид. Они занимают огромные площади в Центральной Карелии, а на самом юге, в районе Приладожья, выступают среди карельских образований в виде отдельных куполов. Преобладающие породы в фундаменте карелид – различные гранитоиды от гранодиоритов до микроклиновых гранитов.

Нижнепротерозойские (нижние карелиды) преимущественно вулканогенные образования залегают в узких складчато-синклинальных структурах среди гранито-гнейсового фундамента. Они разделяются, по К.О. Кратцу [1], на два отдела – лопий и сумий, разделенные фазой складчатости. К лопию отнесены терригенная тижозерская серия, лептито-сланцевая гимольская, спилито-кератофировая парандовская серии. К сумию – вулканогенная тунгусская и флишоидная ладожская формации. К нижним карелидам Карелии приурочены железисто-кремнистые формации с промышленными залежами железных руд (рис. 1).

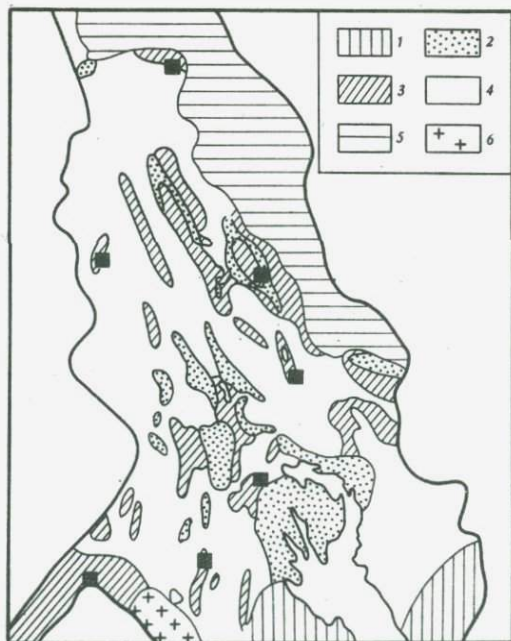


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Карелии  
1 – фундамент карелид; 2 – нижние карелиды; 3–6 – места  
взятия проб

Таблица 1

Возраст цирконов из гранитоидов, прорывающих породы гимольской

Порода, место отбора	Содержание, %			Изотопный	
	Pb	U	Th	$^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}$
Гранит, Кар- таши [6]	0,019	0,023	0,09	0,07	53,33
Гранит, Гир- вас [6]	0,031	0,042	0,24	0,61	52,08
Гранит, Хау- товара [6]	0,082	0,07	0,07	0,53	52,83
Гнейс, Тик- шозеро [7]	0,003	0,0054	-	0,22	67,05
Диорит, Па- рандово	0,0017	0,0068	0,005	0,25	65,05
Микроклино- вый гранит, Костомукша	0,026	0,074	0,042	0,165	72,35
Плагιοгранит, Костомукша	0,0097	0,026	0,08	0,066	75,92
Поправка на свинец изотопного состава				1	14,60

Определения абсолютного возраста пород Карелии, выполненные в ИГТД К-Аг методом, подтверждали изложенные выше соотношения пород архея и протерозоя [2]. Хотя все измерения группировались около 1900 млн. лет, отдельные даты для пород фундамента достигали 3000 млн. лет, в то время как максимальные значения для амфиболов гимольской серии составляли всего 2500 млн. лет. Rb-Sr изохрона для сланцев гимольской серии - 2280 млн. лет [3].

Однако уже первые измерения возраста сульфидной минерализации, выполненные в 1959 г. Виноградовым, Тарасовым, Зыковым Pb-Pb методом, указали на значительную древность руд, достигавших возраста в 3000 млн. лет [4]. Это дало возможность Виноградову и Тугаринову в 1964 г. [5] высказать предположение о более древнем возрасте нижних карелид по сравнению с беломорскими и свекофенскими образованиями.

Поскольку К-Аг метод не оправдывает себя для древних, многократно переработанных образований, представляло интерес провести измерения возраста древнейших пород Карелии Pb-U-Th методом по аксессуарным цирконам. В течение ряда лет нами выполнялись подобные измерения как для пород так называемого фундамента карелид, так и для гранитоидов, заведомо прорывающих нижние карелиды.

и парандовской серий

состав свинца		Возраст по отношениям, млн. лет			
$^{207}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/\text{Th}$
11,45	33,15	2800	2730	2760	1420
17,63	29,68	2860	2040	2640	2290
16,04	30,60	2720	3090	2850	2970
15,45	17,28	2790	2250	2530	-
15,72	18,98	2830	1070	1790	780
13,83	13,65	2700	1620	2170	1635
14,64	9,37	2710	1880		1920
14,80	35,20				

Часть этих измерений нами уже сообщалась ранее. Это значение возраста для цирконов из гранитных массивов Карташи и Хаутавара, а также для метаморфогенного циркона из амфиболового гнейса тикшозерской серии [6, 7].

В районе Костомукшинского железорудного месторождения при консультации геологов из Петрозаводска нами были отобраны достаточные представительные пробы гранитоидов, прорывающих гимольскую серию. Проанализирован циркон из плагιοгранита, рвущего низы толщи, и из микроклинового гранита, прорывающего самые верхи железорудной толщи.

В районе Лехтинской структуры нами были выполнены измерения для циркона из кварцевого диорита, секущего тунгудо-надвоицкую серию.

Полученные результаты представлены в табл. 1 и на изохронной диаграмме в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  -  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  (рис. 2). На этой диаграмме мы видим, что как гранито-гнейсы "фундамента", так и граниты, прорывающие нижние карелиды, ложатся на единую изохрону с возрастом  $2730 \pm 50$  млн. лет. Эти данные говорят об исключительной древности относимых ранее к нижнему протерозою преимущественно вулканогенных образований, об их бесспорно архейском возрасте.

В последние годы такая точка зрения уже высказывается некоторыми геологами. Так, в монографии Карельского филиала "Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии" [8] в заключительной главе сказано, что "при переходе от вулканитов нижнего протерозоя в сторону беломорид либо гранито-гнейсов западной Карелии они постепенно по простиранию сменяются метаморфизованными породами, превращенными в гранитоиды".

Возможно, что вулканогенные породы являются древнейшими породами, представляющими собой остатки протокры, в силу литологических либо тектонических причин избежавшие всеобщей гранитизации 2750 млн. лет назад.

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

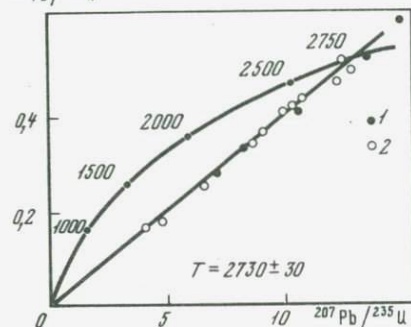


Рис. 2. Диаграмма в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  для цирконов из гранитоидов в фундаменте карелид и в нижних карелидах

1 — цирконы из гранитоидов, прорывающих нижние карелиды;  
2 — цирконы из гранитоидов в фундаменте карелид

Как уже отмечалось выше, к нижнему протерозою отнесены также сланцево-карбонатная сортавальская и флишoidная ладожская формации, развитые в Северном Приладожье (рис. 3). Отличительной чертой строения Северного Приладожья является, с одной стороны, наличие гранито-гнейсовых куполов, как бы обтекаемых карельскими образованиями, а с другой — классическая метаморфическая зональность в породах сортавальской и ладожской серий [9].

Гранито-гнейсовые купола имеют в плане овальную форму и крутые контакты с вмещающими породами. Большинство геологов рассматривают их как выступы фундамента, но существуют взгляды об их посладожском происхождении.

В строении куполов принимают участие гранито-гнейсы и мигматиты, в некоторых участках сохраняются немигматизированные гнейсовые породы. Петрографический и химический состав гранито-гнейсов очень неоднороден, что свидетельствует о первичной неоднородности исходных пород.

Породы ладожской формации распространены в синклиналих структурах, разделяющих гранито-гнейсовые купола. Она сложена биотитовыми, ставролитовыми, андалузитовыми, гранатовыми и двуслюдяными сланцами и кварцитами, обладающими хорошо проявленной флишoidной слоситостью. Для пород серии характерно увеличение степени регионального метаморфизма в направлении с СВ на ЮЗ от фации зеленых сланцев через амфиболитовую до гранулитовой. В зо-

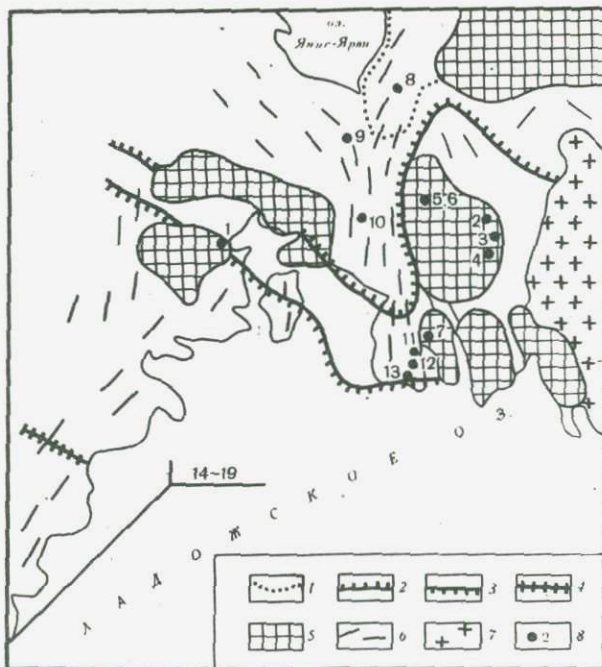


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Северного Приладожья  
 1-4 - изограды метаморфической зональности (10): 1 - граната, 2 - силлиманита, 3 - первых мигматитов, 4 - гиперстена; 5 - выступы фундамента; 6 - ладожская серия; 7 - граниты рапакиви; 8 - места отбора проб

не второго силлиманита амфиболитовой фации появляются первые мигматиты, которые в зоне гиперстена приобретают чарнокитовый характер. По мнению Д.А. Великославинского [10], мигматиты являются результатом выплавления кварц-полевошпатовой эвтектики в ходе регионального метаморфизма. Постладожские мигматиты характерны и для гранито-гнейсовых куполов. В пределах куполов, таким образом, развиты как доладожские плагио-мигматиты, так и постладожские микроклиновые мигматиты.

Метаморфическая зональность Северного Приладожья детально изучена геологами ИГД и описана во многих работах Н.Г. Судови-кова, В.А. Глебовицкого, Д.А. Великославинского [9 - 11]. Представляло интерес изучить акцессорные цирконы гранито-гнейсовых куполов, а также терригенные цирконы в породах ладожской формации с целью получения, с одной стороны, возрастных датировок, а с другой - изучения поведения изотопных систем в цирконах на разных стадиях прогрессивного регионального метаморфизма.

Были выделены акцессорные цирконы из нескольких проб гнейсов, гранито-гнейсов и магматитов куполов. Минералогическое изу-

Таблица 2

Абсолютный возраст цирконов из гранито-гнейсовых куполов

Порода	Содержание, %		Изотопный	
	Pb	U	<sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb
Сортавальский, серый гнейс	0,008	0,019	0,04	76,51
Кокасельский серый гнейсо-гранит	0,0043	0,014	0,114	71,33
гнейсо-гранит розовый	0,0082	0,018	0,10	74,68
гнейсо-гранитрозовый	0,0125	0,033	0,17	74,44
гранито-гнейс	0,013	0,070	0,056	78,06
коричневый циркон	0,0125	0,065	0,095	78,79
Импилахтинский, розовый мигматит	0,010	0,062	0,29	57,88
Поправка на изотопный состав свинца			1	14,60

Северного Приладожья

состав свинца		Возраст по отношениям, млн. лет		
<sup>207</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U
14,30	9,15	2700	2035	2380
14,01	14,55	2780	1470	2100
14,00	11,22	2610	2130	2370
13,86	11,52	2465	1790	2110
12,57	9,31	2400	1000	1530
13,06	8,05	2390	1040	1525
12,20	29,63	2350	624	1260
14,80	35,20			

Таблица 3

Абсолютный возраст цирконов из пород ладожской формации

Порода	Содержание, %		Изотопный	
	Pb	U	<sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb
Кварцит, изограда <i>Vt</i>	0,016	0,049	0,37	63,72
	0,0095	0,035		
	0,015	0,048	0,09	75,67
Кварцит, изограда <i>Sill</i>	0,015	0,050	0,05	76,41
	0,015	0,062	0,046	77,58
	0,0135	0,057	0,081	76,22
Гранулит	0,015	0,052	0,034	81,77
	0,015	0,045	0,036	85,52
	0,012	0,081	0,050	81,36
	0,038	0,11	0,084	83,51
Чарнокит	0,012	0,043	0,024	82,38
	0,014	0,090	0,041	83,11
Мрамор	0,167	0,545	0,022	88,72
	0,092	0,380	0,030	88,45
Поправка на изотопный состав свинца			1	14,60

состав свинца		Возраст по отношениям, млн. лет		
<sup>207</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U
14,09	21,83	2360	1300	1745
		2500	1130	1685
11,53	12,71	2225	1555	1850
11,68	11,86	2315	1520	1870
11,67	10,70	2300	1310	1725
11,02	12,67	2140	1330	1585
10,30	7,90	1965	1570	1750
10,32	4,11	1910	1855	1870
9,93	8,65	1890	850	1180
10,41	5,99	1855	1855	1855
9,74	7,85	1900	1350	1580
9,99	6,86	1880	904	1230
10,46	0,80	1890	1810	1840
10,45	1,07	1860	1430	1630
14,80	35,20			

чение цирконов показало, что среди гетерогенных цирконов куполов надежно устанавливаются три генерации циркона. Наиболее ранняя генерация, представленная округлыми полупрозрачными зернами с пониженным двупреломлением, наиболее характерна для проб гнейсов, но встречается и в гранито-гнейсах. Иногда она наблюдается в виде ядер среди цирконов второй генерации. Вторая генерация циркона представлена более или менее идиоморфными призматическими кристаллами гиацинтового и цирконового габитуса, части зерна с зональным строением, они наиболее характерны для проб гранито-гнейсов.

Третья генерация представлена прозрачной, практически бесцветной разностью. Она образует тонкие (остые доли мм) каемки обростания и небольшие наросты на более ранних зернах циркона, иногда заполняет коррозионные углубления и трещины на цирконах ранних генераций. Редко встречается в виде хорошо образованных мелких кристалликов.

В породах ладожской серии (исключая гранулиты) присутствуют все три генерации цирконов, но преобладают цирконы второй генерации. Зерна цирконов округлены. По морфологическим характеристикам цирконовые концентраты из разных зон метаморфизма являются тождественными. Другими словами, в процессе прогрессивного регионального метаморфизма до появления первых мигматитов новообразований цирконов не наблюдается.

Цирконовые концентраты из зоны гранулитового метаморфизма характеризуются хорошо образованными длиннопризматическими зернами, являющимися бесспорно новообразованиями. В незначительном количестве присутствуют реликтовые зерна цирконов.

Результаты изучения цирконовых концентратов и гранито-гнейсовых куполов Pb-U методом приведены в табл. 2. Как видно из рассмотрения таблицы, наиболее сохранившимися являются цирконы серых гнейсов. По отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  они дают возраст 2750 млн. лет, соответствующий возрасту гранито-гнейсового фундамента. По мере увеличения степени микроклинизации уменьшается и "возраст" гранито-гнейсов, достигший у микроклиновых мигматитов 2300 млн. лет. Обращает на себя внимание закономерное увеличение содержания урана в цирконах от 0,015% в серых гнейсах до 0,06% в мигматитах. Проведенные измерения однозначно показывают, что гранито-гнейсовые купола являются выступами фундамента, а не постладожскими интрузиями.

В табл. 3 приведены результаты изучения цирконов из метаосадочных пород ладожской формации. Все цирконы достаточно изменены, причем происходит закономерное снижение значений возраста по отношению  $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$  от 2500 млн. лет в зоне граната до 2100 млн. лет в зоне силлиманита и, наконец, в гранулитовой зоне метаморфизма возраст всех цирконов по этому отношению равен 1900 млн. лет. Здесь мы также наблюдаем увеличение содержания урана в цирконах с увеличением степени метаморфизма от 0,03 до 0,1%.

Полученные результаты представлены на изохронной диаграмме в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  -  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  (рис. 4). Здесь

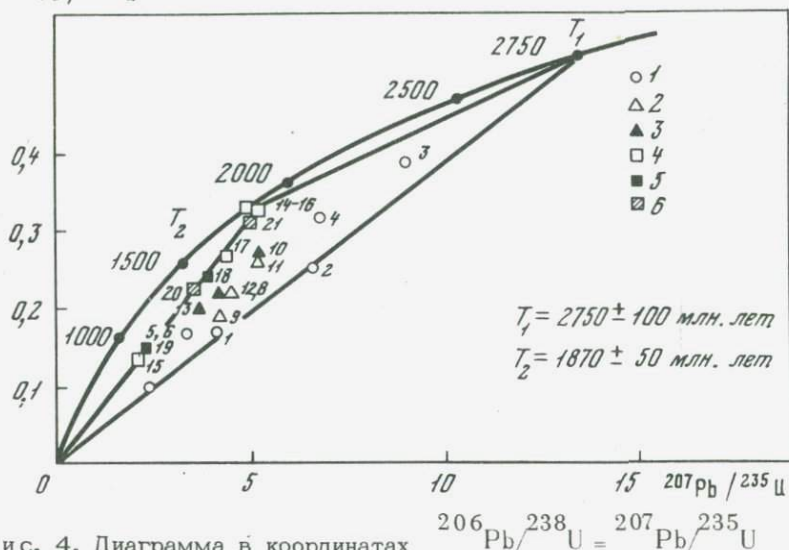
$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ 

Рис. 4. Диаграмма в координатах  $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U} = ^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$  для цирконов из пород Северного Приладожья

1 - гранито-гнейсы куполов; 2-4 - породы ладожской серии, изограда: 2 - граната, 3 - силлиманита, 4 - пироксена; 5 - чарнокиты; 6 - мрамор сортавальской серии

Все точки изученных цирконов лежат в секторе, ограниченном изохронами 2750 и 1870 млн.лет. Очевидно, исходные цирконы с возрастом 2750 млн.лет ( $T_1$ ) подвергались в различной степени метаморфизму 1870 млн.лет назад ( $T_2$ ). Идеально они должны были бы лежать на прямой, соединяющей точки 2750 и 1870 млн.лет на конкордии. Однако в силу наложения еще современного изменения точки опущены в сторону нулевой точки. Положение точек внутри данного сектора очень характерно, оно точно отражает степень метаморфизма породы. Чем больше степень ее изменения, тем ближе к изохроне 1870 располагаются данные.

Точное попадание всех цирконов из зоны гранулитового метаморфизма на изохрону 1870 млн.лет говорит об их полной перекристаллизации либо о новообразованных зернах циркона.

Аналогичные результаты были получены Коуву для цирконов из граувакк в свекофенских образованиях района Темпере [12].

Какой процесс мог быть ответствен за те изменения, которые произошли с цирконами, и в чем он заключается? Обычно принято считать, что наиболее распространенным явлением, влияющим на Pb-U систему в цирконах, является потеря минералом свинца.

Рассмотрение всех имеющихся в нашем распоряжении данных о цирконах Приладожья (наличие ядер и оболочек у большинства зерен, закономерное повышение содержания урана в цирконах с уве-

личением степени наложенного метаморфизма, последовательность полученных значений возраста) приводит нас к выводу о том, что ведущим процессом, вызывающим понижение цифр возраста в цирконах как из гранито-гнейсовых куполов, так и из кварцитов ладожской серии, под влиянием метаморфизма 1870 млн. лет назад, явилось добавление к минералу урана.

Как хорошо показано в работе Н.П. Ермолаева [13], при региональном метаморфизме в ходе преобразования породообразующих минералов происходит снижение средних концентраций урана в породе. Это связано с перекристаллизацией и самоочисткой минералов-носителей и поступлением урана в пленочные растворы. При отторжении от горных пород значительных количеств воды и углекислоты уран может быть вынесен из породы. Однако эти временные насыщения пленочных растворов ураном способствуют его поглощению теми растущими минеральными фазами, которые могут его захватить. Таким образом, те оболочки зерен циркона, которые возникают при метаморфизме, должны содержать повышенные концентрации урана и быть ответственными за искажение значений возраста.

Весь комплекс проведенных исследований подтверждает представление геологов о нижнепротерозойском возрасте ладожской формации, ибо накопление ее пород происходило в интервале 2750-1900 млн. лет назад. Она является естественным продолжением на восток нижнепротерозойского пояса свекофеннид, широко развитого в пределах Финляндии. Интенсивная гранитизация этих пород имела место на границе нижнего и среднего протерозоя около 1900 млн. лет назад.

Относимые ранее к нижнему протерозою вулканиты гимольской и парандовской серий являются гораздо более древними архейскими образованиями.

## ЛИТЕРАТУРА

1. К.О. Кратц. Геология карелид Карелии. Л., Изд-во АН СССР, 1963.
2. Э.К. Герлинг, Г.О. Глебова-Кульбах, С.Б. Лобач-Жученко, А.И. Афанасьева, С.Н. Васильева. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. - В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. "Наука", 1965.
3. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука", 1972.
4. А.П. Виноградов, Л.С. Тарасов, С.И. Зыков. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. Геохимия, 1959, № 7.
5. А.П. Виноградов, А.И. Тугаринов. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита. - В кн. Геология и геохронология. "Наука", 1964.
6. Е.В. Бибилова, А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Г.Л. Мельникова. О возрасте карельской формации. Геохимия, 1964, № 8.
7. Е.В. Бибилова, А.И. Тугаринов. Геохронология Беломорского блока. - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. "Наука", 1972.

8. В.М. Чернов, К.А. Инина, В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. "Карелия", Петрозаводск, 1970.
9. Н.Г. Судовиков, В.А. Глебовицкий, А.С. Сергеев, В.П. Петров, А.Л. Харитонов. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Сев.Приладожье). Л.; "Наука", 1970.
10. Д.А. Великославинский. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., "Наука", 1972.
11. В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова, Н.И. Московченко, Л.А. Прияткина, Ю.Д. Пушкарев. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. "Наука", Л., 1972.
12. O. Kouvo, G.R. Tilton. Mineral ages from the finnish Precambrian. Journal of Geology, 74, N 4, 1966.
13. Н.П. Ермолаев. Физико-химические закономерности перераспределения радиоэлементов при прогрессивном метаморфизме горных пород. - В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, 1972.

## ДАТИРОВАНИЕ ДРЕВНЕЙШИХ БИОТИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА КАЛИЙ-КАЛЬЦИЕВЫМ МЕТОДОМ

В северо-западной части Кольского полуострова, принадлежащей в тектоническом отношении к раннеархейскому срединному массиву [1] и сложенной кольской серией гнейсов и сланцев, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций [2], выявлены гранитоиды, биотит которых обнаруживает возраст, определенный калий-аргоновым методом, близкий к 4 млрд. лет (табл. 1).

Всего было исследовано 12 проб, взятых из трех обнажений. Обнажения 207 и 209 располагаются на западном склоне г. Охмыльк (Воронья Тундра) и отстоят друг от друга на расстоянии 100 м; обнажение 273 находится на западном берегу оз. Лявозеро, в 1 км к югу от устья р. Митрий-Яков, примерно в 40 км к востоко-юго-востоку от г. Охмыльк. Первые два обнажения переработанных крупноглыбовыми развалами гнейсовидного биотитового гранита и плагиогранита (обн. 207) с линзовидными обособлениями кварц-микроклинового состава, а иногда и с ксенолитами переработанных вмещающих гнейсов. У оз. Лявозеро скалистое обнажение 273 сложено микроклиновым биотитовым гранитом, прорывающим гранат-биотитовые и узловатые дистен-биотитовые сланцы.

Под микроскопом биотитовый плагиогранит обн. 207 обнаруживает гетерозернистую структуру со следами катаклаза и более позднего развития в зонах дробления кварца и мусковита. Биотитовый гранит обн. 209 имеет гипидиоморфнозернистую гетерозернистую структуру с идиоморфными кристаллами плагиоклаза, крупными ксеноморфными зернами микроклина и мелкозернистыми скоплениями кварца в интерстициях плагиоклаза и микроклина. В обнажении 273 существенно микроклиновый биотитовый гранит имеет слегка гнейсовидную текстуру и гипидиоморфнозернистую структуру. Во всех случаях биотит наблюдается в сравнительно небольших количествах (5-7%) в виде пластинок под микроскопом размером от  $0,1 \times 0,05$  до  $1,5 \times 0,5$  мм при преобладании всегда более крупной фракции. Биотит совершенно не изменен; вообще вторичные изменения пород в целом невелики и выражаются развитием по плагиоклазу клиноцоизита и мусковита. Биотит всех трех обнажений имеет довольно близкий химический состав (табл. 2), отвечающий обычному составу биотита гранитоидов [3]. Отношение  $Mg/Fe$  колеблется в пределах 0,6-1,2, содержание общего кальция относительно невелико и практически одинаково, варьируя в пределах 0,40-0,46%. Отношение  $\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}}$  меняется в пределах 0,29-0,42. Чистота выделения биотита контролировалась в иммерсионных препаратах и составляет 98-100%.

В последнее время из-за весьма легковесного отношения ряда радиологов к проблеме избыточного аргона в минералах совершенно неправоммерно и необоснованно получило распространение представление о том, что докембрийский биотит должен в любом случае содержать избыточный аргон и тем самым являться материалом, непригодным для целей абсолютной геохронологии. В связи с этим для того, чтобы убедиться самим и убедить других исследователей в относительной истинности полученных калий-аргоновых цифр, мы предприняли попытку их проверки с помощью не получившего пока распространения калий-кальциевого метода, использующего, как известно, вторую ветвь распада  $K^{40}$ . Отличительная черта кальциевой изотопии — большие концентрации исследуемого элемента, поэтому, во избежание неопределенностей, вызванных применением большого числа различных методических приемов, для первого случая была выбрана наиболее простая и надежная методика подготовки и измерения проб. Определение кальция проводилось весовым методом. После отделения кремнекислоты и группы полуторных окислов кальций осаждался в виде оксалата. Осадок отфильтровывался, тщательно промывался, прокаливался в платиновом тигле и взвешивался в виде  $CaO$ . Затем окись кальция растворялась в слабой азотной кислоте и в таком виде поступала на изотопию. Изотопные измерения производились на масс-спектрометре МИ-1309 однолучевым методом. Канал измерения ионных токов проверялся на линейность на эталонных образцах стронция и серы. У последней отношение изотопов 32 и 34 по порядку совпадает (отличие приблизительно в 2 раза) с отношением изотопов 40 и 44 кальция.

При измерении изотопных отношений эмпирически установлено, что наиболее стабильные результаты получаются при использовании  $CaCl_2$  в трехленточном режиме или  $Ca(NO_3)_2$  в одноленточном с алюмосиликатным эмиттером. Последний, хотя и показывающий меньшую чувствительность, предпочтительнее, т.к. стабильный режим измерений наступает в первые же 15–20 мин после включения ленточки, и изотопные отношения не изменяются в течение нескольких дней измерения. В этом случае роль стабилизатора играет эмиттер. Потеря же чувствительности для нас не имела значения ввиду значительных количеств исследуемых проб, имевшихся в нашем распоряжении.

Перед нанесением на ленточку исследуемого вещества проводилась тренировка в рабочем режиме с контролем фона кальция и калия. На чистом источнике фон удалялся за короткий промежуток времени (не больше часа). После нанесения исследуемого раствора и тренировки вакуумной системы проводилось полное выжигание калия с контролем по 39 массе при токе на ленточке в пределах 2,0–2,5 а в течение 15–30 мин (ионный ток калия появляется при 0,6 а). При этом ионные токи кальция (контроль на 44 массе) полностью отсутствовали. После полного выгорания 39 массы ток ионизатора повышался до 3,2–3,5а, что соответствовало рабочей интенсивности пика 40 массы порядка 3–5в. Воспроизводимость ре-

Таблица 1

Калий-аргоновый и калий-кальциевый возраст биотита из древнейших

Проба	Наименование пробы и место отбора	K, %	$\frac{40}{37}\text{Ar}$ , нмм <sup>3</sup> /г	$\frac{40}{40}\text{Ar}$ / $\frac{40}{40}\text{K}$	
273-1	Биотит из гнейсовид-	7,09	3,73	0,789	
273-2	ного средзернистого	7,43	3,65	0,739	
273-3	гранита обн. на зап.	7,40	3,42	0,693	
273-4	берегу оз. Лявозеро	7,36	3,75	0,764	
273-5	близ устья р. Митрий-Яков	7,36	3,57	0,728	
				Среднее:	
209-1	Биотит из гетерозер-	7,90	4,69	0,890	
209-2	нистого гранита обн.	7,46	4,84	0,973	
209-3	на зап. склоне г. Ох-	7,49	4,52	0,905	
209-4	мыльк	7,03	3,81	0,813	
				Среднее:	
207-1	Биотит из гнейсовид-	7,28	3,29	0,678	
207-2	ного гетерозернистого	7,56	3,29	0,653	
207-3	плаггиогранита обн. на зап. склоне г. Охмыльк	7,51	3,09	0,617	
				Среднее:	

зультатов измерения изотопных отношений на нескольких сериях составила 0,2%.

Абсолютный возраст рассчитывали по формуле

$$t = 1895 \ln(8,94 \cdot 10^3 \frac{\text{Ca}^{40}_{\text{рад. \%}}}{\text{K \%}} + 1) \text{ млн лет.} \quad (1)$$

При выводе этой формулы использованы следующие константы:

$$\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}, \quad \lambda_{\alpha} = 5,57 \cdot 10^{-9} \text{ лет}^{-1}.$$

С точностью, сопоставимой с точностью определения Ca, можно принять.

$$\text{Ca}^{40}_{\text{рад. \%}} = \text{Ca \%} \frac{K_2 - K_1}{K_2}, \quad (2)$$

где  $K_2 = \frac{\text{Ca}^{40}}{\text{Ca}^{44}}$  — измеренное в пробе, а  $K_1 = \frac{\text{Ca}^{40}}{\text{Ca}^{44}}$  — первоначальное изотопное отношение.

гранитов Кольского полуострова

Возраст млн. лет	Ca, %	$\frac{40}{44}\text{Ca}$	$\frac{40}{\text{Ca}^{44}} \cdot 10^{-3} \%$	$\frac{40}{40}\text{Ca}$ / $\frac{40}{40}\text{K}$	Возраст, млн. лет
4010				11,03	
3900				10,52	
3800				10,55	
3955	0,40	48,26	9,53	10,62	4800
3860				10,62	
3905±160					
4230				11,30	
4370				12,64	
4260				12,58	
4060	0,40	48,51	11,50	13,41	5200
4230±260					
3760				10,35	
3705				9,97	
3615	0,46	48,07	9,19	10,03	4700
3690±150					

Таким образом, в кальциевом методе, как и в любом другом, возникает проблема определения изотопного отношения первичного кальция без радиогенной добавки.

В качестве эталонного первичного соотношения  $\frac{\text{Ca}^{40}}{\text{Ca}^{44}}$ , т.е. значения  $K_1$ , было выбрано среднее из нескольких измерений, относящихся к трем химически чистым лабораторным препаратам  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$  и металлическому кальцию, полученным из заведомо различного исходного сырья, но дающих близкие значения (табл. 3).

Рассчитанные по этому первичному отношению значения калий-кальциевого возраста для биотита каждого из трех обнажений гранитов приведены в табл. 1. Они все оказались более высокими по сравнению с калий-аргоновыми цифрами, что уже само по себе может свидетельствовать о вероятной потере аргона анализируемыми пробами биотита, но никак не о нахождении в них его избыточных количеств. Иначе говоря, полученные калий-кальциевым методом значения абсолютного возраста не только подтверждают их древнейшее образование, но и указывают на возможно еще более древний возраст, лежащий за пределами 4,5 млрд. лет.

Таблица 2

Химический состав древнейших биотитов Кольского полуострова  
(аналитик М.Р. Петерсон)

Компонент	Проба 273-2		Проба 209-1		Проба 207-2	
	Вес.,%	Мол. кол-во	Вес.,%	Мол. кол-во	Вес.,%	Мол. кол-во
SiO <sub>2</sub>	36,20	602	35,00	582	35,70	594
TiO <sub>2</sub>	1,93	024	2,63	033	2,57	032
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,60	346	19,78	388	18,92	370
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,75	072	5,74	072	4,90	062
FeO	12,22	170	15,31	213	15,16	211
MnO	0,34	005	0,47	007	0,46	007
MgO	11,57	287	7,23	180	8,15	202
CaO	0,56	012	0,56	012	0,64	012
BaO	Не обн.		Не обн.		Не обн.	
Na <sub>2</sub> O	0,14	002	0,15	002	0,17	006
K <sub>2</sub> O	8,95	190	9,52	202	9,11	194
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,74	304	2,66	294	2,90	322
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20		0,20			
F	0,80	042	0,56	029	0,60	032
Сумма	100,10		99,91		100,32	
O-F <sub>2</sub>	0,33		0,23		0,27	
	<u>99,77</u>		<u>99,68</u>		<u>100,05</u>	

Кристаллохимические формулы биотита

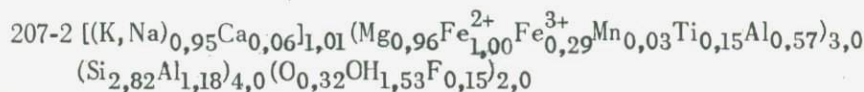
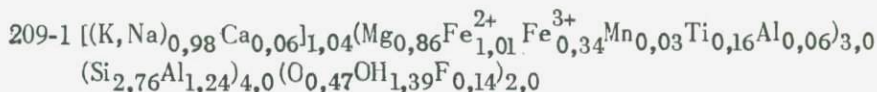
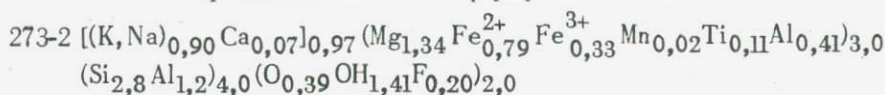


Таблица 3

Изотопный состав кальция эталонных препаратов

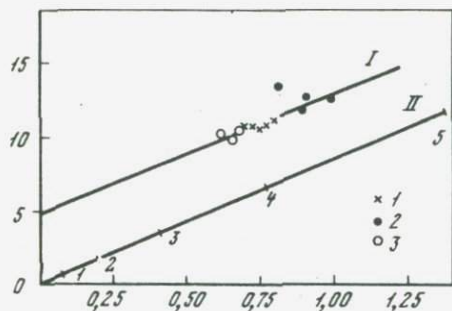
Препарат	$\frac{40\text{Ca}}{44\text{Ca}}$	Препарат	$\frac{40\text{Ca}}{44\text{Ca}}$	Препарат	$\frac{40\text{Ca}}{44\text{Ca}}$
Металлический Са	47,11	CaCl <sub>2</sub>	47,13	Ca(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	47,13
То же	47,11	То же	47,08	То же	47,11
Среднее	47,11±0,04				

В качестве первичного было взято также отношение  $^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$  в гиперстене из ультрабазита Мончегорского плутона, оказавшееся равным 46,79 при содержании общего кальция 1,84% и калия 0,04. Рассчитанные значения калий-кальциевого возраста наших биотитов в этом случае оказались еще более высокими.

Конечно, в этом первом исследовании точность определений калий-кальциевого возраста не очень высока; погрешность для значений в 5 млрд. лет соответствует (+500) - (-700) млн. лет, но этого в общем достаточно для уверенного подтверждения полученных калий-аргоновых значений абсолютного возраста исследованных гранитов. Тем более что на графике рис. 1 точки, относящиеся к отдельным пробам, весьма удовлетворительно ложатся на одну прямую, параллельную конкордии. Сдвиг этой прямой вверх, в сторону увеличения значений  $^{40}\text{Ca}/^{40}\text{K}$ , показывает систематическое отклонение от теоретического расчета за счет возможной потери  $^{40}\text{Ar}$  (но не захвата!) или за счет привноса радиогенного  $^{40}\text{Ca}$ .

С геологической точки зрения полученные значения абсолютного возраста не являются чем-то необычным. Они относятся, действительно, к наиболее раннеархейским образованиям, параллелизуемым с гнейсами Западной Гренландии, которые датируются Pb-Sr методом возрастом в  $3700 \pm 140$  млн., а свинцово-изохронным в  $3760 \pm 70$  млн. лет [4,5], еще в 1958 г. А.А. Палкановым и Э.К. Герлингом [6] были уже опубликованы K-Ar цифры возраста биотита микроклинитовых гранитов с р. Вороньей, близкие к 3,5 млрд. лет. Число значений K-Ar возраста биотита Кольских гранитов, лежащих в пределах 3-3,5 млрд. лет, позднее возросло до двух десятков, и они приведены в ряде публикаций этой лаборатории [7].

В заключение хотелось бы подчеркнуть два важных обстоятельства. Несмотря на большие методические трудности, все же имеются в настоящее время возможности совершенствования почти отвергнутого ранее K-Ca метода. Как показали наши первые шаги в этом направлении, его использование, особенно в сочетании с K-Ar ме-



Сопоставление калий-аргоновых (I) и калий-кальциевых (II) возрастов биотитов методом конкордии

Цифры у конкордии показывают абсолютный возраст в млрд. лет. Экспериментальные точки: обнажения 273 (1), 209 (2), 207 (3)

тодом, может дать многое для развития радиогеохронологии и повышения достоверности получаемых цифр. Если перейти к существу проведенного исследования, то полученные результаты позволяют с определенной степенью уверенности предполагать существование на Кольском полуострове древнейших геологических образований земной коры, абсолютный возраст которых может измеряться цифрами в 4,0–4,5 млрд. лет, а возможно и более.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. В.А. Дедеев. Методика изучения внутренней структуры фундамента платформ. Л., "Наука", 1972.
2. К.О. Кратц, Э.К. Герлинг, С.Б. Лобач-Жученко. Геохронология докембрия Балтийского щита. — В кн. Геология докембрия. Л., "Наука", 1968.
3. У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж. Зусман. Породообразующие минералы, т.3. Листовые силикаты. "Мир". 1966.
4. S. Moorbath, R.K. O'Nions, R.I. Pankhurst. — Nature, 245, 1973.
5. Геохронология СССР, т. 1. Докембрий. Л., "Недра", 1973.
6. Э.К. Герлинг, А.А. Полканов. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. — Геохимия, 1958, № 8.
7. К.О. Кратц, К.А. Шуркин, С.Б. Лобач-Жученко, В.А. Масленников. Региональная схема стратиграфии докембрийских образований. — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1971.

## СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВОЗРАСТА ПЕГМАТИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД ДВУХ РАЙОНОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

При сопоставлении возраста пегматитов и вмещающих их пород последние часто показывали значительное омоложение [1]. Подобные возрастные соотношения наблюдались между интрузиями габбро и вмещающими породами в Воронежском кристаллическом массиве [2], когда последние показывали К-Аг возраст в 2, а прорывающие их основные интрузии — 3,5 млрд. лет. Однако, если в этом случае можно было высказывать какие-либо альтернативные суждения относительно геологического положения габброидов, то геологическое положение пегматитов однозначно, и факт омоложения вмещающих их пород очевиден.

Для выяснения закономерностей этого феномена было предпринято изучение пегматитов и вмещающих их пород двух достаточно удаленных друг от друга районов Кольского полуострова. Пегматиты Ёны слюдоносные (месторождения Лейвойва и Риколатва) и керамические (месторождение Куру-Ваара) приурочены к глубокометаморфизованной толще гнейсов Беломорской формации.

Пегматиты Урагубско-Шонгуйской полосы, несущие незначительную редкометальную минерализацию, расположены на 200 км севернее и приурочены к гнейсам кольской серии на границах ее с Мурманским блоком. Кроме них в геологическом строении полосы принимают участие породы, отождествляемые с тундровой серией Воронья-Колмозерского пояса. Таким образом, в нашем распоряжении были однотипные вмещающие породы — гнейсы разных формаций и рвущие их пегматиты различных промышленно-формационных типов.

Весь геохронологический материал представлен в таблице и в виде гистограмм на рис. 1, при рассмотрении которых очевидно следующее.

1. Редкометальные пегматиты формировались в два этапа (2200 и 1850 млн. лет), разделенных временным интервалом, превышающим статистическую погрешность на 95%-ном уровне приблизительно в два раза. Здесь отмечается интересная закономерность. Возрастные данные обоих этапов получаются по образцам из одной и той же жилы, причем к первому этапу довлеют более микроклиновые, а ко второму — альбитовые разности. Биотит датируется только вторым этапом.

2. Слюдоносно-керамические пегматиты Ёны формировались в один этап 1850 млн. лет тому назад. Сопоставление возрастов по биотитам и мусковитам так же, как и для пегматитов Ура-Губы, показывает, что отличие их незначимо. Обращает на себя внимание значительное завышение возраста некоторых плагиоклазов по срав-

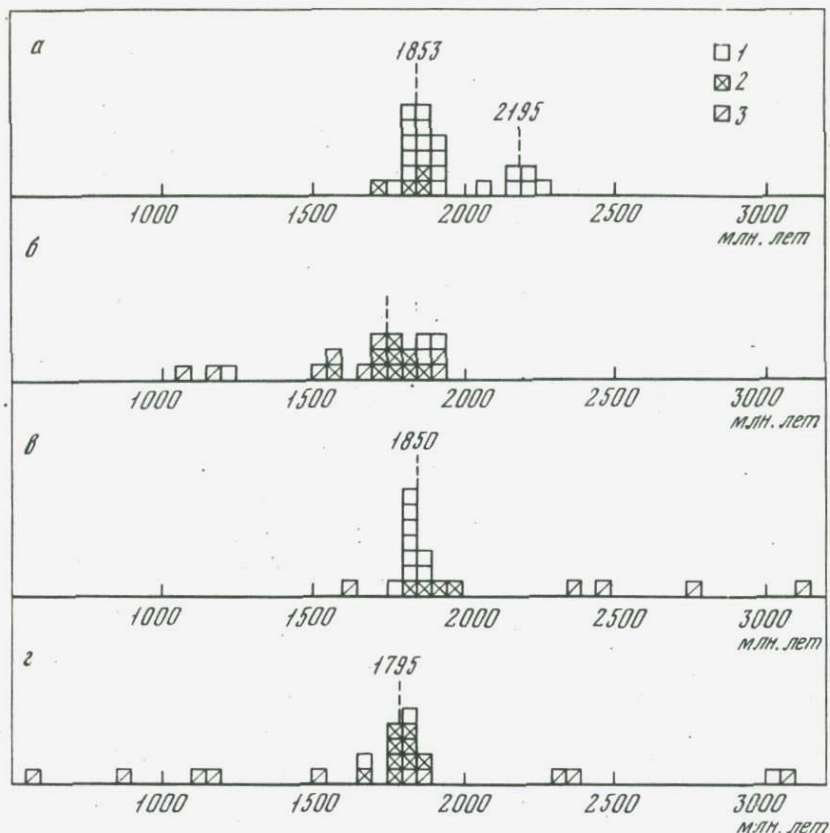


Рис. 1. Гистограммы распределения абсолютного возраста  
 а - пегматиты; б - вмещающие породы Урагубско-Шонгуйской  
 полосы; в - пироксены; г - вмещающие породы района Ёны. 1 -  
 биотит; 2 - мусковит; 3 - полевой шпат

нению с возрастом слюд как по пегматитам, так и по вмещающим их гнейсам беломорской серии.

3. При сравнении гистограммы рис. 1 видно, что пегматитовые датировки формируются в более четкие статистические группы, чем датировки по вмещающим породам. При этом даже по наиболее доброму материалу - слюдам для вмещающих пород - получаются более молодые возрасты.

На XVIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций на примере Воронежского кристаллического массива нами было показано, что [3] занижение возраста полевых шпатов вмещающих пород может найти свое объяснение в терминах теории диффузии и зависит от крупности зерен, используемых для датирования минералов. Было приведено уравнение, согласно кото-

тому "потеря возраста" в результате теплового воздействия линейно зависит от обратной величины размера частиц:

$$\frac{T_0 - T}{T_0} = -\frac{T_M}{T_0} + k \sqrt{\frac{Dt'}{\pi}} \frac{1}{a}, \quad (1)$$

где  $T_0$  - калий-аргоновое отношение, соответствующее истинному, не заниженному возрасту;

$T_M$  - отношение, соответствующее моменту теплового воздействия;

$T$  - измеренное калий-аргоновое отношение;

$D$  - коэффициент диффузии;

$t$  - длительность теплового воздействия;

$a$  - радиус или полутолщина зерен минерала;

$k$  - коэффициент, зависящий от геометрии зерен ( $k=6$  для случая сферической диффузии;  $k=2$  - для плоского случая).

В координатах  $(\frac{T_0 - T}{T_0}; \frac{1}{a})$  выражение (1) - есть уравнение прямой с угловым коэффициентом  $k\sqrt{\frac{Dt'}{\pi}}$ , отсекающей на отрицательной оси ординат отрезок  $\frac{T_M}{T_0}$ . Очевидно, что линейная зависимость относительного занижения возраста от обратной величины крупности зерен будет наблюдаться не при всех возможных положительных значениях  $a$ , а только при условии

$$k\sqrt{\frac{Dt'}{\pi}} < a < k\sqrt{\frac{Dt'}{\pi}} \frac{T_0}{T_M}. \quad (2)$$

Нанеся экспериментальные данные в упомянутой выше системе координат и определив графически величину отрезка  $\frac{T_M}{T_0}$ , мы тем самым определим момент теплового воздействия на породу по калий-аргоновому отношению  $T_M$ .

Подобные построения проведены для слюд и полевых шпатов из гнейсов Урагубско-Шонгуйской полосы (рис. 2). В качестве исходного, не заниженного возраста, взят средний возраст второго этапа пегматитообразования в 1850 млн. лет ( $T_0 = 0,175$ ). Принимая такое первоначальное значение, мы не считаем его истинным возрастом гнейсов, а только предполагаем, что интенсивность процессов регионального метаморфизма в период 2,2-1,8 млрд. лет была настолько высока, что накопленный к этому времени радиоактивный аргон был полностью удален в результате термического воздействия, и с момента времени 1850 млн. лет радиоактивные часы были запущены заново.

Размер зерен определялся по ориентированным прозрачным шлифам как среднее по 100-300 отсчетам. Под микроскопом измерялись толщина пластинок слюд и наименьший размер зерен полевых шпатов. В таблице под величиной  $a$  подразумевается для слюд полутолщина пластинок, для полевых шпатов - эффективный радиус зерен. Определение размера зерен минералов - наиболее уязвимое

Абсолютный возраст пегматитов и вмещающих пород

Образец	Минерал, место отбора образца	K, %	$^{40}\text{Ar}$ , $\frac{\text{нмм}^3}{\text{г}}$	$\frac{\text{Ar}}{\text{K}} = T$	Возраст, млн. лет	$\frac{T_0 - T}{T_0}$	a, мм
1	2	3	4	5	6	7	8

I. Пегматиты

Урагубско-Шонгуйская полоса

В-1107	Мусковит из жилы мусковит-микроклинового состава, уч. "Правый берег р. Ура", 11-й км урагубской дороги	8,23	1,004		1880 $\pm$ 50		
В-1109	Мусковит из мусковитового пегматита, там же	8,23	0,984		1856 $\pm$ 40		
В-1113	Мусковит из кварц-альбитового пегматита, ж. "Основная", в 300 м к северу от предыдущей	8,32	0,965		1820 $\pm$ 50		
В-1114	Мусковит, там же	7,99	1,143		2075 $\pm$ 50		
711-6	То же	7,62	1,171		2166 $\pm$ 50		
В-1118	Мусковит из альбит-микроклинового пегматита, 9-й км урагубской дороги	8,12	1,300		2219 $\pm$ 60		
709-а	Мусковит, там же	8,39	0,943		1783 $\pm$ 50		
В-2198	Мусковит из пегматита, Ура-Губа, выс. 354	8,29	1,380		2270 $\pm$ 65		
В-2199	Биотит, там же	7,49	0,898		1867 $\pm$ 65		
В-2219	Биотит из пегматита, Килп-Явр, кан. 7	7,11	0,745		1703 $\pm$ 40		
В-2220	Мусковит, там же	8,15	0,986		1870 $\pm$ 45		
В-2221	Мусковит, Килп-Явр, к. 8	7,91	0,983		1902 $\pm$ 60		

В-2222	Мусковит, Килп-Явр, к. 8а	7,99	0,931		1825 $\pm$ 40		
В-2223	Биотит, там же	7,27	0,860		1842 $\pm$ 50		
В-2218	Мусковит, Килп-Явр, к. 6	7,82	0,960		1886 $\pm$ 55		
В-1135	Мусковит, Килп-Явр, КЗ склон горки	8,12	0,962		1832 $\pm$ 80		
В-1123	Мусковит, м. Пинагорий, ж. 25	8,21	1,340		2244 $\pm$ 55		
В-1121	Мусковит, м. Пинагорий, ж. 25, южный контакт	8,34	1,040		1906 $\pm$ 35		
В-1128	Мусковит, м. Пинагорий, жила, дополнительная к ж. 25	8,24	1,060		1944 $\pm$ 50		
708-а	Мусковит, г. Мишукова	8,28	0,973		1834 $\pm$ 60		
362	Мусковит, м. Пинагорий (Маслеников и др., 1963)				1930		
604	Биотит, там же				1860		
264	Мусковит, оз. Б. Лапоть (Полканов, Герлинг, 1960)				2180		
265	Мусковит, там же				1830		

Среднее по слюдам:

1853 $\pm$ 108  
2195 $\pm$ 140

Район Ёны

В-13196	Мусковит, Лейвойва	8,02	0,925		1813 $\pm$ 45		
	Плагиоклаз	0,32	0,0558	0,262	2360 $\pm$ 50		0,337
В-2190	Мусковит, там же	7,42	0,880		1845 $\pm$ 60		
В-2195	Мусковит, там же	7,52	0,871		1819 $\pm$ 50		
В-2196	Мусковит, там же	7,86	0,959		1880 $\pm$ 50		
В-2197	Мусковит, там же	7,98	0,918		1810 $\pm$ 50		
В-2192	Мусковит, Риколатва	8,17	0,953		1826 $\pm$ 50		
В-1328	Микроклин, там же	10,40	0,996	0,144	1630 $\pm$ 30	0,228	0,210
В-1332	Мусковит, там же	8,44	0,981		1822 $\pm$ 45		
В-1329	Плагиоклаз, там же	0,44	0,128	0,435	3100 $\pm$ 75	0,00	>5,0
В-1333	Мусковит, там же	8,18	1,004		1886 $\pm$ 50		
В-1334	Плагиоклаз, там же	0,50	0,0950	0,285	2480 $\pm$ 65		3,5

Таблица (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
В-1336а	Биотит, там же	7,51	0,898		1855±50		
	Плагиоклаз	0,37	0,0871	0,353	2777±80		3,5
В-2191	Биотит, там же	5,52	0,740		1995±45		
В-1347а	Биотит, Куру-Ваара	7,36	0,847		1810±55		
В-2193	Биотит, там же	7,09	0,883		1904±50		
В-2194	Мусковит, там же	8,30	0,942		1780±45		
		Среднее по слюдам:			1850±110		
II. Вмещающие породы							
<u>Урагубско-Шонгуйская полоса</u>							
В-1090	Биотит из амфиболита, в 1 км от юго-западного окончания Большого Ура-Губского озера	6,71	0,720	0,157	1727±45	0,103	0,0324
В-1100 <sup>а</sup>	Плагиоклаз из биотитового кристаллического сланца; в 5 км к югу от пос. Ура-Губа	1,18	0,108	0,134	1554±55	0,234	0,118
	Биотит	7,26	0,845	0,171	1825±40		
В-1101	Биотит из биотитового гнейса; урагубская дорога, 15-й км от трассы Мурманск-Печенга	6,54	0,702	0,158	1730±45	0,127	0,0415
	Плагиоклаз	0,73	0,0613	0,090	1170±50		
В-1102	Биотит из двуслюдяного гнейса, там же	7,50	0,844	0,166	1790±50	0,083	0,0465
	Плагиоклаз	0,43	0,0384	0,131	1530±55		
В-1106	Биотит из двуслюдяного гнейса, правый берег р. Ура, против г. Оленьей	6,37	0,773	0,178	1873±50	0,00	0,0340
	Мусковит	7,78	0,961	0,181	1893±50	0,00	0,0676
	Плагиоклаз	0,91	0,0968	0,156	1720±60	0,108	0,330
В-1111	Биотит из двуслюдяного гнейса; урагубская дорога, 11-й км от трассы Мурманск-Печенга	6,29	0,707	0,165	1785±30	0,057	0,0441
	Мусковит	8,48	1,020	0,176	1862±50		
В-1112	Биотит из гранат-ставролит-силлиманит-биотитового гнейса, там же	6,04	0,559	0,136	1570±40	0,223	0,0267
	Плагиоклаз	0,57	0,0318	0,082	1082±32	0,532	0,117
В-1094	Мусковитовый концентрат (примесь хлорита, кварца, серицитита, плагиоклаза), в 1 км к ЮЗ от Большого Ура-Губского озера	3,02	0,197	0,096	1223±40	0,451	0,016
В-1126	Биотит из двуслюдяного гнейса, м. Пинагорий, северный контакт с пегматит. ж. 25	7,52	0,869		1815±75		
	Мусковит	4,56	0,569		1906±60		
	Плагиоклаз	0,24	0,0300		1906±50		
В-1138 <sup>б</sup>	Биотит из гранат-силлиманитового гнейса, Килп-Явр	7,02	0,784	0,164	1777±35	0,063	0,0333
	Плагиоклаз	0,21	0,0216	0,151	1683±40	0,137	0,152
В-1139	Плагиоклаз из гранат-биотитового гнейса, там же	0,79	0,0982	0,182	1900±45	0,00	0,400
		Среднее по слюдам:			1752±365		
<u>Район Ёны</u>							
В-1316	Биотит из очкового гнейса, Лейвойва	6,58	0,753	0,168	1804±75	0,040	0,0286
	Плагиоклаз	0,24	0,0145	0,0907	1176±40		

Таблица (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
В-1317а	Биотит из гранат-кианитового гнейса, там же	6,26	0,703	0,165	1784 $\pm$ 65	0,057	0,0236
	Плаггиоклаз	0,61	0,0715	0,172	1832 $\pm$ 40	0,017	0,443
В-1318	Биотит из двуслюдяного гнейса, там же	6,23	0,703	0,174	1798 $\pm$ 35	0,003	0,0388
	Плаггиоклаз	0,16	0,0462	0,433	3090 $\pm$ 75		0,337
В-1321	Биотит из двуслюдяного гнейса, там же	7,23	0,830	0,169	1812 $\pm$ 60	0,034	0,0267
	Мусковит	5,79	0,602	0,152	1694 $\pm$ 60	0,131	0,0192
	Плаггиоклаз	0,51	0,0629	0,181	1893 $\pm$ 65	0,000	0,205
В-1322а	Биотит из двуслюдяного гнейса с гранатом, силлиманитом и ставролитом, там же	7,10	0,827	0,175	1853 $\pm$ 40	0,000	0,0348
	Мусковит	7,42	0,850	0,168	1805 $\pm$ 45	0,04	0,0292
	Плаггиоклаз	0,35	0,0604	0,259	2350 $\pm$ 55		0,263
В-1323	Плаггиоклаз из гранат-биотитового гнейса, там же	0,19	0,0331	0,255	2328 $\pm$ 65		0,0325
В-1325	Плаггиоклаз из амфиболита, Риколатва	0,46	0,0191	0,0621	877 $\pm$ 26	0,663	0,105
В-1326	Плаггиоклаз из амфиболита, там же	0,66	0,0155	0,0354	550 $\pm$ 15	0,798	0,0784
В-1337	Биотит из гранат-биотитового гнейса, там же	7,05	0,787	0,164	1776 $\pm$ 75	0,063	0,0234
	Плаггиоклаз	0,20	0,0207	0,152	1691 $\pm$ 40	0,131	0,247
В-1339	Биотит из биотит-гранатового гнейса, там же	7,05	0,824	0,171	1828 $\pm$ 50	0,023	0,0338
	Плаггиоклаз	0,59	0,0340	0,0865	1135 $\pm$ 45		
В-1341	Биотит из биотитового гнейса, Куру-Ваара	7,65	0,866	0,166	1791 $\pm$ 60		
	Плаггиоклаз	0,36	0,0317	0,129	1514 $\pm$ 50	0,217	0,210
	Среднее по слюдам:				1795 $\pm$ 85		

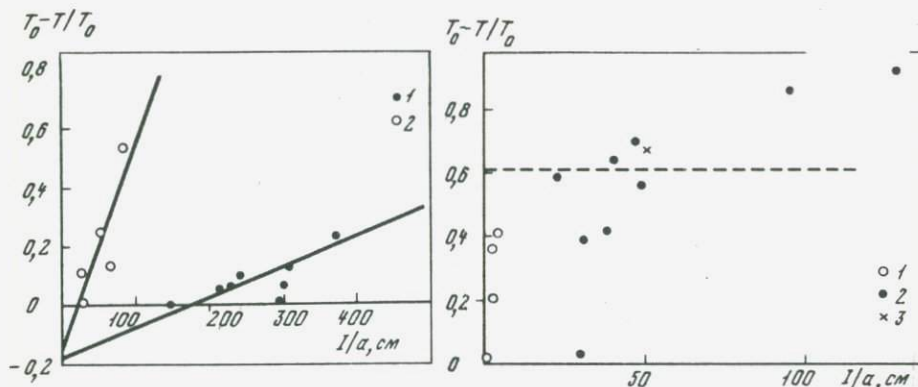


Рис. 2. Зависимость относительного занижения аргон-калиевых отношений от обратной величины крупности зерна в породах Урагубско-Шонгуйской полосы

1 - слюды; 2 - полевые шпаты

Рис. 3. Зависимость относительного занижения аргон-калиевых отношений от обратной величины крупности зерна полевых шпатов в породах района Ёны

1 - плагиоклазы пегматитов; 2 - плагиоклазы вмещающих пород; 3 - микроклин. Предполагаемый исходный возраст пород 3100 млн. лет

место в описываемой методике. Успех ее применения зависит уже от подбора в поле достаточно равномернозернистого образца и изготовления правильно ориентированных и представительных шлифов. Тем не менее погрешность в определении размера, обусловленная статистической неоднородностью зерен, достигает 10-15%.

Методом наименьших квадратов для слюд получено уравнение

$$\frac{T_0 - T}{T_0} = -0,178 + 9,64 \cdot 10^{-4} \frac{1}{a}, \quad (3)$$

а для полевых шпатов

$$\frac{T_0 - T}{T_0} = -0,166 + 7,03 \cdot 10^{-3} \frac{1}{a}. \quad (4)$$

Начальному отрезку  $\frac{T_M}{T_0} = 0,178$  соответствует момент теплового воздействия в 490, а  $\frac{T_M}{T_0} = 0,166$  - в 460 млн. лет.

Для слюд гнейсов беломорской серии района Ёны получено уравнение

$$\frac{T_0 - T}{T_0} = -0,253 + 8,04 \cdot 10^{-4} \frac{1}{a} \quad (5)$$

и момент подъема температуры 660 млн. лет тому назад.

Здесь в качестве исходного возраста также принят возраст пегматитов в 1850 млн. лет, совпадающий с возрастом пегматитов второго этапа Ура-Губы ( $T_0 = 0,175$ ). Экспериментальные точки и построенная по ним прямая изображены на рис. 4.

Несколько сложнее обстоит дело с полевыми шпатами. Из табл. 1 и гистограммы рис. 1 видно, что часть плагиоклазов дает возраст, превышающий возраст слюд пегматитов и достигающий 3,1 млрд. лет. Если временно принять это значение за истинный возраст ( $T_0 = 0,445$ ), в системе координат  $(\frac{T_0 - T}{T_0}; \frac{1}{a})$  можно получить

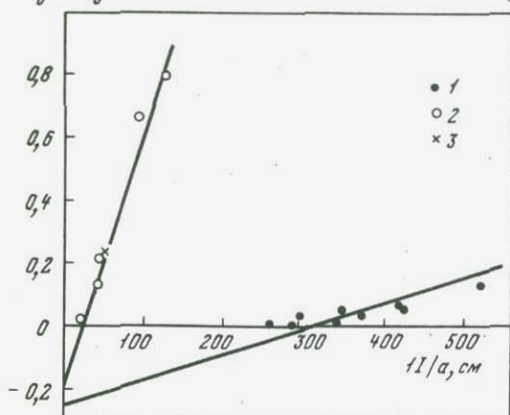


Рис. 4. Зависимость относительного занижения аргоналиевых отношений от обратной величины крупности зерна во вмещающих породах района Ёны

1 - слюды; 2 - плагиоклазы; 3 - микроклин. Предполагаемый исходный возраст пород 1850 млн. лет

картину, представленную на рис. 3. В табл. 1 приведены только данные для  $T_0 = 0,175$ . Здесь мы наблюдаем тенденцию к зависимости занижения возраста от размера, однако четкой зависимости не наблюдается. В обособленную группу попадают плагиоклазы пегматитов, остальные точки разбросаны достаточно хаотически.

Эта картина может рассматриваться с двух альтернативных точек зрения. Первая — модная в настоящее время гипотеза о захваченном, избыточном аргене, появляющаяся каждый раз, когда по тем или иным причинам экспериментальные данные не соответствуют геологическим представлениям сторонников этой гипотезы. Не исключая полностью возможности захвата избыточного аргона такими минералами, как, например, плагиоклазы или пироксены, следует считать этот вариант маловероятным и требующим по крайней мере отыскания таких абсолютных критериев, которые не зависели бы от геологических факторов.

Другая альтернатива — реликтовый возраст. Вполне возможно допущение, что беломорская серия, как и кольская, относится к архею. Интенсивные процессы метаморфизма, которым она была подвержена в интервале 1,8–2,0 млрд. лет, снивелировали все возрастные даты под этот интервал времени, и только отдельные датировки (7 из 38) дают возрастные значения в пределах 2,3–3,1 млрд. лет. Эти значения согласуются с изохронными уран-торий-свинцовыми

[4] и рубидий-стронциевыми [5] датировками в 2,7 млрд. лет, проведенными по породам беломорской серии, а также с калий-аргоновыми возрастными пироксенов и плагиоклазов из рвущих эту серию друзитов [6].

На рис. 3 пунктиром проведен возрастной рубеж в 1850 млн. лет. Естественно считать, что точкам, расположенным под пунктирной прямой, соответствуют образцы с реликтовым возрастом, точнее с калий-аргоновым отношением, сохранившимся со времени 3,1 млрд. лет в той или иной степени после воздействия на породы повышенных температур в период 1,8-2,0 млрд. лет. Точкам, лежащим над пунктиром, соответствуют образцы, полностью потерявшие в этот период радиогенный аргон. Отсчет времени для этих образцов начался с момента 1850 млн. лет (плагиоклазы В-1317<sup>а</sup>, В-1325, В-1326, В-1337, В-1339). Разброс возрастных данных для этих образцов обусловлен уже более поздним тепловым воздействием.

Для определения времени этого события перечисленные точки перенесены на график рис. 4 с начальным временем отсчета 1850 млн. лет ( $T_0 = 0,175$ ).

$$\text{Полученная прямая } \frac{T_0 - T}{T_0} = -0,200 + 8,1 \cdot 10^{-3} \frac{1}{a} \quad (6)$$

(на рисунке обозначено осью ординат  $T_m/T_0 = 0,200$ , откуда  $T_m = 0,035$  и время теплового воздействия  $t_m = 543$  млн. лет.

На рис. 4 крестиком отмечена точка, соответствующая образцу микроклина из пегматита В-1328. Эмпирическим путем установлено, что под крупностью в этом случае следует понимать не размер целого кристалла, а только расстояния между пертитовыми вростками, как и в плагиоклазе между вростками антипертита.

Уравнения (3)-(6) не только определяют время теплового воздействия на породу и наблюдаемый значительный разброс экспериментальных данных, но и несут интересную дополнительную информацию о длительности и интенсивности этого воздействия. Раскроем смысл углового коэффициента в уравнении (1):

$$b_1 = \kappa_1 \sqrt{\frac{D_1 t}{\pi}} \quad (7)$$

Возведя в квадрат и помня, что

$$D = D_0 e^{-\frac{E}{RT}}, \quad (8)$$

где  $E$  - энергия активации,  $T$  - температура,  $K$ , после очевидных преобразований для слюд и полевых шпатов получим уравнения:

$$\begin{cases} \ln t = \ln \frac{b_1^2 \pi}{4D_{01}} + \frac{E_1}{R} \frac{1}{T} \\ \ln t = \ln \frac{b_2^2 \pi}{36D_{02}} + \frac{E_2}{R} \frac{1}{T} \end{cases} \quad (9)$$

Решив эту простую систему линейных уравнений относительно  $t$  и  $T$ , получим, таким образом, длительность и интенсивность теплового воздействия на породу.

К сожалению, следует констатировать, что имеющиеся в литературе данные не дают возможности выбора точных значений энергий активации и коэффициентов диффузии. Задача, стоявшая перед исследователями, была более скромной – оценить способность различных минералов удерживать радиогенный аргон. Для решений этой задачи существующая точность определения диффузионных параметров была достаточной.

Тем не менее попытаемся оценить термическую обстановку, вызвавшую потерю радиогенного аргона в гнейсах рассматриваемых районов исходя из имеющихся данных.

На XVII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста нами был приведен обзор литературных данных по полевым шпатам [2], энергия активации и коэффициент диффузии для которых в области температур до  $\sim 600^\circ\text{C}$  составляли в среднем 23 ккал/моль и  $10^{-7}$  см<sup>2</sup>/сек.

В случае слюд дело обстоит сложнее. Во всех работах были определены энергии активации и коэффициенты диффузии  $D_0/a^2$ , а не  $D_0$ , т.е. не определялась толщина пластинок слюды. Исключение составляет работа Эверидена и других [7], измерявших толщину пластинок флогопита. Однако полученный в этой работе большой разброс в значениях энергии активации не дает возможности получения точного значения  $D_0$ . В настоящее время нами проводится работа по уточнению величин диффузионных параметров, и в качестве предварительных данных для слюд мы можем воспользоваться следующими значениями:  $E=50$  ккал/моль,  $D_0=1,4 \cdot 10^7$  см<sup>2</sup>/сек.

Подстановка выбранных величин в систему уравнений (9) дает решения:

для Урагубско-Шонгуйской полосы  $T = 120^\circ\text{C}$ ,  $t = 7$  млн. лет;

для района Ёны  $T = 113^\circ\text{C}$ ,  $t = 16$  млн. лет.

Таким образом, совместное геохронологическое изучение пегматитов и вмещающих их гнейсов выявило важную роль размеров зерен минералов при интерпретации возрастных данных.

Наиболее существенным событием в геохронологической истории рассматриваемых районов был процесс регионального метаморфизма в период 2,2–1,8 млрд. лет, снивелировавший возраст вмещающих пород под этот возрастной рубеж.

Последовавший в верхнем докембри–нижнем палеозое в платформенный этап развития период активизации ультраосновного, ультраосновного–щелочного и щелочного магматизма вызвал термические потери радиогенного аргона во вмещающих породах согласно закону обратной пропорциональной зависимости от крупности кристаллов. Реконструкция этих событий по предлагаемой здесь методике дает возрастные значения в 460, 490, 543 и 660 млн. лет.

Такой разброс данных может отражать истинное положение вещей, т.е. скольжение возрастов определенных геологических процес-

сов с юга на север, но может быть обусловлен невысокой точностью методики, связанной с определением крупности зерен минералов.

Приведенные в настоящей работе значения длительности и интенсивности процессов, вызвавших занижение возраста вмещающих пород, следует рассматривать лишь как оценочные, демонстрирующие возможности предлагаемой методики в случае получения более точных диффузионных параметров изучаемых минералов. Однако даже эта оценка показывает, что занижение возраста вмещающих гнейсов происходило при низких температурах, не превышающих 200°C.

Слабая интенсивность этих термических процессов не оказала влияния на возраст крупнокристаллических пегматитов. При этом керамические пегматиты Ёны датируются одним этапом в 1850, а редкометалльные пегматиты Урагубско-Шонгуйской полосы двумя этапами в 2200 и 1850 млн. лет.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Л.Н. Овчинников, С.Н. Вороновский, Л.В. Овчинникова, Н.А. Сокова, Г.В. Малярова. Редкометалльная металлогения докембрия СССР. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов. — Тезисы докл. XVIII сессии. М., 1973.
2. С.Н. Вороновский, Г.В. Малярова, С.Н. Сокова. О возможных причинах занижения калий-аргоновых отношений в полевых шпатах. — В кн.: Новые данные по геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении, датирование тектоно-магматических циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр. — Тезисы докл. XVII сессии. М., 1971.
3. С.Н. Вороновский, Л.Н. Овчинников, Н.А. Сокова, Г.В. Малярова, Л.В. Овчинникова. О реликтовых возрастах основных интрузий Смородинского участка Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов. — Тезисы докл. XVIII сессии. М., 1973.
4. А.И. Тугаринов, Е.В. Бибикина, Т.В. Грачева, В.А. Макаров. О геохронологии беломорской формации. — В кн.: Новые данные по геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении, датирование тектоно-магматических циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр. — Тезисы докл. XVII сессии. М., 1971.
5. И.М. Горохов, Э.П. Кутявин, Э.С. Варшавская, С.Б. Лобач-Жученко. Геохронологическое изучение метаморфических пород восточной части Балтийского щита Rb-Sr методом на породах в целом. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. — Тезисы докл. XVI сессии. М., 1969.
6. Ю.Д. Пушкарев, М.М. Фугзан, Н.Д. Малов. K-Ar возрасты минералов друзитовой серии беломорского блока. — В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. — Тезисы докл. XIX сессии. М., 1975.
7. J.F. Evernden, G.H. Curtis, R.W. Kistler, J. Obradovich. — Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucite and phlogopite. — Amer. J. Scie., 25P.

**РАДИОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ ДОКЕМБРИЙСКИХ  
ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ  
И ОЛОВЯННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО  
ОРУДЕНЕНИЯ В СЕВЕРНОМ ПРИЛАДОЖЬЕ  
(ПО ДАННЫМ К-Аг МЕТОДА)**

Принципиально новые данные по геологии и рудоносности юго-восточной части Балтийского кристаллического щита, полученные за последнее десятилетие, позволяют рассматривать этот регион как перспективную рудную провинцию с оловянным, вольфрамовым, полиметаллическим и редкометалльным оруденением, где в настоящее время известно более 20 рудопроявлений, большинство из которых расположено в зоне контактов с массивами гранитов рапакиви — Финляндия, СССР [1-7]. Определение геохронологической последовательности становления гранитоидных пород и метасоматитов в регионе в связи с этим приобретает большое значение и вызывает естественный интерес, однако до последнего времени в Приладожье не проводилось сколько-нибудь систематизированных исследований в этом направлении. В предлагаемой работе обобщены результаты радиогеохронологических исследований, выполненных авторами в регионе за последние 5 лет.

Северное Приладожье составляет юго-восточную часть крупной Восточно-Финляндской синклиналиной зоны [8], северо-западная часть которой расположена в Финляндии. На северо-востоке и юго-западе эта синклиналиная зона прорвана крупными относительно молодыми массивами гранитов рапакиви — Пигкярангско-Туломозерским (Салминским) и Выборгским. На северо-востоке зона обрамляет юго-восточную оконечность Карельского гранито-гнейсового массива [9]; на юге граница синклиналиной зоны погребена под чехлом отложений Русской платформы.

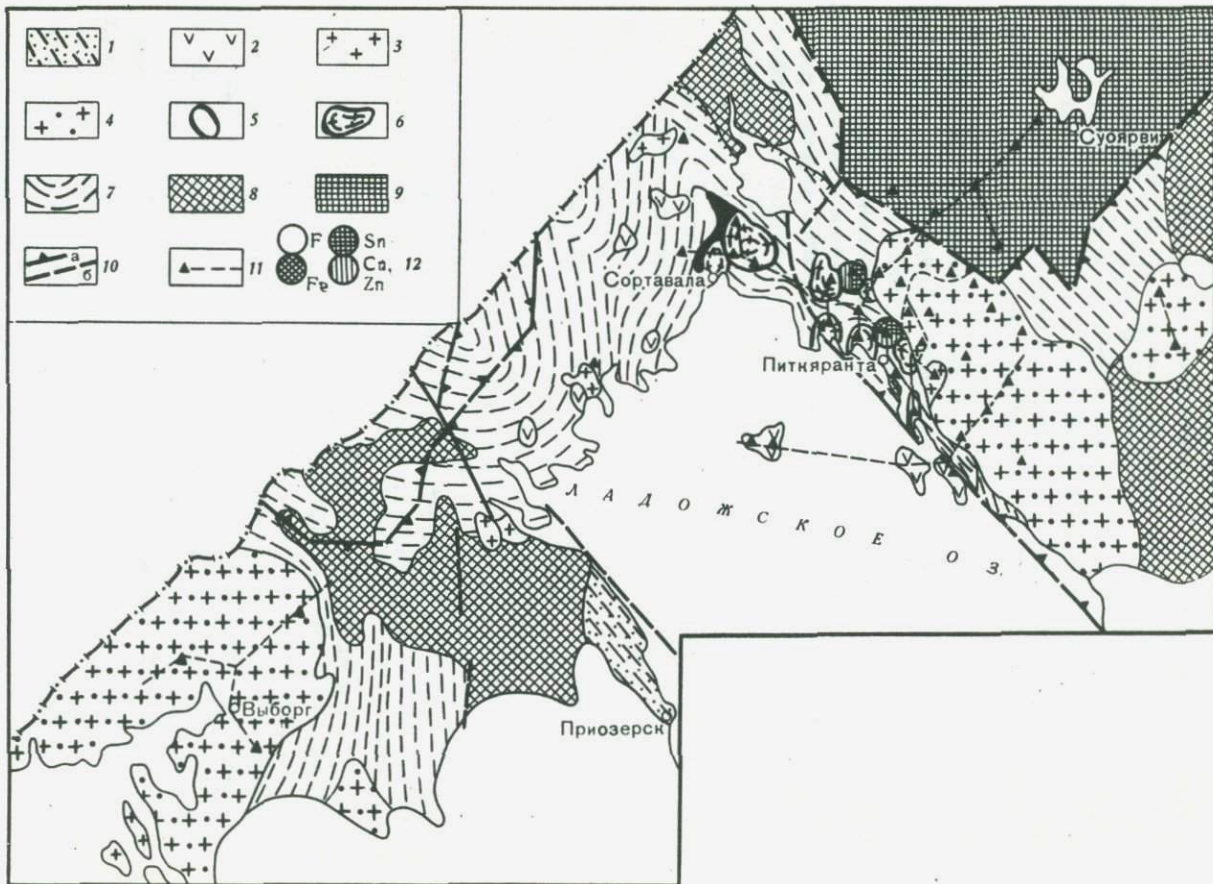
В рассматриваемом регионе выделяются три структурно-литологических яруса. Нижний, являющийся докарельским (архейским) фундаментом, слогаает срединный Карельский массив, представленный олигоклазовыми и олигоклаз-микроклиновыми гранито-гнейсами, гранодиоритами, габбро-амфиболитами и др. образованиями, который претерпел в период Карельской складчатости главным образом глыбовые деформации. Средний ярус представлен глубокометаморфизованными сложноскладчатыми гонимами сортавальской и ладожской серий карелид, сложенными кварцитами, кальцифирами, мраморами, амфиболитами и переслаивающимися пачками различных по составу сланцев, которые К.О. Крагцем [8] и другими исследователями относятся к нижнепротерозойским, а Л.Я. Харитоновым [9] к среднепротерозойским образованиям. Верхний ярус сложен верхнепротерозойскими образованиями осадочно-вулканогенной салминской свигы [11], залегающей на денудированной поверхности карелид и гранитов рапакиви.

Среди магматических образований, прорывающих породы соргавальской и ладожской серий, выделяются раннеорогенные интрузии основных пород, синкинемагматический комплекс мигматитов, гранитов и гнейсо-гранитов, слагающий вместе с ксенолитами кровли куполовидные структуры района, позднеорогенные (постладожские) гранитоиды плагио-микроклинового состава и посторогенные многофазные интрузии оловоносных гранитов рапакиви (рис. 1).

Посторогенные оловоносные граниты рапакиви слагают крупный (~ 3000 км<sup>2</sup>) Питкярангско-Туломозерский массив, приуроченный к области сочленения древнего срединного Карельского массива с Восточно-Финляндской синклинальной зоной карелид. Формирование гранитов происходило в течение длительного времени внедрением трех последовательных фаз, относящихся к одному интрузивному комплексу. Граниты первой фазы представлены розовыми крупнозернистыми порфировидными и овоидными амфибол-биогитовыми разновидностями, слагающими большую часть массива. Граниты второй фазы вскрыты в северной части массива, они представлены зелеными и розовыми среднезернистыми, иногда слабо порфировидными биогитовыми гранитами с дипирамидальным кварцем-морионом. Граниты третьей фазы слагают несколько обособленных выходов в западной части массива, а также многочисленные штоки и дайки во вмещающих породах его экзоконтактовой зоны и иногда образуют внутренние ядра в купольных структурах гнейсо-гранитов, обнаруженные на глубинах 50-200 м. Эти граниты характеризуются фациальной изменчивостью и наличием миарол с калишпатом, морионом, флюоритом, биотитом и топазом. Среди них выделяются мелкозернистые, мелкозернистые, иногда порфировидные и пегматоидные разновидности, нередко с постепенными переходами. Большая часть гранитов III фазы в различной степени грейзенизированы и альбитизированы.

Граниты рапакиви всех фаз состоят из калиевого полевого шпата (промежучного микроклина) - 40-60%, плагиоклаза - 10-15%, кварца - 25-35% и биогита - 2-5%, а в гранитах I фазы, кроме того, часто присутствует роговая обманка - 2-4%. Акцессорные минералы представлены: цирконом, апатитом, рутилом, анагитом, оргитом, бастнезитом, монацитом, ильменитом, магнетитом, флюоритом и др.; кроме того, во второй и третьей фазах - шеелитом и касситеритом, а в грейзенизированных и альбитизированных разновидностях - проголигонитом, топазом, колумбит-гангалитом и другими акцессориями.

По химическому составу граниты I и II фаз относятся к породам нормального ряда, а среди гранитов III фазы преобладают пересыщенные глиноземом калий-натриевые лейкокраговые разновидности. В гранитах всех фаз по сравнению с обычными (нормальными) гранитами отмечается повышенное содержание щелочей (8,3-8,9%) при преобладании калия над натрием. Граниты двух последних фаз характеризуются высоким содержанием кремнезема (74,5-75,4%) и пониженным содержанием кальция (0,8-0,9%), магния (0,17-0,3%)



и железа. Во всех фазах гранитов рапакиви отмечается повышенное содержание фтора (0,06–0,45%) и редких щелочей: лития – 0,0066–0,0407%, рубидия – 0,0205–0,058% и цезия – 0,0004–0,001%.

Среднее содержание в гранитах рапакиви и метасоматитах Sn, Zr, Pb, Tl, Be, Ta, Nb, Li, Rb в 2–5 раз и более превышает содержания этих элементов в более ранних (геосинклинальных) гранитоидах и метаморфических породах региона, а также соответствующие кларки в кислых породах земной коры [12], что свидетельствует об определенной геохимической и рудной специализации гранитов рапакиви. Концентрация в них Zr в 3–5 раз ниже кларка, а содержание Ge, Mo, Sc, Ag и В примерно соответствует среднекларковому [2,6,7,13].

В рассматриваемых гранитах отмечается высокая железистость, причем коэффициент железистости увеличивается с 72,3% в первой фазе до 90,8 и 93,3% соответственно во второй и третьей фазах. Сопоставление химического состава различных фаз показывает, что в результате процессов дифференциации от первой фазы к третьей увеличивается содержание кремнезема, фтора, редких щелочей, олова, бериллия, циркония, иттриевых р.э.э., ниобия, гангала, меди и цинка. Количество олова возрастает с 6–9 г/т до 13–15 г/т и до 18–26 г/т соответственно в гранитах I–III фаз, где также наблюдается прямая корреляционная связь между содержанием олова и фтора в породах и слюдах.

В геологическом строении рудных полей участвуют метаморфические породы питкярангской свиты (сортавальская серия), синкинематические гнейсо-граниты и мигмагиты куполов и граниты рапакиви [2,14,15]. Все известные в Северном Приладожье (а также в Финляндии [4,5]) оловянные, оловянно-полиметаллические и комплексные рудопроявления находятся в эндо- и экзоконтактной зоне гранитов рапакиви и локализуются главным образом в известковистых апомагнезиальных скарнах, а также в апоскарновых и апогранитных метасоматитах. Оруденение многостадийно, имеет отчетливо выраженный наложенный характер и обусловлено, по-видимо-

---

#### Геолого-тектоническая схема Северного Приладожья

1 – песчано-галечные и эффузивно-осадочные отложения салминской свиты и др.: верхний протерозой (PR<sub>3</sub>); 2 – основные эффузивы и дайки диабазового состава (PR<sub>3</sub>); 3 – разнозернистые нерасчлененные граниты и граниты рапакиви III фазы (PR<sub>2-3</sub>); 4 – граниты рапакиви I и II фазы (PR<sub>2-3</sub>); 5 – рудоносная питкярангская свита (PR<sub>1-2</sub>); 6 – куполовидные структуры гнейсо-гранитов (PR<sub>1-2</sub>); 7 – метаморфические породы ладожской и сортавальской серий, нижний протерозой (PR<sub>1(1-2)</sub>); 8 – нерасчлененный комплекс структур фундамента (AR–PR); 9 – Карельский срединный массив архейского фундамента (AR–PR); 10 – зоны глубинных разломов; 11 – главные маршруты и точки радиологического опробования; 12 – основные рудопроявления региона

му, наряду со структурно-тектоническими причинами единой направленностью и широким проявлением процессов кислотно-щелочного метасоматоза.

В последние годы было предпринято всестороннее опробование докембрийских гранитоидов и рудоносных метасоматитов Северного Приладожья с целью более полного изучения геохронологии региона. При опробовании по возможности учитывалось влияние на возрастную датировку позднейших наложенных термически активных процессов — тектоно-магматическая активизация, метасоматоз, рудогенез и т.п. Поэтому опробовались рудовмещающие породы, метасоматиты и гранитоиды, подвергшиеся замедленному влиянию позднейших преобразований пород, а также гранитоиды и другие породы, значительно удаленные от различных очагов температурного влияния.

Радиологический возраст геологических образцов определялся К-Аг методом с контролем по эталонам и зашифрованным дублированием некоторых выборочных проб. Анализ подверглись в основном биотиты и меньше флогопиты, мусковиты, полевые шпаты и амфиболы. Монофракции этих минералов выделялись из 5–10 кг, дробленных до 0,5 мм проб, методом гравитационного и флотационного разделения с последующей их дочишкой под бинокулярным микроскопом с целью выявления однородности анализируемого материала.

В табл. 1 в стратиграфической последовательности, определяемой геологическими взаимоотношениями, приведены результаты радио-геохронологического анализа метаморфических пород, гранитоидов и рудоносных метасоматитов Северного Приладожья. В табл. 1 также приведены разрозненные анализы предыдущих исследователей региона [14,16,17], которые, как правило, хорошо коррелируются с новыми данными.

Анализ имеющихся радиологических датировок всех изученных в Приладожье пород позволяет выделить определенные возрастные группировки [18], соответствующие определенным тектоно-магматическим циклам [19] и этапам гранитообразования [10] в докембрии Балтийского шита.

При более детальном рассмотрении геохронологических данных обращает на себя внимание довольно значительная термическая интенсивность региональных процессов тектоно-магматической активизации, метасоматического замещения и изменения пород, сопровождавшихся, как правило, комплексным, в основном оловянно-полиметаллическим оруденением. Стройная хронологическая последовательность образования геологических объектов региона получается лишь для образцов, взятых на значительном (> 10 км) удалении от зон метасоматоза и оруденения. Для тех же геологических образований, но опробованных в зонах влияния метасоматических растворов и оруденения (например, граниты рапакиви, гнейсо-граниты куполов и т.п.), определен, по-видимому, не их истинный радиологический возраст, а время тектоно-магматической активизации,

Таблица 1

Калий-аргоновый возраст пород Северного Приладожья

Проба	Место отбора, порода, состав, изменения	Минерал, порода	K, %	<sup>40</sup> Ar	T, млн. лет
1	2	3	4	5	6
I. Срединный Карельский массив (AR-PR <sub>1</sub> )					
161-к	В 6 км ЗСЗ от г. Суоярви, порфировидный мелко-среднезернистый розово-серый гранито-гнейс	Биогит	6,55	0,825	1920 <sub>±</sub> 55
162-к	В 10 км по дороге Суоярви-Питкяранга, среднезернистый розовый плагиомикроклиновый гранито-гнейс	"	6,99	1,020	2100 <sub>±</sub> 55
163-к	Там же, мелкозернистый серый гранито-гнейс	"	5,68	0,755	2010 <sub>±</sub> 45
164-к	В 31 км от г. Суоярви, у пункта триангуляции, темно-серый средне-мелкозернистый разгнейсованный амфибол-биогитовый гранодиорит	Биогит	6,04	0,907	2135 <sub>±</sub> 50
166-к	пос. Лоймола, мз амфиболит (габбро-амфиболит)	Амфибол	-	-	-
22-к	Старая каменоломня восточнее ст. Леппясюрья, среднезернистый серый биогитовый гранито-гнейс, близ зоны сочленения	Биогит	4,75	0,465	1639 <sub>±</sub> 45

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
18 <sup>б-к</sup>	СВ пос. Суйстамо, мз серый гранито-гнейс зоны диафгореза, близ зоны сочленения	Биотит	7,33	0,788	1756±40
II. Мегаморфические породы ладожской и соргавальской серий карелид (PR <sub>1-2</sub> )					
198	п-ов Импиниеми, оз. Ладожское, порфиробластический биотитовый сланец [17]	Биотит	-	-	1750
406	р-н Яловара, кварц-серицитовый сланец [17]	Вал	-	-	1710
163 <sup>б</sup>	р-н Улялеги, сланец [17]	Биотит	-	-	1820
123	То же	"	-	-	1650
III. Синкинематические гнейсо-граниты купольных структур (PR <sub>2</sub> )					
а) Удаленные от зон влияния тектоно-магматической активизации и мегасоматоза					
2-л	о-в Рухкамосари, среднезернистый гемно-серый гранит (гранодиорит)	Биотит	5,72	0,641	1780±40
3-л	Там же, крупнозернистый лейкогранит	"	5,90	0,647	1755±45
4-л	Там же, мелкозернистый бг-гнейс (гнейсогранит)	"	7,07	0,815	1813±45
6-л	о-в Пусунсари, серый бг-гранит (гнейсогранит)	"	7,17	0,758	1713±40
7-л	Там же, мелкозернистый гемно-серый бг-гранит (гранодиорит)	"	-	0,645	-

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
168-к	По шоссе на Сор-гавалу, зап. оз. Уконлампи, напротив поворота на Ладожский карьер (Мурсула). Мелкозернистый слабо грейзенизированный серый гнейсо-гранит	Биотит	4,94	9,530	1730±40
946/70	По М.Г. Руб и др. [13]	"	6,06	-	1775±40
463	Кааламо, гранодиорит [17]	"	-	-	1790
б) Вблизи зон влияния активизации и метасоматоза					
9-л	м. Рисгяниemi, среднезернистый биотитовый гнейсо-гранит	Биотит	4,12	0,406	1635±40
10-л	Там же, крупнозернистый светлый гнейсо-гранит	"	3,66	0,342	1570±60
		"	3,75	0,346	1564±35
3/71	По М. Руб и др. [13]	Пол.	4,46	0,415	1573±49
		шпат	Биотит	7,57	-
11-л	Винберг III, близ кан. I в зоне метасоматических изменений, альбигизированный розовый мелкозернистый гнейсо-гранит	"	4,91	0,475	1611±50
		"	4,92	0,463	1585±35
		Пол. шпат	6,92	0,620	1525±30
33-л	Карьер у пос. Уукса-Рейд, розовый крупнозернистый бг-гнейсо-гранит	Биотит	3,81	0,362	1596±70
		"	3,85	0,347	1550±30
		Пол. шпат	6,54	0,578	1525±35
138-к	К-р Люпикко, гнейсо-гранит, близ дайки гранита порфира	Биотит	4,01	0,322	(1443±40)

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
1/71	Скв.329, инг. 160,0-170,0, измененный гней- со-гранит, близ контакта с мз гранитами III фазы	Биогит	6,00	0,560	1575±35
39/71	Близ штокшайдера, ЛЭП, лев. борг р. Уусы, серо-ро- зовый кр. зерни- стый бг-гнейсо- гранит	"	4,63	0,372	(1442±40)
4/72	Карьер у пос. Уукса, светло- розовый крупно- зернистый гней- со-гранит	"	3,99	0,314	(1448±45)
5/72	Там же, светло- серый среднезер- нистый гнейсо- гранит	Пол. шпат	4,27	0,383	1535±40
5/72	Там же, светло- серый среднезер- нистый гнейсо- гранит	Биогит	3,81	0,295	(1406±40)
8/72	Шх. Кителя, шгрек, розовый крупно- зернистый гней- со-гранит, близ рудной зоны	Пол. шпат	1,97	0,153	(1411±40)
7/72	-10 км по шос. на Соргавалу, мз полосчатый светло-серый гнейсо-гранит	Хл. био- тит	5,65	0,514	1549±50
7/72	-10 км по шос. на Соргавалу, мз полосчатый светло-серый гнейсо-гранит	Пол. шпат	5,98	0,598	1590±50
7/72	-10 км по шос. на Соргавалу, мз полосчатый светло-серый гнейсо-гранит	Пол. шпат	2,40	0,236	1632±50
9/72	Зап. окраина г. Пигкяранга у ж. д., близ старо- го рудного поля; полосчатый свет- ло-серый гнейсо- гранит	Хл. био- тит	4,24	0,292	(1294±50)
9/72	Зап. окраина г. Пигкяранга у ж. д., близ старо- го рудного поля; полосчатый свет- ло-серый гнейсо- гранит	Пол. шпат	6,86	0,666	1616±50
169-к	Пегм. поле зап. оз. Уконлампи у сворога на Ла- дожский к-р кра- сный мз гнейсо- гранит	Биогит	3,77	0,346	1558±50
169-к	Пегм. поле зап. оз. Уконлампи у сворога на Ла- дожский к-р кра- сный мз гнейсо- гранит	Пол. шпат	-	-	-

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
IV. Олигоклаз-микроклиновые (керамические) пегматиты, секущие купольные структуры гнейсо-гранитов					
167-к	По шос, напротив сворога на Ладожский к-р, зап. оз. Уконлампи, бт-кв-олигоклазовые пегматиты	Биогит	5,75	0,629	1750±40
9а	Гунгилла, кв. микрোকлиновый (керамич.) пегматит	Пол. шпат	-	-	-
10	п-ов Нуолайниemi, п. Локка, керамическ. пегматит	Биогит	6,35	0,725	1801±45
10б	Там же	Мусковит	7,59	0,935	1875±45
2д	Линнавара, п. шп. пегматит	Биогит	6,87	0,811	1840±50
116	о-в Локкансари, карьер	Мусковит	7,81	0,927	1843±40
12 <sup>ш</sup>	Люппикко, главный карьер	Биогит	6,67	0,765	1810±30
74/3,4	Улялега, скв. 74 (маг. Ю.И. Белова) олигоклазовый пегматит, в контакте с рапакиви (74/1,2)	"	6,89	0,629	1553±35
		"	8,08	0,439	1578±55
		Мусковит	8,43	0,820	1621±40
		Пол. шпат	4,33		1478±50
V. Позднеорогенные (постладожские) биогитовые граниты плагиомикроклинового состава					
36/71	м. Импиниеми, в скальном борту Ладоги, среднезернистый биогитовый плагиогранит	Биогит	7,12	0,790	1770±60
38/71	Там же, 500 м в глубь мыса, плагиогранит	"	6,95	0,635	1550±35
-	По Куво 16	Циркон	-	-	1675±30
-	По А.А. Полканову [17]				1730±30
-	То же				1790±30

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
VI. Граниты рапакиви					
VI-I фаза - крупнозернистые порфировидные и оvoidные амфибол-биотитовые граниты					
23л	порог р.Уукса у моста, шоссе на Петрозаводск (близ Кясносельки)	Биотит Пол. шпат	3,88 3,92	0,349 0,327	1538±40 1490±35
24 <sup>6</sup> л	У оз.Рая-Лампи, -500 м от шоссе, контакт I и II фаз с жилами аплитга и кварца	Биотит измен.	1,83	0,134	1552±45
25л	ВЮВ оз.Сари-Ярви, - 200 м от шоссе, I фаза с аплитом	Биотит	5,05	0,126	1490±37
198	р.Вуокса, по шоссе, скальный врез у моста	Биотит Амфибол	4,96 1,12	0,526 0,101	1720±37 1561±50
199	Выборг, по шоссе на Ленинград	Биотит	4,77	0,496	1720±55
10/72	р.Гулема, 7 км ниже от Кясносельки, скальное обнажение у плотины	" Пол. шпат	5,78 7,52	0,513 0,710	1555±35 1589±50
906/70	По М.Г.Руб [ 13 ]	Биотит	6,13	-	1570±40
906/70	"	"	6,23	-	1590±40
-	По Куво [ 16 ]	Циркон	-	-	1670±30
-	"	"	-	-	1650±30
44/71	пос. Улялега, р.Шуя, скальные обнажения	Биотит	6,49	0,600	1670±45
74/1,2	Улялега, скв. 74 (мат.Ю.И.Белова), рапакиви в контакте с олигоклазовыми пегматитами	" " Пол. шпат	6,49 6,20 7,41	0,583 0,567 0,658	1545±45 1579±50 1523±50
13к	р.Уукса, порог 18 км (выше Люпикко)	Биотит	5,31	0,497	1580±30

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
193	р.Тулема, в 7 км от пос. Салми, порог Пиэни-Юка ГЭС, рапакиви I в зоне проявления габбро-диабазов	Биотит	5,58	0,414	(1362±35)
VI-II фаза - равномерносреднезернистые, иногда порфировидные зеленые и розовые биотитовые граниты с бипирамидальным кварцем-морионом					
26 <sup>а</sup> л	По шос. на Пег-розоводск, в 12 км от Кителей, розовый гранит в контакте с III фазой (266л)	Биотит	6,31	0,616	1625±50
27л	Скальный выход на оз.Репо-Мяки, СВ поворота на шх.Кителя	Пол. шпат Флогопит	6,79	0,618	1573±35
28л	У развилки шоссе на шх.Кителя, ЮВ высоты 99,5	Биотит	5,95	0,569	1600±60
29л	Там же, гранит-аппит, дайка в "28л"	"	7,36	0,765	1595±45
34л	По дороге на Лешясярюю, в 3 км от р.Сюску-Йоки, от развилки шоссе на г.Суоярви	Пол. шпат Биотит	4,53	0,430	1593±35
35л	Высота в 2 км от развилки шос. Соргавала - Пигкяранга	Пол. шпат Биотит	6,54	0,606	1600±40
11к	Среднее течение р. Уукса, ПК-49 км, сплавная плотина	Пол. шпат Биотит	6,40	0,587	1582±35
11 <sup>а</sup> к	Там же, - 3 км ниже по р.Уукса	Биотит	5,81	0,580	1650±50
		"	6,32	0,605	1605±45
		"	6,59	0,633	1632±45

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
6/72	В 1,5-2,0 км от шх. Кутеля, слева от дороги возвышенность. Скальное обнажение с рудными прожилками	Изм. биогит Пол. шпат	4,44 7,22	0,341 0,664	1400±45 1561±50
11 <sup>б</sup> /72	р. Тулема, выше плотины в 6 км от шоссе, контакт I и III фаз	Биогит	6,21	0,582	1605±32
12 <sup>2</sup> /72	В 5 км СЗ от шос. (Кяноселька) в сторону Леймолы, у озера, 50 м от контакта I и II фаз	" Пол. шпат	6,28 6,88	0,598 0,602	1622±50 1507±40
909/70	По М.Г.Руб и др. [13]	Биогит	6,57	-	1570±35
-	По Куво [16]	Циркон	-	-	1637±68
VI-III фаза - разнозернистые, порфировидные, пегматоидные лейкокраповые розовые граниты, часто в различной степени метасоматически изменены - грейзенизированы и альбитизированы (III фаза)					
20л	Уч-к Клара II, борт старой шахты	Биогит	-	-	-
26 <sup>в</sup> л	По шос. на Петрозаводск, в 6-7 км от шх. Кутеля	"	6,62	0,613	1592±43
12к	Скальное обнажение, порог р. Уукса ПК-29 км	"	6,03	0,523	1522±50
100к	Прав. берег р. Уукса у сворота на Люпикко, мз гранит с редкометальной минерализацией в I фазе, ниже вдп. Сейрай-Коски	"	7,38	0,734	(1670±35)

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
105к	ВСВ Люпикко, близ скв. 287, выход серых мз альб-гранитов	Биогит	7,61	0,758	1620 $\pm$ 30
106к	Там же, около скв. 287, сильно альбитизированный биогит-проголигионитовый мз гранит	"	7,70	0,695	1564 $\pm$ 65
6/71	Скв. 329, инт. 198-200, мз альбитизированная и окварцованная разность, III фаза	"	7,55	0,740	1630 $\pm$ 40
10/71	Скв. 329	"	6,87	0,686	(1675 $\pm$ 50)
6/71	Скв. 327, инт. 167-183, альбитизированный мз гранит III фазы	"	7,04	0,690	1630 $\pm$ 35
40/71	Линия ЛЭП в 1 км от левого берега р. Ууксы, альбитизированный мз гранит (у штокшайдара)	" "	7,51 7,97	0,750 0,755	1650 $\pm$ 50 1616 $\pm$ 50
1/72	Левый берег р. Ууксы, 4-5 км на СВ от высоковольтной ЛЭП, ЮВ г. Майгосяренканчас	" Пол. шпат	6,23 6,55	0,562 0,630	(1290 $\pm$ 35) 1608 $\pm$ 50
3/72	В 5-6 км на ССЗ от аэродрома за ЛЭП, СЗ г. Тсасовнан-Калио	Биогит Пол. шпат	3,91 6,54	0,310 0,624	1430 $\pm$ 40 1600 $\pm$ 50
904/70	По М.Г. Руб и др. [13]	Биогит	6,20	-	1570 $\pm$ 35

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
VII. Рудоносные апоскарновые и апогранитные мегасоматиты					
594	Винберг III, кан. I, флюорит-кварц- мусковитовый грейзен по гней- со-гранитам	Мус- ковит	8,17	0,750	1560 $\pm$ 62
600	Люпикко, отвал старой шахты апоскарновый ме- гасоматит	Хлори- гизир флого- пит	4,58	0,397	1495 $\pm$ 40
12л	Винберг III, кан. I, контакт с гней- со-гранитом, Апогранитный метасоматит- альбигит	Мус- ковит Пол. шпат	8,30	0,761	1570 $\pm$ 60
107	ВСВ от Люпик- ко, скв. 287, аль- бигит	Прого- лигио- нит	7,54	0,672	1528 $\pm$ 33
921/70	По М.Г.Руб и др. [13]	Прого- лигио- нит	7,74	-	1570 $\pm$ 35
К-1,2	шх. Кигеля, руд- ный двор; флого- пит-калишпаго- вый с F метасо- матит по скарну (оповоносный)	Флого- пит	6,77	0,512	1382 $\pm$ 30
		Пол. шпат	7,15	0,620	1522 $\pm$ 45
108	Люпикко, отвал шахты, биогит- амфиболовая по- рода с магнети- том	Хл, био- гит	4,23	0,635	(2158 $\pm$ 50)
		Хл, ам- фибол	1,36	0,107	1422 $\pm$ 50
74-Лш	Там же, флюо- рит-флогопит- амфиболовая по- рода (мегасомат- тит) с магнези- том и редкомет- альной минера- лизацией	Флого- пит-I	6,18	0,640	(1715 $\pm$ 40)
		Флого- пит-II	7,46	0,417	(1108 $\pm$ 35)

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6
35/71	к-р Люпикко, вост. борг; дайка гранит-порфира с порфиробластами калишпата, мориона и биогита, сечег пегматит	Пол. шпат	5,57	0,502	1540 $\pm$ 35
32л	о-в Валаам, скальное обнажение Монастырской бухты, габбро-диабаз	Вал I Вал II	1,72 -	0,127 -	1360 1450
	о-в Лункулансари, скальное обнажение, ЮВ берег	Вал	-	-	1400 $\pm$ 10
130	о-в Валаам, габбро-диабаз, по Лобач-Жученко и др. [19]	"	1,93	0,156	1448 $\pm$ 10 1350- 1450
197	Нерасчлененные граниты крайнего ЗСЗ Приладожья Западного г. Лахденпохья, равнозернистый, розовый лейкогранит	Биогит	6,61	0,646	1625 $\pm$ 35

Примечание. В тексте таблицы использованы следующие сокращения: мз, сз, кз - мелко-, средне-, крупнозернистые; бг, хл, му, аб, фл - соответственно биотит, хлорит, мусковит, альбит, флюгопиг; шх - шахга; к-р - карьер; вди - водопад; пг - порог; г - гора.

В скобках - данные возраста, резко расходящиеся с большинством данных и нуждающиеся в дополнительных исследованиях.

метасоматоза и оруденения, в настоящее время датируемые (в среднем) в 1540 $\pm$ 50 млн. лет.

Известно, что полевые шпаты являются наиболее чувствительным к повышению температуры материалом. Их возраст обычно распределяется в интервале от времени их образования до момента последнего теплого воздействия. Измеренные нами более 20 проб полевых шпатов из различных гранитоидных образований и метасомати-

тов (ближайших и удаленных от зон оруденения) все без исключения показали возраст, близкий к 1550 млн. лет, т.е. возраст тектоно-магматической активизации и мегасоматоза в регионе. Этот вывод также подтверждается соотношением возрастов пегматитов (~1820 млн. лет) и вмещающих их гнейсо-гранитов (~1765 млн. лет) и метаморфических пород (~1760 млн. лет). Большая сохранность аргона в гиганто-зернистых пегматитах по сравнению с более мелкозернистыми вмещающими породами в древних районах с повторными процессами метаморфизма наблюдались нами неоднократно в Карелии, на Кольском полуострове, в Приазовье, на Восточном Саьяне и доказана экспериментально [20].

В то же время вблизи эпицентров проявлений активизации и мегасоматоза даже крупнозернистые пегматиты претерпевают значительное омоложение. Примером тому могут служить пегматиты Люпикко и Улялеги (образцы № 12Ж; 74/3,4; 193 и т.п.), однотипные с другими керамическими пегматитами региона, датированными в 1820 млн. лет, но имеющие возраст  $1580 \pm 40$  млн. лет, отражающий время формирования гранитов рапакиви и процессов мегасоматического преобразования пород.

После процессов активизации и постмагматического мегасоматоза, определивших металлогенические особенности и оруденение в регионе, на юго-востоке Балтийского щита не происходило сколь-нибудь значительных геологических событий, связанных с повышением температуры выше определенного геотермического уровня, ниже которого возможен криптоморфизм, вызывающий утечку аргона из пород и минералов.

Отмеченные выше особенности радиогеохронологических данных пород Северного Приладожья хорошо видны в табл. 2, на которой в левом столбце приведены результаты анализа образцов пород, удаленных от зон изменения. Следующий столбец — те же породы, но в зоне проявления или влияния мегасоматических и рудных процессов (оба по слюдам). Справа — возрастные данные по полевым шпатам. В числителе — интервалы колебаний, в знаменателе — среднее с абсолютной погрешностью при надежности, равной 0,95.

Таким образом, в Северном Приладожье достаточно обоснованно и достоверно выделяются несколько радиологических датировок, соответствующих образованию и становлению:

1. Срединного Карельского массива — 2300–2000 млн. лет;
2. Гнейсо-гранитов куполов — 1850–1750 млн. лет;
3. Керамических пегматитов — то же
4. Гранитов рапакиви I–III фаз — 1680–1600 млн. лет.

Кроме того, намечаются два этапа тектоно-магматической активизации и рудообразования, отражающие вероятнее всего:

5. Скарново-полиметаллический — 1700–1600 млн. лет.
6. Редкометалло-оловянный (мегасоматический) — 1580–1450 млн. лет.

Наиболее обоснованно мы можем считать датировку в  $1540 \pm 50$  млн. лет радиологическим возрастным репером верхнепротеро-

Таблица 2

Средние датировки К-Аг возраста гранитоидных пород Северного Приладожья, млн. лет

№ п/п	Гранитоидные комплексы и мегасоматиты Северного Приладожья	Слюды		Полевые шпаты
		удаленные от очагов метасоматоза	в зоне влияния мегасоматоза	
1	2	3	4	5
IX	Габбро-диабазы и диабазовые порфириты (салминская свита)		$\frac{1350-1450}{\bar{x}_4 = 1415}$	-
VIII	Дайки гранито-порфиров	-	-	1540
VII	Апоскарновые и апогранитные оловянно-полиметаллические и редкометалло-оловянные мегасоматиты	1670, 1715	$\frac{1382-1570}{\bar{x}_7 = 1504}$	1522, 1546
VI-III	Разнозернистые граниты рапакиви III фазы и их мегасоматически измененные разности	$\frac{1592-1650}{\bar{x}_6 = 1620}$	$\frac{1430-1570}{\bar{x}_4 = 1522}$	$\frac{1587-1608}{\bar{x}_3 = 1592}$
VI-II	Среднезернистые граниты II фазы с бициральным кварцем-морфоном	$\frac{1595-1650}{\bar{x}_{10} = 1627}$	$\frac{1545-1585}{\bar{x}_4 = 1574}$	$\frac{1507-1594}{\bar{x}_6 = 1568}$
VI-I	Порфиридные и оvoidные граниты рапакиви I фазы	$\frac{1650-1720}{\bar{x}_5 = 1685}$	$\frac{1490-1590}{\bar{x}_7 = 1557}$	$\frac{1490-1589}{\bar{x}_3 = 1534}$
VI	Граниты рапакиви			
V	Позднеорогенные плагио-микроклиновые граниты	$\frac{1675-1790}{\bar{x}_4 = 1741}$	1550	-

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5
IV	Олигоклаз-мик- роклиновые (ке- рамические) пегматиты, се- кущие гнейсо- граниты	$\frac{1750-1875}{\bar{x}_6 = 1820}$	$\frac{1553-1621}{\bar{x}_3 = 1584}$	1478
III	Мигматиты и гнейсо-граниты купольных структур	$\frac{1713-1813}{\bar{x}_7 = 1765}$	$\frac{1443-1635}{\bar{x}_{12} = 1565}$	$\frac{1525-1635}{\bar{x}_8 = 1573}$
II	Метаморфиче- ские породы ла- дожской и сор- тавальской серий карелид	$\frac{1710-1820}{\bar{x}_3 = 1760}$	1650	-
I	Гранитоиды сре- динного Карель- ского массива	$\frac{1920-2135}{\bar{x}_4 = 2041}$	1639,1756	-

зойской тектоно-магматической активизации юга Балтийского щита, сопровождавшейся интенсивным кислотно-щелочным метасоматозом, с которым в истории геологической эволюции региона генетически связаны процессы рудогенеза. Полученные данные подтверждаются также тем, что диабазовые порфириты, входящие в состав вышеза-  
легающей верхнепротерозойской (иогнийской) не метаморфизованной  
эффузивно-осадочной салминской свиты, залегающей на денудирован-  
ной поверхности карелид и гранитов рапакиви, имеют возраст в  
1350-1450 млн. лет.

Полученные радиологические датировки пород и руд региона на-  
ряду с обобщением большинства ранее опубликованных данных абсо-  
лютного возраста геологических образований Приладожья, а также  
выполнение геолого-геохимических и минералогических исследований  
в регионе позволили составить таблицу абсолютного возраста геоло-  
гических комплексов Северного Приладожья и наметить последова-  
тельность их образования в процессе развития юго-востока Балтий-  
ского щита. Наиболее вероятной представляется следующая картина  
геологической эволюции Северного Приладожья.

#### Геосинклиальная стадия

1. Образование геосинклиальной подвижной зоны, время вулканиз-  
ма и накопления кластических хемогенных и эффузивных осадков,  
образование срединного Карельского массива >3000-2500 млн.  
лет.

2. Первый складчатый период и орогенез, сопровождаемые мегаморфизмом вулканогенно-осадочной толщи (фашии сланцев, амфиболитов, гнейсов, кварцитов и т.п.). Образование межпластовых интрузий и покровов основного состава. Консолидация и блоковая деформация Карельского массива — 2500–2000 млн. лет.
3. Второй период складчатости и орогенеза — образование крупных региональных складчатых и купольных структур. Ультраметаморфизм и гранитизация с образованием амфиболитовых и гранулитовых фаций, гнейсов и мигматитов и проявлением синкинематических анатектических (in situ) и реоморфических гранитоидов и образование полей керамических пегматитов — 2000–1800 млн. лет.
4. Завершение складчатости и образование тектонических швов и зон глубокого заложения. Переход региона от геосинклинального к платформенному этапу развития. Остаточные проявления ультраметаморфизма и гранитизации. Образование поздней и посткинematических субплатформенных интрузий — 1900–1700 млн. лет. Платформенная стадия
5. Образование региональных тектонических швов и разломов, проявление и становление многофазных интрузий гранитов рапакиви. Активизация некоторых глубинных разломов. Образование сложного плутона — массива гранитов рапакиви. По ослабленным зонам глубинный щелочной метасоматоз и первый (преимущественно скарновый) этап оруденения — 1700–1600 млн. лет.
6. Повторная активизация древних тектонических швов. Образование малых интрузий и гранито-порфиров. Трещинный метасоматоз и редкометалльно-оловянное оруденение. Период денудации — 1600–1450 млн. лет.
7. Реактивизация тектонических структур и швов. Образование даек гранито-порфиров и зон милонитизации. Несколько позже — эффузивно-гипабиссальные излияния диабазовых порфиритов — 1450–1350 млн. лет.

Предложенный рабочий вариант схемы не претендует на окончательный, но позволяет в целом осмыслить эволюцию региона и более локально намечать перспективные участки поисково-оценочных работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Р.А. Хазов. Новое проявление оловянного оруденения в Северном Приладожье (Кительское месторождение). — Сов. геология. 1967, № 8.
2. Р.А. Хазов. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л. "Наука", 1973.
3. С.Ф. Лугов, С.Д. Покровский, С.М. Бреслер, Р.А. Хазов, В.И. Хазова. Геологоструктурные особенности южной части Балтийского щита и перспективы поисков оловянных и вольфрамовых руд. — Сов. геология, 1969, № 4.
4. A. Mikkola, H. Niini. Structural position of ore-bearing areas in Finland. Bull. Geol. Soc. Finl., 1968, N 40.

5. J. Naapala, P. Ojanperä Genthelvit-bearing greisens in southern Finland. Geol. Surv. of Finl., 1972, bull. 259.
6. R. Khazov, K. Rozanov. Tin mineralization in the precambrian Russian platform. Simpozium IAGOD – MAWAM, Praha, 1974, 1.
7. N. Smirnova. Age and space relations between granites and rare metal metamorphites in the southern part of the Baltic shield. Simpozium IAGOD – MAWAM Praha, 1974, 1.
8. К.О. Крафт. Геология карелид Карелии. Изд-во АН СССР, 1963.
9. Л.А. Харитонов. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Л. "Наука", 1966.
10. К.О. Крафт, С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев. Гранитообразование в раннем докембрии Балтийского щита (геохимический аспект). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5.
11. А.И. Кайряк, Р.А. Хазов, Иогнийские образования северо-восточного Приладожья. – Вест. ЛГУ. Геология и география, 1967, № 12, вып. 2.
12. А.П. Виноградов. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7.
13. М.Г. Руб, Н.А. Ашихмина, Р.А. Хазов, В.И. Хазова. К петрохимии докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 4.
14. Н.В. Смирнова, К.Д. Субботин. О связи редкометалльных метасоматитов и гранитов. – Геол. рудных месторождений, 1974, № 6.
15. К.И. Розанов, Н.В. Смирнова. Особенности дифференциации редкоземельных элементов в докембрийских гранитоидах юго-востока Украинского и Балтийского щитов. – ДАН СССР, 1975, 224, № 1.
16. G.W. Wetherill, O. Kouvo. Age measurements of rocks from the Finnish Precambrian. – J. Geol., 1962, 70, N 1.
17. А.А. Полканов, Э.К. Герлинг. Применение К-Аг и Rb-Sr методов в определении абсолютного возраста. – Труды ЛАГЕД, 1960, вып. 9.
18. К.И. Розанов, Н.В. Смирнова, С.Н. Вороновский, К.Д. Субботин. Новые данные радиогеохронологии докембрийских гранитоидов и метасоматитов Северного Приладожья. – ДАН СССР, 1975, 224, № 1.
19. Л.И. Салоп. Стратиграфическая шкала докембрия. Л. "Недра", 1973.
20. С.Н. Вороновский, Л.Н. Овчинников, Н.А. Сокова, Г.В. Молярова, Л.В. Овчинникова. О реликтовых возрастах основных интрузий Смородинского участка Воронежского кристаллического массива. – В кн.: Определение абсолютного возраста месторождений и молодых магматических процессов. Тезисы докладов XVIII сессии. М., 1973.
21. А.П. Виноградов, А.И. Тугаринов. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным К-Аг метода измерения абсолютного возраста. – Труды ЛАГЕД, 1964, вып. 19.
22. И.М. Горохов, С.Б. Лобач-Жученко и др. Возраст изверженных и метаморфических пород Северного Приладожья. – В кн.: Геологордиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. "Наука", 1969.

Н. П. Семененко, Н. П. Щербак, Е. Б. Глевасский,  
С. Г. Кривдик, Г. Д. Елисеева, Б. Б. Зайдис,  
Ф. И. Котловская, Г. Я. Терез

## ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОБРАЗОВАНИЙ КОМПЛЕКСА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ ЧЕРНИГОВСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ (ЗАПАДНОЕ ПРИАЗОВЬЕ)

В 1971 г. скважинами Кировской экспедиции Министерства геологии СССР в Западном Приазовье в зоне так называемого Черниговского разлома были вскрыты карбонатные породы [1] в ассоциации с щелочными гипербазитами и нефелиновыми сиенитами. Собственно Черниговская зона разломов приурочена к восточному крылу Лозоватской антиклинали [2] и представляет собой серию сближенных крутопадающих разрывов растяжения северо-восточного простирания, выполненных образованиями комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Геофизическими методами и бурением рассматриваемая зона разрывов прослежена на расстояние около 14 км до сочленения с крупными широтными разломами. Мощностность зоны разрывов, в которой фиксируются образования комплекса, непостоянна и в общем затухает к северу и югу. В центральных частях зоны мощностность пород комплекса на протяжении 6-7 км близка 600-800 м. Именно к этому отрезку ее приурочены тела карбонатитов. На остальных участках зоны преобладают фениты. В целом как состав пород Черниговской зоны, так и их структурно-геологические, минералогические и геохимические особенности типичны для массивов комплексов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов [3-6]. Специфической особенностью рассматриваемого массива является линейно вытянутая форма тел, согласная или субсогласная с общим простиранием зоны разрывов. Следует отметить, что линейные дайкообразные формы доказаны лишь для части сравнительно детально изученных тел карбонатитов. Относительно форм тел других типов пород данных значительно меньше, однако, учитывая линейно вытянутый характер зоны, можно предполагать, что среди них преобладают дайкообразные тела, хотя нельзя исключить возможность присутствия и штокообразных форм тел.

Вмещающие породы представлены в различной степени мигматизированными и гранитизированными пироксенсодержащими, биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, слагающими лозоватскую свиту. Это, по-видимому, древнейшие образования Приазовья, так как изотопный возраст их, установленный К-Аг и U-Pb методами, составляет 2700-2800 млн. лет (максимальные значения).

В составе комплекса пород Черниговской зоны разломов участвуют (в порядке установленной или предполагаемой последовательности)

ти формирования) оливиниты, пироксениты, ийолиты-мельтейгиты, нефелиновые биотит-альбитовые сиениты-канадиты, фениты и карбонатиты. Наибольшим распространением пользуются фениты и карбонатиты; в меньшей мере распространены нефелиновые сиениты, а оливиниты и ийолиты-мельтейгиты наблюдаются лишь в виде мало-мощных останцов или ксенолитов среди более поздних пород.

Древнейшими образованиями комплекса по геологическим данным являются гипербазиты. Они представлены оливинитами и пироксенитами, встречающимися, как правило, разобщенно. Поэтому в пределах рассматриваемой группы пород последовательность образований выделенных типов пород еще не выяснена.

Оливиниты и флогопитовые слюды (глиммериты) обнаружены пока только в виде мелких ксенолитов в оливиновых карбонатитах и реже - в ийолитах-мельтейгитах. Характерной особенностью рассматриваемых пород является сравнительно высокая железистость оливинов (от 29 до 68% фаялитового комплекса). Столь железистые оливины не характерны для оливинитов комплексов ультраосновных щелочных пород, а типичны для дифференциатов кристаллизации базальтоидных магм. Оливиниты всегда содержат в большем или меньшем количестве флогопит, причем наблюдаются переходные разности между собственно оливинитами и глиммеритами с реликтовым оливином. Флогопит в большинстве случаев является вторичным минералом, но, вероятно, существует и первичный, кристаллизовавшийся совместно с оливином, флогопит.

Петрографические наблюдения показывают, что основная масса флогопита образовалась в докарбонатитовый этап. Так, в карбонатитах наблюдаются ксенолиты как малослюдистых оливинитов, так и слюдитов с реликтовым оливином. Причем оливин и флогопит, по-видимому, выступают здесь как устойчивые минералы, так как в многочисленных шлифах из оливиновых карбонатитов не наблюдалось непосредственного развития флогопита по оливину в виде кайм либо псевдоморфоз. Вместе с тем иногда встречаются оторочки более крупнозернистого флогопита вокруг ксенолитов мелкозернистого флогопитового слюдита в карбонате. Это, вероятно, свидетельствует о перекристаллизации первичного флогопита в процессе становления карбонатитов. С другой стороны, образование флогопита (отличающегося по оптическим свойствам и химическому составу от вышерассмотренных генераций) в оливиновых карбонатитах происходит при замещении гистерогенного амфибола, развивавшегося ранее по оливину. Не исключена также возможность кристаллизации флогопита из карбонатитового расплава.

Таким образом, петрографические данные свидетельствуют о гетерогенности флогопита и разновозрастности его генераций. Приведенные в табл. 1 три определения изотопного возраста флогопитов (2020-1830 млн. лет), вероятно, отражают время становления карбонатитов. Данные, отражающие возраст более древних флогопитов, синхронных времени становления оливинитов, можно, по-видимому, получить лишь из гипербазитов, не преобразованных в связи

с воздействием карбонатитов. Пока такие оливиниты в пределах Черниговской зоны не установлены.

Отсутствуют пока также данные и об изотопном возрасте пироксенитов. Они залегают среди карбонатитов и фенитов в виде останцевых тел мощностью до 60 м, а также ксенолитов и состоят из моноклинного пироксена, магнетита и ильменита и вторичных минералов — биотита, амфибола и сфена. В связи с воздействием карбонатитов пироксениты амфиболизируются и биотитизируются вплоть до образования биотититов и горнблендитов. Изотопный возраст вторичного сфена из пироксенитов составляет 2030 млн. лет и отражает, очевидно, время становления севитовых карбонатитов.

Ийолиты—мельтейгиты встречаются также в виде ксенолитов и останцов (?) среди карбонатитов (в рассматриваемой группе пород резко преобладают мельтейгиты). Главными составными частями их являются клинопироксен и нефелин; вторичные минералы — амфибол, биотит, альбит, кальцит. Иногда породы этой группы содержат значительные количества оливина или вообще состоят из нефелина и оливина с незначительным количеством гистерогенного бурого амфибола и явно наложенного биотита. Эти редко встречаемые образования на данном этапе изучения комплекса трактуются как контаминированные оливинитами ийолит—мельтейгиты. По гистерогенным амфиболам, развивающимся по оливину из оливиновых мельтейгитов, получены самые древние значения изотопного возраста — 2250 млн. лет. Эти данные, вероятно, характеризуют возраст постмагматического этапа формирования пород группы ийолитов—мельтейгитов, так как возраст карбонатитов, с воздействием которых можно также связывать образование наложенных амфиболитов, обычно моложе на 200—250 млн. лет.

Канадиты — биотит—альбитовые нефелиновые сиениты — завершают докарбонатитовый этап формирования силикатных изверженных пород. Крутопадающие дайкообразные тела их мощностью более 100 м обнаружены в северной части Черниговской зоны и приурочены к центру или западному флангу структуры. Взаимоотношения их с вышерассмотренными образованиями устанавливаются по косвенным данным: в карбонатитах, секущих канадиты, кроме ксенолитов последних, присутствуют также и ксенолиты гипербазитов и ийолитов—мельтейгитов.

Радиологический возраст канадитов, установленный по циркону и биотиту, составляет соответственно 2090 и 2140 млн. лет (табл. 1, 2). Возраст реакционного биотита и биотитизированных канадитов на контакте с более поздними карбонатитами — 1930 млн. лет. Как будет показано ниже, эти данные в целом отвечают времени формирования севитовых карбонатитов.

Отмеченная синхронность в формировании нефелиновых сиенитов и карбонатитов, возможно, имеет и генетическую основу. Об этом, в частности, может свидетельствовать присутствие в нефелиновых сиенитах "глобулей" раннего магматического (?) кальцита. Подоб-

Таблица 1

Результаты определений К-Аг возраста минералов из комплекса

Образец	Место отбора и глубина	Петрографическое определение породы
113/290	Профиль IV, скв. 290, гл. 142,30-143,20 м	Оливиновый мельтейгит (нефелинизированный оливинит)
Докарбонатитовые фениты		
8/569	Профиль IV, скв. 569, гл. 113,7 м	Мезократовый фенит конечной стадии микроклин-биотит-клинопироксен-альбитовый
Биотитовые нефелиновые сиениты (канадиты)		
23/570	Профиль IV, скв. 570, гл. 157,4-158,0 м	Канадит
Карбонатиты кальцитовые клинопироксеновые, биотитовые, амфиболовые - севиты - и породы, преобразованные в связи с их формированием		
93/291	Профиль IV, скв. 291, гл. 271,3-274,0 м	Меланократовый биотит-амфиболовый карбонатит с апатитовыми сегрегациями (до 40%)
23/291	То же	То же
103/291	Профиль IV, скв. 291, гл. 103,0-104,0 м	Меланократовый биотит-амфиболовый карбонатит с апатитовыми сегрегациями (до 40%)
101/291	Профиль IV, скв. 291, гл. 300,6-302,0 м	Карбонатизированный и биотитизированный горнблендит
101/291	То же	То же
88/291	Профиль IV, скв. 291, гл. 257,0-258,0 м	Фенит клинопироксеновый биотитизированный и альбитизированный на контакте с карбонатитами
28/570	Профиль IV, скв. 570, гл. 164,7-165,2 м	Биотитизированный нефелиновый сиенит на контакте с карбонатитом
127/290	Профиль IV, скв. 290, гл. 201,0-202,0 км	Карбонатизированная флогопит-апатитовая порода

ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Черниговской зоны

Минерал, использованный для изотопных определений	К, %	<sup>40</sup> Аг, г/т	Возраст, млн. лет	Примечание
Амфибол	0,54	160,2	2250	Амфибол гистерогенный, возможно связанный с докарбонатитовым метасоматозом
Докарбонатитовые фениты				
Биотит	7,00	1846,0	2130	Биотит гистерогенный (автодиафорез?), отмечается также поздний амфибол
Биотитовые нефелиновые сиениты (канадиты)				
Биотит	6,70	1817,0	2140	
Карбонатиты кальцитовые клинопироксеновые, биотитовые, амфиболовые - севиты - и породы, преобразованные в связи с их формированием				
Биотит	6,85	1611,3	1970	
Амфибол	0,82	195,8	2000	
Биотит	6,40	1653,6	2075	
Биотит	6,80	1687,0	2040	Отмечаются сфен, альбит, ошелоченный амфибол, по-видимому, апотвейтозитовый горнблендит
Амфибол	0,76	181,5	2000	То же
Биотит	7,00	1694,5	2010	Клинопироксен реликтовый, ед. зерна микроклина. Синкарбонатитовый фенит
Биотит	7,35	1655,6	1930	
Флогопит	7,00	1714,0	2020	

Таблица 1 (окончание)

Образец	Место отбора и глубина	Петрографическое определение породы
Карбонатиты доломит-кальцитовые оливин-флогопитовые - альвикит-бефорситы		
113/290	Профиль IV, скв. 290, гл. 142,3-143,2 м	Карбонатизированный и биотитизированный оливиновый мельтейгит (нефелинизированный оливинит)
137/290	Профиль IV, скв. 290, гл. 257,5-258,4 м	Мезократовый магнетит оливин-флогопитовый карбонатит

ные выделения кальцита в силикатных изверженных породах рассматриваются многими исследователями как признаки начальной стадии зарождения карбонатитовой магмы и служат одним из доказательств магматического генезиса карбонатитов [6, 7].

Среди комплекса образований Черниговской зоны разломов особое место занимают так называемые фениты - метасоматические образования, сформировавшиеся в результате щелочного и кальций-магний-железистого метасоматоза вмещающих пород. В распределении фенитов устанавливается определенная зональность, принципиально подобная таковой массивов ультраосновных щелочных пород Кольского полуострова [8, 9]. Она выражается в последовательной смене минеральных ассоциаций фенитов от внешних экзоконтактов к внутренним по следующей схеме: вмещающие породы гнейсо-мигматитового комплекса - частично перекристаллизованные исходные породы с раскисленным плагиоклазом - альбитсодержащие породы с перекристаллизованным биотитом и амфиболом - клинопироксеновые альбититы - альбит-клинопироксен-микроклиновые фениты, а также меланократовые существенно клинопироксеновые фениты - гвейтозиты. Во всех зонах фенитов, но особенно среди фенитов конечных стадий, наблюдаются жильные тела пород типа граносиенитов, нордмаркитов или щелочных гранитов. Геологические данные свидетельствуют, что процесс фенитизации предшествовал формированию карбонатитов. С воздействием последних связаны регрессивные изменения фенитов - позднейшая альбитизация, биотитизация, амфиболитизация.

Изотопный возраст вторичного биотита из фенитов конечных стадий составляет 2130 млн. лет, а сфена - 1990 млн. лет; воз-

Минерал, использованный для изотопных определений	K, %	$^{40}\text{Ar}$ , г/т	Возраст, млн. лет	Примечание
Карбонатиты доломит-кальцитовые оливин-флогопитовые - альвикит-бефорситы				
Флогопит	7,33	1522,0	1830	Флогопит, явно наложенный в связи с карбонатизацией, развивается по аллохтонному амфиболу
Флогопит	7,67	1521,9	1900	

раст сфена жильных нормаркитов и щелочных гранитов соответственно равен 2090 и 2080 млн. лет. Таким образом, возрастной интервал формирования докарбонатитовых фенитов конечных стадий и связанных с ними жильных образований, с одной стороны, и нефелиновых сиенитов, с другой - практически совпадает. Это, однако, не свидетельствует о строгой соподчиненности процесса фенитизации формированию нефелиновых сиенитов. Фенитизация, по-видимому, охватывает более широкий возрастной интервал, и в дальнейшем, вероятно, будут получены данные, отражающие и более древний возраст фенитов, отвечающий времени формирования гипербазитов и ийолитов-мельтейгитов.

Конечные этапы развития комплекса Черниговской зоны разломов знаменуются внедрением карбонатитов - сложной и наиболее широко распространенной группы пород, формирование которых происходило на протяжении значительного отрезка времени и, как будет показано ниже, по-видимому, с перерывом.

Определение изотопного возраста карбонатитов производилось в основном по слюдам и амфиболом и в меньшей мере (два определения из 10) - по циркону и монациту. Какова природа этих минералов и в какой мере их возраст соответствует возрасту карбонатитов? Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в карбонатитах присутствуют как сингенетические, так и аллохтонные минералы. Петрографические наблюдения показывают, что состав значительной части силикатных минералов в карбонатитах находится в прямой зависимости от состава ксенолитов силикатных пород, включенных в них. Так, например, оливиновые карбонатиты непременно содержат ксенолиты оливинитов, пироксеновые - пироксенитов и так далее. Гео-

Таблица 2

Результаты определений возраста минералов изотопно-свинцовым методом Черниговской зоны

Образец	Место отора и глубина	Петрографическое оп-ределение породы	Минерал, использо-ванный для изотопных определений	Содержание элемен-		
				Pb	U	
8/569	Профиль IV, Мезократо-скв. 569, гл. 113,7 м	Мезократо-вый фенит конечной ста-дии - микро-клин-клино-пироксен-альбитовый	Сфен	-	-	
619/965	Профиль VIII, скв. 965, гл. 530-533 м	Нордмаркит	Сфен	-	-	
314/964	Профиль II, скв. 964, гл. 171,0 м	Жильный гранит с щелочным пироксеном	Сфен	-	-	
822/255	Профиль VIII, скв. 255, гл. 195,4-196,5 м	Пироксе-нит маг-нетит-иль-менитовый со вторич-ным сфеном	Сфен	-	-	
23/570	Профиль IV, скв. 570, гл. 157,4-158,0 м	Канадит (нефелино-вый био-тит-альби-товый сие-нит)	Циркон	-	-	
797/299	Профиль XVIII, скв. 299, гл. 281,0-283,0 м	Альвикит-флогопит-диопсид-оливиновый	Циркон	-	-	
389/968	Профиль IV, скв. 968, гл. 168,0-169,5 м	Альвикит-бефорсит-флогопит-оливиновый	Монацит	0,043	0,0012	

методом комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонати-

тов, %	Изотопный состав свинца				Изотопный возраст, млн. лет	
	Th	$^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$
-	0,336	44,60	9,87	45,19	1990	-
-	0,283	47,80	9,84	42,07	2090	-
-	0,443	44,40	11,51	43,64	2080	-
-	0,350	46,78	10,43	42,43	2030	-
-	0,135	71,50	10,90	17,42	2090	-
-	0,265	54,75	10,88	34,10	2190	-
0,23	0,578	23,12	10,02	66,28	1330	1990

логические исследования позволяют сделать вывод об эксплозивном и интрузивном механизме формирования карбонатитов. Взрывные явления, приводящие к брекчированию вмещающих пород, вместе с активным внедрением карбонатитового расплава – были причиной образования карбонатитов с переменным количеством ксенолитов вмещающих пород (в том числе, и обломочных, аллохтонных минералов, и карбонатного цемента (вплоть до образования эруптивных брекчий)).

Установлено, что каждому определенному типу карбонатитов соответствует свой характерный "набор" ксенолитов силикатных пород. На данном этапе изученности это объясняется неодинаковыми глубинами взрывных явлений, сопровождающихся брекчированием вмещающих пород, происходившим по "пути следования" карбонатных расплавов, а возможно, и различными глубинами формирования расплавов разных типов карбонатитов.

По минеральному составу, рудной и аксессуарной минерализации выделены следующие типы карбонатитов (в порядке доказанной либо вероятной последовательности их формирования): сёвиты, альвикиты, альвикит-бефорситы, бефорситы и кимберлитовые карбонатиты (номенклатура пород принята по Г. фон Эккерману и Н.П. Семенову [10, 11]).

Сёвиты – кальцитовые карбонатиты, среди которых по составу силикатов выделяются биотитовые и амфибол-биотит-пироксеновые разновидности. Рудные и аксессуарные минералы сёвитов представлены апатитом, пирохлор-гатчеттолитом, цирконом, колумбитом и, реже – монацитом. В сёвитах отмечаются ксенолиты пироксенитов, горнблендитов, фенитов и нефелиновых сиенитов. Вмещающие породы на контакте с карбонатитами подвергаются альбитизации, биотитизации и амфиболлизации. Подобные изменения претерпевают и ксенолиты; а аллохтонные зерна клинопироксенов часто окружены реакционными каймами биотита и амфибола. Таким образом, указанные вторичные реакционные минералы, несомненно, сформировались в процессе становления карбонатитов, и изотопный возраст их синхронен таковому карбонатитов. По шести определениям К-Аг возраст биотитов и амфиболов из сёвитов колеблется в пределах 1970–2075 млн. лет (в среднем 2019 млн. лет) и хорошо согласуется с уже упоминавшимися данными по вторичному сфену (2030 млн.лет), образовавшемуся в процессе преобразования пироксенитов в связи с формированием карбонатитов.

Альвикиты – кальцитовые карбонатиты с флогопитом, оливином, диопсидом и, реже – амфиболом. Аксессуарные и рудные минералы – апатит, циркон, магнетит, ильменит. Редкие ксенолиты представлены флогопитовыми слюдитами и оливинитами и, возможно, сёвитами (?), хотя возрастные взаимоотношения альвикитов с другими разновидностями карбонатитов пока еще недостаточно выяснены.

Мы располагаем лишь одним определением изотопного возраста альвикитов – 2190 млн. лет по циркону. Исследуемый циркон характеризуется короткопризматическим, реже – дипирамидальным габитусом, грани и ребра его кристаллов ровные или слабо округ-

лены ("оплавлены"); цвет бледно-розовый с сиреневым оттенком, однородный. Некоторые более крупные зерна циркона имеют зональное строение: ядра кристаллов содержат обильные мельчайшие включения рудных минералов; окраска таких цирконов неоднородна. Изредка в цирконах наблюдаются включения флогопита, подобного таковому альвикитов, что свидетельствует о кристаллизации циркона непосредственно в карбонатитах одновременно или несколько позднее флогопита. Однако, как видно из изложенного, не исключена возможность гетерогенности зональных зерен циркона, ядра кристаллов которого можно трактовать как более древние, аллохтонные образования. Именно этим можно, по-видимому, объяснить более древний возраст циркона альвикитов по сравнению с возрастом амфиболов и биотитов сёвитов.

Альвикит-бефорситы – доломит-кальцитовые карбонатиты с флогопитом и оливином. Рудные и акцессорные минералы представлены апатитом, колумбитом, цериевым фергусонитом, бодделеитом, магнетитом, цирконом, анкилитом и др. Альвикит-бефорситы часто содержат крупные (до 7 м) ксенолиты флогопитовых оливинитов и слюдитов. Петрографические наблюдения показывают, что флогопит слюдитов и оливинитов в карбонатитах испытывает перекристаллизацию. Так, вокруг ксенолитов мелкозернистого флогопитового слюдита часто наблюдается оторочка более крупнозернистого флогопита, а также отмечаются новообразования флогопита по аллохтонным амфиболам. В то же время ни в одном из шлифов не наблюдалось замещения оливина флогопитом, часто можно видеть рядом мелкие ксенолиты флогопитовых слюдитов и совершенно неизменный оливин в карбонатной массе. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что флогопитизация оливинитов является докарбонатитовым процессом, а перекристаллизованные и новообразованные флогопиты альвикит-бефорситовых карбонатитов сингенетичны последним. Два определения K-Ar возраста флогопитов подтверждают установленное по геологическим взаимоотношениям более позднее по сравнению с внедрением сёвитов время формирования (1900–1830 млн. лет) альвикит-бефорситов.

Не объяснимы пока значения изотопного возраста монацита из рассматриваемых пород, дающие большие расхождения по разным соотношениям (1330, 1900 млн. лет). Возможно, это связано с чрезвычайно низкими содержаниями Pb, Th и U, аномальными для типичных моноцитов.

Позднейшие по времени внедрения разновидности карбонатитов – бефорситы и кимберлитовые карбонатиты, к сожалению, пока не охарактеризованы изотопными данными, хотя положение их среди комплекса образований Черниговской зоны сомнений не вызывает.

Бефорситы – доломитовые оливин-флогопитовые карбонатиты – встречаются обычно совместно с альвикит-бефорситами и кимберлитовыми карбонатитами. По характеру рудной и акцессорной минерализации они аналогичны альвикит-бефорситам и являются, вероятно, одним из конечных дифференциатов альвикит-бефорситовой магмы.

Кимберлитовые карбонатиты – меланократовые карбонатитовые брекчии с ксенолитами флогопитовых слюдитов, реже – бефорситов, сёвитов и ийолитов и оливин–серпентин–флогопит–кальцитовым цементом. Эти карбонатиты, по–видимому, завершают магматическую деятельность комплекса образований Черниговской зоны и являются недифференцированными порциями карбонатного расплава, из которого выкристаллизовались в процессе магматической дифференциации оливиновые карбонатиты – альвикит–бефорситы и бефорситы, в то время как образование сёвитов, как это уже отмечалось, возможно, генетически связано с дифференциацией нефелинитовой магмы (ийолиты и нефелиновые сиениты).

Таким образом, имеющиеся к настоящему времени радиологические определения ограничивают изотопный возраст формирования комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов интервалом 2250–1830 млн. лет. В дальнейшем эти возрастные пределы, несомненно, будут детализированы для отдельных типов пород, а также, по–видимому, и расширены, поскольку они не охватывают как наиболее древнюю группу образований комплекса – гипербазиты, так и позднейшие разновидности карбонатитов. Однако уже на данном этапе исследований ясно, что установленный радиохронологическими методами интервал времени становления комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Западного Приазовья в целом близок таковому Октябрьского и Малотерсянского щелочных массивов. Этот период времени определяет нижний возрастной предел консолидации восточной части Украинского щита.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Г.В. Жуков и др. Об открытии фосфатной минерализации в Западном Приазовье. – Геологический журн., 1973, 33, № 5.
2. О.Л. Эйно́р и др. Докембрий Западного Приазовья. Киев. Изд-во КГУ, 1971.
3. Л.С. Бородин, Ю.Л. Капустин. Карбонатитовые месторождения редких элементов. – В кн.: Геология, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3. "Наука", 1966.
4. А.И. Гинзбург и др. Редкометалльные карбонатиты. – В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 1. Госгеолтехиздат, 1958.
5. Дж. Гиттинс. Краткий обзор по карбонатитовым комплексам. В кн.: Карбонатиты. "Мир", 1969.
6. Л.С. Егоров, Н.П. Сурина. Об интрателлургических выделениях кальцита в жильных щелочных породах. – ДАН СССР, 1967, 177, № 4.
7. А.Г. Жабин. Сингенез и метаморфизм карбонатитов. "Наука", 1971.
8. А.А. Кухаренко и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. "Недра", 1965.
9. А.С. Сергеев. Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. Изд-во ЛГУ, 1967.
10. М.П. Семененко. Провінції лужних порід і деяких мінеральних родовищ Швеції – Екскурсія ХХІ сесії МГК. – Геологічний журнал, 1961, 21, вип. 1.
11. Г. Эжкерман. Карбонатиты Алье. – В кн.: Карбонатиты. "Мир", 1969.

## ПРИНЦИПЫ УСТАНОВЛЕНИЯ НИЖНИХ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ РУБЕЖЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ШИТА

По докембрию Украинского шита существует много стратиграфических схем. Но большинство исследователей признают лишь несколько главнейших стратиграфических единиц, именуемых сериями, понимая под серией крупные стратиграфические подразделения, отвечающие тектоно-магматическому циклу, начинающемуся процессами седиментации и эффузивной деятельностью и оканчивающемуся гранитоидным магматизмом. В таком понимании в докембрии Украинского шита выделяются: конкско-верховецкая, западно-приазовская, днестрово-бугская, криворожская, подольская, тетеревская, осницкая, овручская и др. серии.

Каждой серии соответствует определенный комплекс гранитоидов. Конкско-верховецкой серии отвечает днепровский комплекс, тетеревской — кировоградско-житомирский, подольской — бердичевский и т.д.

Гранитоиды главнейших комплексов докембрия Украинского шита обычно во времени знаменуют собой верхние геохронологические рубежи стратиграфических подразделений. Геохронологические рубежи рассматриваются как нижние или верхние стратиграфические границы серий, охарактеризованных реперными изотопными датами [1].

Что же касается нижних геохронологических рубежей главнейших стратиграфических подразделений докембрия Украинского шита, то при их установлении возникают большие трудности.

В докембрии Украинского шита многократно проявились метаморфические процессы, магматические и метасоматические процессы, затрудняющие однозначную интерпретацию как геологических, так и радиологических данных.

Известно, что о нижней возрастной границе конкретной серии можно судить определенно, если нам известно время проявления седиментационных процессов. Однако практически определить время седиментации отдельных стратиграфических подразделений в докембрии Украинского шита трудно. Один из вариантов прямого датирования изохронными радиологическими методами процессов, близких к седиментации, рассмотрен в работе А.И.Тугаринова [2] на примере нижней свиты криворожской серии, метаморфизованной в условиях фации зеленых сланцев. Но минералы, синхронные осадконакоплению, обычно преобразованы в ходе наложенных высокотемпературных процессов, в толщах, испытавших многократную переработку.

Мы считаем, что ориентировочно возрастные пределы седиментации могут быть установлены на основании геологических и радиологических данных, используя один из трех ниже рассмотренных принципов или способов.

Смысл первого из них сводится к следующему. Наряду с процессами седиментации главнейшими геологическими событиями формирования метаморфических серий являются процессы метаморфизма, проявление кислого и основного магматизма, часто по времени близкого к осадконакоплению. Если по геологическим данным установлены соотношения между двумя и более сериями, то, зная время проявления указанных событий для подстилающих и вышележащих толщ, можно более или менее определенно судить о проявлении седиментации промежуточной серии.

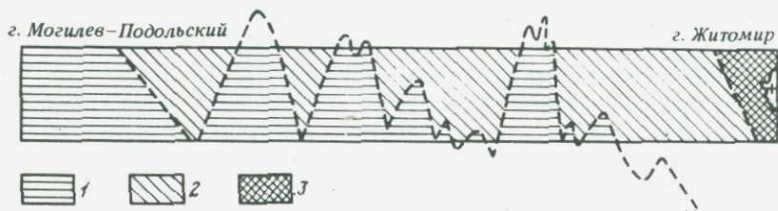


Рис. 1. Модель последовательности геологических событий в докембрии западной части Украинского щита

В качестве примера рассмотрим соотношение трех серий метаморфических пород западной части Украинского щита [3]. Как видно из геологического разреза (рис.1), кристаллические породы нижней серии залегают в ядрах антиклиналей, средней серии – в синклинали, а верхней – выше средней серии. Прямых стратиграфических соотношений между сериями не установлено. Не исключено, что контакты между нижней и средней сериями постепенные, а средней и верхней – тектонические.

Последовательность геологических событий в докембрии западной части Украинского щита показана на рис. 2. Обозначение метаморфических пород то же, что и на рис. 1.

Формирование каждой серии венчается гранитоидным магматизмом – 2600, 2200 и 1900 млн. лет. Основной магматизм датирован только для нижней серии. Можно утверждать, что время седиментации средней серии древнее 2500 млн. лет, так как метаморфизована она по данным изохронного метода 2500 млн. лет тому назад. Основной магматизм нижней толщи проявлен более 2700 млн. лет тому назад, так как циркон, по которому получена дата 2700 млн. лет, подвержен явлениям регенерации около 2000 млн. лет тому назад [4].

Содержание второго принципа сводится к тому, что ранний этап датирования конкретных толщ, отвечающий ее нижней границе, может быть датирован по вулканическим породам. Особенно благоприятны в этом отношении метаэффузивные кислого состава и основные интрузивные породы. К сожалению, вулканические образования в докембрии Украинского щита обычно интенсивно изменены процессами метаморфизма, матасоматоза и гранитизации. Не безупречны к нало-

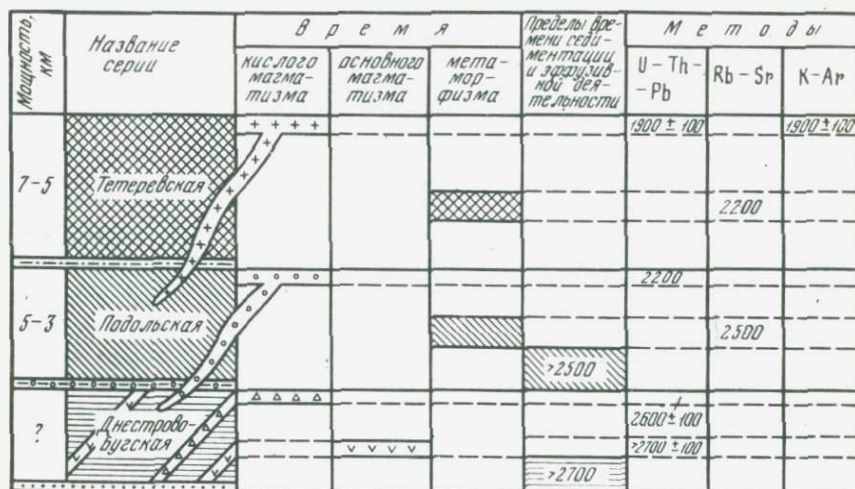


Рис. 2. Последовательность геологических событий в докембрии западной части Украинского щита

женным процессам и аксессуарные минералы. Они подвергаются явлениям регенерации, появляются новообразования. Сильно регенерированные кристаллы циркона мы наблюдаем в кристаллических породах центральной и западной частей Украинского щита, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации. Несмотря на интенсивную регенерацию, даты, полученные по этим цирконам, составляют 2700–2300 млн. лет. Цирконы из апокератофиров самой древней конкско-верховцевской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, характеризуются хорошими кристаллографическими формами и не затронуты явлениями регенерации. Даты, полученные по цирконам из метаэффузивов, составляют не менее 3000 млн. лет. Более подробно эти данные будут изложены в докладе, посвященном новым радиологическим датировкам докембрия центральной части Украинского щита. Хорошей сохранностью характеризуются цирконы из самых молодых пород Украинского щита, кварцевых порфирах збраньковской свиты овручской серии.

Мы остановились на этих примерах, чтобы показать, что радиологическому датированию по аксессуарным минералам должны предшествовать детальные минералогические исследования с целью установления генетической природы как самой породы, так и аксессуарных минералов.

Смысл третьего принципа сводится к тому, что ориентировочно о нижнем геохронологическом рубеже конкретной толщи можно судить по данным датирования аксессуарных минералов из метапесчаников нижней свиты криворожской серии [5].

Кластогенные цирконы из песчаников и плагиигранитов, являющихся областью сноса при формировании песчаников, совершенно иден-

тичны не только по внешнему облику, но и по возрасту, изотопному составу свинца и содержанию урана и тория. Возраст их  $2800 \pm 100$  млн. лет. Подобное тождество характерно для кластогенных монацитов и монацитов, выделенных из плагиигранитов.

Надо подчеркнуть, что кластогенный циркон и монацит в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма не подвергаются изменениям, и даты, полученные по ним, отвечают возрасту размываемого фундамента.

Практически не изменяется и кластогенный циркон из пугачевских гранитизированных песчаников и толкачевских кварцитов.

Кластогенный циркон и монацит из метапесчаников нижней свиты датируется  $2800 \pm 100$  млн. лет, что может служить лишь нижним пределом нижнего геохронологического рубежа криворожской серии.

Из приведенных трех способов установления нижних геохронологических рубежей стратиграфических подразделений докембрия наиболее точным является второй – по датированию аксессуарных минералов, выделенных из метавулканитов.

Что же касается радиологических датировок, полученных различными методами как для нижних, так и для верхних рубежей стратиграфических подразделений, то надежными являются только реперные изотопные даты (понимая под реперными датами сходящиеся значения возраста, полученные по двум и более сосуществующим минералам различными радиологическими методами).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Н.П. Шербак. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. Киев, "Наукова думка", 1975.
2. А.И. Тугаринов, Е.В. Бибикова. О возрасте пород криворожской серии. – Труды X сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1962.
3. Н.П. Шербак, О.М. Струева и др. Изотопный возраст и геологические соотношения докембрийских пород Верховцевского района Украинского щита. – Тезисы докладов XIX сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций, 1975.
4. Н.П. Шербак, Г.Г. Виноградов. О разновозрастных генерациях цирконов из кристаллических сланцев и чарнокитов западной части Украинского щита. – Труды XVI сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций. "Наука", 1973.
5. Н.П. Шербак, Н.И. Половко, Н.Ю. Левковская. Изотопный возраст аксессуарных минералов из нижней свиты криворожской серии. – Геологический журнал, 1969, № 3.

Н. П. Щербак, О. М. Струева, Е. Н. Бартницкий,  
Г. Д. Елисеева, Н. Ю. Левковская, А. В. Лукашук

## ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД ВЕРХОВЦЕВСКОГО РАЙОНА УКРАИНСКОГО ШИТА

Верховцевский район образует северо-западную часть Базавлукской структурно-фациальной зоны и представляет собой обширный синклиниорий субмеридионального простирания, аналогичный другим зонам развития осадочно-вулканогенных формаций Среднего Приднепровья.

Знание геологического строения района основано на детальном изучении материалов разведочного и профильного бурения и дополнительно материалами поискового бурения в зонах рудопроявлений.

В Верховцевском районе вскрыта мощная толща осадочно-вулканогенных отложений, в разной степени метаморфизованных, сложно дислоцированных. В их разрезе Н.П.Семененко [1] выделяет две серии: 1) нижнюю – грановскую железисто-кремнисто-метабазитовую мощностью 1800 м; 2) верхнюю – тепловскую железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенную мощностью 6170 м.

Грановская серия представлена амфиболитами и зелеными сланцами с прослоями малорудных силикатно-железистых роговиков. Иногда в ее разрезе встречаются прослойки актинолититов и тальк-карбонатных пород. На Алферовском участке среди амфиболитов грановской серии обнаружены андезитовые апопорфириты. Тепловская серия представлена толщей гетерогенных пород. Большая часть разреза носит флишоподобный характер вследствие чередования филлитовидных сланцев и метапесчаников. На Самотканском участке она представлена разнообразными сланцами, чередующимися с метаморфизованными эффузивами основного, среднего и кислого составов, а также с прослоями мелкозернистых метапесчаников. Верхняя часть разреза тепловской серии, установленная лишь в районе Грановского профиля, сложена чередованием амфиболитов, альбитофиров и порфиroidов со сланцами, метапесчаниками, карбонатно-железистыми роговиками и актинолититами.

Среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ Верховцевского района известно несколько аподунитовых массивов. В аподунитовых серпентинитах отмечаются единичные дайки пироксенитов. На всех стратиграфических уровнях разреза встречены многочисленные дайки аподиабазов мощностью от 5 до 60 м.

Верховцевская брахисинклиналь, подобно другим аналогичным структурам Среднего Приднепровья, со всех сторон окружена гранитами. Выяснение возрастных взаимоотношений осадочно-вулканогенных пород с окружающими гранитами имеет важное значение не только для Верховцевского района, но и для проблемы стратиграфии докембрия Украинского щита в целом. Комплекс проведенных исследований показал, что в районе развиты двуслюдяные плагиограниты,

микроклинизированные, биотитовые плагиограниты, микроклиновые гранито-порфиры и аплитовидные граниты. Двуслюдяные плагиограниты, микроклиновые, установлены в восточном борту Верховцевской структуры, биотитовые плагиограниты – в северной части западного борта Верховцевской структуры, микроклиновые гранито-порфиры – в его южной части. Аплитовидные граниты пространственно и генетически связаны со всеми типами гранитов. Они встречаются на разных участках, где образуют множество жильных тел мощностью 0,3–2,5 м, секущих граниты различных типов в зонах разрывных нарушений и тектонических трещин.

Контакты гранитов с породами осадочно-вулканогенного комплекса вскрыты бурением на всех участках Верховцевского района. В большинстве случаев с гранитами контактируют амфиболиты грановской серии.

Геологические исследования свидетельствуют об активном воздействии гранитов на амфиболиты. Среди гранитов обнаружены многочисленные ксенолиты метабазитов. Они разобщены между собой, характеризуются неправильной формой и размерами, колеблющимися в самых широких пределах – от мелких, не поддающихся отражению на картах принятого масштаба, до крупных, измеряемых сотнями метров и даже несколькими километрами. Контуры амфиболитовых ксенолитов и линии контактов гранитов с породами грановской серии всегда неровные, но в одних случаях нерезкие, постепенные, в других – довольно четкие. Вблизи контактов в амфиболитах роговая обманка замещается актинолитом, заметно возрастает количество плагиоклаза, появляются биотит и кварц. При этом породы приобретают неоднородную пятнистую текстуру, нередко становятся рассланцованными.

Контактирующие с амфиболитами участки гранитов обогащены темноцветными минералами. Последние представлены биотитом, хлоритом, эпидотом, изредка роговой обманкой, распределяющимися крайне неравномерно в виде полосчатых и гнездообразных скоплений. На описываемых контактах встречаются породы альбит-кварц-биотитового состава мощностью до нескольких метров. На Алферовском участке контакт амфиболитов грановской серии с гранитами осуществляется через мощную зону алюмокварцитов, идущую прямо по контакту и содержащую участки олигоклазитов и биотит-плагиоклаз-кварцевых сланцев, являющихся измененными в контактных условиях ксенолитами амфиболитов.

Таким образом, наличие многочисленных реликтов метабазитов, заключенных среди гранитов иногда на значительном удалении от контакта, а также контактово-реакционные процессы, имевшие место как в гранитах, так и в контактирующих с ними амфиболитах, свидетельствуют об активном воздействии окружающих гранитов на метаморфические породы верховцевского разреза и указывают на гораздо большие размеры Верховцевской структуры до гранитизации, а следовательно, и на более древний возраст осадочно-вулканогенных серий по сравнению с окружающими их полями гранитов.

Юго-западная окраина Грановского профиля вскрыла контакт гранитов с породами тепловской серии, представленной чередованием узловатых кварц-альбит-серицитовых и кварц-альбит-хлоритовых сланцев с альбит-кварцевыми метапесчаниками. Эти породы более изохимичны с гранитами, чем амфиболиты, в связи с этим процессы контактовых взаимоотношений проявились здесь в меньших масштабах, с меньшей интенсивностью и выразились лишь в слабой биотитизации и альбитизации пород тепловской серии.

На Кудашевском участке вскрыт принципиально иной тип контакта. Здесь граниты контактируют с интрузивным массивом гипербазитов. Контакт носит явно тектонический характер. Он вскрыт бурением трижды, потому что имеет форму двух гранитных блоков, между которыми зажат блок пород ультраосновного состава, отторгнутый от гипербазитовой интрузии. Ультраосновные породы у контакта с гранитами превращены в тремолитовые и актинолитовые сланцы. Граниты, измененные в зоне тектогенеза, характеризуются ясно выраженным полосчатым строением. Изучение пород под микроскопом показывает, что гранитная структура их в значительной мере нарушена: породы несут явные признаки катаклаза, милонитизации, развальцевания. Эпигенетические процессы — хлоритизация, эпидотизация, окварцевание и карбонатизация — проявлены более интенсивно, чем в каком бы то ни было другом участке района.

Обобщая сказанное, можно утверждать, что контакт гранитов с метаморфическими породами Верховцевского района всюду активный и лишь на Кудашевском участке имеет тектонический характер. Гранитизация проявилась в разнообразных изменениях исходных пород, главную роль среди которых играли натровая фельдшпатизация и калиевый метасоматоз, приведшие к появлению вторичного биотита и альбита, а также кислотное выщелачивание, выразившееся в возникновении мощных зон алюмокварцитов.

Данные изотопного возраста и их интерпретация. По вопросу датирования пород Верховцевского района существует несколько точек зрения. Известно мнение [2], согласно которому возраст серий метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород, развитых в Базавлукском синклинии, составляет 2300–2700 млн. лет. Однако оно основано исключительно на данных калий-аргонового метода. Так, в прежние годы было установлено, что возраст роговой обманки из амфиболитов грановской серии составляет 2500–2700 млн. лет, а возраст тепловской серии, определенный по гидрослюдистым минералам, исчисляется 2230 млн. лет.

Новые определения подтвердили правильность имеющихся цифр.

Так, роговая обманка из амфиболита Алферовского участка дала возраст 2500 млн. лет. Аналогичен возраст роговой обманки из ксенолита апоамфиболитового биотит-роговообманкового сланца, заключенного в микроклиновом гранито-порфире и установленного в южной части Алферовского участка, — 2570 млн. лет (табл.1).

При описании минеральных новообразований, возникающих в зоне контакта гранитов с метабазами, указывалось, что в микроклино-

Таблица 1

Возраст амфиболитов и гранитов из зоны гранитизации

Проба	Место отбора и глубина	Наименование породы	Минерал	K, %	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K} \cdot 10^{-7}$	Возраст, млн. лет
10603	Алферовский профиль, скв. 10603, гл. 198,0 м	Амфиболит	Роговая обманка	0,40	1,460	2500
10602	Алферовский профиль, скв. 10602, гл. 225,0-292,2 м	Ксенолит биотит-роговообманкового сланца в микроклиновом гранито-порфире	То же	0,38	1,116	2570
10602	Алферовский профиль, скв. 10602, гл. 185,0-225,0 м	Микроклиновый гранито-порфир	"	0,50	2,019	2700
10603	Алферовский профиль, скв. 10603, гл. 311,5 м	Роговообманковый метасоматит	"	0,45	1,646	2550

вом гранито-порфире при этом иногда появляется роговая обманка. На Алферовском участке удалось определить ее возраст - 2700 млн. лет. В амфиболитах Алферовского участка под влиянием гранитизации, проявившейся здесь наиболее интенсивно по сравнению с другими участками района, возникло несколько разновидностей метасоматитов, в том числе и зоны крупнозернистых мономинеральных роговообманковых пород, роговая обманка из которых дает возраст 2550 млн. лет (табл.1).

Таким образом, роговые обманки из гранитов и амфиболитов, измененных в зоне контакта, являются разновозрастными образованиями, возникшими в интервале времени 2500-2700 млн.лет. Следовательно, полученные цифры датируют одну из фаз наложенного метаморфизма, вызванного, вероятно, влиянием гранитов. Неправильно думать, что возраст роговой обманки из амфиболитов гра-

новской серии указывает абсолютный возраст пород верховцевского разреза.

Определение возраста пород свинцово-изотопным методом дает более надежные результаты. Но в верховцевском разрезе до сих пор было известно слишком мало таких цирконсодержащих пород, которые могли бы служить объектом геохронологических исследований. Определение возраста циркона из кварцевых апокератофилов тепловой серии, произведенное А.А.Макухиной в 1965 г. и показавшее очень древнюю дату — 3030 млн. лет (табл.2), долгое время оставалось единственным, поскольку не встречались новые тела кислых и средних эффузивов, синхронные изучаемому разрезу. На этом основании оно воспринималось как случайное, сомнительное, требующее проверки [3].

В последние годы скважинами Алферовского структурного профиля среди амфиболитов грановской серии были установлены четыре потока андезитовых апопорфиритов мощностью от 4 до 26 м. Так появилась возможность отобрать в геохронологических целях валовую пробу по эффузивам среднего состава.

Следует отметить, что часть геологов ставит под сомнение эффузивное происхождение этих пород, относит их к туфам, а иногда к роговикам и отрицает возможность использования выделенного из них циркона для определения абсолютного возраста верховцевского разреза.

Наши исследования показывают, что искомые породы являются метаморфизованными эффузивами. Изучение их методами геохронологии дает качественно новую и очень ценную информацию.

Утверждение об эффузивном характере этих пород основано на анализе фактического материала.

Пластообразная форма залежей, структурно-текстурные признаки, минеральный и химический состав позволяют утверждать, что это андезитовые апопорфириты. Признаки кластогенного материала отсутствуют. Структура в шлифах бластопорфировая с лепидогранобластовой структурой основной массы. Нередко отмечается директивное расположение породообразующих минералов как фенокристаллов, так и вмещающей ткани. Порфиновые выделения по составу отвечают альбиту № 4-10, плагиоклаз основной ткани представлен олигоклазом № 11-25.

По химической классификации Н.П.Семененко [4] эти породы относятся к щелочноземельно-алюмосиликатным породам орторяда. Сравнение числовых характеристик верховцевских андезитовых апопорфиритов с характеристиками разных типов андезитов по Дэли показывает их петрохимическое сходство.

Андезитовые апопорфириты Верховцевского района метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Метаморфическая переработка выразилась в альбитизации плагиоклаза, раскристаллизации стекловатой массы, развитии хлорита, биотита, эпидота, кальцита, актинолита, куммингтонита. Несомненно влияние метасоматических процессов, поскольку в андезитовых апопорфиритах устанавливаются зоны базавлукитизации и ороговикования.

Таблица 2

Возраст гранитов и эффузивов кислого и среднего состава

Проба	Место отбора, геологическая привязка	Название породы	Минерал	Содержание, %		
				U	Th	Pb
10612	Алферовский профиль, верхняя свита грановской серии, скв. 10612	Андезитовый апопорфирит	Циркон			
10055	Самотканский профиль, нижняя свита тепловской серии, скв. 10055	Кварцевый апокератофир	"			
		Граниты				
10092	Восточный борт, Самотканский профиль, скв. 10092	Двуслюдяные плагиограниты	Циркон			
10079	Восточный борт, Грановский профиль, скв. 10079	То же	"			
4104	Восточный борт, Кудашевский профиль, скв. 4104	"	"			
10076	Западный борт, северная часть, Самотканский профиль, скв. 10076	Биотитовые плагиограниты	"			
10638	Западный борт, северная часть, Алферовский профиль, скв. 10638	То же	"			
10638	Западный борт, северная часть, Алферовский профиль, скв. 10638	"	"			
10602	Западный борт, южная часть, Алферовский профиль, скв. 10602	Микроклиновый гранито-порфир	"			
10602	Западный борт, южная часть, Алферовский профиль, скв. 10602	То же	"	0,0694	0,046	0,0401
10602	Западный борт, южная часть, Алферовский профиль, скв. 10602	"	"	0,064	0,0649	0,0401

Изотопный состав					Абс. возраст, млн. лет		
$^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$
0,19	67,04	17,15	15,60		3050		
0,247	63,49	16,87	19,39		3030		
			Граниты				
0,028	73,9	16,4	9,75		3070		
0,101	65,25	14,79	19,86		2950		
0,1	69,40	15,59	14,91		2950		
0,097	67,95	15,79	16,16		3000		
0,09	69,56	16,67	13,67		3060		
0,133	66,86	16,18	16,20		3000		
0,008	67,83	14,41	17,75		2960		
0,107	63,26	14,69	21,94	3390	2970	2400	2710
0,107	63,26	14,69	21,94	3390	2970	2400	2720

В андезитовых апопорфиритах Алферовского участка преобладают субидiomорфные кристаллы циркона, у которых ребра и вершины слегка притуплены. Они составляют 95–99% всех зерен циркона пробы. В незначительном количестве (1–5%) присутствуют округленные зерна, характеризующиеся большей степенью сглаженности ребер и вершин кристаллов циркона. Кристаллы с коэффициентом удлинения  $K_y > 2,0$  составляют лишь 30% общего количества циркона в пробе. Средний размер цирконовых кристаллов в андезитовом апопорфирите составляет 0,10–0,20 мм. Преобладают светлоокрашенные цирконы – розовые и сиреневые. На поперечных сколах некоторых из них видна более поздняя наружная оболочка коричневого цвета. Наличие кайм регенерации и сглаженность кристаллографических очертаний индивидов циркона объясняются довольно интенсивным метасоматозом, приведшим к альбитизации, окварцеванию, биотитизации, росту актинолита и куммингтонита, а также к некоторой перекристаллизации андезитовых апопорфиритов, появлению в них зон базавлукитизации и ороговикования.

Учитывая достаточно большую вязкость лав среднего состава, можно предположить также, что часть зерен циркона округлой формы – “обтертые” в процессе подъема лав и их излияния [5,6].

Изотопный возраст андезитовых апопорфиритов по циркону составляет 3050 млн.лет (табл.2) и подтверждает известное определение по кварцевым апокератофирам. Таким образом, уран–торий–свинцовый метод устойчиво показывает более древний возраст пород верховцевского разреза: 3030–3050 млн.лет (табл.2).

В последние годы была предпринята попытка установить возраст гранитов, со всех сторон окружающих верховцевскую структуру. С этой целью были отобраны валовые пробы из всех типов гранитов, за исключением аплитовидных гранитов в силу их малых мощностей и недостаточного количества материала по керну.

Среднее содержание циркона в плагиогранитах составляет 5 г/т, а в микроклиновых гранито–порфирах оно не превышает 2 г/т. Размеры кристаллов колеблются от 0,07 до 0,35 мм. Наиболее крупные из них наблюдаются в микроклиновых гранито–порфирах. В плагиогранитах преобладают светлоокрашенные цирконы, в микроклиновых гранито–порфирах – бурые. Интенсивность бурой окраски различна. Темно–бурые крупные кристаллы циркона в микроклиновых гранито–порфирах почти непрозрачны.

Большинству кристаллов циркона присуща совершенная огранка. Однако в микроклиновых гранито–порфирах наряду с ними присутствуют идиоморфные кристаллы с притупленными ребрами и вершинами. В гранитах, измененных в зоне тектогенеза, и в двуслюдяных гранитах, кроме того, встречаются единичные зерна округлой формы. Облик большинства кристаллов – столбчатый, призматический с коэффициентом удлинения 2,0 – 2,5. Вместе с тем часть кристаллов характеризуется изометричным, несколько уплощенным обликом. В биотитовых плагиогранитах и в двуслюдяных гранитах содержание изометричных зерен достигает 20–30%.

Таблица 3

Возраст аподиабазовых даек

Проба	Место отбора и глубина	Наименование породы	Минерал	K, %	$^{40}\text{Ar}$ , г/г $10^{-7}$	Возраст, млн. лет
10614	Алферовский профиль, скв. 10614, гл. 140,0-190,0 м	Аподиабаз	Роговая обманка	0,50	0,979	1755
23240	Алферовский профиль, скв. 10614, гл. 240,0-249,0 м	То же	То же	0,55	0,747	1370
10615	Алферовский профиль, скв. 10615, гл. 125,0-165,0 м	"	"	0,46	1,103	2000
23245	Алферовский профиль, скв. 10632, гл. 324,6-372,6 м	"	"	0,45	1,708	2600

Возраст двуслюдяных плагиогранитов, микроклинизированных, определялся по трем пробам, отобранным по всему восточному борту верховцевской структуры. Исследование дало следующие результаты: 3070 млн. лет по Самотканскому профилю, 2950 млн. лет в районе Грановского профиля, 2950 млн. лет по Кудашевскому профилю (табл.2).

Биотитовые плагиограниты также проанализированы во всех точках западного борта структуры, вскрытых бурением. Они показали совсем близкие значения возраста: 3000 млн. лет в районе Самотканского профиля и 3000-3060 млн. лет по Алферовскому участку (табл.2).

Микроклиновые гранито-порфиры развиты в юго-западной части района и установлены скважинами Алферовского и Грановского профилей. По этому типу гранитов оказалось возможным отобрать лишь одну валовую пробу из микроклиновых гранито-порфиров Алферовского участка. Их возраст 2960-2970 млн. лет (табл.2).

Анализируя полученные данные, приходим к выводу, что несмотря на сравнительное разнообразие петрографических типов гранитов,

развитых в Верховцевском районе, все они являются разновозрастными образованиями, возникшими в узком интервале времени – 2950–3070 млн. лет. Этот факт позволяет высказать мысль, что различия в составе гранитов и их структурно–текстурные особенности в значительной мере обусловлены, вероятно, характером внедрения и ассимиляции метаморфических пород, а не только и не столько разной исходной магмой.

Возраст аподиабазовых даек определялся калий–аргоновым методом по роговым обманкам. Установлено, что образование даек шло на разных этапах геологической истории района. Четыре исследованные дайки, секущие породы Алферовского участка, обнаружили колебания значений возраста в пределах 1370–2600 млн. лет (табл.3). При этом замечено, что более молодые дайки характеризуются большими мощностями. Однако это заключение об увеличении интенсивности основного интрузивного магматизма на отдельных этапах геологического развития Верховцевского района еще нуждается в уточнении на большем количестве фактического материала.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Н.П. Семененко. Стратиграфічна схема докембрію України. – В кн.: Стратиграфія УРСР, т. 1, Докембрій. Київ, "Наукова думка", 1972.
2. Н.П. Семененко, В.Л. Бойко, И.Н. Бордунов, В.Д. Ладиева, А.А. Макухина. Геология осадочно–вулканогенных формаций Украинского щита. Киев, "Наукова думка", 1967.
3. Н.П. Семененко, В.Л. Бойко, И.Н. Бордунов, М.И. Веригин, А.А. Войнов, Ю.Г. Гершойг, М.Н. Довгань, Е.Я. Каплун, Н.И. Кухарева, Л.Н. Полетаева, О.М. Струева, Т.П. Хомяк. Новые данные по соотношению осадочно–вулканогенных пород Криворожско–Кременчугской и Базавлукской зон с гранитоидами. – В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. "Наука", 1974.
4. Н.П. Семененко. Метаморфизм подвижных зон. "Наукова думка", 1966.
5. А.Н. Заварицкий, В.И. Гоньшакова. Определитель горных пород, вмещающих колчеданные залежи Урала. Металлургиздат, 1945.
6. А.Н. Заварицкий, В.А. Заварицкий, Т.Н. Шадлун и др. Колчеданные месторождения Урала. – В кн.: Сборник статей по геологии и метаморфизму колчеданных месторождений. Изд–во АН СССР, 1950.

## ВРЕМЕННАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ДОКЕМБРИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В западной части Украинского щита по особенностям геологического строения отчетливо выделяется четыре района – северный (I), центральный (II), южный (III) и восточный (IV) (рис. 1). Докембрий каждого из этих районов характеризуется своим комплексом гранитоидов и серией метаморфических пород, особенностями тектонического строения, изотопным возрастом.

В стратиграфическом отношении в этом регионе выделяется три серии метаморфических пород и три комплекса гранитоидов, причем отчетливо прослеживается пространственная и генетическая приуроченность каждого комплекса гранитоидов к определенной серии метаморфических пород. В северном районе господствующее распространение получили метаморфические породы верхней (гетеревской) серии и гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса, в центральном – глиноземистые гнейсы средней (подольской) серии и гранитоиды бердичевского комплекса, в южном и восточном районах – метаморфические породы нижней (росинской и днестрово-бугской) серии. Граниты в этих двух последних районах являются посторогенными образованиями, причем в южном районе преобладают граниты побужского, а в восточном – кировоградско-житомирского комплексов.

В течение ряда предыдущих лет уран-горий-свинцовым, свинцово-изохронным и калий-аргоновым методами по различным минералам были получены многочисленные возрастные данные, позволившие надежно датировать процессы гранитизации всех трех серий метаморфических пород. На основании этих данных принято, что гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса образовались 1900–1800 млн. лет, подольского – 2300–2100 млн. лет тому назад. Граниты росинского комплекса локально проявились древнее 2500 млн. лет. Кроме того, петрологическими и геохимическими исследованиями показано, что процессы гранитообразования в западной части Украинского щита происходили в среде, близкой к изохимической. Особенно характерно это явление для подольской серии метаморфических пород.

Что касается установления возраста метаморфических пород, то до последнего времени более или менее надежно были датированы калий-аргоновым методом по роговой обманке, свинцово-изотопным по ортиту и свинцово-изохронным по акцессорным минералам (циркон, сфен, апатит) лишь метаморфические породы нижней серии, являющиеся древнейшими образованиями западной части Украинского щита и представленные метабазами, гнейсами и мигматитами. Все имеющиеся возрастные цифры лежат в пределах 2400–2700 млн. лет. Аналогичные цифры получены и свинцово-изотопным методом

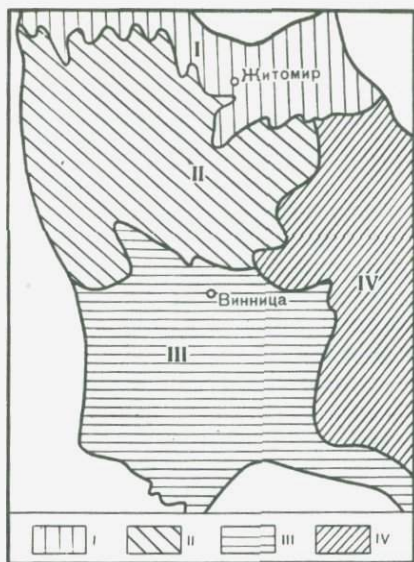


Рис. 1. Схема геологического районирования западной части Украинского щита

по циркону для пироксеновых сланцев Побужья. В то же время прямых определений изотопного возраста метаморфических пород подольской и тетереvской серий не имеется в первую очередь из-за крайне низкого содержания в них циркона. Присутствующий же в весьма незначительных количествах монацит образуется, видимо, при процессах гранитообразования. Имевшиеся единичные возрастные данные для этих образований были получены в основном калий-аргоно-

вым и рубидий-стронциевым методами по биотитам и относятся, скорее всего, ко времени проявления наложенных процессов. Поэтому первоочередной задачей мы считали проведение по возможности полных изотопно-возрастных исследований для гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов подольской и тетереvской серий, являющихся наиболее широко распространенными метаморфическими породами этих серий.

Гранато-биотитовые гнейсы подольской серии встречаются преимущественно в виде ксенолитов разнообразной формы и размеров среди бердичевских гранитов и гранатовых мигматитов. Контакты гранато-биотитовых гнейсов и бердичевских гранитов обычно довольно четкие, подчеркиваются узкими скоплениями биотита и осветленными каемками аплитов-пегматоидного гранита. На контакте с гранитами зернистость гнейсов несколько увеличивается. Характеризуются они относительно выдержанным химическим составом, что обусловлено постоянством их количественно-минерального состава. Главные породообразующие минералы гранато-биотитовых гнейсов представлены биотитом (20-30%), плагиоклазом (30-50%), кварцем (25-30%) и гранатом (5-15%).

Биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы тетереvской серии распространены достаточно широко. Характерной их особенностью является грубополосчатый флишеидный облик и ярко выраженная сланцеватость. В гранато-биотитовых гнейсах, встречаемых севернее г. Коростышева по течению р. Тетерев и его притокам, наблюдается ясная сланцеватость, которая подчеркивается чешуйками биотита, ориентированными параллельно простиранию гнейсовых толщ. Выходы их обычно фиксируются в виде отдельных высыпков или в виде пачек. Содержание граната в этих гнейсах составляет 7-10%. На-

блюдается он обычно в виде округлых зерен с включениями кварца, в достаточной степени разрушенных.

В районе г. Житомир встречаются в основном биотитовые гнейсы в виде небольших ксенолитов мощностью до 1,5 м среди житомирских гранитов, причем количество этих ксенолитов крайне незначительно. Контакты их с гранитами обычно четкие и подчеркиваются скоплениями биотита и более темной окраской. Гнейсы имеют свежий облик, достаточно плотные. Структура их грабенобластовая или лепидогранобластовая. Из породообразующих минералов преобладают биотит (20–30%) и плагиоклаз (35–50%), однако в некоторых образцах плагиоклаз уступает место микроклину, содержание которого достигает 35–40%.

В таблице приведены краткие характеристики исследовавшихся образцов гнейсов, результаты определений изотопного состава свинца и стронция, количественных содержаний свинца, урана, стронция и рубидия. Изотопный анализ свинца, выделявшегося из гнейсов химическим методом, выполнялся на масс-спектрометре МИ-1309 методом поверхностной ионизации с использованием алюмосиликатного эмиттера. Количественные определения свинца, урана, стронция и рубидия производились масс-спектрометрическими методами изотопного разбавления.

Останавливаясь на полученных результатах, прежде всего необходимо отметить, что все гранато-биотитовые гнейсы подольской серии характеризуются аномальным изотопным составом свинца. При этом характер соотношений изотопов  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$  указывает на то, что в достаточно древнее время произошло нарушение нормального хода эволюции изотопов обыкновенного свинца. В частности, оно могло быть обусловлено добавкой заметных количеств более древнего обыкновенного свинца. Несколько особняком здесь по характеру изотопного состава свинца стоит образец 1/70<sup>Г</sup>, отобранный из пачки гранато-биотитовых гнейсов среди гранатовых мигматитов. Для него наблюдается меньшая аномальность изотопного состава свинца по сравнению с тремя другими пробами, представляющими собой ксенолиты гранато-биотитовых гнейсов среди бердичевских гранитов.

Результаты, полученные по изотопному составу свинца для гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов тегеревской серии, в достаточной степени аналогичны.

Что же касается содержаний рубидия и стронция, то здесь намечаются некоторые особенности, характерные для гнейсов, приуроченных к различным сериям. Для гранато-биотитовых гнейсов подольской серии наблюдается достаточно широкое варьирование в содержаниях рубидия и стронция. Гнейсы же тегеревской серии можно подразделить на две группы. К первой относятся три образца гранато-биотитовых гнейсов, которые характеризуются крайне незначительными колебаниями в содержаниях рубидия и стронция и наиболее низкими значениями содержания радиогенного стронция. Вторая группа пород тегеревской серии представлена биотитовыми

Изотопный состав свинца и стронция и содержания свинца, урана, рубидия

Проба	Порода и место отбора	Содержание 10 <sup>-5</sup> г/г		Изотопный	
		Pb	U	206Pb	
Подольская серия					
35/72	Ксенолит гранато-биотитового гнейса среди бердичевских гранитов, с. Жежелев	1,41	0,201	20,27	
2100	То же	1,78	0,231	19,20	
2103	Ксенолиты гранато-биотитовых гнейсов среди бердичевских гранитов, с. Райки	-	-	-	
2107 <sup>a</sup>	Ксенолит гранато-биотитового гнейса среди бердичевских гранитов, с. Мирополь	1,22	0,324	24,74	
1/70 <sup>Г</sup>	Пачки гранато-биотитовых гнейсов среди гранатовых мигматитов, с. Грицев	0,97	0,186	18,61	
Тетеревская серия					
10/72	Высыпки гранато-биотитовых гнейсов, р. Тетерев, с. Рудня	2,03 2,03	0,185	18,19	
11/72	Гранато-биотитовые гнейсы, р. Дубовик, с. Рудня	-	-	-	
11/72 <sup>a</sup>	Высыпки хлоритизированных гранато-биотитовых гнейсов, р. Дубовик, с. Рудня	1,16	0,121	20,11	
29/72	Ксенолит биотитового гнейса среди житомирских гранитов, с. Крошня	7,56	0,148	17,71	
30/72	Пачка биотитового гнейса среди мелкозернистых розоватых житомирских гранитов, Выдомский к-р, г. Житомир	1,22	0,219	18,96	
2101	Ксенолит биотитового гнейса среди житомирских гранитов, к-р Соколова гора, г. Житомир	2,45	0,281	20,75	

гнейсами, обнаруживающими наиболее широкие вариации содержаний рубидия и стронция и относительной доли радиогенного стронция.

На рис. 2 нанесены точки, соответствующие свинцово-изотопным отношениям гранато-биотитовых гнейсов подольской серии (точка, обозначенная крестиком, относится к образцу 1/70<sup>Г</sup>). Здесь же приведена кривая роста обыкновенного свинца (1). Все экспериментальные точки на графике ложатся правее нулевой изохроны (2), указывая на аномалию  $\lambda$ -типа рассматриваемых свинцов. Три точки, отвечающие свинцам гранато-биотитовых гнейсов, наблюдаемых

и стронция в метаморфических породах подольской и тетеревской серий

состав свинца		Содержание 10 <sup>-5</sup> г/г			$\frac{87}{86}\text{Sr}$	$\frac{87}{86}\text{Rb}$
207Pb	208Pb	87Kb	87Sr	86Sr		
Подольская серия						
15,34	37,80	2,187	4,980	6,915	0,7202	0,3163
15,05	37,69	3,035	2,600	3,519	0,7388	0,8625
-	-	5,300	2,645	3,465	1,7633	1,5296
16,44	46,08	3,459	1,766	2,322	0,7606	1,4897
15,32	37,59	3,885	2,369	3,157	0,7504	1,2306
Тетеревская серия						
15,44	37,78	1,670	2,695	3,732	0,7221	0,4475
-	-	1,470	2,245	3,100	0,7242	0,4742
15,73	39,32	1,826	2,460	3,388	0,7261	0,5390
15,21	36,75	2,368	4,325	5,995	0,7214	0,3950
15,49	38,79	4,600	1,153	1,425	0,8091	3,2281
15,90	37,42	7,000	3,151	4,141	0,7609	1,6904

в виде ксенолитов среди бердичевских гранитов, хорошо удовлетворяют прямолинейной зависимости и дают линию аномальных свинцов (3), уравнение которой имеет вид

$$y = 0,2497x + 10,27$$

и соответствует значению времени - 3200 млн.лет. Это означает, что, начиная с этого времени вплоть до настоящего, рассматриваемая уран-горий-свинцовая система оставалась закрытой в отношении урана и свинца. Прохождение же линий аномальных свинцов за-

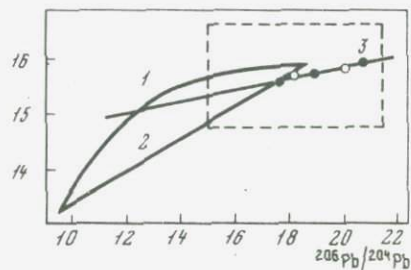
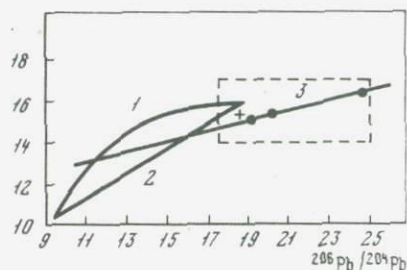
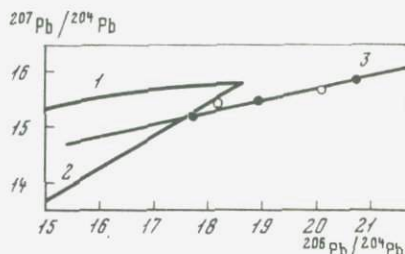
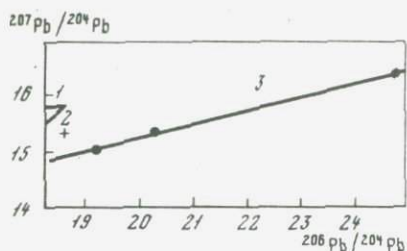


Рис. 2. Свинцово-изотопные отношения для гранато-биотитовых гнейсов подольской серии

Рис. 3. Свинцово-изотопные отношения для гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов тетеревской серии

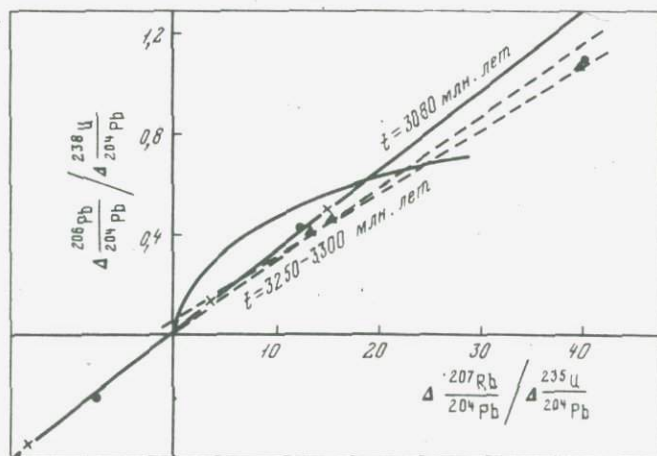


Рис. 4. Изохроны по согласованным разностям для гнейсов подольской и тетеревской серий

метно ниже точки современного обыкновенного свинца указывает на привнос в рассматриваемую систему перед ее закрытием достаточного ощутимого количества более древнего обыкновенного свинца. В верхней части рисунка приведена в более крупном масштабе очерченная пунктиром область нижнего рисунка. Аналогично сделано и на рис. 3.

На рис. 3 приведены результаты, полученные для гранато-биотитовых (темные кружки) и биотитовых (светлые кружки) гнейсов тегеревской серии. Наблюдаемая картина совершенно аналогична только что рассмотренной. Разница заключается лишь в том, что наклон линии аномальных свинцов (3) в данном случае соответствует времени  $\sim 3100$  млн.лет и сама линия, отвечающая уравнению

$$y = 0,2323x + 11,09,$$

проходит несколько выше, указывая на меньшую добавку более древнего обыкновенного свинца.

На рис. 4 показаны зависимости, рассчитанные по методу согласованных разностей. Сплошная линия на рисунке относится к гранато-биотитовым и биотитовым гнейсам тегеревской серии, пунктирные — к гранато-биотитовым гнейсам подольской серии, давая возрастные пределы, обусловленные разбросом точек. Эти зависимости дают возрастные значения, совершенно аналогичные приведенным выше, а прохождение их через начало координат также свидетельствует об отсутствии каких-либо нарушений замкнутости рассматриваемых систем в отношении урана и свинца в течение всего времени их существования.

На рис. 5 представлены результаты изотопностронциевых исследований гранато-биотитовых гнейсов подольской серии. Все точки удовлетворяют прямолинейной зависимости и образуют изохрону, отвечающую уравнению

$$y = 0,03487x + 0,7088$$

и характеризующуюся значением времени 2500 млн.лет. Полученная величина первичного отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , равная 0,7088, несколько выше принимаемой для мангитного источника. Поэтому мы можем считать, что наблюдаемое увеличение первичного отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  произошло в результате участия в процессе накопления первичных эффузивно-осадочных толщ достаточно заметных количеств корового материала.

На рис. 6 показаны результаты, полученные для биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов тегеревской серии. Получаемая изохрона характеризуется уравнением

$$y = 0,03099x + 0,7089$$

и значением возраста 2230 млн.лет. Значение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  здесь такое же, как и для гранато-биотитовых гнейсов подольской серии. Поэтому в отношении его природы можно сделать те же самые заключения.

Анализируя и сводя воедино все приведенные результаты, можно предположить следующую модель смены геологических процессов и событий, проявившихся в докембрии западной части Украинского щита. Первоначальное поступление материала глубинного происхождения должно было осуществляться не позднее 3100 млн.лет тому назад. При прохождении этого исходного подкорового материала че-

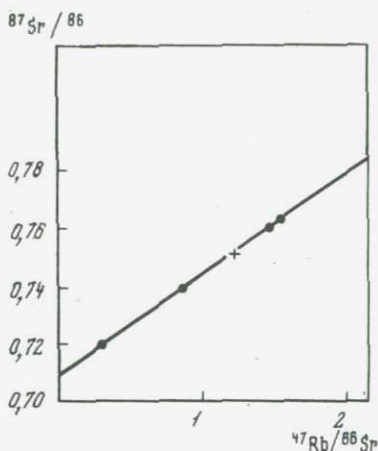


Рис. 5. Rb-Sr изохрона для метаморфических пород подольской серии

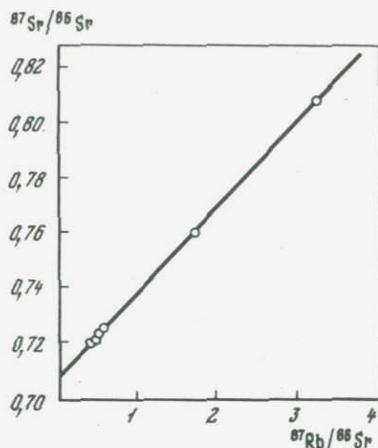


Рис. 6. Rb-Sr изохрона для метаморфических пород тетереvской серии

рез породы древней земной коры, по-видимому, происходила их контаминация стронцием корового происхождения. Кроме того, при образовании первичных эффузивно-осадочных толщ в процесс осадконакопления, видимо, вовлекались достаточно большие, если не преобладающие, массы корового материала, содержащего, помимо прочих компонентов, и заметные количества древнего бычкеновнего свинца. При этом предполагается, что условия, существовавшие на поверхности Земли в тот период, обеспечивали достаточно полную гомогенизацию изотопов свинца.

В результате диагенеза окончательное формирование этих первичных древних эффузивно-осадочных пород должно было полностью завершиться ко времени 3200-3100 млн. лет тому назад, после чего они оставались закрытыми системами в отношении урана и свинца. О возможности существования такой единой древней эффузивно-осадочной толщи говорит и отсутствие несогласий между наблюдаемыми в настоящее время сериями метаморфических пород. Следовательно, при такой интерпретации полученные цифры порядка 3 млрд. лет отражают время завершения процесса первичной кристаллизации исходного осадочного материала и гомогенизации его в отношении изотопов свинца.

Однако здесь мы не можем полностью исключить возможность, хотя, на наш взгляд, и менее вероятную, того, что эти цифры могут отвечать и возрасту исходного материала области сноса. В этом случае необходимо предположить исключительную однородность данного материала, представленного древней спилитовой формацией, реликты которой наблюдаются изредка среди пород нижней серии. При таком подходе процесс осадконакопления ограничивается временным

интервалом 3100 - 2700 млн.лет. Но и в этом случае процесс осадконакопления остается непрерывным и единым. Однозначное же решение вопроса о времени проявления этого процесса может быть получено только после проведения изотопных исследований для основных пород нижней серии.

Рубежи 2500 и 2230 млн.лет, даваемые рубидий-стронциевыми изохронами гнейсов соответствующих серий, мы относим ко времени проявления процессов регионального метаморфизма. По имеющимся данным не исключается возможность того, что метаморфизм нижней серии также проявился - 2500 млн.лет тому назад, но отвечает гранулитовой фации, в то время как средняя серия испытала высокотемпературную амфиболитовую.

Следующие наблюдаемые геологические процессы - процессы гранитизации - в пределах каждой серии отделены конечным временным интервалом от процессов метаморфизма. В то же время наблюдается синхронность во времени между метаморфизмом вышележащей толщи и гранитизацией нижележащей, т.е. одновременное протекание этих двух процессов. Так, граниты росинского комплекса локально проявились на рубеже 2500-2600 млн. лет и синхронны времени метаморфизма средней серии. В свою очередь возраст гранитоидов бердичевского комплекса составляет 2100-2300 млн.лет и соответствует времени проявления метаморфизма верхней серии. Все это говорит о возможной взаимосвязи между описываемыми геологическими процессами.

И, наконец, завершающий этап формирования всех кристаллических пород докембрия западной части Украинского щита выражен проявлением даек основного магматизма, приуроченных к разломам и датированных рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами ~ 1500 млн.лет.

## О ВОЗРАСТЕ СОБИТОВ И УМАНСКИХ ГРАНИТОВ УКРАИНСКОГО ШИТА

В пространственном отношении собиты и уманские граниты занимают срединную часть Украинского щита.

Собиты — это своеобразные, большей частью амфиболсодержащие гранитоиды, которые развиты в бассейне р. Соби и ее притоков от пос. Липовец вниз по течению до впадения Соби в р. Южный Буг.

Район распространения собитов характеризуется исключительно сложным тектоническим строением. Большое разнообразие пород определяется блоковым строением докембрийского фундамента описываемой территории, которое, в свою очередь, обусловлено наличием крупных древних тектонических зон разломов. Разломы легко можно проследить по зонам милонитов, катаклазитов, мощным линейным корам выветривания, цепочкам локальных магнитных минимумов, линейно вытянутым гравитационным минимумам.

Крупных тел собиты не образуют (до 7 км по простиранию тела), в них часто встречаются ксенолиты или пачки небольшой мощности амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов.

Собиты — это в основном среднезернистые, массивные, иногда порфиоровидные породы. В последнем случае порфиробласты представлены розовым калиевым, полевым шпатом и темно-серым, стальным, иногда черным плагиоклазом. Цвет пород зависит от их основности и от соотношения плагиоклаза и микроклина. Более основные с незначительным содержанием микроклина (или его отсутствием) — диориты и кварцевые диориты — темно-серые, зеленовато-серые; более кислые — гранодиориты, мигматиты и граниты — серые, розовые. Все разновидности собитов имеют постепенные переходы друг с другом. При этом намечается следующий последовательный ряд: диорит — кварцевый диорит — гранодиорит — амфибол-биотитовый гранит — биотитовый гранит — розовый мигматит — розовый гранит — аплит-пегматоидный гранит. В некоторых случаях наблюдаются почти все члены этого ряда, как, например, в карьере с. Каменогорка.

Во всех разновидностях собитов присутствуют плагиоклаз и амфибол (хотя бы в аксессуарном количестве). В гранодиоритах и амфибол-биотитовых гранитах наблюдаются кварц, биотит, микроклин. В диоритах, а иногда и в гранодиоритах встречается пироксен. Аксессуары минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, ортитом, иногда монацитом.

Уманские граниты слагают массив в районе г. Умани, вытянутый в субмеридиональном направлении на протяжении почти 70 км и занимающий площадь около 1600 км<sup>2</sup>. На востоке он граничит с плагиогранитами и гранодиоритами, на севере — с гранитами Кировоградско-житомирского комплекса, на западе с аплито-пегматоидными гранитами и мигматитами. На юго-востоке массив ограничен региональным разломом (Тальновским). Это зона милонитов

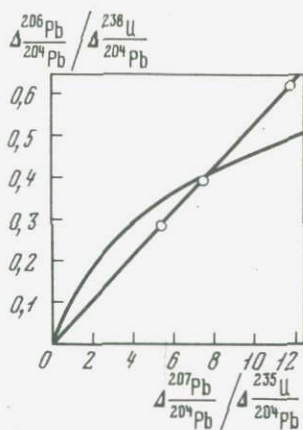
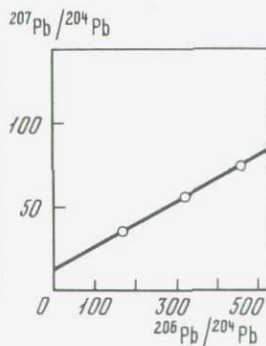
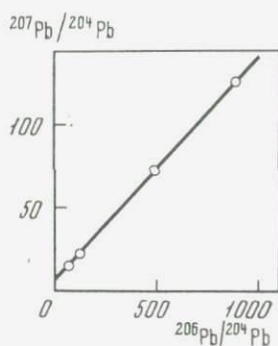


Рис. 1. Pb—Pb изохрона для аксессуарных минералов амфиболсодержащих гранитоидов бассейна р. Собь

Рис. 2. Pb—Pb изохрона для ортопиксов уманских гранитов

Рис. 3. Изохрона по согласованным разностям для ортопиксов уманских гранитов

и катаклазитов мощностью 6–7 км. По данным И.Б.Щербакова [6], в разломе участвуют и уманские граниты, что говорит о более молодом возрасте разлома.

Уманские граниты представлены серыми, розовато-серыми с зеленоватым оттенком, светло-серыми и отдельными согласными линзами более лейкократового состава, розовыми, красными, с малым количеством грешин отдельности и слабопроявленной полосчатостью породами. Сюда же относятся биотитовые мигматиты, а также "аплитоидные и пегматоидные фации" уманских гранитов [4].

Все эти граниты в пределах Уманского массива можно разделить на две главные разновидности: равномернозернистый (серый или розовый) и порфириовидный (серый) граниты. Розовый гранит часто переходит в аплитоидный и пегматоидный.

Порфириовидные и равномернозернистые граниты распространены на территории массива неравномерно. Порфириовидные граниты тяготеют к юго-восточной и центральной частям Уманского массива, равномернозернистые слагают северо-западную часть.

Граниты Уманского массива — существенно микроклиновые породы, чем они отличаются от похожих на них гранитов Богуславского массива. Уманские граниты включают в себя ксенолиты биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов. Среди уманских гранитов встречаются амфибол-биотитовые граниты. Иногда обогащение амфиболом приводит к образованию гранодиоритов.

Минеральный состав порфириовидных и равномернозернистых уманских гранитов одинаков. В количественном отношении они отличаются только по содержанию биотита — в порфириовидных гранитах его

Изотопный возраст аксессуарных минералов собитов и уманских гранитов

Проба	Минерал	Порода и место отбора	Содержание, %		
			Pb	U	Th
Диориты и гранодиориты бассейна р. Сось					
2113	Циркон	Диорит, с. Кальник			
2111	"	Диорит, с. Сорока			
2127	"	Гранодиорит, с. Каменогорка			
2143	Апатит	Диорит, с. Париевка			
2113	"	Диорит, с. Кальник			
Уманские граниты					
1290 <sup>a</sup> /р	Оргит	Прожиток оргита в граните, г. Умань	0,171	0,0172	1,80
1446/6	"	Уманский гранит, г. Умань	0,108	0,0121	1,16
560/6	"	Уманский гранит, с. Ухора	0,185	0,0267	1,85

несколько больше (в среднем на 1,5%), чем в равномернозернистых. Уманские граниты состоят из микроклина, плагиоклаза, кварца, биотита и рудного минерала. Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, оргитом и монацитом. Кроме того, в уманских гранитах в аксессуарных количествах часто содержатся гранат, пироксены, роговая обманка.

Относительно возраста собитов и уманских гранитов имеется достаточно большое количество данных, которые в значительной степени разноречивы. Обусловлено это, видимо, тем, что основная масса возрастных цифр была получена в свое время калий-аргоновым методом большей частью по биотиту, в связи с чем уманские граниты ошибочно принимались за возрастные аналоги коростенских гранитов (или даже моложе последних), а возраст собитов 1700 - 1800 млн. лет. Однако более поздними работами Л.В. Комлева и других [2], А.П. Виноградова и других [1], А.И. Тугаринова и Г.В. Войткевича [5], И.Б. Щербакова [6] был установлен более древний возраст собитов и уманских гранитов - порядка 2000-2100 млн. лет. В 1973 г. мы сообщали о получении достаточно большого количества цифр изотопного возраста для роговых обманок (K-Ar метод) и цирконов (изотопно-свинцовый метод) из амфиболсодержащих гранитоидов р. Сось. Все эти цифры хорошо согласуются между собой и дают значение изотопного возраста порядка 2000 млн. лет. Единственное исключение составила цифра 2500 млн. лет, полученная для циркона, содержащего более древние округлые ядра последнего.

В настоящее время изотопно-свинцовым методом по аксессуарным минералам собитов и уманских гранитов нами получены совершенно

Изотопный состав свинца, %				Изотопный возраст, млн. лет			
<sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb / <sup>232</sup> Th	<sup>207</sup> Pb / <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb / <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb / <sup>235</sup> U
Диориты и гранодиориты бассейна р. Сось							
0,200	66,25	12,92	20,62		2470		
0,086	76,73	10,83	12,35		2080		
0,137	66,69	9,92	22,25		2020		
0,546	65,79	12,24	21,42		1030		
0,849	56,97	12,86	29,32		-		
Уманские граниты							
0,012	3,84	0,67	95,48	1970	2190	2270	2230
0,008	3,66	0,60	95,73	1940	2170	2010	2100
0,026	4,36	0,91	94,70	2040	2120	1790	1950

новые данные определений изотопного возраста, которые представлены в таблице.

Относительно природы высокой цифры изотопного возраста для образца циркона 2113 уже говорилось ранее. Что же касается цифр возраста для цирконов 2111 и 2127, то они довольно близки и мало чем отличаются от значений, получавшихся прежде как нами, так и другими авторами. Для исследовавшихся апатитов получить сколь-либо приемлемых свинцово-изотопных цифр возраста не удалось, видимо, вследствие значительного содержания в них примесного свинца неизвестного изотопного состава. Однако свинцово-изотопные отношения для рассматриваемых цирконов и апатитов хорошо удовлетворяют прямолинейной зависимости, уравнение которой имеет вид

$$y = 0,1344x + 6,35,$$

что соответствует возрасту 2190 млн. лет (рис. 1). Попутно отметим, что и точка пересечения изохроны с осью ординат также указывает на аномальный характер изотопного состава примесного свинца, содержащегося в рассматриваемой группе минералов.

В табл. приведены также впервые полученные результаты определений изотопного возраста для оргитов, выделенных из уманских гранитов. Содержания свинца и урана в них определялись масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления, горю - радиохимически. Полученные по различным отношениям возраста для них находятся в пределах 1800-2270 млн. лет и являются в какой-то степени дискордантными. Поэтому была произведена графическая обработка результатов в двух системах координат.

Изотопно-свинцовые отношения оргитов из уманских гранитов с большой степенью точности образуют свинцово-свинцовую изохрону (рис. 2), отвечающую уравнению

$$y = 0,1380x + 11,80,$$

что соответствует возрасту 2230 млн. лет.

На рис. 3 приведен график, полученный по методу согласующихся разностей. Уравнение рассчитанной прямой имеет вид

$$y = 0,0539x - 0,01$$

и отвечает возрасту 2190 млн. лет.

Таким образом, полученные по различным акцессорным минералам собитов и уманских гранитов значения изотопного возраста близки и составляют около 2200 млн. лет.

В заключение необходимо отметить, что, сопоставляя полученные изотопные даты, а также имеющиеся геологические данные, мы можем с большей долей уверенности говорить о достаточно тесной генетической связи собитов и уманских гранитов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. А.П. Виноградов, Л.В. Комлев, С.И. Данилевич, В.Г. Савоненков, А.И. Тугаринов, М.С. Филиппов. Абсолютная геохронология Украинского докембрия. - В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК. Изд-во АН СССР, 1960.
- 2,3. Л.М. Комлев, С.И. Данилевич, К.С. Иванова, А.Д. Михалевская, В.Г. Савоненков, М.С. Филиппов. О возрасте геологических формаций юго-западной части Украинского докембрия. - Труды VI сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1960.
4. Н.П. Семененко. Стратиграфия докембрийских образований Украинского кристаллического массива и их абсолютный возраст. - Труды II сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций. Изд-во АН УССР, 1955.
5. А.И. Тугаринов, Г.В. Войткевич. Докембрийская геохронология материков. "Недра", 1966.
6. И.Б. Щербаков. Граніти кіровоградського типу середньої частини шита (Уманський, Богуславський та Юрпільський масиви). - В кн.: Стратиграфія УРСР, т. I. Докембрій. Київ, "Наукова думка", 1972.

И.М.Горохов, Н.Н.Мельников, Э.С.Варшавская,  
С.Г.Рудаков, О.И.Матковский

## Rb-Sr ВОЗРАСТ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МАРМАРОШСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ)

Породы древнего метаморфического комплекса, слагающего основание Восточных Карпат, обнажены на советской территории в виде небольших изолированных участков в Раховских и Чивчинских горах. Здесь они образуют северо-западное окончание Мармарошского массива, большая часть которого расположена в Румынии.

Интенсивные исследования геологического строения пород кристаллического основания Мармарошского массива до сих пор не привели к согласованной точке зрения на его расчленение. Количество стратиграфических единиц, выделяемых различными авторами, не совпадает, причем нередко под одним и тем же названием выделяются разные образования, и наоборот, к разным единицам относятся одни и те же толщи. Неоднократно изменялся и объем той или иной единицы без соответствующей замены ее названия. Не вызывает возражений, по-видимому, только отнесение гнейсо-сланцевой толщи к низам разреза, а карбонатно-сланцевой толщи — к его верхам.

Не останавливаясь на истории исследований Мармарошского массива, которая достаточно подробно изложена Л.Г.Ткачуком [1], рассмотрим современные взгляды на стратиграфию кристаллического основания массива, используя в качестве основы номенклатуру, предложенную С.Г.Рудаковым [2].

Самые древние породы докембрийского основания советской части массива объединены на территории Раховских гор под названием белопотоцкой серии [3]. Среди них преобладают мусковитовые, биотитовые и двуслюдяные плагноклазовые гнейсы, мусковитовые и двуслюдяные сланцы. Менее распространенными являются кварциты и амфиболиты.

Выше по разрезу залегают серицитовые, серицит-хлоритовые, кварцитовые и другие сланцы, кварциты, мраморы, мраморизованные известняки и метаэффузивы кислого и основного состава, образующие деловецкую серию [3]. Приблизительно в объеме, установленном для этой серии Л.Г.Ткачуком и Д.В.Гуржием [3], А.К.Бойко [4] выделил в Раховских горах три свиты: деловецкую (карбонатно-сланцевую), берлебашскую (порфиroidно-сланцевую) и мегурскую (кварцито-сланцевую). Первые две свиты являются фациальными аналогами и образуют одновозрастную стратиграфическую единицу, третья залегает на двух первых без видимого несогласия. Однако соотношение пород деловецкой серии с нижележащими породами является предметом дискуссий. Л.Г.Ткачук и Д.В.Гуржий [3], а также И.Ф.Трусова [5] считали, что породы деловецкой серии трансгрессивно и с большим угловым несогласием залегают на породах

белопотоцкой серии, тогда как, согласно другим авторам [4, 6-9], весь разрез кристаллического основания в Раховских горах имеет непрерывный характер.

Возникновение этих взаимоисключающих точек зрения связано, по-видимому, со сложным покровно-чешуйчатым строением Мармарошского массива [10, 11]. По мнению одного из авторов настоящей статьи [2], в пределах советской части массива стратиграфические контакты между породами белопотоцкой и деловецкой серий вообще отсутствуют, и наблюдаются только тектонические взаимоотношения этих двух серий.

В Чивчинских горах, где аналоги белопотоцкой серии не выходят на дневную поверхность, с породами деловецкой серии коррелируется [12] метаморфический комплекс; разделяемый на три согласно залегающие свиты (снизу вверх): боеровскую, баласинувскую и мегурскую (лостунскую). Боеровская свита сложена хлорит-кварцевыми, серицит-хлорит-кварцевыми и хлоритовыми сланцами с подчиненным количеством углистых сланцев и кварцитов. В состав баласинувской свиты входят кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиroidы, туфоиды, кварцитовые и хлорит-кварцевые сланцы и кварциты. Для мегурской свиты характерно чередование массивных кварцитов и кварцитовых сланцев с хлоритовыми и хлорит-кварцевыми сланцами.

В связи с тем, что основание белопотоцкой серии неизвестно, нижняя стратиграфическая граница комплекса основания не может быть установлена. Верхняя граница комплекса определяется несогласным залеганием на различных его стратиграфических подразделениях темноцветных филлиго-кварцитовых образований мунцелульской свиты [4, 12], в породах которой найдены отпечатки наземных папоротниковидных и других макрорастений, указывающие на верхнекарбонный-нижнепермский возраст [13]. Минимальный возраст метаморфических пород кристаллического основания устанавливается также прорыванием их интрузивными телами очковых микроклиноплагиоклазовых гнейсо-гранитов и биотитовых плагиигранитов. Эти интрузии по отношению к складчатости, проявившейся после накопления всех стратифицированных толщ фундамента, рассматриваются как соскладчатые и постскладчатые образования [4, 7, 14-17].

Различие позиций по вопросу о геологическом положении метаморфических толщ во многом обуславливает противоречия во взглядах на метаморфическую историю региона. В некоторых случаях, напротив, степень метаморфизма тех или иных пород определяет взгляд исследователя на их соотношения. Ряд авторов [3, 18-21] считает, что породы кристаллического основания Восточных Карпат претерпели два (или три) этапа прогрессивного регионального метаморфизма, каждый из которых наступал после завершения самостоятельного седиментационного цикла, отделенного от последующего перерывом. При этом более поздние этапы метаморфизма приводили, по-видимому, к диафорическим изменениям в древних, ранее метаморфизованных породах.

По мнению других исследователей [5, 9, 21-26], все первичные породы кристаллического основания были прогрессивно метаморфизованы в одинаковых условиях в течение одного этапа, а затем на этот метаморфизованный комплекс был наложен однократный или двукратный низкотемпературный диафторез.

А.К. Бойко [4, 27] исходя из концепции непрерывного стратиграфического разреза пород кристаллического основания вместе с Е.И. Лавренко [30-32] высказал мнение о различии условий прогрессивного регионального метаморфизма в пределах одного этапа, которое привело к неодинаковому преобразованию первичных пород. Затем метаморфизованные породы претерпели один или несколько этапов локально проявленных катакластических изменений и диафтореза.

Несмотря на большое количество возрастных определений, выполненных К-Аг методом для пород и минералов кристаллического основания Советских Карпат, результаты и особенно их интерпретация, предложенная различными исследователями, крайне противоречивы.

Данные для пород Раховских гор, опубликованные Н.П. Семененко и сотрудниками [33, 34] на основании анализа минералов и валовых проб пород К-Аг методом, охватывают значительный интервал времени от 121 до 700 млн. лет. Авторы интерпретировали наиболее высокие из полученных значений возраста 585-700 млн. лет (по роговой обманке из амфиболита и двум валовым пробам хлорит-серицитовых сланцев) как время прогрессивного регионального метаморфизма пород белопотокской серии, тогда как более низкие значения 121-280 млн. лет рассматривались ими как результат неоднократного диафтореза.

А.К. Бойко и др. [15, 35] проанализировали К-Аг методом слюды из пород Раховских гор и получили значения возраста от 108 до 342 млн. лет. К-Аг возрасты биотитов из биотитовых плагиогнейсов белопотокской серии составляли 286 и 342 млн. лет. Слюды из вышележащих метаморфических пород кристаллического основания показали с одним исключением К-Аг возрасты от 251 до 308 млн. лет, причем не наблюдалось корреляции возраста с положением пород в стратиграфической колонке. Возрасты биотита и мусковита из гранитоидов, прорывающих все толщи метаморфических парапород, составляли 279 - 337 млн. лет. Авторы заключили, что процессы прогрессивного регионального метаморфизма, сопровождавшиеся интрузиями гранитоидов, происходили в изученном районе в раннегерцинское время, и все первичные породы фундамента были метаморфизованы одновременно, скорее всего в конце девона или в начале карбона. Получение близких значений К-Аг возраста для слюд из пород различных ступеней метаморфизма было интерпретировано как доказательство того, что средне- и низкотемпературный метаморфизм развивался в кристаллическом основании Раховских гор одновременно.

Позднее А.К. Бойко и др. [35] опубликовали результаты определения К-Аг возраста восьми зеленых роговых обманок, выделенных

из пластовых тел амфиболитов, залегающих в белопотожской серии на различных стратиграфических уровнях. Очень хорошо согласующиеся возрасты в интервале 320–340 млн. лет рассматривались авторами как основание для отнесения времени возникновения наиболее ранних метаморфогенных минеральных ассоциаций исследованных пород к девону или карбону и подтверждения взгляда о раннегерцинском возрасте прогрессивного регионального метаморфизма пород белопотожской серии.

С аналогичных позиций были интерпретированы А.К. Бойко и др. [22] значительно расходящиеся результаты, полученные U-Pb методом на единичных образцах циркона из пород белопотожской и берлебашской свит. В качестве возраста исходного материала пород белопотожской свиты (серии) принимались значения 540–550 млн. лет, вычисленные по отношениям  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  для фракции циркона, в которой преобладали субидiomорфные кристаллы. Возраст циркона из мигматита, где минеральная фракция была представлена преимущественно идиоморфными кристаллами, был равен 305 млн. лет (по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) и рассматривался как время прогрессивного регионального метаморфизма пород белопотожской серии. Упомянутыми авторами были получены также не вполне понятные результаты на цирконе из пород, предположительно относимых к берлебашской свите (0–1070 млн. лет по разным изотопным отношениям).

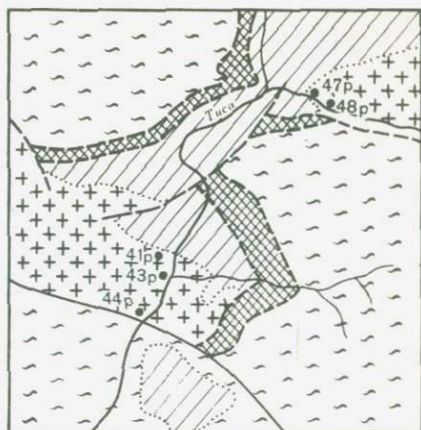
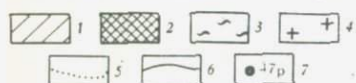
В Чивчинских горах для определения возраста пород и минералов метаморфического комплекса основания были использованы Rb-Sr и K-Ar методы [36, 35]. K-Ar возрасты слюд из метаморфических пород находились в интервале 258–308 млн. лет, тогда как K-Ar возрасты биогитов из складчатых и постскладчатых гранитов составляли 307–339 млн. лет. Rb-Sr изохронный возраст складчатых гнейсо-гранитов хребта Черный Див был равен 330 млн. лет. Авторы пришли к заключению, что прогрессивный региональный метаморфизм толщ кристаллического основания Чивчинских гор и становление гранитоидов были синхронными процессами, проходившими в герцинское время.

Таким образом, основным противоречием, вытекающим из геологических и геохронологических данных, является вопрос о том, один или несколько этапов прогрессивного регионального метаморфизма проявились в породах основания Мармарошского массива. Очевидно, что для решения этой проблемы требуется применение новых геохронологических подходов, так как K-Ar метод, по-видимому, не может дать в этом случае достаточной информации. Поэтому в настоящей работе для определения возраста метаморфизма пород кристаллического основания Мармарошского массива был использован Rb-Sr метод по породам в целом, применение которого во многих районах мира дало возможность внести ясность в запутанные геохронологические картины.

Некоторые предварительные результаты были опубликованы ранее [38].

Рис. 1. Геологическая схема одного из участков долины р. Тисы в Раховских горах (по данным экспедиции МГУ)

1 - мезозойские и более молодые отложения; 2 - верхний палеозой (?); 3 - деловещая серия; 4 - белопотокская серия; 5 - стратиграфические контакты; 6 - различные разрывы; 7 - места отбора образцов для определения абсолютного возраста



Образцы гнейсов и сланцев белопотокской серии весом 5–10 кг были взяты в Раховских горах на северной окраине с. Деловое и в среднем течении руч. Лещинка (рис. 1). Плагноклазовые гнейсы здесь представлены мусковитовыми, биотитовыми и двуслюдяными разностями, связанными друг с другом постепенными переходами. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, кварц, мусковит и биотит. Наряду с ними встречаются гранат, роговая обманка, ставролит, кианит, турмалин и вторичные минералы – хлорит, серицит, эпидот, кальцит и пирит. Акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен и рудные – составляют менее 1% от всей породы [4].

Слюдяные сланцы представлены крупночешуйчатými двуслюдяными и мусковитовыми разностями. Главные породообразующие минералы: мусковит, биотит, кварц. Встречаются полевые шпаты, гранат, ставролит, турмалин и вторичные минералы – хлорит, серицит, эпидот; цоизит, карбонат, пирит. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен и рудные [4].

Петрохимические особенности гнейсов и сланцев свидетельствуют в пользу их первично-осадочного происхождения за счет глинистых и песчано-глинистых отложений [3].

В Чивчинских горах анализировались порфиroidы баласинувской свиты, слагающие основу средней части стратиграфического разреза деловещкой серии. Образцы весом 5–10 кг были взяты по р. Перкалаб (рис. 2) и представляли собой серые, зеленовато-серые и пепельно-серые породы с гнейсовидной или сланцеватой текстурой и бласто-порфиroidовой структурой. Основными слагающими минералами порфиroidов являются полевые шпаты, кварц, серицит и хлорит; второстепенными – биотит, минералы группы эпидота, кальцит; акцессорными – циркон, апатит, ильменит [20]. Судя по химическому составу, порфиroidы представляют собой продукты метаморфизма кварцевых порфиroidов, кварцевых керагофиroidов или альбитофиroidов [17, 16, 40].

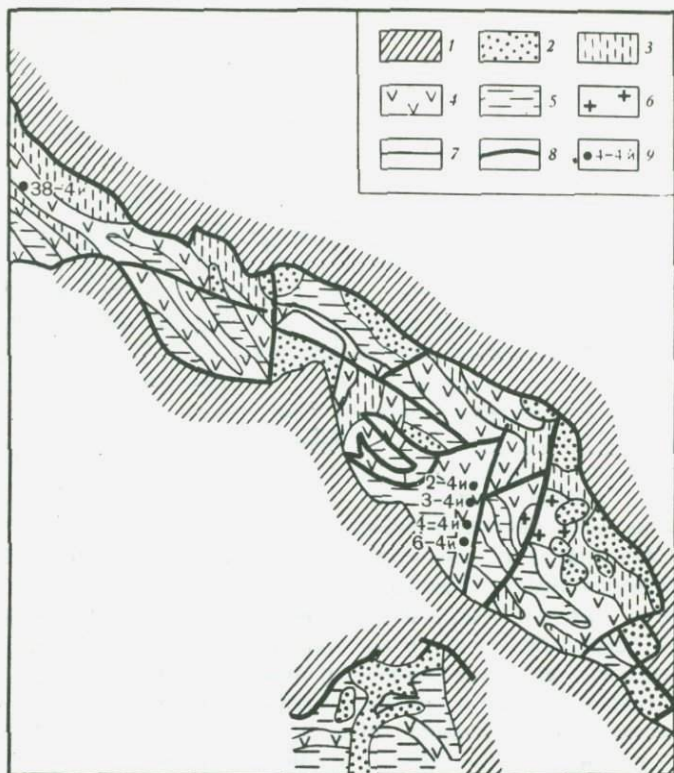


Рис. 2. Геологическая схема одного из участков Чивчинских гор (по данным экспедиции МГУ)

1 - меловые отложения; 2 - пермские, триасовые и юрские отложения; 3-5 - диевская серия: 3 - мегурская, 4 - баласинувская, 5 - боеровская свиты; 6 - гнейсо-граниты хр. Черный Див; 7 - стратиграфические контакты; 8 - различные разрывы; 9 - места отбора образцов для определения абсолютного возраста

Содержания Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления с использованием индикаторов, обогащенных изотопами  $^{87}\text{Rb}$  и  $^{84}\text{Sr}$ . Применялся ионообменный метод выделения обоих элементов. Для измерения изотопного состава Rb использовался модернизированный 60°-ный масс-спектрометр МИ-1305 с однолучевым ионным источником, для измерения изотопного состава Sr - 90°-ный масс-спектрометр МИ-1311 с трехлучевым ионным источником. В измеренные изотопные отношения стронция вводились поправки на дискриминацию масс с помощью математического аппарата метода двойного изотопного разбавления [41]. Вычисленные изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  представлены относительно значения  $^{87}\text{Sr}_i/^{86}\text{Sr}_i$  в межлабораторном стандартном  $\text{SrCO}_3$  (Эймлер и

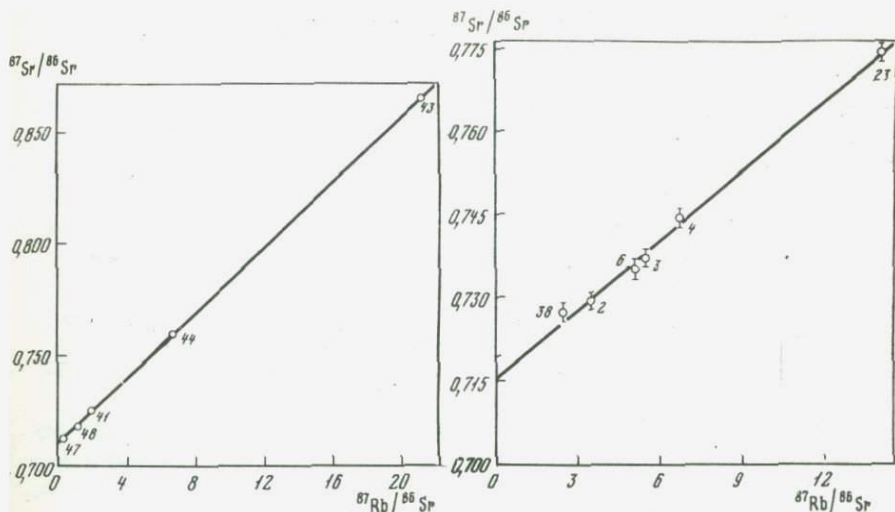


Рис. 3. Эволюционная диаграмма для гнейсов и сланцев белопогокской серии

Рис. 4. Эволюционная диаграмма для порфиридов баласинувской свиты

Аменд, партия № 492327), равного 0,7080. Подробности методики были опубликованы ранее [42].

Уравнения регрессии вычислялись с помощью полиномиального метода наименьших квадратов, учитывающего существование погрешностей по обеим координатным осям [40, 41]. Для вычисления возраста использовалось значение  $^{87}\text{Rb} = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ .

Результаты для пород белопогокской серии приведены в табл.1 и представлены на эволюционной диаграмме (рис.3). Вычисленное значение возраста составляет  $5,25 \pm 9$  млн. лет при первичном отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равном  $0,7097 \pm 0,0007$ , и средний квадрат взвешенных отклонений точек от линии регрессии (СКВО) равен 0,35.

При датировании метаморфических пород Rb-Sr методом основная задача состоит в оценке условий, при которых серия образцов может удовлетворять изохронной модели. Метаморфизм приводит к частичной или полной перекристаллизации породы с возникновением новых структур и новых минералов, и очевидно, что вновь образованные минералы образуют новые Rb-Sr системы. Ясно также, что одновременно может происходить перестройка Rb-Sr систем в породах в целом, однако очень важно знать масштаб миграции Rb и Sr, определяющий такую перестройку. Если этот масштаб не превышает размера взятых образцов, возраст, определенный графическим методом, будет соответствовать времени первичного становления породы в ее дометаморфическом виде или, точнее говоря, времени последней гомогенизации изотопов стронция в пределах этой первич-

ной породы. Если же миграция Rb и Sr во время метаморфизма происходит на расстояния, большие, чем величина взятых образцов, то следы дометаморфической истории породы (в изотопном смысле) стираются, и в пределе при достижении полной гомогенизации изотопов стронция графическое вычисление дает возраст метаморфизма.

Поведение Rb-Sr систем в породах зависит от структуры и состава последних и условий метаморфизма. Если однородное массивное гранитное тело большой величины может рассматриваться как предельный случай, для которого величина замкнутой системы в ходе метаморфизма может быть относительно малой, то неомогенные, богатые легучими осадочные породы, по-видимому, представляют пример ситуации, в которой величина замкнутой системы относительно велика по сравнению с размерами анализируемых образцов.

Масштаб изотопной гомогенизации в подвергнутых метаморфизму пелитовых осадках может изменяться от измеряемого сантиметрами и метрами [45, 46] до регионального [47]. Ранее на примере района Северного Прилажья было показано [47, 48], что условия, соответствующие эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям прогрессивного регионального метаморфизма, достаточны для мобилизации Rb и Sr и достижения однородного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в параспорах. В этом районе возрасты, вычисленные Rb-Sr изохронным методом по валовым пробам метаосадков и соскладчатых гранитов (соответственно  $1885 \pm 30$  млн. лет и  $1870 \pm 60$  млн. лет), хорошо согласовались и определяли время, близкое к кульминации метаморфизма. Гомогенизация изотопного состава стронция в пелитовых осадках может происходить, по-видимому, уже при метаморфизме зеленосланцевой фации [49, 50].

Из приведенного обсуждения следует, что возраст  $525 \pm 9$  млн. лет, полученный для гнейсов и сланцев белопотоцкой серии, вероятно, отвечает времени прогрессивного регионального метаморфизма первичных пород, протекавшего в условиях эпидот-амфиболитовой фации [36].

Результаты для порфириидов баласинувской свиты Чавчинских гор показаны в таблице и представлены графически на рис. 4. Вычисленный возраст равен  $299 \pm 12$  млн. лет, первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7154 \pm 0,0012$  и СКВО = 1,09 (отличие от единицы незначимо с 95%-ной доверительной вероятностью, что указывает на согласие данных с изохронной моделью).

Возраст  $299 \pm 12$  млн. лет может быть интерпретирован либо как время излияния первичных вулканических пород, либо как время их последующего метаморфизма. Проведенные до сих пор геохронологические исследования с использованием образцов метаморфизованных вулканических пород дали противоречивые результаты. Некоторые авторы [51, 52] приводят доказательства в пользу сохранения вулканогенными породами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и даже амфиболитовой фаций, их первичного возраста. В то же время в других работах [53, 54] для таких пород под-

## Аналитические данные

Образец	Rb, мкг/г	Sr <sub>общ</sub> , мкг/г	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr
Гнейсы и сланцы белопотоковской серии				
41-Р	119,0	173,4	1,99	0,7250
43-Р	245,9	44,1	21,28	0,8649
44-Р	248,4	107,5	6,72	0,7596
47-Р	93,7	764,3	0,355	0,7123
48-Р	78,2	191,0	1,19	0,7173
Порфиroidы баласинувской свиты				
2-Чи	101,0	83,7	3,50	0,7294
3-Чи	108,7	57,2	5,52	0,7372
4-Чи	150,9	65,1	6,74	0,7447
6-Чи	135,2	76,8	5,11	0,7352
23-Чи	176,1	36,4	14,08	0,7744
38-4и	91,3	106,7	2,48	0,7276

черкнута неустойчивость Rb-Sr систем, ведущая к их перестройке при тех же самых фациальных условиях метаморфизма. Однако в случае порфиroidов баласинувской свиты ряд геохронологических данных свидетельствует, по-видимому, в пользу последней из указанных возможностей.

Rb-Sr возраст, полученный ранее для складчатых микроклиноплагиоклазовых гнейсо-гранитов хребта Черный Див в Чивчинских горах [39] и пересчитанный в настоящей работе с применением полиномиального метода наименьших квадратов, составляет  $330 \pm 100$  млн. лет. Упомянутые гнейсо-граниты прорывают все стратифицированные метаморфические толщи кристаллического основания Чивчинских гор. Согласно недавней работе М.Г. Маркиной и С.С. Быстревской [55], в гнейсо-гранитах проявлены более поздние по сравнению со временем регионального метаморфизма процессы калиевого метасоматоза, приводившие также и к привнесу рубидия. В связи с этим значение  $300 \pm 100$  млн. лет представляет минимальный возраст регионального метаморфизма зеленосланцевой фации [19, 53], приведшего к преобразованию первичных пород основания в Чивчинских горах.

Возраст порфиroidов  $299 \pm 12$  млн. лет, совпадающий в пределах экспериментальных ошибок с значением  $330 \pm 100$  млн. лет, можно поэтому рассматривать не как время излияния вулканических пород, а как время прогрессивного регионального метаморфизма в изученном районе. Установленный возраст хорошо согласуется с K-Ar возрастом минералов из пород деловецкой серии Чивчинских и Раховских гор [35-37], а также пород и минералов серии Тульгеш

(на румынской территории), аналогом которой считается деловецкая серия [57].

Таким образом, результаты настоящей работы определенно указывают на существование двух этапов прогрессивного регионального метаморфизма в породах фундамента советской части Мармарошского массива. Первый этап ( $525 \pm 9$  млн. лет назад) был связан с ассинтской складчатостью и проходил в условиях эпидот-амфиболитовой фации после накопления терригенных пород белопотокской серии. Фактором, подтверждающим интерпретацию значения  $525 \pm 9$  млн. лет в качестве времени метаморфизма пород белопотокской серии, является его хорошее согласие с  $U-Pb$  возрастом циркона из этих пород, полученным А.К. Бойко и др. [22]. При таких обстоятельствах вряд ли можно согласиться с графтовой  $U-Pb$  возраста циркона (540–550 млн. лет) как добелопотокского, так как это подразумевало бы сходное толкование и для  $Rb-Sr$  изохронного возраста, полученного по породам белопотокской серии. Последнее кажется совершенно невероятным, поскольку в этом случае  $Rb-Sr$  системы в первичном материале белопотокских осадков должны были сохраняться неизменными при выветривании, осадконакоплении и метаморфизме.

После перерыва и частичного размыва метаморфических пород белопотокской серии вновь начался процесс осадконакопления, сопровождаемый проявлениями кислого вулканизма. На существование различных источников сноса для пород белопотокской и деловецкой серий указывает Н.Ф. Ненчук [58]. По его данным, белопотокские песчаные осадки были богаты полевошпатовым материалом (до 60%) и нередко имели аркозовый характер, тогда как деловецкие песчаные осадки состояли в основном из кварца (до 75–95%). Изучение цирконов из пород белопотокской и деловецкой серий также указывает на различные источники сноса.

В герцинское время первичные породы деловецкой серии были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Наличие в пределах деловецкой серии отдельных участков с проявлением метаморфизма более высоких ступеней дало основания для предположения о первоначально более высоком метаморфизме пород серии, за которым следовал низкотемпературный диафорез [27, 23, 25, 59, 60, 61]. Однако в ряде недавних работ [16, 20–24, 30–32, 56] было показано, что породы деловецкой серии в Раховских и Чивчинских горах были преобразованы в ходе прогрессивного регионального метаморфизма низкой ступени, а появление в ряде случаев высокотемпературных минеральных ассоциаций связано с контактовым воздействием интрузивных пород.

В свете установленных двух этапов метаморфизма в породах кристаллического основания Мармарошского массива требуют объяснения некоторые результаты, полученные  $K-Ar$  методом для минералов и пород белопотокской серии.  $K-Ar$  возрасты зеленых роговых обманок из амфиболитов – 320–340 млн. лет [39] оказались значительно ниже возраста прогрессивного метаморфизма пород белопот-

гогской серии. Несмотря на то, что роговая обманка представляет собой минерал, обычно хорошо удерживающий радиогенный аргон при повышенных температурах, лабораторными экспериментами было установлено [62], что с увеличением железистости способность роговых обманок к сохранению аргона уменьшается. Известны случаи, когда роговые обманки с высоким содержанием двухвалентного железа (16–20% FeO) теряли аргон подобно среднезернистому биогиту [65]. А.К. Бойко и др. не приводят химического состава проанализированных K-Ar методом роговых обманок, поэтому для оценки содержания FeO в них могут быть использованы только опубликованные ранее анализы трех подобных минералов из пород белопотожской серии [61, 62]. Содержания FeO от 10,77 до 14,65%, по видимому, не дают оснований предполагать плохую сохранность аргона в данных роговых обманках. Вопрос о том, насколько приведенные результаты химических анализов являются представительными для роговых обманок, датированных K-Ar методом, остается открытым.

Другая возможность получения по роговым обманкам из амфиболитов возраста, не соответствующего времени прогрессивного регионального метаморфизма пород белопотожской серии, связана с неопределенностью геологического положения амфиболитов. Амфиболиты, встречающиеся среди пород белопотожской серии, залегают либо в виде согласных маломощных, бескорневых линзовидных тел, явно будинированных и разлинзованных, либо в виде пластовых тел [62]. В обоих случаях наблюдаются четкие контакты с вмещающими породами, что позволяет предполагать первично-интрузивное происхождение амфиболитов [3, 5]. В то же время ряд авторов [4, 7, 63, 64] допускает возможность происхождения пластовых амфиболитов из пород, образованных одновременно с накоплением исходного материала гнейсов и слюдяных сланцев белопотожской серии, хотя известны случаи, когда контактовые поверхности пластовых амфиболитов на отдельных участках имеют секущее положение по отношению к сланцеватости гнейсов и сланцев [4].

Поскольку в Чивчинских горах амфиболиты, метаморфизованные в герцинское время, имеют сходное залегание [19], в качестве попытки объяснения результатов А.К. Бойко и других [35] можно высказать предположение о том, что и тела амфиболитов, встречающиеся среди пород белопотожской серии, были внедрены в период герцинского метаморфизма вышележащих толщ, который мог сопровождаться регрессивными минеральными преобразованиями в породах белопотожской серии. Такое предположение подкрепляется мнением Е.И. Лавренко [38], согласно которому минеральные ассоциации, наблюдающиеся в амфиболитах изученного региона, не дают основания для рассмотрения последних в качестве продуктов метаморфизма высокой ступени.

С другой стороны, опубликованные Н.П. Семеновко и др. [33, 34] K-Ar возрасты роговой обманки из амфиболита и валовых проб хлорит-серицитовых сланцев (580–700 млн. лет), кажутся в свете

полученных данных слишком высокими, чтобы они могли соответствовать времени регионального метаморфизма пород белопогожской серии, определенному Rb-Sr методом. В то же время трудно себе представить, чтобы эти значения могли соответствовать времени осадконакопления и вулканизма, так как для этого требовалось бы, чтобы образцы во время метаморфизма 530 млн. лет назад сохранили ранее накопленный радиогенный аргон. Поэтому вопрос о реальном геологическом смысле высоких значений K-Ar возраста в настоящее время остается нерешенным.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Л.Г. Ткачук. Древние отложения Раховского массива и Чивчин. - В кн.: Геология СССР. 48, Карпаты, ч. 1. Геологическое описание, М., 1966.
2. С.Г. Рудаков. Стратиграфия докембрийских образований Мармарошского массива Восточных Карпат. - Вестн. МГУ, Геология, 1971, № 2.
3. Л.Г. Ткачук, Д.В. Гуржий. Раховский кристаллический массив (Карпаты). Киев, 1957.
4. А.К. Бойко. Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). - Львов, 1970.
5. И.Ф. Трусова. Метаморфические породы Раховского массива Восточных Карпат. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1952, 27, № 6.
6. А.К. Бойко. О возрасте пород метаморфического комплекса Мармарошского массива. - Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1966, № 10.
7. А.К. Бойко. Расчленение докембрийского метаморфического комплекса советских Карпат. - Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1968, № 11.
8. А.А. Волошин, О.В. Цьонь. О возрасте важнейших этапов развития северо-западного окончания Мармарошского кристаллического массива (по данным калий-аргонового метода). - Геологический журнал, 1974, 34, № 3.
9. Х.А. Дейчаковская, В.Н. Зайцева, Л.К. Курычий, Б.В. Мерлич, С.В. Расточинский, Л.Г. Ткачук. Вещественный состав и металлогения метаморфических комплексов восточных Украинских Карпат. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и метасоматизм. Тбилиси, 1969.
10. С.Л. Бызова, С.Г. Рудаков, В.И. Славин, В.Е. Хаин. Об основных чертах тектоники северной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты). - Геотектоника, 1971, № 6.
11. А.Л. Кривін. Особливості геологічно будови північно-західної окраїни Мармарошського масиву. - Геологічний ж., 1960, 20, № 1.
12. С.Г. Рудаков. О метаморфическом комплексе Чивчинских гор и его взаимоотношениях с древнейшими породами Раховского массива. - В кн.: Очерки по геологии советских Карпат. М., 1966.
13. В.И. Лимшанов. К вопросу о каменноугольных отложениях Мармарошского массива. - Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1971, № 13.
14. М.В. Воинов, Л.П. Головань, О.П. Фисуненко. О верхнепалеозойских отложениях Раховского массива (Восточные Карпаты). - Вестн. МГУ. Геология, 1972, № 1.
15. А.К. Бойко, Г.Х. Чеджемов, О.В. Цьонь. Абсолютный возраст некоторых образований советских Карпат. - Вестн. Львовск. ун-та, Геология, 1966, вып. 4.
16. О.И. Магковский. Мусковитовые слюды из метаморфических сланцев Чивчинских гор. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1965, № 19, вып. 4.

17. О.И. Матковский. Особенности древнейшего магматизма в Чивчинских горах Карпат. — В кн.: Материалы 7 съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев, 1967.
18. С.Г. Рудаков. О возрасте гранитоидов в Чивчинских горах. — В кн.: Очерки по геологии советских Карпат. М., 1966.
19. О.И. Матковский. Роль метаморфических и метасоматических процессов в формировании пород и рудопроявлений Мармарошской зоны советских Карпат. — В кн.: Вопросы геологии Карпат. Львов, 1967.
20. О.И. Матковский. Минералогия и петрография Чивчинских гор. Львов, 1971.
21. О.И. Матковский. Термодинамические и фашиальные условия метаморфического минералообразования в кристаллическом фундаменте Украинских Карпат. — Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1973, № 27, вып. 1.
22. А.К. Бойко, Е.Н. Бартницкий, Г.Д. Елисеева, А.И. Казанцева, Н.Ю. Левковская, В.Д. Овсиенко, Г.Я. Терец. Результаты первого исследования по цирконовой хронологии кристаллического ядра Восточных Карпат. — Геологический журнал, 1975, 35, № 2.
23. Н.П. Семененко, Л.Г. Ткачук, Ю.Р. Данилович. Объяснительная записка к карте метаморфитов Восточных Украинских Карпат. 1969.
24. С.Г. Рудаков. Некоторые особенности метаморфизма древних пород советских Карпат. — Вестн. МГУ. Геология, 1966, № 5.
25. В.С. Соболев. О признаках повторного метаморфизма (диафореза) в метаморфических сланцах Закарпатской области. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1948, № 2.
26. Л.Г. Ткачук. Петрография Раховского кристаллического массива. — Научн. зап. Львовск. политехн. ин-та, сборн. нефтяного фак-та, 1949, вып. 11, № 3.
27. Л.Г. Ткачук, Ю.Р. Данилович. Метаморфізм кристалічних сланців Східних Українських Карпат. — Геологічний ж., 1965, 25, № 6.
28. Л.Г. Ткачук, Ю.Р. Данилович, И.М. Афанасьева. Глубинный эпигенез и метаморфизм мезозойских осадочных пород и диафореиз кристаллических сланцев Украинских Карпат. — Геологический журнал, 1971, 31, № 5.
29. В.Н. Зайцева, А.К. Бойко, К.А. Дейчаковская, Л.К. Курячий. Геологическое, геохронологическое расчленение и унифицированные условные обозначения легенды магматических и метаморфических образований советских Карпат. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и метасоматизм. Тбилиси, 1969.
30. Е.И. Лавренко. Минералы и минеральные ассоциации метаморфических пород северо-западной части Мармарошского массива. — Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1968, № 22, вып. 1.
31. Е.И. Лавренко. Диафориты в метаморфическом комплексе советских Карпат. — Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1968, № 22, вып. 4.
32. Е.И. Лавренко. О книге Ю.Р. Даниловича "Метаморфізм домезозойських кристалічних сланців Українських Карпат". — Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1972, № 26, вып. 3.
33. Н.П. Семененко, Н.Р. Ладыженский, Ф.И. Когловская, В.Е. Ветштейн. Абсолютный возраст геологических формаций Карпат. — В кн.: Материалы 5 съезда Карпато-Балканск. геол. ассоциации. Киев, 1962.
34. Н.П. Семененко, Л.Г. Ткачук, Н.А. Савченко, Б.Б. Зайдис, Ф.И. Когловская. Абсолютный возраст горных пород Карпатского региона и Вольно-Подольской плиты, и его значение для решения некоторых геологических проблем. — В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., 1967.

35. А.К. Бойко, Г.Х. Чеджемов, О.В. Цьонь. Новые данные радиологических исследований в Восточных советских Карпатах. — В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. 1967.
36. А.К. Бойко, С.В. Нечаев, Ф.И. Когловская. Время проявления прогрессивного метаморфизма в белопотоковой свите Мармарошского массива. — Доповід АН УРСР, сер. Б, 1974, № 11.
37. О.И. Магковский, Г.Х. Чеджемов, О.В. Цьонь. Абсолютный возраст некоторых пород докембрийского фундамента в Чивчинских горах Карпат. — В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., 1967.
38. И.М. Горохов, Н.Н. Мельников, Э.С. Варшавская, С.Г. Рудаков, О.И. Магковский. К-Аг возраст древнейших метаморфических пород северо-западной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты). — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов. М., 1973.
39. И.М. Горохов, С.Г. Рудаков, Э.С. Варшавская, И.М. Морозова. Предварительное геохронологическое изучение метаморфических пород Чивчинского массива (советские Карпаты) при помощи калий-аргонового и рубидий-стронциевого метода. — В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., 1967.
40. С.Г. Рудаков. Вулканогенные образования в метаморфических комплексах Восточных Карпат. — Докл. VII конгресса КБГА, ч. III, София, 1965.
41. Н.Н. Мельников, И.М. Горохов. Метод двойного изотопного разбавления. 1. Теоретические основы. — В кн.: Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л., 1976.
42. Э.С. Варшавская, И.М. Горохов, И.Н. Крылов, Э.П. Кутявин, С.П. Самсонов. Методика определения рубидия и стронция для геохронологических исследований. — В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии, в том числе новейших геологических образований, М., 1972.
43. Ю.А. Шуколюков, И.М. Горохов, О.А. Левченков. Графические методы изотопной геологии. М., 1974.
44. J. H. Williamson. Least-squares fitting of a straight line. — *Can. J. Phys.*, 1968, 46, N. 16.
45. A. Hofmann. Discordant radiometric ages from metamorphosed Belt. — *Series sediments, Northern Idaho*, *Eos*, 1972, 53, N 1.
46. F. A. Hills, P. W. Gast, R. S. Houston, I. G. Swainbank. Precambrian geochronology of the Medicine Bow Mountains, southeastern Wyoming. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1968, 79, N 12.
47. G. Faure, J. G. Murtaugh, R. J. E. Montigny. The geology and geochronology of the basement complex of the central Transantarctic Mountains. — *Can. J. Earth Sci.*, 1968, 5, N 3, part 2.
48. И.М. Горохов, Э.К. Герлинг. Геологические положение и возраст пород восточной части Балтийского щита. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974.
49. К.О. Кратц, И.М. Горохов, Э.П. Кутявин, Э.С. Варшавская, И.Н. Крылов, С.Б. Лобач-Жученко, Н.Н. Мельников. Возрастные границы ятулийской формации. — В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М., 1975.
50. I. M. Gorokhov, E. S. Varshavskaya, E. P. Kutyaev, S. B. Lobach-Zhuchenko. Preliminary Rb-Sr geochronology of the North Ladoga Region Soviet Karelia. — *Eclogae geol. Helv.*, 1970, 63, N 1.

51. C.J. Hughes, J.G. Malpas. Metasomatism in the Late Precambrian Bull Arm Formation in southeastern Newfoundland: recognition and implications. — Proc. Geol. Assoc. Can., 1971, 24, N 1.
52. R. Montigny, G. Faure. Contribution au probleme de l'homogénéisation isotopique du strontium des roches totales au cours du métamorphisme: cas du Wisconsin Range, Antarctique. — C. r. Acad. sc., 1969, D268, N 7.
53. R.K. O'Nions, D.G.W. Smith, H. Baadsgaard, R.D. Morton. Influence of chemical composition on argon retentivity in metamorphic calcic amphiboles from south Norway. Earth Planet. Sci. Letters, 1969, 5, N 5.
54. C. Brooks, T.E. Krogh, S.R. Hart, G.L. Davis. The initial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  ratios of the Upper metavolcanics, Ontario, Canada, and Lower Series, Michipicoten. Carnegie Inst. — Wash. Year Book, 1970, 68.
55. М.Г. Маркина, С.С. Быстревская. О калиевом метасоматозе в кристаллических породах Мармарошского массива Восточных Карпат. — Геологический журнал, 1969, 29, № 3.
56. Е.И. Лавренко. Порфириды и туфоиды в метаморфической толще Украинских Карпат. — В кн.: Вопросы литологии и петрографии, Львов, 1969.
57. Е.К. Лазаренко, О.И. Матковский, О.В. Цюнь. Провік метаморфічних порід Румунської частини Мармарошського масиву в Східних Карпатах за даними калій-аргонового методу. — Доп. АН УРСР, 1973, № 5.
58. М.Ф. Ненчук. О генезисе метаморфических пород Раховского массива. — Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1968, № 11.
59. Ю.Р. Данилович. Некоторые фациальные особенности низкотемпературных минералов кристаллических сланцев Украинских Карпат. — Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1969, вып. 2.
60. Ю.Р. Данилович. Метаморфические фации и их значение для определения геологического возраста кристаллических сланцев Восточных Украинских Карпат. Киев, 1900.
61. Ю.Р. Данилович. Метаморфизм докембрійських кристалічних сланців Українських Карпат. Киев, 1970.
62. Э.К. Герлинг, Т.В. Кольцова, Б.В. Петров, З.К. Зульфихарова. Исследование пригодности амфиболов для определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом. — Геохимия, 1965, № 2.
63. H.N.A. Priem, N.A.I.M. Boelrijk, E.H. Hebeda, E.A.Th. Verschure. Rb-Sr investigations on Precambrian granites, granitic gneisses and acidic metavolcanics in central Telemark: metamorphic resetting of Rb-Sr whole rock systems. — Norg. geol. unders., 1973, 45, N 289.
64. М.П. Габинет. Роговая обманка из амфиболитов Мармарошского массива. — Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5.
65. Л.Г. Ткачук, Ю.Р. Данилович. Некоторые особенности минерального состава и метаморфизма амфиболитов Раховского массива. — Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1965, № 19, № 1.
66. М.Ф. Ненчук. Про використання циркону для пізнання первинно природи метаморфічних порід Рахівського масиву. — В кн.: Проблеми розвитку природничих і точних наук. Львов, 1964.
67. В.С. Сасінович. Про положення мезозойських і більш давніх сновних порід в структурі Східних Карпат. — Геологічний ж., 1961, 21, № 1.

## КОРРЕЛЯЦИЯ НЕКОТОРЫХ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ СВИНЦОВО-ИЗОХРОННОГО МЕТОДА

Корреляция и возрастное расчленение докембрийских (особенно раннедокембрийских) осадочных толщ производится, в основном, по историко-геологическим данным, так как палеонтологические методы исчерпывают свои возможности уже для позднего докембрия. Датирование докембрийских образований в большинстве случаев осуществляется аргоновым методом по слюдам и амфиболам и свинцово-изотопным методом по аксессуарным минералам пород, прорывающих эти толщи. Однако все эти данные отражают лишь время метаморфизма или магматизма и, таким образом, могут фиксировать только верхнюю границу изучаемых отложений.

С целью возрастной корреляции удаленных друг от друга протерозойских осадочных толщ мы использовали свинцово-изохронный метод в приложении к карбонатным породам непосредственно. В докембрии они распространены достаточно широко, зачастую являются маркирующими горизонтами и в ряде случаев при региональном метаморфизме подвергаются только изохимической перекристаллизации с сохранением вещественного состава и первичных структурно-текстурных особенностей. Кроме того, так как эти породы являются мономинеральными образованиями, то практически исключается возможность получения "псевдохрон".

Объектом исследования служили мрамора, известняки и доломиты из разрезов четырех осадочных толщ протерозойского возраста: верхней свиты криворожской серии Украинского кристаллического массива, онежской свиты карельского комплекса, саткинской свиты бурзянской серии Южного Урала и калтасинской свиты восточной части Русской платформы.

Относительно возраста этих свит и их положения в сводном разрезе докембрия СССР до сих пор еще нет единого мнения. Так, большинство геологов относят криворожскую свиту к раннему протерозою, онежскую — к среднему, а саткинскую и калтасинскую свиты — к низам позднего протерозоя (рифей). Л.И. Салоп [1] все эти свиты считает практически одновозрастными и относит их к мезо-протерозойской группе, время образования осадочных серий которой оценивается им в 2600–1900 млн. лет.

Материал для настоящего исследования был любезно предоставлен Л.И. Салопом, Д.В. Постниковым и К.Э. Якобсоном. Из каждой свиты для датирования свинцово-изохронным методом было отобрано по 4–7 образцов карбонатных пород. Свинец выделялся из них с применением анионита ЭДЭ-10п. Изотопный состав свинца измерялся на серийном масс-спектрометре МИ-1309 с точностью  $\pm 0,2\%$ . Содержание свинца в холостой пробе не превышало 0,02  $\mu$ /г. Ана-

## Изотопный состав свинца карбонатных пород протерозойского возраста

Сви- та	Порода	Образец	Место отбора образ- ца и глубина	Изотопные отношения		
				$\frac{206}{204}\text{Pb}$	$\frac{207}{204}\text{Pb}$	$\frac{208}{204}\text{Pb}$
Верхняя свита кри- ворожской серии	Криворожье					
	221	Мрамор	Уч.К.Либкнехта, скв. 13221, гл. 508 м	20,93	16,17	38,26
	454		Рудн.Кирова, скв. 13454, 492 м	19,56	15,92	37,22
	665		скв. 13665, 943 м	28,22	16,86	36,63
	458		скв. 13458, 1005 м	23,74	16,29	37,09
680		Руд. Фрунзе, скв. 11680, 320 м	24,75	16,59	37,20	
Онежская	12	Окварцо- ванный до- ломит	Заонежье, дер. Сун- дозеро	17,57	15,51	36,47
	15	Мрамори- зованный доломит	Онежское озеро, Ю. Олений о-в	17,30	15,49	34,88
	15а	Мрамори- зованный известняк		18,36	15,69	36,10
	18	Окварцо- ванный доломит	дер. Мельзино	20,04	15,87	36,92
Саткинская	Южный Урал					
	626	Известняк	Р. Ай	18,68	15,56	38,09
	627			19,22	15,76	38,15
	628			19,71	15,78	39,83
	629			20,36	15,90	39,31
	633	Доломит	р. Навыш, Ефре- мовские горы	20,42	16,09	37,88
	643	Известняк		20,73	15,84	37,90
109	Доломит	Ст. Бердяуш, руч. Тонкий	18,63	15,69	38,26	
Калтасинская	Башкирия					
	1	Доломит	Калтасинский район, скв. Орье- баш-82			
			инт. 3094-3097 м	17,53	15,10	36,85
	4		инт. 3952-3957 м	26,51	16,24	37,43
	2		инт. 3998-4002 м	23,04	15,83	36,94
3		инт. 4383-4390 м	26,20	16,20	37,48	

литические данные и места взятия образцов представлены в таблице.

Рассмотрим результаты, полученные для каждой свиты.

Верхняя свита криворожской серии. Несмотря на неоднократные попытки многих исследователей определить время седиментации пород криворожской серии, этот вопрос до сих пор остается дискуссионным. Время метаморфизма пород криворожской серии оценивается по данным аргонового и свинцово-изотопного методов в 1700–2000 млн. лет, что можно принять за ее верхнюю возрастную границу. В качестве нижней возрастной границы серии разными авторами принимаются значения от 2000–2100 до 2300–2600 млн. лет [ 2, 3 ] .

Мы предприняли попытку определить время седиментации верхней свиты криворожской серии по мраморам, содержащимся в ней, свинцово-изохронным методом. С этой целью было проанализировано пять образцов мрамора, взятых из скважин опорного бурения и подземных выработок. На рис. 1 показана Pb-Pb изохрона для мрамора из верхней свиты криворожской серии (К), которая отвечает возрасту  $1760 \pm 240$  млн. лет [ $y = (0,106 \pm 0,013)x + (13,89 \pm 0,99)$ ]. Таким образом, и свинцово-изохронный метод дал не время седиментации, а время регионального метаморфизма криворожской свиты. Недавно во ВСЕГЕИ С.Л. Миркиной и А.П. Чухониным был получен Pb-Pb изохронный возраст джеспилитов среднего отдела криворожской серии, также равный  $1710 \pm 40$  млн. лет. По-видимому, метаморфизм пород криворожской серии не был изохимическим, и породы при этом утратили всю первичную изотопную информацию.

Онежская свита. В качестве нижней возрастной границы онежской свиты, входящей в состав карельского комплекса, принимается возраст сильно метаморфизованных и прорванных гранитами вулканогенно-осадочных толщ, на которых залегает карельский комплекс. Время метаморфизма последнего и возраст прорывающих гранитов по данным различных методов установлен в 2600–2800 млн. лет [ 4 ]. За верхнюю границу карельского комплекса, точнее самой онежской свиты, можно принять данные аргонового метода, полученные по породе в целом и варьирующие от 1520 до 2300 млн. лет [ 4 ].

Уравнение Pb-Pb изохроны, построенной по четырем образцам известняков и доломитов онежской свиты (рис. 2), отвечает возрасту в  $2300 \pm 140$  млн. лет [ $y = (0,142 \pm 0,016)x + (13,04 \pm 0,33)$ ], что хорошо согласуется с геологическими и радиологическими данными. Это значение, по нашему мнению, можно рассматривать как время седиментации пород онежской свиты или близкое к нему.

Саткинская свита. Саткинская свита входит в состав бурзянской серии Южного Урала, которая принята в качестве стратотипа нижнего рифея. Верхняя граница свиты определяется временем внедрения Бердяшского плутона, датировка которого, полученная во ВСЕГЕИ Г.А. Муриной стронциевым изохронным методом, равна  $1560 \pm 30$  млн. лет (по валовым пробам гранитов рапакиви). Это

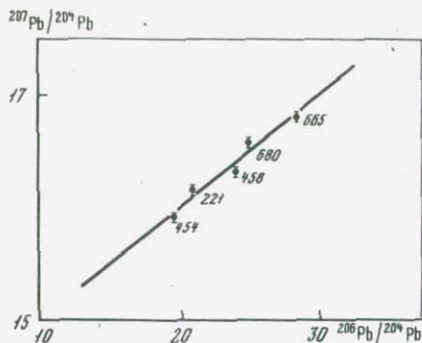


Рис. 1. Pb-Pb изохрона для мраморов из верхней Криворожской серии

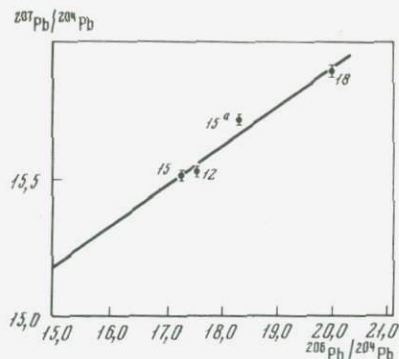


Рис. 2. Уравнение Pb-Pb изохроны, построенной по четырем образцам известняков и доломитов онежской свиты

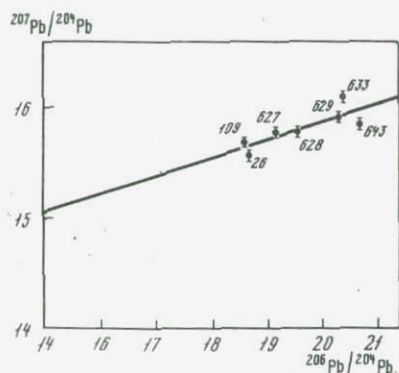


Рис. 3. Изохронный Pb-Pb возраст саткинской свиты

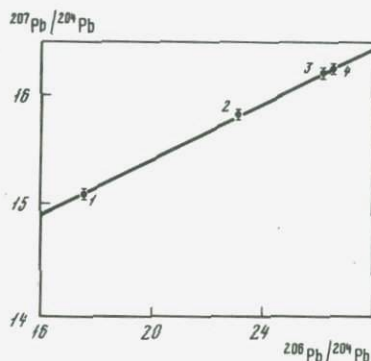


Рис. 4. Изохронный Pb-Pb возраст калтасинской свиты

значение возраста хорошо согласуется с возрастом циркона из этих гранитов (1570 млн. лет), полученных С.Л. Миркиной во ВСЕГЕИ.

В качестве нижней возрастной границы бурзянской серии могут быть приняты данные возраста для пород тараташской серии, на которой с перерывом и большим несогласием залегает бурзянская серия. Однако датировки тараташской серии различными методами довольно значительно различаются друг от друга, и вопрос о возрасте этой серии остается до настоящего времени еще нерешенным. Наиболее высокие значения возраста получены  $\alpha$ -свинцовым методом [4,5] и превышают 3000 млн. лет. Возможно, они несколько завышены из-за неучитываемого этим методом обыкновенного свинца.

Для определения времени седиментации пород саткинской свиты нами был определен изотопный состав свинца в семи образцах.

известняков и доломитов. Как показывает рис. 3, аналитические данные плохо аппроксимируются изохроной, вследствие чего изохронный возраст  $2470 \pm 560$  млн. лет имеет ошибку, намного превышающую аналитическую ошибку измерения изотопного состава свинца  $[y = (0,158 \pm 0,05)x + (12,7 \pm 0,98)]$ . Это свидетельствует о серьезном отклонении исследованных образцов от теоретической изохронной модели. Вероятно, причиной нарушения уран-свинцовой системы в исследованных образцах были более поздние метасоматические измерения, связанные с образованием месторождений магнетитов, которые претерпели породы саткинской свиты. В связи с этим дальнейшее изучение пород саткинской свиты изохронными методами нам представлялось нецелесообразным и мы обратились к калтасинской свите, являющейся возрастным аналогом саткинской, но залегающей в более спокойных платформенных условиях.

Для датирования свинцово-изохронным методом было взято четыре образца доломита из скв. Орьебаш-82 с разных глубин доломитовой толщи. Результаты анализа (рис. 4) хорошо аппроксимируются изохроной, дающей возраст  $2100 \pm 10$  млн. лет  $[y = (0,127 \pm 0,001)x + (12,89 \pm 0,11)]$ . Полученные данные позволяют высказать предположение о том, что седиментация пород калтасинской и саткинской свит происходила примерно 2100 млн. лет тому назад.

Таким образом, датировки пород по Рb-Рb изохроне находятся, за исключением криворожской свиты, в интервале 2100–2300 млн. лет и указывают на приблизительно одновременное формирование онежской, калтасинской и саткинской свит. Что касается криворожской свиты, то и по мраморам из верхнекриворожской свиты удалось лишь еще раз подтвердить время метаморфизма пород этой серии.

Тем не менее мы считаем, что применение свинцово-изохронного метода для датирования карбонатных докембрийских образований позволило получить новые, достаточно надежные данные и является перспективным при дальнейшем геохронологическом изучении осадочных отложений докембрия.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Л.И. Салоп. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., "Недра", 1973.
2. А.И. Тугаринов, С.И. Зыков, Е.В. Бибилова. Об определении абсолютного возраста осадочных пород свинцово-урановым методом. - Геохимия, 1963, № 3.
3. Н.П. Семенов, Н.П. Щербак, Е.И. Бартницкий, Э.В. Соболевич, Г.Д. Елисеева, Н.К. Ширинбеков, Л.А. Камаристый. Геохронологическое обоснование нижней возрастной границы криворожской серии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11.
4. Геохронология СССР, т. 1. "Недра", 1973.
5. А.И. Тугаринов, Е.В. Бибилова, А.А. Краснобаев, В.А. Макаров. Геохронология Уральского докембрия. - Геохимия, 1970, № 4.

Г. А. Мурина, С. Л. Миркина, А. Д. Искандерова,  
Ю. П. Шергина, Б. Я. Хорева, Л. К. Левский,  
А. П. Чухонин, Л. А. Неймарк

## ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ КОМПЛЕКСА ИЗОТОПНЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ПОЛИМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД

Главная особенность полиметаморфизованных пород — длительная история их формирования, связанная с неоднократным проявлением процессов перераспределения вещества, различных по своей природе и интенсивности. В связи с этим само понятие "возраст" для полиметаморфизованных пород становится в известной степени условным. Увеличивается вероятность несоответствия между геологическим и физическим понятием — возраст породы.

Все это усугубляет сложность интерпретации изотопных данных и нередко приводит к противоречиям с геологическими представлениями. При датировании полиметаморфизованных пород особенно остро ощущается нерешенность многих проблем, касающихся проведения изотопов материнских и дочерних элементов в различных условиях метаморфизма, что вызывает затруднения при оценке соответствия пород геологической модели, положенной в основу изотопного датирования.

Любой геологический процесс можно рассматривать как своеобразную форму перераспределения вещества под влиянием изменившихся гермодинамических условий системы. Чем больше различия в геохимическом поведении дочернего и материнского элементов в новых условиях, тем вероятнее их разделение при перераспределении вещества и тем вероятнее утрата информации о предшествующих событиях для данной схемы распада.

Отчетливо выраженная тенденция к разделению дочернего и материнского элементов независимо от механизма перераспределения является отличительной особенностью K-Ar схемы распада. Утечка ранее накопленного аргона возрастает с интенсивностью процесса, способствуя тем самым правильной оценке возраста самого процесса по Ar/K отношению.

В рубидий-стронциевой и уран-горий-свинцовой схемах распада тенденция к разделению дочерних и материнских элементов выражена слабее и в большей степени зависит от механизма перераспределения вещества. Однако заметные различия существуют и для этих схем распада. Степень разделения рубидия и стронция возрастает в высоко дифференцированных магматических породах. Напротив, U, Th и Pb заметно не фракционируют при дифференциации магмы. По данным работы [1], отношение Rb/Sr увеличивается примерно в 20 раз от базальтов к гранитам с низким содержанием кальция, а отношения U/Pb и Th/Pb остаются практически постоянными в ходе того же процесса геохимической дифференциации.

Наблюдаемые различия в поведении этих систем при магматической дифференциации вещества подкрепляются изотопными данными,

полученными для зон метаморфизма в экзоконтакте с интрузивными массивами [2], что позволяет предполагать большую устойчивость  $U-Th-Pb$  системы по сравнению с  $Pb-Sr$  и в условиях метаморфизма.

Наблюдая различия в поведении дочернего и материнского элементов, следует ожидать, что для пород с полиметаморфической историей радиологические методы, основанные на разных схемах распада, должны дать несогласующиеся значения возраста, отражая многоэтапность их развития. Эти соображения, по нашему мнению, делают целесообразным использование комплекса радиологических методов при датировании полиметаморфизованных пород. Такой подход и был нами опробован при геохронологических исследованиях полиметаморфических комплексов Юго-Западного Памира.

Зона Юго-Западного Памира представляет собой выступ кристаллического фундамента в киммерийской складчатой системе Южного Памира и делится на две подзоны: Ваханскую и Койткзекскую. На основании многолетних геолого-петрологических и радиологических исследований установлена длительная и многоэтапная история развития этой зоны [3].

Предметом наших исследований явились две возрастные и генетические группы ультраметаморфических пород, приуроченных к Ваханской подзоне: позднеархейские аплитовидные гранито-гнейсы и палеозойские очково-порфиробластические мигматиты. Обе группы пород сформировались в результате ультраметаморфизма древних метаморфических пород горанской и шахдаринской серий. Генетические отличия этих пород вытекают из концепции о двух типах регионального метаморфизма, развиваемой Б.Я. Хоревой [4].

Формирование аплитовидных гранито-гнейсов, которые образовались на заключительном этапе формирования архейских гранито-метаморфических комплексов, связывается с первым гипсом ультраметаморфизма. Эти породы на Юго-Западном Памире имеют региональное распространение в архейских метаморфических породах горанской и шахдаринской серий Ваханской подзоны. Процессы ультраметаморфизма, с которыми связано их формирование, имели селективный характер и проявились преимущественно в породах гранитного состава. Петрологический анализ свидетельствует о том, что образование их происходило при дефиците воды в системе, который препятствовал значительной миграции вещества.

Формирование очково-порфиробластических мигматитов связывается с проявлением второго гипса ультраметаморфизма. Эти породы приурочены исключительно к зонам глубинных разломов, расположенных внутри архейского фундамента (Даршайский разлом) или ограничивающих блок фундамента Ваханской подзоны (Южно-Памирский разлом). Процессы гранитизации, с которыми связано формирование очково-порфиробластических мигматитов, развивались в непостоянных термодинамических условиях и сопровождалась значительным приносом материала, что препятствовало уравниванию системы как в петрологическом, так и в физико-химическом отноше-

нии. Явным признаком этого служит большое количество остатков переработанного мегаморфического субстрата.

Совокупность геолого-петрологических данных свидетельствует о значительном отрыве во времени процессов формирования архейских гранито-гнейсов и очково-порфиробластических мигматитов. Радиологические данные, полученные нами ранее для мигматитов, позволили говорить о палеозойском возрасте их формирования. Такое мнение базировалось главным образом на значениях возраста (340-380 млн. лет), полученных свинцовым методом для ортитов и сфенов из этих пород [5]. О древнем возрасте субстрата ультраметаморфических пород свидетельствуют данные свинцово-изохронного метода, также полученные нами ранее, для мраморов горанской и шахдаринской серий (2400-2700 млн. лет) [6].

Настоящее исследование преследовало цель, во-первых, установить время проявления двух различных типов ультраметаморфизма на Юго-Западном Памире и, во-вторых, сопоставить возможности различных радиологических методов при датировании сложных полиметаморфических комплексов, отличающихся по геолого-генетическим особенностям формирования. Помимо всего прочего, сама попытка проведения изотопно-геохронологических исследований ультраметаморфических пород различными методами представляла интерес в связи с малой изученностью вопроса.

Материал для исследования аплитовидных гранито-гнейсов отбирался из мощных выходов этих пород, приуроченных к горанской серии архея, вдоль р.Пяндж в меридиональной части ее течения, вдали от региональных тектонических нарушений. Пробы были взяты из трех обнажений, максимальное удаление которых друг от друга составляло около 80 км.

Очково-порфиробластические мигматиты отбирались в зонах Даршайтского и Южно-Памирского разломов.

Вес отдельных проб был не менее 2-3 кг, а в тех случаях, когда проба предназначалась для выделения аксессуарных минералов, достигал 20-50 кг. Для анализа использовались валовые пробы пород и минеральные фракции, выделенные из них. Изотопно-геохронологические исследования проводились аргоновым, стронциевым и свинцовым методами. В докладе наряду с новыми, впервые полученными данными для аплитовидных гранито-гнейсов, приводятся и обсуждаются все имеющиеся данные для очково-порфиробластических мигматитов как вновь полученные, так и уже опубликованные.

\* \* \*

Определение возраста аргоновым методом проводилось с использованием техники изотопного разбавления с  $^{38}\text{Ar}$  для определения содержания аргона и метода фогометрии пламени для определения содержания калия. Аналитическая точность полученных значений возраста составляла 2-5%.

Рубидий и стронций определялись методом изотопного разбавления. В качестве трассеров использовались рубидий, обогащенный

изотопом с массой 87, и стронций, обогащенный изотопом с массой 84. Изотопный анализ выполнялся на приборе МИ-1309. Точность измерения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , рассчитанная по воспроизводимости результатов, составляла 0,2–0,3%, точность определения рубидия – 1%. Измерения, выполненные до 1971 г. на приборе старой марки для очково-порфиروبластических мигматитов, имели несколько худшую точность.

Определение U, Th и Pb производилось колориметрическим методом после выделения их на ионообменных колонках. Точность определения этих элементов для тех пределов концентраций, которые бы-

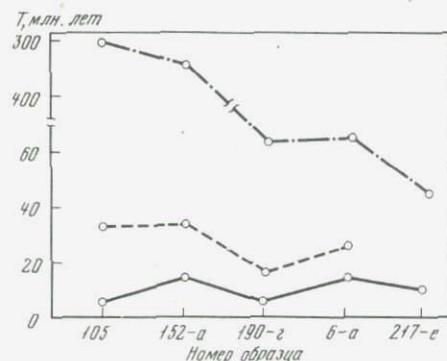


Рис. 1. Данные аргонового метода для минеральных фракций пород Юго-Западного Памира

ли характерны для анализированных пород, составляла 1–2% для свинца и 5% для урана и тория. Изотопный состав свинца измерялся на приборе МИ-1309 методом гермоионной эмиссии с использованием твердого алумосиликатного эмиттера. Точность измерения отдельных изотопов составляла 0,13–0,20%.

При расчетах были использованы следующие значения констант распада:  $^{40}\text{K} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $^{238}\text{U} = 1,53 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $^{235}\text{U} = 9,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $^{232}\text{Th} = 4,88 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ ;  $^{87}\text{Rb} = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ ;  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,7$ .

Многолетние исследования пород и минералов Юго-Западного Памира, проводившиеся нами арговым методом, показали повсеместное их омоложение [5,7]. На рис. 1 представлены результаты определения возраста арговым методом различных минеральных фракций, извлеченных из исследуемых пород. Наряду с ранее полученными данными для очковых мигматитов (образцы 105, 152-а, 190-г) приводятся результаты анализа минералов из аплитовидных гранито-гнейсов (обр. 6-а) и биогитовых гнейсов (обр. 217-е).

Как видно из рис. 1, характер дискорданности возрастов для минеральных фракций всех анализированных пород, в том числе и аплитовидных гранито-гнейсов, одинаков. Наибольшая потеря аргона, а следовательно и наибольшая степень омоложения, характерна для биогитов. Наилучшей сохранностью аргона отличаются плагиоклазы. При этом значения возраста, полученные для одинаковых минеральных фракций разных пород, сравнительно близки между собой. Так,

для биотитов они варьируют от 6 до 20 млн. лет, для калиевых полевых шпатов — от 20 до 35 млн. лет. Все полученные данные в большей или меньшей степени "омоложены". Наблюдаемая картина расхождений между данными для разных минеральных фракций одной и той же породы свидетельствует об утечке аргона в условиях сравнительно высокотемпературного прогрева пород (350–450°C) [7] без видимых минералогических изменений. Кроме того, полученные данные позволяют считать, что утечка аргона из всех анализируемых пород происходила практически в одно время и в одинаковых условиях, т.е. что термодинамическая обстановка наиболее поздних этапов геологической истории Юго-Западного Памира была весьма сходной для пород различного возраста.

В настоящее время не вызывает сомнений, что наблюдаемое "омоложение" аргоновых данных связано с неоген-четвергичной тектоно-магматической активизацией, интенсивно проявленной в этом регионе.

Рубидий-стронциевые данные для пород и минералов приведены в табл. 1, 2 и на изохронных графиках, построенных в координатах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  —  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . Расчет уравнения изохрон производился методом наименьших квадратов.

На изохронном графике для аплитовидных гранито-гнейсов (рис. 2) точки, соответствующие пяти образцам породы в целом, аппроксимируются прямой, наклон которой отвечает возрасту 2250 млн. лет при первичном отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,709$ . Из-за низкого отношения  $\text{Rb}/\text{Sr}$  в этих породах и незначительных его вариаций от образца к образцу (0,3–0,6) ошибка в оценке возраста при достигнутой точности изохронных измерений составляла около 10%.

Достаточно близкое совпадение полученного значения возраста с тем, которое дает свинцовый метод для оргита, извлеченного из этих же пород (2360 млн. лет), позволяет считать, что исследованные породы в пределах точности измерений соответствовали изохронной модели.

При расчете уравнения изохроны не учтены данные для обр. 8-а и 8-в, отклонение которых от общей прямолинейной зависимости превышает аналогическую погрешность. Несоответствие этих образцов изохронной модели не кажется неожиданным, если учесть, что они представляли наименее гомогенизированные разновидности исследованных пород. Обр. 8-а — параамфиболит из прослая мощностью в 15 см, а обр. 8-в — послыйный мигматит.

Как видно из рис. 2, обр. 8-а, имеющий очень низкое отношение  $\text{Rb}/\text{Sr}$  (0,12), заметно обогащен радиогенным стронцием. В подобных случаях избыточное содержание радиогенного изотопа стронция может быть связано либо с негомогенностью изотопного состава стронция в момент формирования породы, либо с перераспределением радиогенного стронция на более поздних этапах существования породы. В рассмотренном случае первая причина кажется маловероятной из-за низкого отношения  $\text{Rb}/\text{Sr}$  в исследованных породах и сравнительно невысокого первичного отношения в них  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,709$ .

Таблица 1

Rb-Sr данные для аплитовидных гранито-гнейсов

Образец	Порода	$^{87}\text{Rb}$	$^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Возраст, млн. лет*
		$10^{-6}\text{г/г}$	$10^{-6}\text{г/г}$		
6/71	Порода	33,77	19,20	0,7645	2300
	Калиевый полев. шпат	77,64	28,37	0,7288	2120
	Плагиоклаз	4,53	29,97	0,7516	20500
	Биотит	202,7	1,668	0,7761	40
6а/71	Порода	33,03	27,99	0,7477	2360
	Калиевый полев. шпат	86,29	48,00	0,7490	1620
	Биотит	182,66	2,10	0,7697	50
8г/71	Порода	32,92	23,24	0,7587	2550
	Калиевый полев. шпат	77,33	45,17	0,7702	2600
	Плагиоклаз	2,31	40,84	0,7354	33970
	Биотит	203,5	0,633	0,7909	20
8/71	Порода	39,23	36,42	0,7384	1990
8а/71	"	5,10	13,68	0,7330	4680
86/71	"	32,24	34,23	0,7429	2620
8в/71	"	30,59	20,35	0,7425	1620

\*При расчете возраста первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  принято равным 0,709.

Вероятнее всего наблюдаемый эффект связан с миграцией радиогенного стронция на более поздних этапах истории этих пород. В пользу этого говорят данные, полученные для минеральных фракций тех же пород, которые рассматриваются ниже.

То, что большая часть анализированных образцов пород соответствовала изохронной модели, дает основание считать, что породы в целом оставались закрытой системой по отношению к стронцию, т.е., что если происходила более поздняя миграция радиогенного стронция, то она по своим масштабам не превышала размера взятых образцов (15–30 см).

Ориентируясь на данные о мощности прослоя параамфиболита, в котором обнаружено обогащение радиогенным стронцием, с одной стороны, и на средний размер образцов, для которых сохранялось условие закрытой системы, с другой – можно предположить, что размах миграции радиогенного стронция в рассмотренном случае не превышал 10 см.

Таблица 2

Rb-Sr данные для очково-порфиробластических мигматитов

Образец	Название	$^{87}\text{Rb}$	$^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Возраст, млн. лет,
		$10^{-6}$ г/г	$10^{-6}$ г/г		
152а	Порода	55,6	16,0	0,823	400*
	Калиевый полев.шпат	105,0	33,7	0,820	420*
	Плагиоклаз	9,6	48,0	0,811	2550*
	Биотит	210,0	2,33	0,859	44*
166*	Порода	57,2	20,0	0,855	1780**
	Калиевый полев.шпат	105,0	37,2	0,846	1570**
	Биотит	192,0	4,41	0,860	12**
105	Порода	20,9	27,9	0,804	1840**
	Калиевый полев.шпат	46,0	24,6	0,808	895**
	Плагиоклаз	4,4	47,0	0,822	28700**
	Биотит	351,0	1,86	0,902	45**
190г	Порода	57,2	22,8	0,805	
150	"	35,6	30,6	0,812	1690**
155		86,6	24,7	0,823	394*
165		97,4	25,8	0,868	1600**

Примечание. При расчете возраста принята следующая величина первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ :

\*0,804, \*\*0,785.

На изохронном графике для очково-порфиробластических мигматитов (рис. 3) наблюдается заметно больший разброс точек, соответствующих отдельным образцам пород. В связи с этим построение изохрон по некоторым группам точек в известной степени условно.

Прямая, проведенная через точки, наиболее приближающиеся к линейной зависимости, отвечает возрасту 380 млн. лет, т.е. близко совпадает с возрастом, который был получен для этих же пород свинцовым методом по сфенам и ортам.

Другая группа точек, приближающаяся к прямолинейной зависимости, отвечает возрасту около 1700 млн. лет. Близкий к этому возраст (1740 млн. лет) установлен для процессов флогопитообразования, максимально проявленных в зоне Даршайского разлома. Возможно, что с этим этапом было сопряжено и преобразование некоторых гранито-мегаморфических комплексов Юго-Западного Пами-

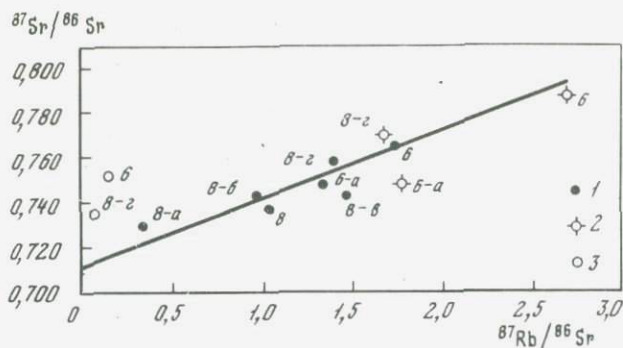


Рис. 2. Pb-Sr изохронный график для пород и минералов амфиболитовидных гранито-гнейсов

1 - порода в целом; 2 - калиевый полевой шпат; 3 - плагиоклаз

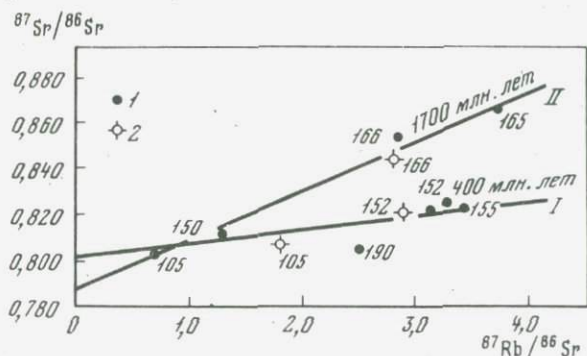


Рис. 3. Rb-Sr изохронный график для пород и минералов очково-порфиробластических мигматитов:

1 - порода в целом; 2 - калиевый полевой шпат

ра. Однако разброс точек на графике (рис. 3), превышающий аналитическую погрешность, свидетельствует об отклонении исследованных пород от изохронной модели, поэтому приведенные здесь данные могут рассматриваться лишь как самая приближенная оценка возраста очково-порфиробластических мигматитов и представляет интерес только в совокупности с данными других методов.

Обращает на себя внимание заметно более высокое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в этих породах по сравнению с амфиболитовидными гранито-гнейсами (табл. 2), хотя величина Rb/Sr в них лишь немного выше (0,25-1,3). Из этого вытекает, что очково-порфиробластические мигматиты в момент своего формирования были обогащены радиогенным стронцием. Вероятнее всего это могло быть связано с привнесением стронция, обогащенного радиогенной компонентой, что не противоречит геолого-петрологическим данным, на основании которых формирование этих пород сопровождалось интенсивным привнесением-

выносом вещества. Такая ситуация, надо полагать, не способствует уравниванию изогонного состава стронция во всей массе вновь образующихся пород.

Из сопоставления данных можно предположить, что условия формирования аплитовидных гранито-гнейсов в большей степени способствовали приближению их к изохронной модели, чем те условия, которые были характерны для формирования очково-порфиробластических мигматитов. В табл. 1 и 2 и на графиках рис. 2 и 3 приведены результаты анализа нескольких групп минералов, выделенных из аплитовидных гранито-гнейсов и очково-порфиробластических мигматитов. Как видно из этих данных, во всех случаях наблюдаются обогащение радиогенным стронцием минералов с низким содержанием рубидия (плагиоклазов) и обеднение минералов с высоким его содержанием (биотитов)<sup>1</sup>. Это отчетливо видно из аномально высоких значений возраста плагиоклазов и резкого "омоложения" биотитов. Картина в общих чертах одинакова для всех анализированных групп минералов и свидетельствует о посткристаллизационном перераспределении радиогенного стронция между минералами в породах.

Судя по тому, что в пределах каждой из анализированных групп минералов и породы в целом практически отсутствует линейная зависимость между отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , перераспределение стронция не сопровождалось гомогенизацией его изотопного состава.

Значения возраста, полученные для биотитов (20–50 млн. лет), дают основание считать, что перераспределение стронция между минералами имело место не ранее 20 млн. лет тому назад. Вероятнее всего оно связано с тем же процессом неоген-четвертичной активизации, которая привела к повсеместному омоложению аргоновых датировок.

Этот процесс оказал практически одинаковое воздействие как на аплитовидные гранито-гнейсы, так и на очково-порфиробластические мигматиты. Тем самым подкрепляется мнение, что различное поведение Rb-Sr систем для этих двух групп пород, проявившееся при анализе пород в целом, является следствием различных условий их формирования.

Свинцовым методом анализировались породы в целом, выделенные из них калиевые полевые шпаты и акцессорные минералы (ортиты и сфены). Изогонно-геохронологические данные, полученные для акцессорных минералов, приводятся в табл. 3. В дополнение к полученным ранее данным для акцессорных минералов из очково-порфиробластических мигматитов здесь представлены результаты анализа ортита с ильменитом из аплитовидных гранито-гнейсов (обр. 8/71).

Примесь большого количества ильменита явилась причиной высокого содержания обычного свинца в этом ортите. Руководствуясь

<sup>1</sup> Точки, соответствующие биотитам, находятся за пределами приведенных графиков.

Таблица 3

Результаты определения возраста акцессорных минералов

Порода	Образец	Минерал	Содержание, %			Изотопный
			Pb	U	Th	<sup>204</sup> Pb
Аплитовидный гранито-гнейс	8/71	Ортит с ильменитом	0,0058	0,0020	0,0065	1,18
Очковое порфиробластические мигматиты	105	Ортит	0,023	0,081	0,140	<0,01
		Сфен	0,038	0,260	0,221	0,72
	190г	Ортит	0,0196	0,065	1,155	<0,01
	152а	Сфен	0,060	0,250	0,034	1,08

Примечание. При внесении поправки на обыкновенный свинец присутствующий в минералах, принят следующий его изотопный состав: а) для ортита с ильменитом - 1:13, 49:14, 22:32, 87 (первичный свинец биотитовых гнейсов);

петрологическими данными о том, что ильменит в аплитовидных гранито-гнейсах является реликтовым минералом исходных пород (гнейсов), при внесении поправки на обычный свинец мы использовали изотопный состав первичного свинца гнейсов, установленный нами ранее свинцово-изохронным методом.

Как видно из таблицы, значения возраста, полученные для ортита с ильменитом по разным изотопным отношениям, хорошо совпадают между собой, давая в среднем значение  $2360 \pm 30$  млн. лет. Не вызывает сомнений, что полученный возраст является достоверной характеристикой времени образования ортита.

Большинство акцессорных минералов из очково-порфиробластических мигматитов дают значения возраста, совпадающие в довольно узком интервале по свинец-урановому и свинец-гориевому отношениям (340-380 млн. лет), что позволило нам принять их за время образования анализированных минералов.

Большие отклонения от приведенных значений возраста наблюдаются главным образом для ортитов по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Причина наблюдаемых отклонений пока неясна, и, хотя достоверность этих дат невелика, они привлекают к себе внимание тем, что вычисленные по этому отношению значения возраста (1600-1700 млн. лет) близки к данным, полученным стронциевым методом для некоторых образцов тех же пород, из которых выделены ортиты. Возможно, что эти датировки не случайны, а являются отражением более ранних этапов преобразования рассматриваемых пород, о чем уже упоминалось выше. Однако этот вопрос требует более детального исследования.

состав свинца, %			Возраст, млн. лет				
<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	принятый
29,06	18,69	51,07	2330	2380	2350	2380	2360
17,46	8,31	74,23	-	363	1600	341	350
48,41	15,55	35,32	-	384	716	319	350
15,15	9,45	74,70	-	351	1760	291	350
39,14	17,95	41,83	-	360	294	338	350

б) для сфенов - 1:18, 11:15, 82:37, 95 (табличные данные для свинца возраста 400 млн. лет).

Таблица 4

Уравнения изохрон и значения возраста по породе в целом

Породы	Название породы	Уравнение изохрон и возраст, млн. лет			
		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th
Породы субстрата	Амфиболиты	$y = (0,174 \pm 0,012)x + (11,97 \pm 2,17)$ 2640 ± 100	$y = (0,452 \pm 0,021)x + (13,02 \pm 0,21)$ 2730 ± 10	$y = (11,58 \pm 0,22)x + (14,30 \pm 0,02)$ 2740 ± 30	$y = (0,120 \pm 0,003)x + (32,21 \pm 0,13)$ 2600 ± 50
	Биотитовые гнейсы	$y = (0,158 \pm 0,008)x + (12,32 \pm 0,15)$ 2480 ± 90	$y = (0,433 \pm 0,007)x + (13,49 \pm 0,09)$ 2640 ± 40	$y = (10,88 \pm 0,35)x + (14,22 \pm 0,03)$ 2680 ± 40	$y = (0,122 \pm 0,001)x + (32,87 \pm 0,06)$ 2630 ± 30
Ультра-метаморфические породы	Гранито-гнейсы	$y = (0,148 \pm 0,028)x + (12,79 \pm 0,54)$ 2360 ± 330	$y = (0,416 \pm 0,013)x + (14,77 \pm 0,16)$ 2550 ± 70	$y = (10,16 \pm 2,00)x + (14,80 \pm 0,18)$ 2620 ± 190	$y = (0,128 \pm 0,010)x + (35,72 \pm 0,37)$ 2760 ± 200
	Очковые мигматиты	$y = (0,103 \pm 0,011)x + (13,80 \pm 0,27)$ 1700 ± 200	$y = (0,112 \pm 0,004)x + (16,51 \pm 0,16)$ 800 ± 300	$y = (1,36 \pm 0,16)x + (15,54 \pm 0,04)$ 970 ± 80	$y = (0,067 \pm 0,003)x + (35,08 \pm 0,43)$ 1490 ± 60

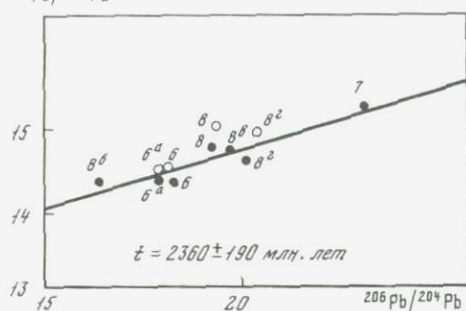
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 

Рис. 4.  $\text{Pb-Pb}$  изохронный график для аплитовидных гранито-гнейсов по породе в целом (●) и полевошпатовой фракции (○)

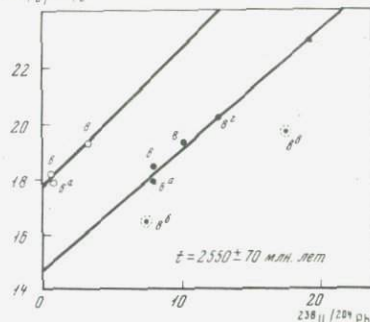
 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 

Рис. 5.  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  изохронный график для аплитовидных гранито-гнейсов по породе в целом (●) и полевошпатовой фракции (○)

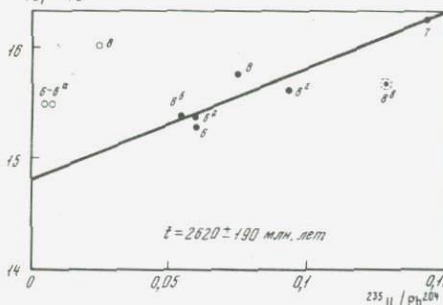
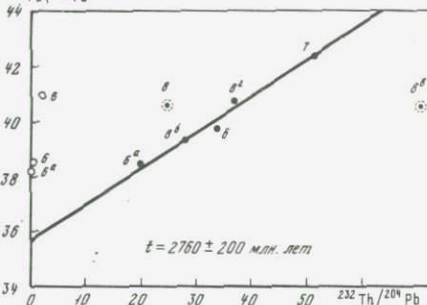
 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 

Рис. 6.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  изохронный график для аплитовидных гранито-гнейсов по породе в целом (●) и полевошпатовой фракции (○)

Рис. 7.  $\text{Pb/Th}$  изохронный график для аплитовидных гранито-гнейсов по породе в целом и полевошпатовой фракции

Результаты анализа аплитовидных гранито-гнейсов и очковых мигматитов свинцовым методом по породе в целом и их полевошпатовым фракциям представлены в виде изохронных графиков на рис. 4-7. Уравнения изохрон и значения возраста приведены в табл. 4, в которой для сравнения даны также значения возраста пород субстрата.

При рассмотрении изохронных графиков для гранито-гнейсов обращают на себя внимание следующие особенности: во-первых, некоторые точки выпадают из общей линейной зависимости. В наибольшей степени это относится к образцу 8-в, который сильно отклонялся и с  $\text{Rb-Sr}$  изохроны; во-вторых, изотопный состав свинца ка-

лиевых полевых шпатов значительно более радиогенный по сравнению с породами в целом.

Значения возраста, рассчитанные для аплитовидных гранито-гнейсов по угловым коэффициентам уравнений изохрон для разных изотопных отношений, варьируют в интервале 2360–2760 млн. лет. Хотя разброс полученных данных превышает аналитические погрешности, наблюдаемые вариации возрастов не выходят за пределы тех значений, которые установлены для исходных пород (биотитовые гнейсы), с одной стороны, и акцессорного оргита, с другой.

Видимо, имевшее место перераспределение элементов в процессе ультраметаморфизма не сопровождалось полным уравновешиванием изотопного состава свинца. Одной из возможных причин, обусловивших неомогенность изотопного состава свинца на этом этапе преобразования пород, мог быть некоторый привнос его радиогенных изотопов. О такой возможности свидетельствует повышенная радиогенность свинца калиевых полевых шпатов, а также омоложенный возраст пород, полученный по изотопному составу первичного свинца (табл. 5).

Совпадение возраста, вычисленного для оргита, с возрастом породы в целом по свинец-свинцовой изохроне, видимо, исключает вероятность привноса свинца на более поздних этапах геологической истории рассмотренных пород. Правда, нельзя полностью исключить и другую альтернативу – вынос урана в процессе ультраметаморфизма. Однако это кажется менее вероятным исходя из сопоставления содержания урана в исходных породах и вновь образованных.

Хорошее совпадение данных свинцового метода по ортиту и по породе в целом (2360 млн. лет) с результатами, полученными

Таблица 5

Изотопный состав первичного свинца гранито-гнейсов\*

Образец	Изотопные отношения		Модельный возраст	
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
6/71 порода	15,27	36,18	1800	1400
Калиевый полевой шпат	17,85	38,34	540	360
6а/71 порода	14,89	36,36	1980	1300
Калиевый полевой шпат	17,56	38,14	700	450
8/71 порода	15,18	37,82	1850	690
Калиевый полевой шпат	17,97	40,52	480	-
8г/71 порода	15,23	36,73	1820	1100

\*За вычетом радиогенной добавки за время, равное возрасту оргита – 2360 млн. лет.

стронциевым изохронным методом (2250 млн. лет), дает возможность считать, что истинное время формирования аплитовидных гранито-гнейсов, а следовательно, и время проявления процессов ультраметаморфизма, в результате которого они образовались, находится в интервале 2250–2360 млн. лет.

Результаты, полученные свинцовым методом для пород и калиевых полевых шпатов очково-порфиробластических мигматитов, отличаются большей неопределенностью. Это проявляется как в большем разбросе точек на изохронных графиках, так и в значительной дискордантности рассчитанных значений возраста. Значения возраста по разным изотопным отношениям варьируют от 800 до 1700 млн. лет, т.е. дают широкий спектр промежуточных значений, отличающихся как от возраста исходных пород (2400–2700 млн. лет), так и от возраста наиболее позднего процесса их преобразования (340–380 млн. лет).

На основании полученных данных можно заключить, что очково-порфиробластические мигматиты с точки зрения уран-горий-свинцовой системы не соответствовали изохронной модели. Вместе с тем полученные для них значения возраста намного моложе тех, которые были установлены для аплитовидных гранито-гнейсов. Это дает основание считать очково-порфиробластические мигматиты значительно более молодыми образованиями. Надо полагать, что возраст аксессуарных минералов достаточно надежно датирует время проявления процесса ультраметаморфизма, с которым связано их формирование (340–380 млн. лет).

\* \* \*

1. Опыт применения комплекса изотопных методов для датирования полиметаморфизованных пород показал, что несовпадающие значения возраста, получаемые при этом, отражают полихронность процессов, с которыми связано формирование пород, и несут в себе информацию о возрасте отдельных этапов их развития.

Наименее четко выраженная тенденция к разделению дочернего и материнского элементов в уран-горий-свинцовой системе, а также большая устойчивость аксессуарных минералов по сравнению с породообразующими дает возможность использовать свинцовый метод для датирования ранних этапов в развитии пород.

Большая подвижность аргона под влиянием наложенных процессов делает целесообразным применение аргонового метода для определения возраста наиболее поздних этапов геологической истории пород.

Достоверные датировки стронциевым методом по породе в целом с большей вероятностью могут быть получены для тех этапов перераспределения вещества пород, которые по своему характеру приближаются к условиям физико-химического равновесия.

2. Успешное датирование ультраметаморфических пород возможно главным образом свинцовым методом по аксессуарным минералам, которые являются продуктами этого процесса. Возможность датирования ультраметаморфических пород изохронными методами

зависит от условий их формирования. Породы, образующиеся при интенсивном привносе-выносе вещества в условиях неравновесного состояния системы, что характерно для 11 типа ультраметаморфизма по классификации Б.Я.Хорева, являются практически не пригодными для датирования из-за несоответствия их изохронной модели.

3. Сравнительное изучение двух генетических типов ультраметаморфических пород Юго-Западного Памира с помощью комплекса радиологических методов позволило подтвердить одновременность их формирования. Аплитовидные гранито-гнейсы по данным свинцового и стронциевого методов сформировались 2250-2360 млн. лет тому назад.

Формирование очково-порфиробластических мигматитов, омоложденное со временем наиболее позднего процесса перераспределения вещества этих пород, надежнее всего характеризуется возрастом акцессорных минералов, установленным свинцовым методом, и составляет 340-380 млн. лет.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. S.R. Hart, G.L. Davis, R.H. Steiger, G.R. Tilton. A comparison of the isotopic mineral age variations and petrologic changes induced by contact metamorphism. In: Radiometric dating for geologists, 1968, London, New York, Sydney.
2. K.K. Turekian, K.H. Wedepohl. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, 72, N 2.
3. Б.Я. Хорева, Г.А. Мурина. Использование радиологических методов для выделения этапов метаморфизма в раннедокембрийских образованиях молодых складчатых областей. - В кн.: XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов, пробл. 6 и 13 А, 1968.
4. Б.Я. Хорева. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. - Геотектоника, 1966, № 6.
5. Г.А. Мурина, Б.Я. Хорева, Н.Д. Шиголев. Становление и активизация метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрологическим и радиологическим данным. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 8.
6. Б.Я. Хорева, А.Д. Искандерова, Ю.П. Шергина. Возраст субстрата метаморфических серий Юго-Западного Памира по данным свинцово-изохронного метода. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 8.
7. С.В. Апруб, Л.К. Левский, И.В. Федорова. Дискордантные значения возраста и реконструкция температурно-временной истории пород Юго-Западного Памира. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 3.

## ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ДЕВОНСКОГО ВРЕМЕНИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

По тектоническим представлениям, развиваемым учеными Московского университета [1], Центральный Казахстан состоит из трех крупных областей: 1) области каледонской консолидации; 2) области варисцийской консолидации и 3) области девонского краевого вулканического пояса. Последний представляет пограничную структуру, возникшую на каледонском основании, но связанную с развивавшейся соседней Джунгаро-Балхашской варисцийской геосинклинальной системой. Девонский крайевой вулканический пояс состоит из двух ветвей: субширотной и северо-западной.

Кислый вулканизм как в интрузивной, так и в эффузивной фациях наиболее полно проявился в пределах вулканического пояса. Однако и в двух других тектонических областях в настоящее время геологическими и геохронологическими методами доказано существование девонских гранитоидов и вулканитов. Однако до сих пор существует стремление относить девонские гранитоиды Казахстана (Геологическая карта Казахской ССР, составленная В.Ф.Беспаловым и др., 1965 г.) к более молодым комплексам.

Рассмотрение петрографических и петрохимических особенностей девонских гранитоидов Центрального Казахстана выполнено нами [10]. В работе приведена библиография, посвященная этому вопросу. Поэтому в настоящей статье мы остановимся на обосновании геологического и геохронологического возрастов девонских гранитоидных комплексов и выяснении геотектонической обстановки их проявления в различных тектонических зонах.

Область каледонской консолидации. Данные о девонских гранитах этой области приведены в табл. 1. Как следует из этой таблицы, в пределах каледонид имеются два самостоятельных девонских комплекса: позднедевонский (лосевский) и среднедевонский (балхашский, - карабулакский) (орлиногорский), возможно, ниже-среднедевонский; кроме того, следует выделять самостоятельный дайковый комплекс среднедевонского возраста [2,3].

Сопоставление между собой состава горных пород среднедевонского возраста, расположенных в разных структурах, показывает их большое постоянство - это лейкократовые и аляскитовые (редкобититовые) граниты. Массивы комплекса нередко многофазные.

Гранитами балхашского комплекса прорваны позднеордовикские граниты Зерендинского массива, а галька их установлена в конгломератах верхнедевонского возраста и не обнаружена в ниже-среднедевонских [3]. Однако есть мнение [4], что возраст конгломератов с галькой гранитов не верхнедевонский, а ниже-среднедевонский. Граниты Улутавского массива прорвали эффузивы: ниже-среднедевонского возраста, а на южном контакте перекрыты базальными

Таблица 1

## Гранитоиды области каледонской консолидации

Тектоническое положение	Комплекс или массив	Состав	Геологический возраст	Радиологический возраст, млн. лет, метод, минерал
Кокчетавский антиклинорий	Лосевский массив	Альбитовые аляскиты	D <sub>3</sub>	360, биотит, К-Аг колумбит, малакон U-Th-Pb
	Балкашинский (орлиногорский) комплекс	Лейкократовые и аляскитовые граниты	D <sub>2</sub>	390, биотит, К-Аг
Улутавский антиклинорий	Улутавский массив	Лейкократовые и аляскитовые граниты	D <sub>2</sub>	408, биотит, К-Аг
Джаркаин-агачский антиклинорий	Дальненский массив	Аляскитовые граниты, биотитовые граниты	D <sub>2</sub>	385, биотит, биотит+роговая обманка, К-Аг
Степнякский синклинорий	Дайковый комплекс Карабулакский комплекс	Гранито-порфиры, гранодиорит-порфиры и др. лейкократовые и аляскитовые граниты	D <sub>2</sub>	370, порода, К-Аг
		Гранито-порфиры, гранодиорит-порфиры и др.	D <sub>2</sub>	380, биотит, К-Аг
Ешкеольмесский антиклинорий	Дайковый комплекс	Гранито-порфиры, гранодиорит-порфиры и др.	D <sub>2</sub>	

конгломератами (с валунами гранитов) жаксыконской серии (D<sub>2</sub>gv - D<sub>3</sub>fr), охарактеризованной флорически [3]. Гранитами Дальненского массива прорваны диорит-монциты силурийского возраста, а галька их установлена в конгломератах верхнедевонского возраста [5]. Граниты карабулакского комплекса прорвали граниты боровского (S-D) комплекса, а галька их установлена в конгломератах средне-верхнедевонского времени [12].

Таким образом, из всех приведенных примеров наиболее узкий возрастной геологический предел установлен для гранитов Улутавского массива. Исходя из рассмотренных данных время внедрения магмы этого комплекса произошло либо на границе нижнего и среднего

девона, либо в среднем девоне. Последнее нам представляется более обоснованным.

Для гранитов среднедевонского комплекса мало характерны явления гибридности, вследствие чего "задревнение" возраста, которое установлено для Балкашинского массива [6], обусловлено, по нашему мнению, тем, что их состав очень близок к составу пород второй фазы боровского комплекса, и ряд массивов (тел), относимых в настоящее время к балкашинскому комплексу, имеет более древний возраст и принадлежит другому комплексу. Цифры возраста Дальненского массива, карабулакского и балкашинского комплексов в целом хорошо совпадают между собой. Данные для Улутавского массива единичны и поэтому имеют лишь ориентировочное значение. Таким образом, возраст комплекса в целом следует оценивать в 380-390 млн. лет.

Дайковый комплекс представлен гранито-порфирами, адамеллит-порфирами, гранодиорит-порфирами. Они образуют самостоятельные пояса. Возраст комплекса определяется тем, что дайками прорваны граниты интрузивной фазы карабулакского комплекса и сопровождающая их жильная серия, а галька пород дайкового комплекса установлена в конгломератах средне-верхнедевонского возраста [2]. Цифровое значение - 370 млн.лет, полученное по породе K-Ag методом, видимо, близко к истинному. Геологическое время внедрения даек - конец среднего девона.

Позднедевонские гранитоиды достоверно установлены только в Лосевском массиве. Этот интрузив целиком сложен альбитовыми аляскитами и сопровождается специфической редкометальной минерализацией. Геологический возраст интрузива определяется тем, что он прорывает лейкократовые граниты среднедевонского комплекса и их жильную серию [3]. Радиологический возраст ранее принимался в 390 и 300 млн.лет, однако выполненный нами пересчет первичных данных по U-Th-Pb методу [6] показал, что возраст аляскитов 360 млн.лет, что соответствует позднему девону.

Область девонского краевого вулканического пояса. В табл. 2 сведены данные о гранитоидных комплексах этой структуры. Как следует из таблицы, в пределах краевого вулканического пояса установлено два комплекса: позднедевонский и среднедевонский. Видно, что состав разновозрастных гранитоидов в разных частях вулканического пояса различный, особенно это касается восточной подзоны субширотной ветви пояса. Вследствие этого рассмотрим отдельно данные для тех групп массивов, которые имеют одинаковый состав и возраст и, следовательно, могут быть объединены в единый интрузивный комплекс.

Гранитоиды западной подзоны субширотной части пояса. Гранитоидами карамендинского (коккудуктубинского) комплекса (массивы Караманды, Коккудуктубе, Шубаркуль и др.) прорваны образования альбитофировой свиты ниже-среднедевонского возраста (низы ее в соседних районах содержат флору), а обломки адамеллитов установлены в низах жаксыконской серии ( $D_{2gv}$ ), содержащих флору [7].

Таблица 2

Гранитоиды области девонского краевого вулканического пояса

Тектоническое положение	Комплекс или массив	Состав	Геологический возраст	Радиологический возраст, млн. лет, метод, минерал	
Субширотная ветвь пояса	а) западная подзона	Теректинский комплекс	Биотитовые и лейкократовые граниты	D <sub>3</sub>	360, К-Аг, биотит; 360, α-Pb, циркон; 366, дисперсионный плагиоклаз, щелочной полевой шпат.
		Карамендинский (коккудук-тюбинский) комплекс	Адамеллиты, гранодиориты	D <sub>2</sub>	400, К-Аг, биотит; 390, α-Pb, циркон; 390, дисперсионный плагиоклаз, щелочной полевой шпат
	б) восточная подзона	Егизкаринский массив	Лейкограниты	D <sub>3</sub>	Нет данных
		Мурунтальский (корнеевский) комплекс	Граниты, аляскиты и щелочные граниты	D <sub>2</sub>	380, К-Аг, биотит; 390, α-Pb, циркон; 375, дисперсионный плагиоклаз, щелочной полевой шпат
Северо-западная ветвь пояса	Теректинский (аршалинский, кызылэспинский, второй девонский)	Биотитовые и лейкократовые граниты и аляскиты	D <sub>3</sub>	365, К-Аг, биотит	
	Карамендинский (коккудук-тюбинский, бураминский, первый девонский)	Адамеллиты и гранодиориты	D <sub>2</sub>	390, К-Аг, биотит	
Токрауская впадина	Граниты области варисцийской консолидации				
	Баймамырский	Лейкократовые граниты	D	Определений возраста, заведомо относящихся к этому комплексу, нет	

Кроме того, гранодиориты карамендинского комплекса прорваны гранитами теректинского (позднедевонского) комплекса.

Таким образом, внедрение магмы этого комплекса произошло в первой половине среднего девона.

Для гранитоидов карамендинского комплекса чрезвычайно характерны явления глубинного гибридизма, наличие "теней" ксенолитов и сильно переработанных ксенолитов глубинных пород; обломки пород, вмещающих интрузивы комплекса, только ороговикованы. Цифры радиологического возраста, полученные разными методами, хорошо совпадают между собой. Несколько большие величины цифр, полученные по биотиту калий-аргоновым методом, по нашему мнению, связаны с явлениями гибридизма, на что мы уже обращали внимание [8]. Вследствие этого время становления комплекса следует оценивать в 390 млн. лет.

Гранитами теректинского комплекса (массивы Теректы, Обалыкумкудук, Амантау и др.) прорваны вулканогенно-осадочные образования жаксыгонской серии ( $D_{2gv}$ ) с флорой и толща кислых вулканитов (условно сопоставляемая с амртавской свитой средне-верхнедевонского возраста). Перекрыты граниты красноцветными осадками дайринской свиты ( $D_3fm$ ) и песчанистыми известняками фаменского возраста. Все это позволяет относить формирование комплекса к франскому времени [8,10].

Для комплекса явления гибридизма установлены только в краевой фации; вмещающие породы и их ксенолиты ороговикованы. Цифры радиологического возраста, полученные разными методами, очень близки. Время внедрения магмы комплекса произошло 360 млн. лет назад.

Гранитоиды восточной подзоны субширотной части пояса. Граниты среднедевонского комплекса — по наиболее типичному массиву этого комплекса его следует называть мурунтальским (массивы Мурунтальский, Корнеевский и др.) — прорвали вулканогенно-осадочную (семизбугинскую) нижнедевонскую свиту с флорой. В пределах массива Джильтау в эффузивах жерловой фации обнаружены обломки гранитов этого массива. Возраст эффузивов принимается среднедевонским [2].

Это позволяет датировать время формирования комплекса средним девонем.

Для мурунтальского комплекса не характерны явления гибридизма, проявленные лишь локально в породах краевой фации. Вмещающие массив породы подверглись ороговикованию. Средние значения цифр возраста, полученные разными методами, достаточно хорошо согласуются между собой. Однако, как мы уже отмечали [6], по слодам в ряде случаев получены очень высокие цифровые значения, не имеющие пока удовлетворительного геологического объяснения.

Граниты позднедевонского (егизкаринского) комплекса пользуются очень слабым развитием. Пока выделен (Ю.Ф. Кабанов, 1968) только один массив (Егизкара), сложенный лейкократовыми гранитами. Возраст его определяется тем, что он прорывает вулканоген-

но-осадочную толщу среднедевонского возраста. Верхний возрастной предел неясен. Определения радиологического возраста отсутствуют.

Гранитоиды северо-западной части пояса. Гранодиориты и адалмелиты карамендинского комплекса (Шувак, Устанынжал, Просторненский и др. массивы) прорывают вулканогенные образования нижнедевонского возраста, перекрыты среднедевонскими эффузивами и прорваны гранитами позднедевонского комплекса. Для пород комплекса очень характерны явления глубинного гибридизма, что, вероятно, сказалось на некотором удревнении значений цифр радиологического возраста. Они весьма близки гранодиоритам западной части субширотной ветви пояса. Геологическое время внедрения магмы этого комплекса — средний девон или граница нижнего и среднего девона.

Радиологический возраст комплекса принимается в 390 млн. лет.

Граниты теректинского комплекса (массивы Аршалы, Устанынжал, Корсадыр, Атар, Джельтау и др.) прорывали эффузивы живетского или живет-франского возраста и перекрыты фаунистически охарактеризованными отложениями верхов девона и низов карбона (ишимские слои) [3]. Для гранитов комплекса не характерны явления гибридизма, а вмещающие их толщи подверглись ороговикованию. Граниты очень близки разновозрастным породам западной подзоны субширотной ветви пояса. Радиологический возраст принимается как 365 млн. лет.

Область вариссийской консолидации. К настоящему времени в пределах Северного Прибалхашья установлено по крайней мере два интрузива, возраст которых более древний, чем пород балхашского (раннекаменноугольного) комплекса. Это Баймамырский массив, расположенный в ур. Кокжон к востоку от г. Балхаш. По данным И. Ф. Лившица и Р. Н. Соболева [7], эти граниты прорваны гранодиоритами балхашского комплекса. Граниты южной части Тортокульского массива, по данным М. К. Бахтеева и др. [7], перекрыты туфами каркалинской ( $C_1$  кг) свиты, которая прорвана гранодиоритами балхашского комплекса.

Массивы баймамырского комплекса сложены лейкократовыми биотитовыми гранитами и аляскитами, очень близкими к гранитам калдырминского (позднекаменноугольного) и аляскитам акчатауского (пермского) комплекса. По этой причине, а также вследствие отсутствия во многих случаях четких взаимоотношений с вмещающими породами этот комплекс ранее не выделялся, а массивы этого комплекса относились к калдырминскому (позднекаменноугольному) комплексу. Представляется, что он пользуется более широким распространением, чем это известно в настоящее время. Возможно, что имеющиеся цифры радиологического возраста в интервале 350–380 млн. лет, полученные для гранитов, относимых к калдырминскому комплексу, в действительности характеризуют граниты баймамырского комплекса.

Из приведенного выше материала следует, что в пределах единой крупной тектонической структуры одновременный интрузивный

магматизм в разных ее частях проявлялся по-разному. Так, в области каледонской консолидации все среднедевонские граниты имеют один состав и возраст (380–390 млн. лет) и, следовательно, вроде бы формировались в одинаковых условиях. Однако для массивов карабулакского комплекса и Улутавского интрузива характерно кольцевое строение, которое не является типичным для других разновозрастных плутонов каледонид. В то же время для более древних аралаульского (силуритского) и боровского (силуро-девонского) комплексов типично кольцевое строение.

В Центральном Казахстане, как и в других регионах, массивы лейкократовых гранитов и аляскитов с кольцевым строением (массивы Кувский, Кент и др.) фиксируют завершающий этап орогенного периода развития геосинклинали. Интрузивы аралаульского и боровского комплексов развиты в пределах каледонид не повсеместно и в большинстве случаев пространственно разобщены со среднедевонскими массивами. Это должно служить указанием на то, что завершение орогенного этапа развития каледонид в разных частях территории происходило неодновременно.

В тех регионах, где граниты всех трех комплексов совмещены пространственно, интрузивы среднедевонских лейкократовых и аляскитовых гранитов фиксируют новый этап развития территории.

Позднедевонские альбитовые аляскиты лосевского комплекса не известны за пределами Кокчетавского антиклинория и являются специфическими интрузивными образованиями, свойственными только этой структуре.

В пределах субширотной ветви девонского краевого вулканического пояса в западной (западнее г. Караганда) и восточной подзонах среднедевонские (380–390 млн. лет) гранитоиды имеют существенно различный состав. В восточной подзоне это лейкократовые граниты, аляскиты и щелочные граниты, а в западной – гранодиориты и адаметлиты. В восточной подзоне массивы мурунтальского комплекса приурочены к внешней зоне девонского вулканического пояса, в западной подзоне они находятся в осевой части пояса. Состав пород мурунтальского комплекса очень близок к составу среднедевонских гранитов области каледонской консолидации, состав пород карамандинского (коккудуктюбинского) существенно иной.

В восточной подзоне позднедевонские граниты редки, в западной широко развиты. Хотя в пределах всей субширотной ветви состав их близок, в западной подзоне он закономерно меняется с востока на запад на более лейкократовый; в западной же части западной подзоны установлены интрузивы с кольцевым строением.

Весьма показательно, что в восточной подзоне щелочные разновидности гранитов установлены в среднедевонском комплексе, а в западной подзоне в позднедевонском комплексе. Это свидетельствует о том, что эти две части субширотной ветви вулканического пояса вступили в аналогичные этапы своего развития в разное время.

Таким образом, субширотная ветвь исходя из состава и возраста гранитоидов должна быть разделена на две подзоны с разной

историей развития магматизма – восточную и западную; в пределах западной подзоны возможно и более дробное расчленение.

Девонский гранитоидный магматизм северо-западной ветви краевого пояса практически не отличается от магматизма западной подзоны субширотной ветви. Отнесение части девонских гранитоидов этой области, связанных с развитием девонского краевого вулканического пояса, к варисцидам показывает сложность решения проблемы, к какому орогенезу относить вулканический пояс – к каледонскому или варисцидскому.

Выделение в области варисцидской консолидации девонских лейкократовых гранитов, предшествовавших во времени внедрению раннекаменноугольных плагиогранитов и гранодиоритов, свидетельствует о том, что в пределах этой области существовали участки с более ранней консолидацией, в которых девонская тектоническая активность отразилась образованием лейкократовых гранитов, как и в типичных каледонидах.

Одновременное проявление в пределах таких разных геосинклинальных систем Центрального Казахстана разновозрастных гранитоидных комплексов свидетельствует о существенной перестройке тектонического плана в то время. Наиболее интенсивно это проявилось в пределах краевого вулканического пояса. Однако сам пояс развивался на различно консолидированной коре, и интенсивность ее переработки была различна. В восточной подзоне среднедевонские граниты не отличаются от среднедевонских гранитов области каледонид, что связано с менее интенсивной переработкой. В западной подзоне переработка была гораздо активнее (проявилась среднедевонская фаза складчатости на прилегающей с юга территории) и привела к возникновению относительно основных гранитоидных магм. Это же отразилось и в масштабе развития гранитоидов.

Установление девонских гранитоидов и выделение их из других комплексов важно как для понимания геологической истории развития Центрального Казахстана, так и познания его металлогении, ибо с девонскими гранитоидами связаны месторождения золота, вольфрамита, свинца и ряда других полезных ископаемых. Большее внимание к радиологической датировке этих комплексов особенно необходимо для металлогенических построений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. А.А. Богданов, Ю.А. Зайцев, О.А. Мазарович, А.А. Максимов, В.Г. Тихомиров, Н.П. Четверикова. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. – Вестн. МГУ. Геология, 1963, № 3.
2. Н.И. Зардиашвили, Э.М. Спиридонов, Р.Н. Соболев, И.З. Филиппович. Гранитоидные комплексы каледонид Центрального Казахстана. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана, "Наука", 1976.
3. Геология СССР, т. XX. "Недра", 1972.
4. Е.А. Бабичев, К.В. Козлов. Геологическое строение юго-восточной части Кокчетавского поднятия. – Вестн. МГУ. Геология, 1975, № 3.

5. П.Ф. Емельяненко. Геология Дальненского гранитного массива (Северный Казахстан). - Вестн. МГУ. Геология, 1960, № 1.
6. А.А. Богданов, Р.Н. Соболев, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова, В.И. Серых, В.Н. Казьмин, Е.В. Рыбалтовский, И.Л. Дорохов. Новые данные абсолютного возраста гранитоидов Центрального Казахстана. - В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Изд-во МГУ, 1971.
7. Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. - В кн.: Тезисы II Казахстанского петрограф. совещ. Алма-Ата, 1974.
8. Р.Н. Соболев, Ю.А. Боршевский, В.М. Шульга. О влиянии гибрицизма на значения K-Ar возраста на примере гранитоидов Казахстана. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 10.
9. Г.Д. Афанасьев, Р.Н. Соболев. Возраст гранитов Амантау и Сарыадыр и их реперное значение для границы франского и фаменского ярусов верхнего девона. - В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. "Наука", 1966.
10. Р.Н. Соболев. К геологической характеристике верхнедевонских гранитоидов восточной части Сарысу-Тенизского водораздела. - Изв. вузов. Сер. геол. и разведка, 1966, № 2.

## К ВОПРОСУ О ФРАКЦИОННОМ РАДИОСВИНЦОВО-СВИНЦОВОМ ИЗОХРОННОМ МЕТОДЕ ДАТИРОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Эффект фракционирования форм свинца, столь усложняющий пирокхимические методы количественного выделения свинца, может оказаться весьма полезным при использовании его в свинцово-изохронном датировании горных пород.

Факт смешения изотопного состава впервые был замечен в работе [1] при изучении свинца из различных зон минерала уранинита.

Смещение изотопного состава свинца дало основание предположить, что изотопы свинца в зависимости от своего состояния в минерале могут мигрировать с разной степенью легкости. Для изучения этого явления использовались пирокхимические методы [2-4], так как с их помощью можно наиболее успешно создать условия для выделения и разделения различных форм свинца.

Поскольку основными критериями, позволяющими в какой-то степени идентифицировать форму нахождения свинца в природных образованиях, являются температура возгонки и изотопный состав выделенной фракции свинца, то представляло значительный интерес исследовать изотопный состав различных фракций возгонов свинца. Существенные вариации изотопного состава свинца от фракции к фракции однозначно указывают на наличие различных форм свинца в исследуемых в образце пород (минералов) [3,4]. Эксперименты по возгонке свинца из минералов и пород при различных температурах в вакууме одними из первых были выполнены И.Е. Стариком и Э.В. Собоновичем [5]. Эти авторы использовали фракционную возгонку свинца из минералов и пород (гранитов) с целью исследования возможности идентификации химических форм нахождения свинца в природных образованиях.

Попытка использовать фракционную возгонку из пород для геохронологических целей была впервые сделана канадскими исследователями [6]. Их результаты имеют важное значение для использования этого метода в определении изотопного состава свинца в породах и дают возможность разработки простого метода получения информации об истории образца породы.

Однако использованная ими методика возгонки и методология интерпретации результатов, на наш взгляд, не позволяют получить четких результатов.

Исследования по использованию фракционной возгонки в свинцово-изохронном датировании горных пород проводятся и нами [7-10]. Наши экспериментальные исследования имеют некоторое методическое отличие от экспериментов Каминга и других [6] в условиях возгонки — отсутствие в исследуемом образце породы восстановителя (графита), что обеспечивает более четкое фракцион-

Таблица 1

Фракционная возгонка и атомные отношения изотопов свинца токовского серого гранита (Подstepнянский карьер) \*

Фракции	Время возгонки, час-мин	Количество выделенного Pb, $n \cdot 10^{-6}$ , г	Изотопный состав ( $^{204}\text{Pb}=1$ )		
			$^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}$
1	00-03	129	34,69	19,52	68,39
2	00-05	368	35,97	20,08	64,89
3	00-10	1470	36,45	19,87	65,36
4	00-30	167	41,34	20,68	64,56
5	00-30	147	-	-	-
6	04-00	297	-	-	-
7	12-00	735	30,74	18,75	45,75

\* Обр. ПС-1, навеска 64,1г;  $P = 5 \cdot 10^{-3}$  мм рт.ст;  $t = 1000^\circ\text{C}$ .

рование форм свинца и получение фракций свинца с существенно смещенным изотопным составом.

Следствием экспериментов по фракционной возгонке свинца явилась возможность модификации метода свинцово-изохронного датирования пород [6-9]. При этом мы исходили из следующего:

любая горная порода состоит из "набора" минералов, обладающих различными физико-химическими характеристиками;

подбирая соответствующие условия возгонки (среда, температура, время), можно выделить свинец преимущественно того или иного минерала (или группы минералов);

если изотопный состав первичного свинца минералов один и тот же (магматические, хемогенные породы), то изотопный состав настоящего свинца зависит только от свинцово-уранового отношения в исследуемых минералах (учитывая пункт 2, свинец различных фракций по своему изотопному составу может быть равноценен (для графических построений) свинцу, выделенному из какого-либо минерала (или группы минералов), концентрата или породы и будет подчиняться тем же закономерностям накопления изотопов  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$  со временем;

в каждом минерале (данного образца породы) форма нахождения радиогенных изотопов  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$ , образующихся из соответствующих изотопов урана, допускается одинаковой. Теоретически возможно существование несколько отличных форм нахождения изотопов  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$  в минералах за счет того, что суммарная энергия ядер отдачи от  $^{235}\text{U}$  до  $^{207}\text{Pb}$  оказывается несколько выше (примерно на 10%), чем в случае ряда  $^{238}\text{U}$ , и может в принципе привести к тому, что  $^{207}\text{Pb}$  дальше уйдет от своего материнского изотопа  $^{235}\text{U}$ , чем  $^{206}\text{Pb}$  от  $^{238}\text{U}$ . Однако, как показали эксперименты, этот

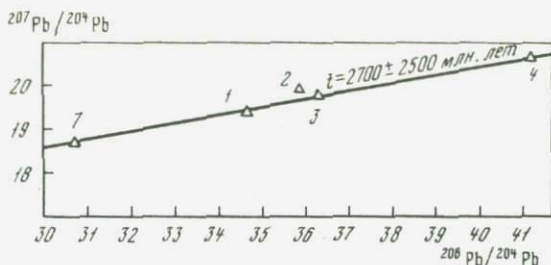


Рис. 1. Rb-Rb изохрона, построенная по данным фракционной возгонки свинца из серого токовского гранита (Подstepнянский карьер). Обр. ПС-1

1-7 - номера фракций

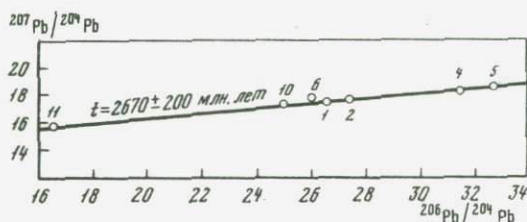


Рис. 2. Rb-Rb изохрона, полученная фракционной возгонкой свинца из серого токовского гранита (Подstepнянский карьер). Обр. ПС-2

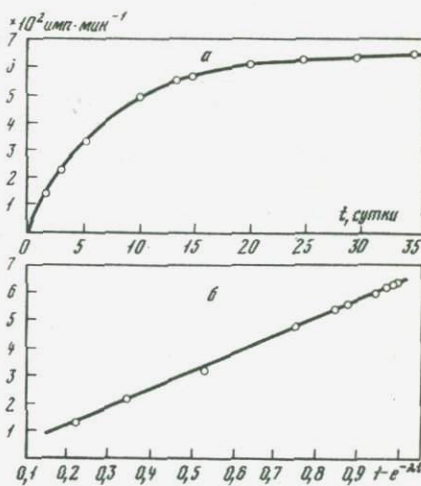
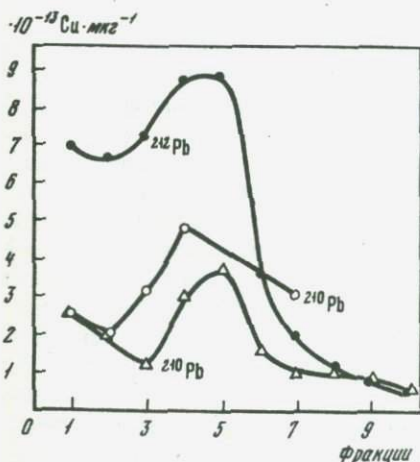


Рис. 3. Распределение удельной активности  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{212}\text{Pb}$  во фракциях серого токовского гранита. Обр. ПС-1

Рис. 4. Кривая накопления  $^{210}\text{Pb}$  до равновесного состояния с наличным  $^{210}\text{Pb}$  (а); б - эта же кинетика накопления  $^{210}\text{Bi}$ , представленная в полулогарифмической системе координат

Таблица 2

Фракционная возгонка и изотопный состав токовского серого

Фракции	Время возгонки, час-мин	Количество выделенного Рb n · 10 <sup>-6</sup> , г	Изотопный	
			204Рb	206Рb
1	00-03	126	1,043	27,63
2	00-05	100	1,039	28,47
3	00-10	500	-	-
4	00-10	562	0,935	29,42
5	00-30	810	0,916	29,84
6	00-30	106	1,105	28,73
7	04-00	100	-	-
8	12-00	175	-	-
9	05-30	100	-	-
10	46-00	150	1,167	29,24
11	8-00	25	1,419	23,49

\*t = 1250°C.

Обр. ПС-2; навеска 54 г; P = 5·10<sup>-3</sup> мм рт.ст; t = 1000°C.

эффект если и есть, то, по-видимому, он настолько мал, что находится в пределах ошибки эксперимента.

На основании изложенного можно сделать заключение о том, что поскольку порода представляет собой смесь минералов, в которых свинец обладает различной степенью устойчивости к воздействию внешних факторов (температура, среда, время воздействия), то изотопный состав свинца различных возгонов в принципе несет ту же геохронологическую информацию, что и свинец из различных минералов или концентратов, выделенный обычными химическими методами, и вполне пригоден для построения внутренних изохрон [11].

Иными словами, данные по изотопному составу свинца различных фракций в той же степени пригодны для построения свинцово-свинцовой изохроны, как и данные, полученные для минералов одной и той же породы, различающихся своими отношениями Рb/U.

Первую попытку построения таких внутренних изохрон мы выполнили [8] на примере фракционной возгонки свинца из серого токовского гранита (Подстепнянский карьер), предоставленного нам Н.П. Семененко. Образец тщательно обрабатывали горячей дистиллированной водой и горячим раствором 0,5 н. азотной кислоты с последующим трехкратным промыванием горячей бидистиллированной водой, после чего высушенный образец измельчали и истирали в агатовой ступке до высокодисперсного состояния.

Образец в форме гранитной пудры помещали в кварцевый реактор, вакуумировали до 5·10<sup>-3</sup> мм рт. ст., после чего проводилась

гранита (Подстепнянский карьер)\*

состав, %		Изотопный состав, % ( <sup>204</sup> Рb = 1)			
207Рb	208Рb	206Рb	207Рb	208Рb	
18,37	52,90	26,51	17,62	60,72	
18,49	51,95	27,40	17,80	50,00	
-	-	-	-	-	
16,91	52,74	31,47	18,09	56,41	
17,36	51,91	32,58	18,95	56,67	
19,83	50,32	26,00	17,95	45,54	
-	-	-	-	-	
-	-	-	-	-	
-	-	-	-	-	
20,56	49,00	25,06	17,62	41,09	
22,36	52,73	16,55	15,75	37,15	

фракционная возгонка свинца. После каждого возгона реактор с образцом охлаждался до комнатной температуры и только после этого вскрывался для удаления сублимата свинца. Условия возгонки и полученные результаты представлены в табл. 1. По результатам этой фракционной возгонки была рассчитана Рb-Рb изохрона  $y = (13,2238 \pm 0,1573) + (0,1827 \pm 0,03557)x$ , соответствующая возрасту (2700 ± 250 млн. лет), который хорошо совпадает с литературными данными для этих гранитов [12,13]. То, что экспериментальные точки располагаются достаточно удовлетворительно вдоль прямой (изохрона, рис. 1), указывает на правильность исходных предположений.

Однако еще оставался вопрос: случайность это или здесь "работает" какой-то принцип, способствующий сохранению Рb-Рb изохронности в процессе фракционирования различных форм свинца данной породы.

С этой целью эксперимент был вновь воспроизведен (использовалась вторая навеска под номером ПС-2<sup>1</sup> этого же гранита при идентичных (P, t°C) экспериментальных режимах. Но четкого дублирования эксперимента не получилось по той причине, что была "выловлена" одна "лишняя" десятиминутная фракция свинца. Но тем не менее по результатам изотопного исследования свинца этих фракций

<sup>1</sup> Масс-спектрометрические измерения изотопного состава свинца выполнены группой Ю.А. Слупицкого (ИГФМ).

Таблица 3

Радиометрическое определение  $^{210}\text{Pb}$ , равновесное ему количество  $^{238}\text{U}$   
онная возгонка,  $P = 5 \cdot 10^{-3}$  мм рт.ст.)

Фракции	Количество выделенного $\text{Pb}$ , $10^{-6}$ г	Количество зарегистрированного $^{210}\text{Pb}$ , имп. мин $^{-1}$	Удельная активность $\text{Pb}$ , $10^{-13}$ С, мкг $^{-1}$	Кол-во $^{238}\text{U}$ , равновесного $^{210}\text{Pb}$ , $10^{-5}$ г	$^{204}\text{Pb}$ , %
1	129	6,95± ±0,35	2,51± ±0,13	8,104±0,405	0,8431
2	368	16,50± ±0,83	2,08± ±0,10	19,168± ±0,958	0,8204
3	1470	100,58± ±5,03	3,16± 0,16	135±6,750	0,8151
4	167	17,46± ±0,87	4,85± ±0,34	23,400± ±1,170	0,7838
5	735	49,06± ±0,45	3,10± ±0,16	65,900± ±3,295	1,0390

\* Атомные отношения  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  равняются 137,7, весовые - 139,46 (или 139,56). Здесь (и в других подобных таблицах) представлены значения этих отношений округленные ("загрубленные"), поэтому может показаться, что урановые отношения в данных таблицах не соответствуют общепринятым.

Таблица 4

Радиометрическое определение  $^{210}\text{Pb}$ , равновесное ему количество  $^{238}\text{U}$

Фракции	Количество выделений $\text{Pb}$ , $10^{-6}$ г	Кол-во зарегистрированного $^{210}\text{Pb}$ , имп. мин $^{-1}$	Удельная активность $\text{Pb}$ , $10^{-13}$ С, мкг $^{-1}$	Кол-во $^{238}\text{U}$ , равновесное $^{210}\text{Pb}$ , $10^{-5}$ г	$^{204}\text{Pb}$ , %
1	126	7,27± ±0,07	2,67± ±0,03	10,10± ±0,10	1,043
2	100	4,11± ±0,07	1,90± ±0,04	5,67± ±0,11	1,039
3	500	12,60±	1,17±	17,51±	-
4	562	±0,13	±0,01	±0,18	0,935
5	810	36,85± ±0,40	3,04± ±0,03	51,20± ±0,52	0,916
6	106	64,40± ±0,64	3,69± ±0,04	89,51± ±0,90	1,105
7	100	5,30± ±0,08	1,64± ±0,03	7,35± ±0,10	-
8	175	3,80±	1,05±	5,20±	-
9	100	±0,05	±0,01	±0,07	-
10	150	6,30± ±0,06	1,11± ±0,01	8,75± ±0,09	1,167
		3,62± ±0,08	0,90± ±0,02	5,00± ±0,10	
		2,11± ±0,16	0,65± ±0,03	2,93± ±0,15	

и изогонный состав  $\text{Pb}$  токовского серого гранита (обр. ПС-1)\* (фракции-

$^{204}\text{Pb}$ , $10^{-6}$ г	Весовые отношения		Атомные отношения ( $^{204}\text{Pb} = 1$ )			
	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}$	$^{235}\text{U}$
1,0875	85,83± ±4,29	0,62± ±0,03	34,69	19,52	73,562± ±3,678	0,534± ±0,23
3,0190	73,12± +3,66	0,52± ±0,03	35,97	20,08	67,675± +3,133	0,455± ±0,023
11,9819	112,67± +5,63	0,81± ±0,04	36,45	19,87	96,569± +4,828	0,701± ±0,035
1,3089	178,77± +8,94	1,28± ±0,06	41,34	20,68	153,229 +7,668	1,112± ±0,05
7,6366	86,29± +4,31	0,62± ±0,03	30,74	18,75	73,963± +3,698	0,537± ±0,027

здесь, что урановые отношения в данных таблицах не соответствуют общепринятым.

и атомные свинцово-урановые отношения в сером токовском граните (обр. ПС-2)

$^{204}\text{Pb}$ , $10^{-6}$ г	Весовые отношения		Атомные отношения ( $^{204}\text{Pb} = 1$ )			
	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}$	$^{235}\text{U}$
1,314	76,86± ±0,80	0,55± ±0,01	26,51	17,62	65,87± ±0,70	0,48± ±0,01
1,039	54,57± ±11,09	0,39± ±0,01	27,40	17,80	46,77± ±0,94	0,34± ±0,01
5,254	97,45± ±1,10	0,70± ±0,01	31,47	18,09	83,51± ±0,84	0,61± ±0,01
7,420	120,63± +1,21	0,86± ±0,01	32,58	18,25	103,37± +1,04	0,75± ±0,01
1,171	44,41± ±0,90	0,32± ±0,01	26,00	17,95	38,06± ±0,76	0,28± ±0,01
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
1,751	16,73± ±0,84	0,18± ±0,01	25,06	17,62	14,34± ±0,72	0,10± ±0,01

Таблица 5

Накопление радиоактивного изотопа  $^{210}\text{Bi}$  в эталоне  $^{210}\text{Pb}$ 

Время, сутки	Кол-во, имп. мин. $\cdot 1$	$t/T$	$e^{-\lambda t}$	$1 - e^{-\lambda t}$
1,8	137 <sup>+2</sup>	0,36	0,779	0,221
3,0	221 <sup>+2</sup>	0,60	0,659	0,341
5,25	327 <sup>+3</sup>	1,05	0,483	0,517
10,0	487 <sup>+5</sup>	2,00	0,250	0,750
13,5	550 <sup>+6</sup>	2,70	0,154	0,846
15,0	565 <sup>+6</sup>	3,00	0,125	0,875
20,0	610 <sup>+6</sup>	4,00	0,062	0,938
25,0	630 <sup>+8</sup>	5,00	0,031	0,969
30,0	635 <sup>+6</sup>	6,00	0,015	0,985
35,0	645 <sup>+7</sup>	7,00	0,005	0,995

(табл. 2) была построена Pb-Pb изохрона (рис. 2)  $y = (12,986 \pm 0,467) \pm (0,177 \pm 0,022) x$ , соответствующая возрасту  $2670 \pm 200$  млн. лет.

Удовлетворительная сходимость геохронологической информации, полученной на основе фракционной возгонки свинца (из одной и той же породы) при несколько отличных условиях эксперимента, отвергает фактор случайности. В таком случае допущения, положенные нами в основу фракционной возгонки свинца, могут быть приняты, так как этому не противоречат результаты эксперимента (сохраняется изохронность в расположении точек составов свинца на графике  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - ^{205}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ). Это объясняется тем, что в результате смешивания изотопного состава свинца из разных минералов происходит смещение результирующей точки вдоль изохроны и точки различных фракций продолжают оставаться на прежней изохроне.

С помощью фракционной возгонки свинца (из одного образца) нами построены (для кварцевых порфиров Карелии) изохроны, хорошо соответствующие возрасту, полученному традиционным Pb-Pb изохронным методом по нескольким образцам исследуемой породы. К сожалению, объем данной статьи не позволяет изложить этот фрагмент наших исследований.

Приведенные принципы и первые экспериментальные данные указывают на то, что фракционную возгонку свинца можно с успехом применить для модификации свинцово-изохронного метода датирования. В этом случае значительно повышается производительность свинцово-изохронного датирования, поскольку нет необходимости выделять минералы или отбирать несколько образцов одной и той же породы и затем анализировать каждый образец в отдельности.

Если интерпретация данных изотопного состава стабильного свинца различных фракций из единой пробы породы верна, то можно пойти и дальше. А именно: каждая фракция содержит не только стабильные, но и радиоактивные изотопы свинца; в том числе и такой относительно долгоживущий, как  $^{210}\text{Pb}$ . Теоретические предпосылки приводят нас к заключению, что поведение этого изотопа свинца будет аналогично поведению радиогенной части  $^{206}\text{Pb}$ . Поэтому можно ожидать, что в каждой фракции определенному количеству атомов радиогенного  $^{206}\text{Pb}$  будет соответствовать точно определенное количество  $^{210}\text{Pb}$ . Последний при условии сохранения радиоактивного равновесия в урановом ряду соответствует содержанию  $^{238}\text{U}$ . Поскольку период полураспада  $^{210}\text{Pb}$  всего 22 года, а коэффициент эманирования монолитного образца горной породы ничтожен, то содержание  $^{210}\text{Pb}$  должно отвечать современному содержанию  $^{238}\text{U}$ . В этом случае отношение  $^{206}\text{Pb}/^{210}\text{Pb}$  должно иметь точно такой же геохронологический смысл, как и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

Каждую фракцию свинца со своим отношением  $^{206}\text{Pb}/^{210}\text{Pb}$  можно уподобить некоему гипотетическому минералу (или их смеси), характеризующемуся определенным отношением свинца к урану. Как известно, свинцово-урановые данные по серии таких минералов дают возможность строить изохроны в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ . Аналогичным образом возможно построение и радиосвинцово-свинцовых изохрон по данным, полученным для отдельных возгонок свинца из одной пробы породы.

Таким образом, анализ серии возгонок свинца из одной пробы дает возможность датировать ее при помощи свинцово-изохронных методов ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ;  $^{206}\text{Pb} - ^{210}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 1/137,7 ^{210}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и методом согласованных разностей, не прибегая к выделению мономинеральных фракций и отдельному определению свинца и урана.

Руководствуясь вышеизложенным, мы провели радиометрическое измерение (и удельное распределение, рис. 3)  $^{210}\text{Pb}$  в каждой фракции свинца вышеупомянутого токовского гранита (обр. ПС-1 и ПС-2, табл. 3,4)<sup>1</sup>.

Измерение  $\beta$ -радиоактивности исследуемых проб свинца проводилось на одноканальном счетчике-анализаторе импульсов "Пульс-А" (при заданном окне дискриминации 2в) в комплексе с ионизационным счетчиком радиометрического прибора "Прогака".

Информация (регистрируемое число импульсов при заданной экспозиции) с анализатора импульсов выводилась на цифropечагающее устройство БЗ-15, что давало возможность (за 1-3 суток) наблюдать, согласно номограмме [14], интегральное число импульсов, обеспечивающее точность радиометрических измерений 1-2%.

<sup>1</sup> Измерения выполнялись совместно с А.К. Чебуркиным и Н.Г. Костюченко.

Таблица 6

Радиометрическое определение  $^{212}\text{Pb}$ , равновесное ему количество  $^{232}\text{Th}$  (ПС-2, Подстепнянский карьер)

Фракции	Количество выделенного $\text{Pb}$ , $10^{-6}\text{г}$	Количество зарегистрированного $^{212}\text{Pb}$ , имп./мин $^{-1}$	Удельная активность $\text{Pb}$ , $10^{-13}\text{С}$ , $\text{мкг}^{-1}$	Количество $^{232}\text{Th}$ , равновесное $^{212}\text{Pb}$ , $10^{-4}\text{г}$
1	126	83,16±16,6	7,05±0,71	8,20±0,82
2	100	60,84±7,29	6,66±0,79	6,00±0,72
3	500	337,80±3,38	7,40±0,07	33,32±0,33
4	562	449,24±4,50	8,75±0,09	44,31±0,44
5	810	659,95±6,60	8,92±0,09	65,19±0,65
6	106	31,58±12,40	3,26±1,30	3,12±1,24
7	100	18,26±9,90	2,00±1,10	1,80±0,99
8	175	22,37±11,01	1,40±0,70	2,21±1,10
9	100	7,39±5,17	0,81±0,47	0,73±0,51
10	150	23,66±11,83	0,67±0,34	2,33±1,65

Газ коммунальной сети, используемый для работы счетчика, проходил предварительно через систему очистки согласно рекомендации [15].

Регистрация  $^{210}\text{Pb}$  проводилась по  $^{210}\text{Bi}$  ( $E = 1.17$  Мэв). В качестве эталона изотопа  $^{210}\text{Pb}$  использовался свинец, выделенный из уранинита, возрастом 200 млн. лет. О радиохимической чистоте этого эталона (изотопа  $^{210}\text{Pb}$ ) можно судить по накоплению  $^{210}\text{Bi}$  (табл. 5, рис. 4, а, б). Эффективность установки по регистрации  $^{210}\text{Pb}$  в нашем случае равнялась  $36,5 \pm 0,8\%$ .

Во фракциях свинца этой же пробы (ПС-2) был идентифицирован и количественно измерен (табл. 6) радиоактивный изотоп  $^{212}\text{Pb}$  ( $T = 10,67$  ч). Измерения проводились методом сцинтилляционной  $\gamma$ -спектрометрии [16] на венгерском  $\gamma$ -анализаторе NTA-512 В, используемом в качестве усилителя-дискриминатора, и электронной пересчетки ПСО2-2СМ с выводом на шифропечатающее устройство БЗ-15.

Обработка радиометрических данных по  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{212}\text{Pb}$  (и определение Гауссовской ошибки) проводилась на ЭВМ ИГФМ АН УССР "Днепр-2", используя алгоритм, представленный в работе [17]. Соответствующая поправка вносилась на эффект "вымирания"  $^{212}\text{Pb}$  в экспонируемое время измерения.

По этим данным были рассчитаны количества  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$ , равновесные наличным количествам  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{212}\text{Pb}$  в каждой фракции свинца, и рассчитаны соответствующие изохроны. Свинцово-радио-свинцовые ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{210}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  -  $^{212}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) изохроны, построенные по данным табл. 3,4, по причине большого разброса точек не дают возможности построить корректные изохроны. Подобный разброс точек в вышеуказанных координатах

и изотопные свинцово-горюевые отношения в токовском граните (обр.

$^{204}\text{Pb}$ , %	$^{204}\text{Pb}$ , $10^{-6}\text{г}$	Весовые отношения	Атомные отношения ( $^{204}\text{Pb} = 1$ )	
		$^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$	$^{232}\text{Th}$	$^{208}\text{Pb}$
1,043	1,314	624,28±62,43	559,35±55,94	50,72
1,039	1,039	557,69±69,24	517,50±62,04	50,00
-	-	-	-	-
0,935	5,255	843,25±8,43	755,55±7,56	56,41
0,916	7,420	877,32±8,78	786,08±7,86	56,67
1,105	1,171	266,01±106,40	238,35±95,20	45,54
-	-	-	-	-
-	-	-	-	-
-	-	-	-	-
1,167	1,751	133,29±66,65	119,43±59,70	41,99

свидетельствует о привносе урана в исследуемые породы, что подтверждается данными [18].

Изменение свинцово-уранового отношения произошло недавно, ибо накопление "молодых" радиогенных изотопов свинца не сказалось существенным образом на древнем возрасте, полученном по изохроне  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

Предполагая, что основная масса "пишного" урана была привнесена в процессе одноактного метаморфизма, время этого привноса можно оценить при помощи метода согласованных разностей [19,

Таблица 7

Уравнения изохрон ( $y = a + bx$ ) токовского гранита (Подстепнянский карьер, обр. ПС-1,2)

Образец	Тип изохроны	Количество точек	Коэффициенты		Возраст, млн. лет
			a	b	
ПС-1	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	6	13,2238± ±0,1573	0,1827± ±0,0357	2700± ±250
ПС-2*	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	7	12,9858± ±0,3029	0,1772± ±0,0237	2670±210 -250
ПС-1	Согласование разности		0,0359± ±0,0509	0,0380± ±0,0005	2800± ±200

Примечание: Время метаморфизма  $300 \pm 400$  млн. лет.

\* Второй образец этого гранита.

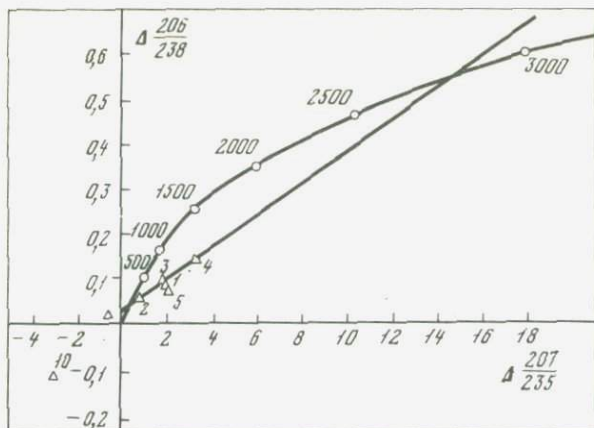


Рис. 5. Свинцово-урановая изохрона серого токовского гранита (обр. ПС-1), полученная (по  $^{210}\text{Pb}$ ) методом согласованных разностей

29]. Изохрона (рис. 5), рассчитанная в единицах равновесного урана по согласованным разностям, имеет вид  $y = (0,0359 \pm 0,0509) + (0,0380 \pm 0,0005)x$ , указывая на время метаморфизма (нарушение  $\text{Pb-U-Th}$  системы) токовского гранитного массива  $300 \pm 400$  млн. лет тому назад при истинном согласованном возрасте  $2800 \pm 200$  млн. лет, что в пределах ошибки совпадает (табл. 7) со свинцово-свинцовым ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) изохронным возрастом.

Таким образом, оперируя стабильными и радиоактивными изотопами только одного элемента свинца, при четкой постановке эксперимента и прецизионных радиометрических измерений радиоактивных изотопов ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{212}\text{Pb}$ ) можно достаточно успешно получать (для гранитов) качественную геохронологическую информацию.

\* \* \*

1. На примере токовских серых гранитов (Украина, обр. ПС-1) показано, что данные по изотопному составу свинца различных фракций возгонки несут ту же геохронологическую информацию при построении  $\text{Pb-Pb}$  изохрон, как и данные, полученные по отдельным образцам или минералам той же породы.
2. Предложены фракционные методы свинцово-изохронного датирования с использованием отношений  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{210}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb} = 1/137,7$   $^{210}\text{Pb}$ , основанные на дирохимическом разделении форм нахождения свинца в горных породах.

1. И.Е. Старик, О.С. Меликова, Э.В. Собо́тович. Распределение радиоэлементов и различных частях уранинита, - Бюл. Комиссии по опр. абс. возр. геолог. формаций, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1955.
2. Э.В. Собо́тович, Некоторые вопросы геохимии изотопов свинца, Автореф. дис., Л., 1958.
3. И.Е. Старик. Ядерная геохронология. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1961.
4. Э.В. Собо́тович, Изотопы свинца в геохимии и космохимии, Атомиздат, 1970.
5. И.Е. Старик, Э.В. Собо́тович, А.В. Ловцюс, Г.П. Ловцюс, Г.В.А. Вдзейко. К вопросу о форме нахождения свинца в природных образованиях. - Геохимия, 1957, № 7.
6. G.L. Cumming, F. Tsong, P.I. Gudyurgis. Fractional removal of lead from rocks by volatilization. - Earth and Planet. science Letters, 1970, 2, N 1.
7. Э.В. Собо́тович, Е.Н. Каменев, А.А. Комаристый, В.А. Рудник. Древнейшие породы Антарктиды (Земля Эндерби). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11.
8. Н.П. Семеновко, Н.П. Шербах, Е.П. Баргницкий, Э.В. Собо́тович, Г.Д. Елисеева, Н.К. Ширинбеков, А.А. Комаристый. Геохронологическое обоснование нижней возрастной границы Криворожской серии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11.
9. Э.В. Собо́тович, А.А. Комаристый. Использование изотопов свинца при решении некоторых геологических задач. - В кн.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев, Изд-во КГУ, 1975.
10. Э.В. Собо́тович, А.А. Комаристый. Фракционная возгонка в свинцово-изохронном датировании горных пород. - Геохимия, 1975, № 2.
11. Э.В. Собо́тович, С.М. Гращенко, А.В. Ловцюс. Возраст пород Таромского карьера Приднестровья по данным свинцово-изохронного метода. - Труды XI сессии Комиссии по опр. абс. возр. геолог. формаций, 1963.
12. Геохронология докембрия Украины. "Наукова думка", 1965.
13. Н.П. Семеновко, В.Л. Бойко, И.Н. Бордунов, М.И. Веригин, А.С. Войновский, М.Н. Довгань, Е.Я. Каплуц, Н.И. Кухарева, Л.Н. Полетаева, О.М. Стругева, Т.П. Хомяк. Новые данные по соотношению осадочно-вулканогенных пород Криворожско-Кременчугской и Базавлукской зон с гранитоидами. - В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии (XVII сессия Комиссии по опр. абс. возр. геолог. форм.). "Наука", 1974.
14. А.П. Несмеянов. Руководство к практическим занятиям по радиохимии. "Химия", 1968.
15. В.Б. Лукьянов. Измерение и идентификация  $\beta$ -радиоактивных препаратов. Госатомиздат, 1963.
16. О.П. Соборнов, А.И. Поляков. Содержание радиоэлементов в международных геохимических стандартах и отечественных стандартных образцах горных пород. - Геохимия, 1975, № 2.
17. Л. Герфорт, Г. Кох. Практикум по радиохимии. ИЛ, 1963.
18. А.М. Ушакова. Радиоэлементы в породах Токовского массива. - Геохимия, 1969, № 2.

## К ВОПРОСУ О ВЫДЕЛЕНИИ МИКРОКОЛИЧЕСТВ СВИНЦА ИЗ ПРОБ И МИНЕРАЛОВ ПРИ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

В настоящее время подавляющее большинство исследователей при измерении изотопного состава свинца, выделенного из пород и минералов, пользуется методом термоионной эмиссии с применением различных сидикатных эмиттеров. Этот метод позволяет достаточно уверенно проводить масс-спектрометрический анализ 1–3 мкг чистого реактивного свинца. Однако опыт работы показывает, что изотопный анализ свинца, выделенного из природных образований, не всегда может быть выполнен с необходимой точностью из-за слишком малой интенсивности или неудовлетворительной стабильности ионного тока свинца.

Такие случаи чаще всего наблюдаются при анализе проб, главным образом пород с ультрамалым содержанием свинца. Это объясняется, по-видимому, тем, что, несмотря на предварительную очистку свинца хроматографическим методом и экстракцию его хлороформенным раствором дитизона, концентрация катионов-примесей в конечном растворе остается значительной по сравнению с количеством выделенного свинца. В связи с изложенным представляло интерес установить, какие элементы мешают эмиссии свинца, а также найти пути устранения этого нежелательного эффекта.

В качестве катионов-примесей были избраны наиболее распространенные в породах элементы, которые чаще всего сопутствуют свинцу при его химическом выделении (таблица).

Раствор азотнокислой соли такого элемента наносили на ленточку-ионизатор ионного источника вместе с нитратом свинца и твердым алюмосиликатным эмиттером и фиксировали суммарный ионный ток свинца из нанесенной смеси. В таких же условиях снимали суммарный ионный ток чистого свинца. Исследования производили на серийном масс-спектрометре МИ-1305. В качестве регистрирующего прибора использовали самопишущий электронный потенциометр ЭПП-09.

Как видно из табл. 1, присутствие ионов К, Mg, Ca, Ba, Zn и  $\text{NH}_4$  даже в небольших количествах (К, Ca, Mg) значительно уменьшает эмиссию свинца, что говорит о необходимости очень тщательного его отделения от катионов-примесей. Для этой цели мы избрали электролитический метод анодного осаждения свинца. За основу были приняты рекомендации, приведенные в работе Бэрнса и др. [1]. Принятая нами методика выделения свинца заключалась в следующем. Свинец пород и минералов очищали хроматографическим методом с помощью ионообменной смолы ЭДЭ-10П [2] и экстрагировали хлороформенным раствором дитизона [3]. Дитизонат свинца разрушали 10–20 мл 0,025 н. раствора азотной кислоты и помещали в кварцевый тигель. Далее раствор подогревали

Влияние катионов примесей на величину эмиссии свинца

Катион-примесь	Отношение концентраций примеси и свинца	Относительная ионизация свинца в смеси, %
Без примеси	-	100*
K	3 : 1	10
Mg	3 : 1	5
Ca	4 : 1	15
Ba	4 : 1	10
Zn	10 : 1	5
NH <sub>4</sub>	10 : 1	25

\* Во всех случаях вес свинца, нанесенного на ленточку, составлял  $3,5 \cdot 10^{-6}$  г.

на плитке до 60–70° и подвергали электролизу. Для проведения электролиза использовали выпрямитель с плавной регулировкой выходного напряжения. Электродами служила платиновая проволока длиной 90–100 мм, диаметром 1,5 мм, скрученная на конце спиралью. Напряжение на электродах поддерживалось 2,4–2,6 В, продолжительность электролиза 7–8 час. В таких условиях выход свинца составлял около 60%. Продление электролиза до 16–20 час. увеличивало выход свинца до 80–85%.

По окончании электролиза анод под напряжением вынимали из электролита и промывали небольшим количеством (1–2 мл) трижды дистиллированной воды. Растворение перекиси свинца производили смесью 10% азотной кислоты с перекисью водорода. Раствор упаривали досуха и растворяли в 2–3 каплях трижды дистиллированной воды.

Эффективность ионизации  $(1+3) \cdot 10^{-6}$  г свинца, очищенного от примесей по описанной методике, вполне достаточна для уверенного проведения анализа.

Отсутствие фракционирования изотопов свинца при электролизе было проверено на эталонном образце.

Предлагаемая методика была успешно применена при выделении свинца из доломитов, железистых кварцитов, сфенов, пиритов, сфалеритов, антимонитов, киновари.

ЛИТЕРАТУРА

1. Lead separation by anodic deposition and isotope ratio mass spectrometry of microgram and smaller. – Analytical Chemistry, 1973, 45, N 11.
2. Г.И. Шестаков. Определение микрограммовых количеств урана, тория и свинца в минералах при помощи ионообменных смол. – В кн.: Бюлл. Комисс. по опред. абсолютн. возр. геолог. формаций, вып. 8. "Наука", 1967.
3. Г. Иванчев. Дитизон и его применение. ИЛ, 1961.

## НЕЙТРОННО-ИНДУКЦИОННЫЕ КСЕНОНОВЫЙ И КРИПТОНОВЫЙ МЕТОДЫ ЯДЕРНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

При облучении радиоактивных минералов тепловыми нейтронами в ядерном реакторе генерируется Хе и Кг — продукты деления  $U^{235}$ :  $Xe_n$  и  $Kr_n$ . За время  $t$  в тех же минералах в природных условиях накапливается определенное количество продуктов спонтанного деления  $U^{238}$ :  $Xe_s$  и  $Kr_s$ . Возраст минерала  $t$  может быть вычислен по формуле:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left( R \frac{\lambda_\alpha \Phi \sigma_{235} y_n}{\lambda_s y_s} + 1 \right), \quad (1)$$

где  $\lambda_\alpha$  и  $\lambda_s$  — константы скорости  $\alpha$  — распада и спонтанного деления,  $\Phi$  — поток тепловых нейтронов в реакторе,  $\sigma_{235}$  — сечение деления,  $y_n$  и  $y_s$  — выход Хе при индуцированном и спонтанном делении,  $R = Xe_s / Xe_n$ . Если вместе с исследованным минералом облучен минерал-монитор, для которого известен возраст  $t_M$ , то:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[ \left( e^{\lambda_\alpha t_M} - 1 \right) \frac{R}{R_M} + 1 \right], \quad (2)$$

где  $R_M = (Xe_s / Xe_n)_M$  — соотношение в мониторе. Величина  $R$  может быть рассчитана по изотопному составу  $Xe_s$ ,  $Xe_n$  и Хе, полученному при отжиге минерала после облучения. Необходимо также внести поправки на воздушный Хе (по  $Xe^{130}$ ) и нейтронно-индуцированный в природных условиях Хе (по  $Xe^{129}$ ). Аналогичные расчеты по формулам, подобным (1) и (2), возможны и для Кг.

Преимущества предлагаемого метода: 1) определение возраста сводится к измерению только изотопных соотношений, и нет необходимости определять какие-либо абсолютные количества; 2) принципиально возможно датирование минералов, утративших часть радио-генного продукта, т.е. открытые системы. Для этого необходимо провести ступенчатый отжиг подобно тому, как это делается в  $Ar^{39}$ - $Ar^{40}$  методе.

Были проведены эксперименты по исследованию возможностей нового метода. В качестве монитора использован монацит Стеенскампскрааль (Западная Африка), возраст  $1,18 \pm 0,04$  млрд. лет.

Для фосфатов TR, содержащих U (монацит, ксенотим), в возрастном спектре в высокотемпературной области получены значения, отвечающие истинному времени минералообразования (рис. 1). Анион фосфорной кислоты особо благоприятен для формирования кристаллических структур, прочно удерживающих Хе. Замена в минерале даже части ионов  $PO_4$  на ионы  $SiO_4$  (брилолит) увеличивает вероятность миграции Хе. Возрастной спектр приобретает более сложный характер, хотя и здесь присутствуют фракций, отвечающие действи-

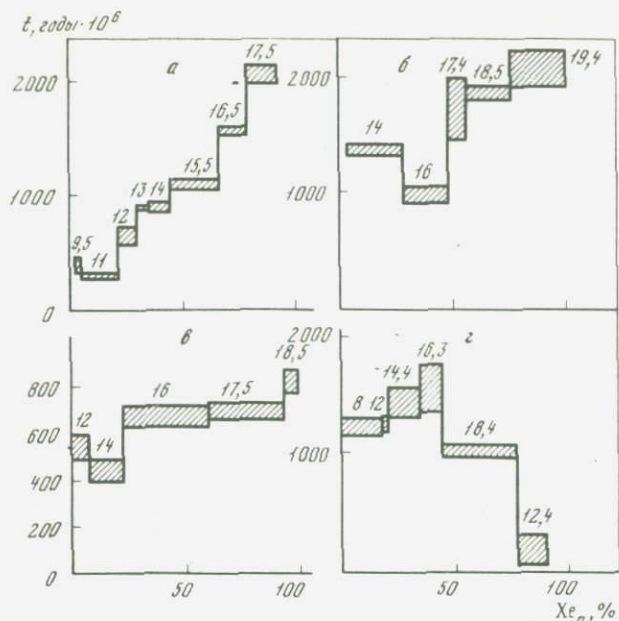


Рис. 1. Спектры кажущихся возрастов минералов-фосфатов:  
*a* - ксенотим, Хета-Ламбина 5/608, Северная Карелия,  $1900 \cdot 10^6$  лет; *б* - монацит, Темрюк, Украина,  $2000 \cdot 10^6$  лет; *в* - монацит, Мамский район, Сибирь; *г* - бритолит, Кейвы, Кольский полуостров ( $1600-1800$ )  $\cdot 10^6$  лет. Числа возле каждой ступени - температура отжига в сотнях  $^{\circ}\text{C}$ .

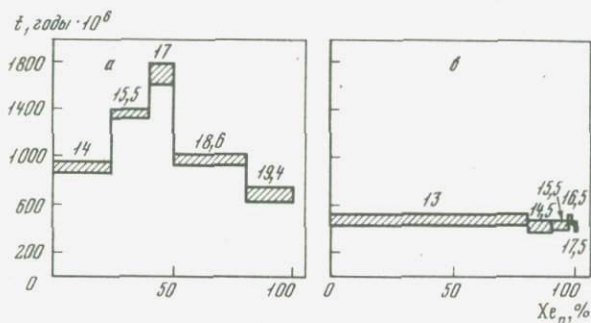


Рис. 2. Спектры кажущихся возрастов минералов-силикатов  
*a* - циркон, Беломорье,  $1600 \cdot 10^6$  лет; *б* - цирколит, Северная Карелия,  $1900 \cdot 10^6$  лет

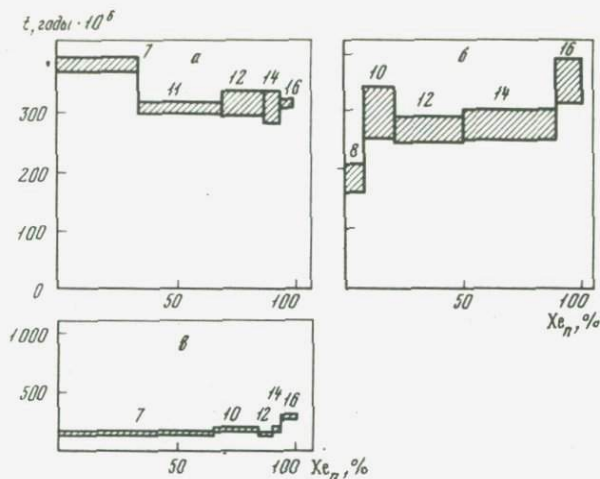


Рис. 3. Спектры кажущихся возрастов минералов-окислов Nb, Ta, Ti  
 а - самарскит, Урал,  $290 \cdot 10^6$  лет; б - фергусонит, Урал,  $290 \cdot 10^6$  лет; в - эвксенит, Норвегия, около  $1000 \cdot 10^6$  лет

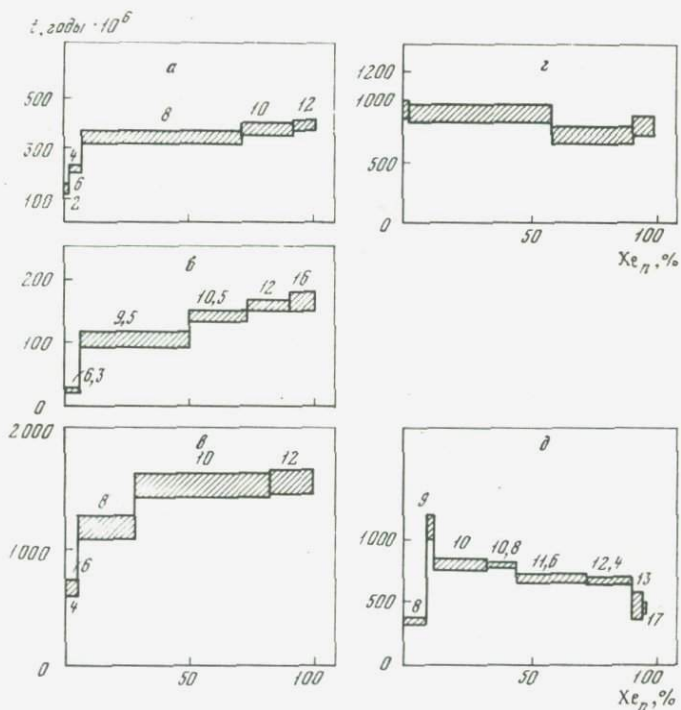


Рис. 4. Спектры кажущихся возрастов настуранов (а), геологический возраст  $(150-300) \cdot 10^6$  лет (б) и уранинитов (в)-(д) (все - Северная Карелия,  $1900 \cdot 10^6$  лет)

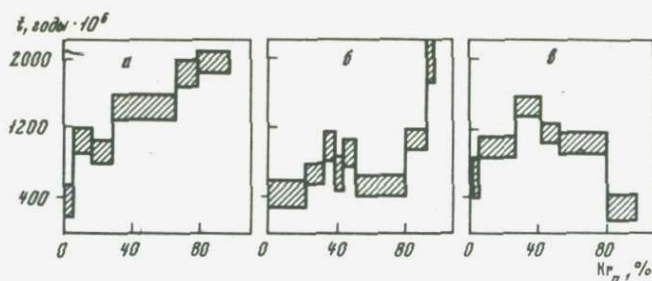


Рис. 5. Спектры кажущихся возрастов, рассчитанные по изотопам  
 а – монацит, Темрюк, Украина; б – ксенотим, Северная Карелия;  
 в – циркон, Беломорье

тельному возрасту минералов (рис. 1). Кинетика выделения Хе из силиката циркона такая же, что и в случае бритолита (рис. 2). Вероятно, это связано с перестройкой структуры в ходе опыта. При увеличении концентрации U, т.е. радиационной нарушенности, силикаты становятся непригодными для получения истинных возрастных значений (циртолит).

Сложные окислы Nb, Ta, Ti, содержащие U, несмотря на метамиктность, вероятно, являются перспективным материалом для датирования предлагаемым методом, если возраст не очень велик, т.е. невелики радиационные нарушения структуры (рис. 3).

Кажущийся возраст двух образцов настурана и уранинита повышается с увеличением температуры отжига и доли выделившегося Хе. В наиболее высокотемпературных фракциях кажущийся возраст максимально приближается к истинному (рис. 4), хотя разрыв между максимальным кажущимся и истинным, вероятно, существует.

Аналогичные спектры возрастных значений могут быть получены и по изотопам кр ттона.

Проведенное исследование позволяет сделать вывод, что современный технический уровень дает возможность реализовать  $Хе_s - Хе_n$  метод. Чувствительность и точность методики таковы, что могут быть исследованы наиболее важные классы радиоактивных минералов, включая и аксессуарные (например, цирконы или монациты). Основная предпосылка  $Хе_s - Хе_n$  метода – разделение спонтанного и индуцированного компонентов Хе при ступенчатом отжиге минералов – в большинстве случаев выполняется. Получаемые плато в спектре кажущихся возрастов для ряда минералов чаще всего отвечают действительному возрасту. Закономерности спектров кажущихся возрастов поддаются интерпретации с позиций теории дефектов кристаллической структуры.

Ю. А. Шуколюков, Г. Ш. Ашкинадзе, А. Б. Верховский,  
А. Н. Комаров, О. А. Левченков,  
Г. В. Овчинникова, С. З. Яковлева

## ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОБ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОКЛО (ГАБОН) - ПРИРОДНОГО ЯДЕРНОГО РЕАКТОРА

В урановом месторождении Окло (Габон, Африка) функционировал природный ядерный реактор [1]. Нами исследовано 5 проб урановой руды из этого месторождения (скважина SC20); одна проба непосредственно из зоны цепной реакции и четыре - на последовательно увеличивающемся расстоянии от этой зоны (в глубину до 2,5 м). Определения концентрации U и Pb сделаны методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ-1311. Исследован также изотопный состав U, Pb и K, выделенных из руды. На масс-спектрометре МВ-2302 в статическом вакуумном режиме определен изотопный состав Xe, Kr, Ar и Ne в веществе природного ядерного реактора. Распределение U, Pb, Ba, Ca, P изучали с помощью рентгеновского микрондодового анализатора "Камека". Определение содержания K и Li сделаны методом пламенной фотометрии.

Распределение U и Pb в руде. В богатой U пробе ( $U = 27\%$ ) урановая минерализация представлена зернами настурана неправильной формы, образующих локальные скопления в микроконгломерате. Наблюдаются признаки изменения уранового минерала и миграции элементов. В валовом минеральном составе преобладает полевой шпат. Присутствует асфальтоподобное органическое вещество.

Околорудные пробы - слоистые песчаники-микроконгломераты с пелитовым цементом и органическим веществом. Содержание U ( $1 \div 3$ )  $\cdot 10^{-6}$  г/г, значительная часть U приурочена к зернам обломочного циркона. Следы оруденения встречаются в редких локальных участках, вытянутых по слоистости и содержащих много органического вещества. U в таких участках - в виде мельчайших выделений урановых минералов.

K-Ar возраст природного ядерного реактора. K-Ar возраст [3] валовых проб околорудных образцов (содержание K от 1,6 до 3,1%) -  $2,57 \pm 0,05$  млрд. лет. Это возрастное значение совпадает с возрастом, ранее установленным [1] для кристаллического массива Шеллу - 2,6 млрд. лет. Порода (песчаники), где возникло урановое месторождение Окло, представляет собой продукт разрушения, выветривания пород кристаллического массива. В соответствии с представлениями А.Я. Крылова о роли блочной структуры при выветривании полевых шпатов значение 2,57 млрд. лет отвечает возрасту материала, из которого образовалась вмещающая природный ядерный реактор порода. Для других проб урановой руды возраст по K-Ar методу  $2,01 \pm 0,02$  млрд. лет. Вероятно, это значение отражает или новообразование калиевых минералов, или частичные

потери  $Ag$  в ходе урановой минерализации, или присутствие избытка  $^{36}Ag$  в исследованном газе, связанного с ядерными реакциями и неотличимого от воздушного  $Ag$ .

Pb-U возраст природного ядерного реактора. Кажущиеся значения возраста, рассчитанные по соотношениям  $^{206}Pb/^{238}U$ ,  $^{207}Pb/^{235}U$  и  $^{207}Pb/^{206}Pb$ , чрезмерно велики, достигая многих миллиардов лет (особенно в околорудных пробах с наименьшей концентрацией  $U$ ). Это свидетельствует о выносе радиогенного  $Pb$  из рудного тела и о "заражении" им вмещающей породы. Пользуясь разработанным для этой геохимической ситуации графическим методом, мы рассчитали возраст уранового оруденения: 1,85 млрд. лет. В системе координат  $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$  экспериментальные точки аппроксимируются прямой линией, соответствующей возрасту месторождения: 1,80 млрд. лет.

Выгорание  $^{235}U$  - доказательство цепной реакции деления в месторождении Окло. В двух наиболее богатых  $U$  пробах обнаружено существенное обеднение изотопом  $^{235}U$ . При концентрации  $U = 26,85\%$  содержание  $^{235}U$  в смеси изотопов 0,56%, при  $U = 0,050\%$  содержание  $^{235}U$  0,61% (в нормальном  $U$  0,725%). Часть  $^{235}U$  распалась под действием интенсивного нейтронного потока, возникшего при цепной реакции деления в месторождении Окло. Интегральный поток, рассчитанный по выгоранию  $U$  для этих двух проб:  $4 \cdot 10^{20}$  и  $2 \cdot 10^{20}$  нейтронов/см<sup>2</sup>.

Тепловыделение в природном ядерном реакторе. По количеству выгоревшего  $^{235}U$  было рассчитано, сколько энергии выделилось в месторождении Окло в ходе цепной реакции деления. В наиболее богатых  $U$  пробах в каждом грамме выделилось столько тепла, что его было достаточно для нагревания примерно 1т(!) воды. Однако это тепло выделялось достаточно медленно, так как порода изменена далеко не катастрофически. Если длительность функционирования реактора принять равной  $10^5$  лет [2], тепловыделение было примерно  $2 \cdot 10^{-4}$  кал/г·сек, т.е. в миллиарды раз больше, чем в среднем веществе литосферы.

Изотопы  $Xe$  и  $Kr$  в природном ядерном реакторе. В исследованных пробах количество  $Xe$  и  $Kr$  в 10-5000 раз превышает возможное количество  $Xe$  и  $Kr$  спонтанного деления  $^{238}U$ .  $Xe$  и  $Kr$  по изотопному составу, в общем, близки  $Xe$  и  $Kr$ , образующимся при делении  $^{235}U$  на тепловых нейтронах в искусственных ядерных реакторах. Однако  $Xe$  и  $Kr$  непосредственно из зоны цепной реакции в месторождении Окло заметно отличаются от продуктов деления  $^{235}U$  в искусственных условиях. Эти различия стали особенно явными, когда  $Xe$  и  $Kr$  были выделены ступенчатым термическим отжигом. В низкотемпературных фракциях газа обнаружена ранее неизвестная в процессе деления аномалия изотопного состава  $Xe$  и  $Kr$ :  $^{136}Xe = 1,00$ ,  $^{134}Xe = 1,47$ ,  $^{132}Xe = 2,32$ ,  $^{131}Xe = 1,03$ ;  $^{86}Kr = 1,00$ ,  $^{84}Kr = 0,602$ ,  $^{83}Kr = 0,331$ . Обращает на себя внимание близость

аномального изотопного состава Хе в природном ядерном реакторе, в некоторых глубинных газах, в древнейшем анортозите Гренландии и в "Хе деления атмосферы". Не исключено, что во всех объектах присутствует продукт деления ранее существовавшего вымершего трансуранового элемента, синтезированного также в природном ядерном реакторе.

Изотопы Аг и Не в природном реакторе. В пробе, взятой из зоны реакции, обнаружены аномалии в изотопном составе Аг и Не. При ступенчатом термическом отжиге отдельных зерен настурана при 1000–1200°С из них выделяются аномальный Аг и Не с соотношениями  $^{40}\text{Ag}/^{36}\text{Ag} = 100 \pm 5$ ,  $^{36}\text{Ag}/^{38}\text{Ag} = 1,9 \pm 0,1$ ,  $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne} = 0,016$ . Вероятно, в потоке нейтронов образовался изотоп  $^{36}\text{Ag}$  и  $^{38}\text{Ag}$  при радиационном захвате нейтронов хлором. Избыток  $^{21}\text{Ne}$  и большая часть избытка  $^{38}\text{Ag}$  не связаны с функционированием природного ядерного реактора и могут быть объяснены обычными реакциями на альфа-частицах на кислороде-18.

Теоретические расчеты показывают, что возникновение цепной реакции деления – это специфическая особенность богатых U и  $\text{H}_2\text{O}$  древних урановых месторождений достаточно большого размера [1].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. R. Naudet. Les reacteurs naturels d'Oklo. – Bull. d'Informations Scientifiques et Techniques, 193, 1974.
2. R.Y. Drozd, C.M. Hoherberg, C.J. Morgen. Heavy rare gases from Rabbit Lake (Canada) and the Oklo Mine (Gavon). – Earth and Planet. Sci. lett., 23, 1974.
3. Ю.А. Шуклюков, Данг Ву Минь, Г.Ш. Ашкинадзе, Цепная реакция деления в урановых месторождениях. – В кн. Проблемы ядерной геохронологии и геохимии изотопов, Л., "Наука", 1976.

## ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ - ОСНОВА ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ

Радиологическое определение абсолютного возраста геологических образований прочно вошло в арсенал методов, способствующих восстановлению последовательности геологических событий и выявлению этапов эволюции земной коры. Однако существуют значительные трудности в создании единой геохронологической шкалы из-за отсутствия, особенно в докембрии, надежных опорных реперов, возраст которых мог бы быть установлен объективно.

С точки зрения абсолютной геохронологии самого серьезного внимания заслуживают гранитные пегматиты, несомненно являющиеся наилучшими реперами в реконструкции времени и последовательности геологических событий. Для целей геохронологии гранитные пегматиты оказываются благоприятными одновременно и в геологическом, и в методическом отношениях.

Пегматиты, сопутствуя гранитному магматизму, формируются на всем протяжении истории развития земной коры: от глубокого докембрия до кайнозоя. Они содержат большой набор различных по составу минералов, наиболее пригодных для определения абсолютного возраста всеми используемыми в настоящее время методами: свинцовым, калий-аргоновым и рубидий-стронциевым. Таким образом, радиолог из пегматитов получает в свое распоряжение совершенно однотипный геологический материал, располагая к тому же возможностью проверки получаемых возрастных значений тремя независимыми методами, а внутри каждого метода - использованием двух и более независимых минералов.

Обладая всегда большой крупностью зерна, гранитные пегматиты обеспечивают наибольшую сохранность аргона в минералах, используемых для определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом. Сохранность соотношения любых других анализируемых пар радиоактивного и радиогенного элементов также обеспечивается поздним образованием пегматитов, что дает возможность минералам пегматитов избежать каких-либо последующих воздействий.

Благоприятны для геохронологических целей гранитные пегматиты также всегда ясной своей структурно-тектонической позицией однозначно определяющей возрастные соотношения с вмещающими комплексами и формациями. Но хронология пегматитов важна и в более широком плане, поскольку они независимо от их происхождения и механизма формирования являются всегда позднемагматическими, заключающими интрузивный процесс, и самыми молодыми образованиями цикла в целом.

Для создания единой геохронологической шкалы по гранитным пегматитам необходимы широкие специальные совместные исследования геологов и радиологов с целенаправленным отбором материала. Для обоснования такой необходимости и выявления возможных закономерностей в качестве первого шага мы сделали попытку некото-

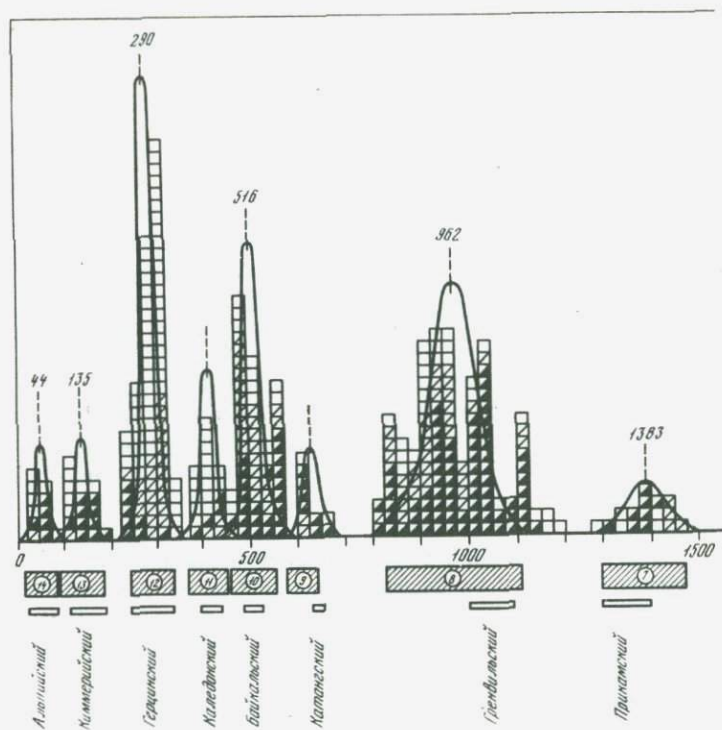
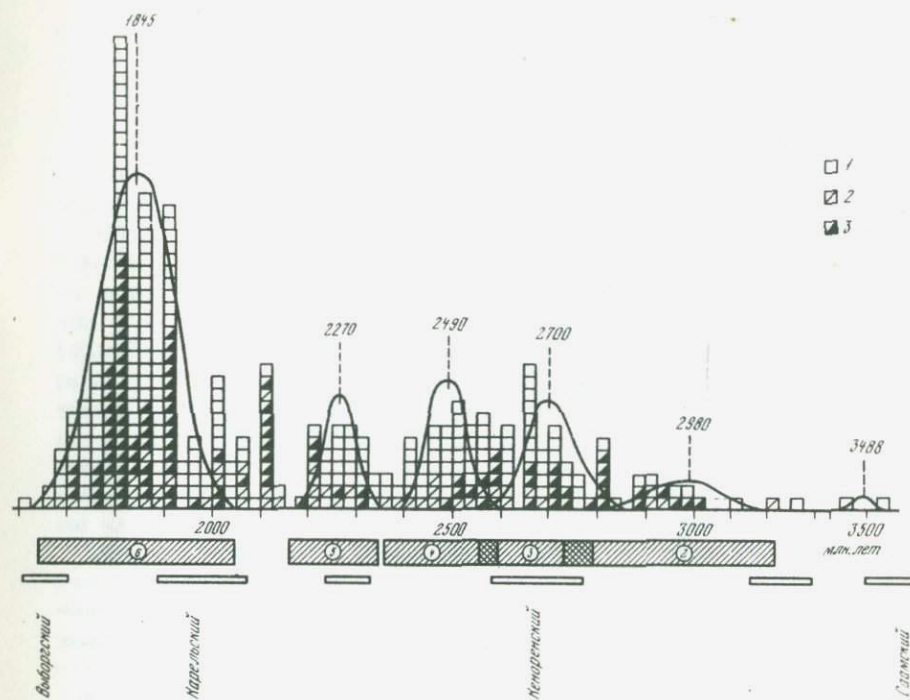


Рис. 1. Гистограмма распределения абсолютных возрастов гранитных пегматитов мира

рой систематизации и статистического анализа данных по абсолютному возрасту гранитных пегматитов, уже накопленных как в нашей стране, так и за рубежом. В результате просмотра зарубежных и отечественных источников в нашем распоряжении оказалось свыше 800 цифр абсолютного возраста, относящихся к гранитным пегматитам всех континентов (кроме Антарктиды) и полученных разными методами. Зарубежные данные составляют 58%, из отечественных данных 153 калий-аргоновых определений выполнено в нашей лаборатории.

Материалом для калий-аргоновых и рубидий-стронциевых определений служили слюды: мусковит, биотит, лепидолит; ряд определений рубидий-стронциевым методом выполнен также по микроклину реже-цинвальдиту. Для определений по уран-торий-свинцовому методу использован более широкий список минералов. При преобладании определений по уранииту в него входят: циртолит, монацит, циркон, микролит, торанит, эвксенит, поликраз, ураноторит, самарскит, ортит, фергусонит, давидит.

В источниках, особенно зарубежных, не всегда указаны используемые радиоактивные константы. По этой причине, а также из желания усилить универсальность полученной статистики мы не приводили используемые возрастные данные к одинаковым константам,



Пустой квадрат - K-Ar метод; с крестиком - Rb-Sr метод; заштрихованный - свинцовый метод

что, как будет видно ниже, не имеет существенного значения. Все имеющиеся в нашем распоряжении данные нанесены в виде гистограммы на рис. 1. Оптимальный единичный интервал разбиения оси времени рассчитан по формуле Стерджесса [1] для большей наглядности из условия наилучшего разрешения пиков более молодых возрастов и составляет 25 млн. лет. В связи с этим на более древних пиках получились излишние детали-всплески на круглых датах, например при 1900, 2000, 2100, 2200 и т.д. млн. лет, что статистически отражает тенденцию многих авторов к округлению полученных данных. Проверка гипотез об унимодальности и бимодальности распределений древних возрастов проводилась согласно той же формуле при единичном интервале в 50 млн. лет. Этот же интервал взят в основу построения последующих гистограмм рис. 2, 3.

В итоге выявились следующие, достаточно интересные закономерности.

1. Хотя пегматиты и формировались на протяжении от архея до кайнозоя, процесс этот не являлся непрерывным, характеризуясь весьма четкой периодичностью. Отчетливо выделилось четырнадцать этапов пегматитообразования, проявившихся одновременно во всех частях земного шара. Концентрация цифр абсолютного возраста пег-

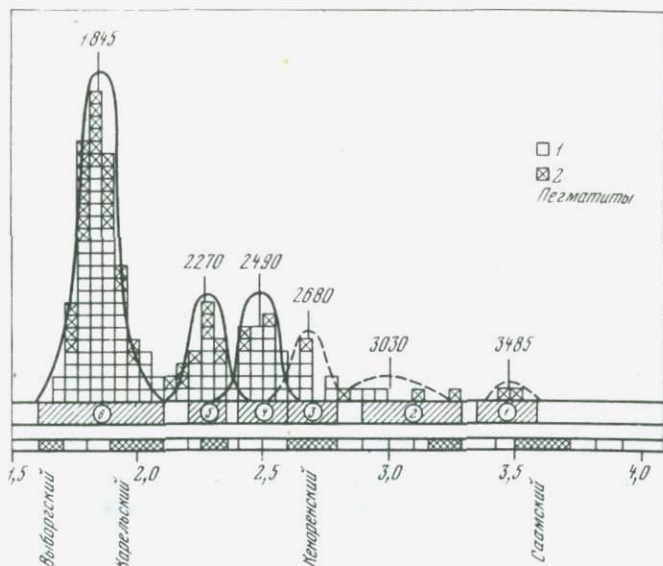


Рис. 2. Гистограмма распределения калий-аргоновых возрастов гранитных пегматитов Кольского полуострова и Карелии

1 — данные авторов, 2 — литературные данные

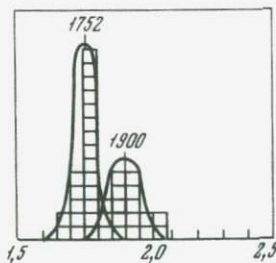


Рис. 3. Гистограмма распределения К-Аг возрастов гранитных пегматитов Северной Карелии

матитов в пределах этих этапов весьма высокая: на промежутки времени между ними падает всего лишь 5,3% нашей выборки (таблица, рис. 1).

Весьма знаменательным является то, что как продолжительность выявившихся этапов, так и числовые значения средних величин их совпадают у всех трех методов при полной, как известно, методической и минералогической независимости. Как видно из таблицы, отклонения средних значений (времени кульминаций), полученных разными методами, от генерального среднего по этапам составляют в основном всего лишь десятые процентов — первые проценты. Систематического отклонения в одну сторону цифр, полученных каким-либо методом, также не наблюдается. Этот факт наглядно подтверждает объективность полученных значений абсолютного возраста и ярко свидетельствует о том, какой могучий инструмент для датировки геологических событий имеем мы в своем распоряжении.

2. Этапы пегматитообразования отвечают всем двенадцати общеизвестным тектоно-магматическим циклам (циклам диастрофизма),

считающимся "достаточно твердо установленным фактом" [ 2-4 ] . Продолжительность формирования пегматитов охватывает больший интервал времени, чем указываемая продолжительность соответствующего тектоно-магматического цикла. Причем она всегда асимметрична за счет растянутости в сторону более молодых возрастов. Чем древнее цикл, тем заметно большая продолжительность пегматитообразования.

В периодизации пегматитообразования наблюдаются и отличия: помимо этапов, совпадающих с указанными выше циклами, отчетливо выделяются еще три с интервалами времени: 2170-2370 млн. лет, 2370-2610 млн. лет и 2750-3210 млн. лет; более молодой (2250-2350 млн. лет) и более древний из них подмечены некоторыми исследователями на основании других фактов [ 4 ] . Средний интервал (2370-2610 млн. лет) не является простым продолжением пегматитообразования кеноренского цикла, так как в выборке возрастных значений, лежащих в пределах 2300-2800 млн. лет, наблюдается бимодальное распределение с кульминациями, падающими на  $2700 \pm 132^1$  млн. лет и  $2490 \pm 124$  млн. лет<sup>1</sup>.

Вторым отличием в периодизации является любопытный факт слияния выборгского и карельского циклов вследствие "непрерывного" пегматитообразования в течение почти 500 млн. лет. Распределение значений возраста в интервале 1600-2100 млн. лет унимодальное, аппроксимируется нормальным законом при среднем, равном  $1845 \pm 220$  млн. лет.

На территории Советского Союза наибольшее число цифр абсолютного возраста получено для гранитных пегматитов советской части Балтийского щита. Здесь проявлены все первые шесть этапов пегматитообразования с интервалами продолжительности и кульминациями, отвечающими интервалам и генеральным средним значениям таблицы (рис. 2). Наибольшим распространением пользуются пегматиты выборгско-карельского этапа, а также трех соседних, более древних.

Нами было проведено датирование калий-аргоновым методом 38 образцов слюд из пегматитов Северной Карелии. Результаты приведены в виде гистограммы на рис. 3. Проверка гипотезы об унимодальности этого распределения по методу Гольдина [1] показывает бимодальность распределения с кульминациями в 1750 и 1900 млн. лет, соответствующих выборгскому и карельскому этапам. Таким образом, применение одного и того же метода датирования по однотипному материалу дает возможность получения более дробного деления.

В заключение мы бы хотели еще раз подчеркнуть большое значение гранитных пегматитов в абсолютной геохронологии и выразить надежду, что приведенные нами данные привлекут широкие круги заинтересованных специалистов к использованию их как объектов, наилучших в настоящее время.

<sup>1</sup> Здесь, в таблице и других случаях число после знака  $\pm$  отвечает двум стандартам, характеризуя тем самым толерантные пределы разброса значений возраста при уровне значимости 0,05.

Этапы пегматитообразования

Тектоно-магматический цикл (цикл диастрофизма)	Интервал времени, млн. лет	Этап пегматитообразования	Интервал времени, млн. лет	Генеральная выборка		K-Ar	
				N	Среднее, млн. лет	n <sub>1</sub>	Среднее, млн. лет
Альпийский	12-85	14	10-78	12	44±34	6	44
Киммерийский	110-190	13	80-185	18	135±50	7	119
Герцинский	240-340	12	240-330	85	290±50	53	294
Каледонский	400-450	11	370-465	26	418±48	17	412
Байкальский	500-540	10	460-570	55	516±54	11	516
Катангский	650-680	9	590-665	11	627±38	3	629
Гренвилльский	1000-1100	8	800-1120	133	962±158	23	952
Прикамский	1300-1400	7	1290-1480	16	1383±96	4	1356
Выборгский	1600-1700	6	1625-2065	255	1845±220	156	1842
Карельский	1900-2100	5	2170-2370	39	2270±104	25	2281
	2250-2350		54	2490±124	32	2487	
Кеноренский	2600-2800	3	2570-2830	45	2700±132	16	2683
	3150-3300	2	2750-3210	15	2980±230	5	3026
Саамский	3500-3700	1		2	3488±38	2	3488
Всего				766		360	

метод	Rb-Sr метод			U-Th-Pb метод			Междуциклами n <sub>4</sub>
	Отклонение от генерального среднего, %	n <sub>2</sub>	Среднее, млн. лет	Отклонение от генерального среднего, %	n <sub>3</sub>	Среднее, млн. лет	
0		1			5	48,6	+10,4
-11,8		1			10	148	+9,6
+1,4	24	290	0	8	252		-13,1
-1,4	4	435	+4,1	5	425		+1,7
0	23	506	-1,9	21	522		+1,2
+0,3	2	620	-1,1	6	629		+0,3
-1,0	36	930	-3,3	74	965		+0,3
-1,9	4	1440	+4,1	8	1368		-1,1
-0,2	24	1910	+3,5	75	1841		-0,2
+0,5	8	2248	-1,0	6	2245		-1,1
-0,1	13	2487	-0,1	9	2535		+1,8
-0,5	14	2688	-0,4	15	2734		+1,3
+1,5	4	2988	+0,3	6	2946		-1,1
-	-	-	-	-	-		-
	158			248			
							43

## ЛИТЕРАТУРА

1. Л.Н. Овчинников, Р.И. Коган. О применении методов математической статистики в абсолютной геохронологии. ИМГРЭ, М., 1971.
2. Л.И. Салоп. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973.
3. А.И. Тугаринов, Г.В. Войткевич. Докембрийская геохронология материков. М., 1970.
4. К.О. Кратц, И.М. Крылов, С.Б. Лобач-Жученко. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. - В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М., 1974.

Э. К. Герлинг, Г. В. Овчинникова  
ПОСТОЯННА ЛИ СКОРОСТЬ  
РАДИОАКТИВНОГО РАСПАДА?

Более 35 лет тому назад П.А.М. Дирак высказал предположение о возможной связи атомных и космологических констант с возрастом Вселенной. Отсюда следуют возможные изменения постоянных радиоактивного распада для разных типов распада.

Действительно, при сопоставлении значений возраста земных и лунных пород и метеоритов, определенного U-Pb, Rb-Sr и K-Ar методами, прослеживается систематическое расхождение между данными, которое достигает ~15% при возрасте  $5 \cdot 10^9$  лет (расхождение между U-Pb и Rb-Sr возрастными данными) [1, 2]. Естественно, что определяющими эту зависимость точками являются наиболее древние объекты. Для земных пород такие значения пока единичны, поэтому наибольший интерес вызывают сравнительные возрастные исследования метеоритов и лунных образований.

За последние годы в печати появилось много работ, посвященных изучению химического и изотопного состава метеоритов. Были получены новые значения изохронного Rb-Sr и Pb-Pb возраста каменных метеоритов, равные  $(4,37-4,50) \cdot 10^9$  и  $(4,55-4,65) \cdot 10^9$  лет соответственно. Однако в этих космических телах урана в 5-8 раз меньше, чем требуется для того, чтобы можно было объяснить наблюдаемый изотопный состав свинца. Рассчитанный U-Pb возраст этих хондритов достигал величины  $\sim (9-13) \cdot 10^9$  лет. Такие аномально большие значения возраста мы объясняем присутствием в образцах метеоритов обычного земного свинца. Впервые Маршал пытался отделить эту компоненту загрязняющего свинца от радиогенного [3].

Автор обработал 4 углистых хондрита соляной кислотой. После выщелачивания рассчитанный изохронный возраст по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  этих метеоритов оказался равным  $5,0 \cdot 10^9$  лет.

Мы постарались оценить U-Pb модельный возраст отдельных образцов хондритов (по аналитическим данным Тилтона и Гейла [4, 5]), вводя поправку на обычный свинец.

Расчет производился при следующих допущениях: 1) одноэпизодная эволюция свинца метеоритов, т.е. возраст каждого образца по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  равен возрасту по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ; 2) изотопный состав первичного свинца метеоритов соответствует свинцу троилита Каньон Дьябло; 3) метеориты загрязнены современным земным свинцом.

Рассчитанный модельный U-Pb возраст образцов хондритов оказался равным  $(4,75-5,0) \cdot 10^9$  лет. Это значение при сопоставлении его с значениями Rb-Sr возраста метеоритов хорошо укладывается на выведенную нами ранее кривую расходящихся значений возраста. Большой интерес с точки зрения сопоставления возрастных значений вызывают исследования лунных пород и грунта, проведенные американскими учеными. Нами были использованы данные для образцов

лунной почвы с исключительно большими значениями кажущегося К-Аг возраста. Мы не можем согласиться с объяснениями американских исследователей, что столь высокие содержания инертных газов в лунной пыли являются результатом: воздействия на породы солнечного ветра из-за отсутствия массы  $^{40}\text{Ar}$  в солнечном ветре; вторичного ионообразования и вбивания в почву  $^{40}\text{Ar}$  из лунной атмосферы, так как доля адсорбированного по такому механизму  $^{40}\text{Ar}$  и  $^{36}\text{Ar}$  не может быть большой по сравнению с общим их содержанием в лунной пыли [6]. Кроме того, эксперименты по обработке почвы смесью кислот HF и  $\text{H}_2\text{SO}_4$  [7] устанавливают различие в поведении изотопов  $^{36}\text{Ar}$ ( $^{38}\text{Ar}$ ) и  $^{40}\text{Ar}$ . Можно считать, что большая часть  $^{40}\text{Ar}$  в веществе Луны радиогенного происхождения.

Изучение изотопного состава свинца почв Луны показало присутствие сильно радиогенной компоненты свинца в этих образцах [8]. Рассчитанные модельные Pb-Pb и U-Pb возрасты почв оказались древними и равны  $\sim 5 \cdot 10^9$  лет. Столь высокие цифры кажущегося возраста этих лунных образований были интерпретированы их авторами как результат процесса U-Pb фракционирования при комплексной бомбардировке поверхности Луны.

Мы вычислили содержание предполагаемой "избыточной" компоненты свинца, находящегося в образцах почв сверх того количества, которое было генерировано из урана за  $4,6 \cdot 10^9$  лет. Оказалось, что содержание радиогенного уранового свинца пропорционально содержанию урана в образцах. Кроме того,  $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$  избыток достаточно хорошо коррелируется с кажущимся U-Pb возрастом образцов. Если это так, то мы вправе рассматривать эволюцию свинца в лунных почвах как одностадийную. К сожалению, в связи с комплексной историей происхождения реголита нельзя считать образцы почв когенетичными, что не дает возможности использовать графические методы расчета возраста. Однако мы имеем основание предполагать, что возраст этих почв превышает значение, равное  $4,6 \cdot 10^9$  лет, и тем более значение Rb-Sr возраста ( $4,42 \cdot 10^9$  лет), полученное на этих образцах.

Итак, для объяснения аномально больших значений К-Аг и U-Pb возрастов лунных образований американскими исследователями были выдвинуты различные гипотезы. Все эти аномалии, однако, объясняются одной гипотезой о непостоянстве скорости радиоактивного распада. Подтверждением этому может служить полученная недавно Д. Хейманом [9] корреляция между  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})$  избыток и  $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$  избыток низкотемперат для почв лунных морей, имеющих высокие значения соответствующих возрастов. Трудно представить себе такую корреляцию, если придерживаться изложенных гипотез иностранных исследователей.

Из приведенного экспериментального материала можно оценить пределы изменения мировых констант со временем. Оказалось, что при изменении за  $5 \cdot 10^9$  лет  $\frac{\Delta\lambda_\alpha}{\lambda} \sim 0,15$  заряд электрона меняет.

ся лишь на  $3 \cdot 10^{-13}$  год<sup>-1</sup>, что соответствует предельному изменению элементарного заряда, рассчитанному Дайсоном. Отсюда следует, что оригинальная гипотеза Дирака сохранила актуальность и до настоящего времени. Если принять, что эти изменения мировых констант вызваны ходом развития Вселенной, то они неизбежны, и мы не можем с ними не считаться.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Э.К. Герлинг, Г.В. Овчинникова. К вопросу о постоянстве скорости радиоактивного распада. – *Геохимия*, 1970, № 8.
2. Э.К. Герлинг, И.М. Морозова, Ю.В. Никитин, Г.В. Овчинникова, В.Д. Спрингсон. Радиологическая интерпретация аномальных значений возраста земных и лунных пород. – В кн.: *Очерки современной геохимии и аналитической химии*. "Наука", 1972.
3. R.R. Marshall. Mass-spectrometric study of the lead in carbonaceous chondrites. – *J. Geophys. Res.*, 1962, 67, N 5.
4. G.R. Tilton. Isotopic lead age of chondritic meteorites. *Earth and Planet. Science letters*, 1973, 19, N 3.
5. N.H. Gale, J. Arden, R. Hutchison. Uranium-lead chronology of chondritic meteorites. – *Nature (Phys. Science)*, 1972, 240, N 99.
6. Л.К. Левский. Относительно  $Ar^{40}$  в реголите. – *Геохимия*, 1975, № 11.
7. T. Kirsten, F. Steinbrum, J. Zähringer. Raregases in lunar samples. – *Science*, 1970, 167, 571.
8. F. Tera, G.J. Wasserburg. U-Th-Pb systematics in lunar Highland samples from the Luna-20 and Apollo 16 mission. – *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1972, 17, 36.
9. D. Heymann. Argon-lead isotopic correlation in samples from lunar regolith. *Earth and Planet Science Letters*, 1975, 27.

## О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ И ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ПОРОД И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Несмотря на имеющиеся многочисленные геологические и радиогеохронологические факты [1-4], в литературе до сих пор доминирует представление о том, что гранитоидный магматизм в западной части Верхояно-Чукотской складчатой области (Восточная Якутия) начался не ранее средней юры, а в "поперечных" рядах он был более молодым, нежели в "продольных".

Наши радиогеохронологические исследования показывают, что длительность проявления магматизма на территории Восточной Якутии охватывает период от нижней юры до эоцена (196-45 млн. лет) и характерна для большинства ее районов. Вместе с тем имеется ряд геологических фактов, позволяющих считать, что проявление магматизма в этом регионе началось еще раньше и приходится на поздне триасовый период.

На восточном склоне Западного Верхоянья в отложениях верхнего триаса обнаружена пластовая залежь сильно альбитизированных миндалекаменных эффузивов и прослой пепловых туфов [5]. Следует также упомянуть, что еще в 1954 г. янский геолог Ю.Г. Крежевских предполагал проявления поздне триасового вулканизма в бассейне р. Яны, основываясь на наличии пирокластического материала в верхнетриасовых породах. Здесь же, в районе Дербек-Нельгехинского междуречья, выявлен ряд факторов, свидетельствующих о проявлении поздне триасового магматизма.

Так, в конгломератах норийского и карнийского ярусов триаса обнаружена многочисленная галька кислых изверженных пород. В отложениях нижней и средней юры подобная галька встречается редко, но в составе песчаников этого возраста (как и в триасовых) обломки эффузивного облика представляют обычное явление. Состав гальки - стекловатые изверженные породы с фельзитовой структурой, кварцевые порфиры, липариты, липарито-дациты и туфы липаритов, обломки ороговикованных терригенных пород. Анализ таких данных, как состав гальки, ее распространенность, размеры и степень ее окатанности, а также распределения фаций пород и т.д. позволили Н.И. Ненашеву и другим с учетом исследований Н.В. Разумихина [7] в области устойчивости обломков горных пород при переносе их водными потоками обосновать вывод о местном источнике сноса для образования конгломератов в условиях островного мелководного бассейна.

А.В. Вихерт [2] на основании изучения тектоники Дербек-Нельгехинской зоны пришел к выводу о раннемезозойском начале развития гранитоидного магматизма в данной структуре и длительности

его проявления. Он считает, что гранитоидные массивы этого района являются складчатými по времени начала своего проявления (поздний триас), но по времени завершения – послескладчатými, а в целом позднескладчатými (по палеоген включительно). В этом отношении интересным примером является Безымянный массив. По К-Аг данным наиболее древняя цифра возраста отвечает рубежу триас-юра и равна 196 млн. лет. Однако А.В. Вихерт [2] при анализе взаимоотношения складчатых структур района и гранитоидного плутона пришел к выводу, что внедрение Безымянной интрузии началось до окончания складчатости, максимум которой приходится на норийское время.

Таким образом, наличие верхнетриасового магматизма, кислого по составу, в Восточной Якутии не должно вызывать сомнения. Следует отметить также, что еще в 1962 г. Л.В. Фирсовым [8] был получен триасовый возраст многих гранитоидных интрузий в срединных массивах и в районах их обрамления Верхояно-Чукотской складчатой области. Несомненно, что дальнейшие изотопные геохронологические исследования дадут новые подтверждения наличия триасового гранитоидного магматизма в пределах складчатых структур Восточной Якутии. Трудность этих исследований очевидна, так как длительное развитие магматизма, сложность и многократность его проявления обуславливают нивелирование и разрегулированность "хода" наиболее древних радиологических часов.

Геологические данные позволяют наметить общие закономерности развития магматизма в регионе, однако не позволяют охарактеризовать его возрастные взаимоотношения на количественной основе. Применение радиологических методов датирования в данном случае явно предпочтительней, и они дают возможность оценить не только время образования пород, но и продолжительность, а также периодичность в магматической деятельности.

Особый интерес представляет датирование продолжительности образования вулканоплутонических ассоциаций пород и изучение возрастной последовательности формирования различных фациальных типов в магматическом ряду интрузия – субвулкан – покров. Следует сразу оговориться, что этот ряд, по-видимому, может иметь место при едином магмагенерирующем источнике для конкретной ассоциации вулканических и плутонических пород, а в некоторых других случаях могут наблюдаться сложные и даже противоречивые взаимоотношения продуктов различных фаций единого магматического процесса ввиду пульсационного характера поступления расплава из различных источников. Эти взаимоотношения должны изучаться в районах, где на современном срезе вскрываются как эффузивные, так и интрузивные породы. Такими районами Восточной Якутии являются: Верхнеиндигирский (Уяндино-Ясачнинский вулканогенный пояс), Юдомо-Охотское междуречье и Охотский массив, где повышенный интерес вызывают взаимоотношения в гранитоидном магматизме между его интрузивными, субвулканическими и эффузивными фациями.

Таблица 1

K-Ar возраст последовательно формирующихся магматических тел Восточной Якутии в ряду штоки-дайки-субвулканы-покровы по типам пород

Порода	Морфология тел			
	Массивы, штоки	Дайки	Субвулканы	Покровы
Восточная Якутия (все районы)				
Гранит-порфиры	108(15)	99(25)	85(5)	
Липариты		95(16)	89(33)	85(37)
Андезитобазальты и андезиты		109(22)		97(47)
Габброиды		126(20)		102(9)
Верхнеиндигирский район				
Граниты	<u>115(27)</u> <sup>*</sup> 56-172			
Гранито-порфиры	<u>114(6)</u> 78-144	<u>99(11)</u> 50-143	64(1)	
Липариты	87(1)	<u>79(4)</u> 65-94	<u>75(18)</u> 59-108	<u>71(9)</u> 50-108
Юдомо-Охотское междуречье (Южное Верхоянье)				
Граниты	<u>111(3)</u> 104-117		<u>96(4)</u> 81-135	
Гранито-порфиры		<u>96(5)</u> 75-114	<u>75(3)</u> 66-88	
Липариты		95(2)	<u>77(3)</u> 68-90	<u>80(14)</u> 50-96
Гранодиориты	<u>108(10)</u> 75-145	<u>109(4)</u> 78-145		
Андезитодациты и андезиты		92(1)		<u>89(8)</u> 61-93
Охотский массив				
Граниты	<u>109(27)</u> 70-150	<u>110(2)</u> 103-117		
Липариты			<u>106(4)</u> 97-119	<u>81(3)</u> 52-92
Гранодиориты	<u>111(11)</u> 80-137			
Дациты			<u>110(1)</u> 94	<u>94(5)</u> 65-108

\* Числитель - средний K-Ar возраст, знаменатель - его пределы, в скобках - количество проанализированных на возраст проб.

Таблица 2

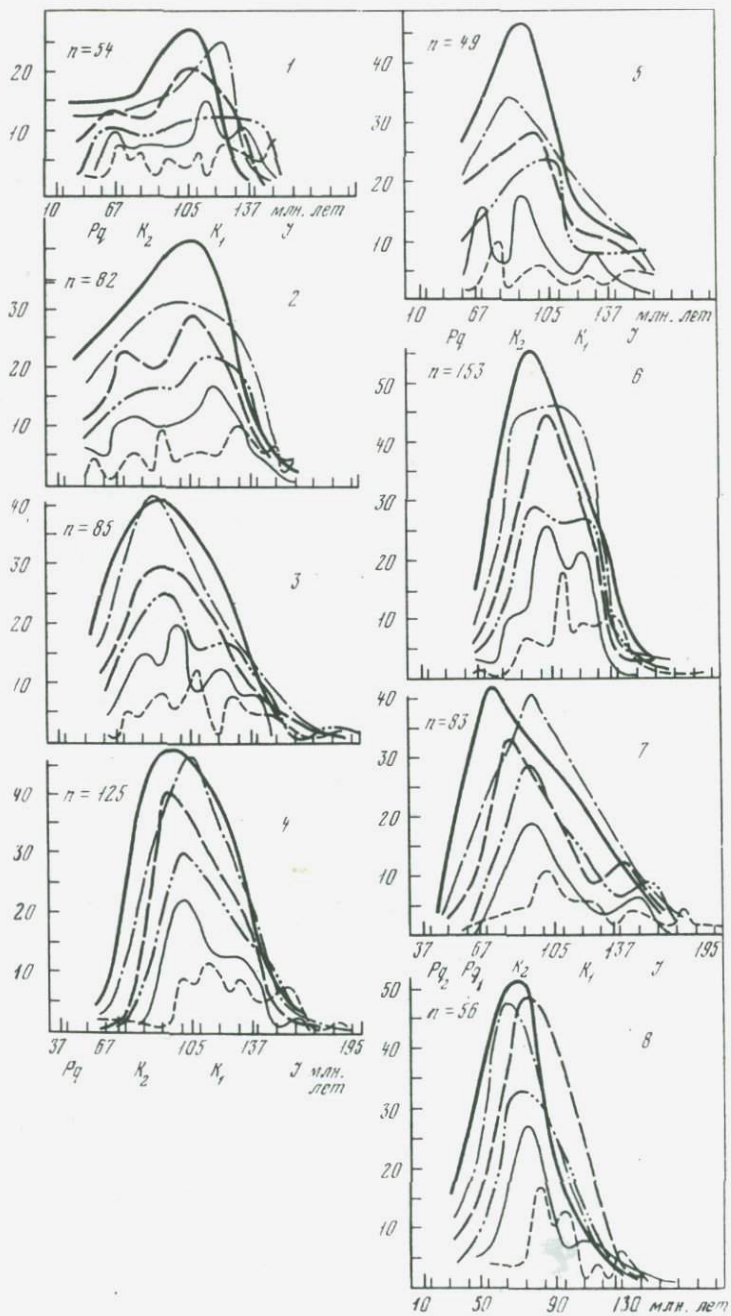
Содержание воды и кремнекислоты в изверженных породах  
Уяндино-Ясачнинского вулканического пояса

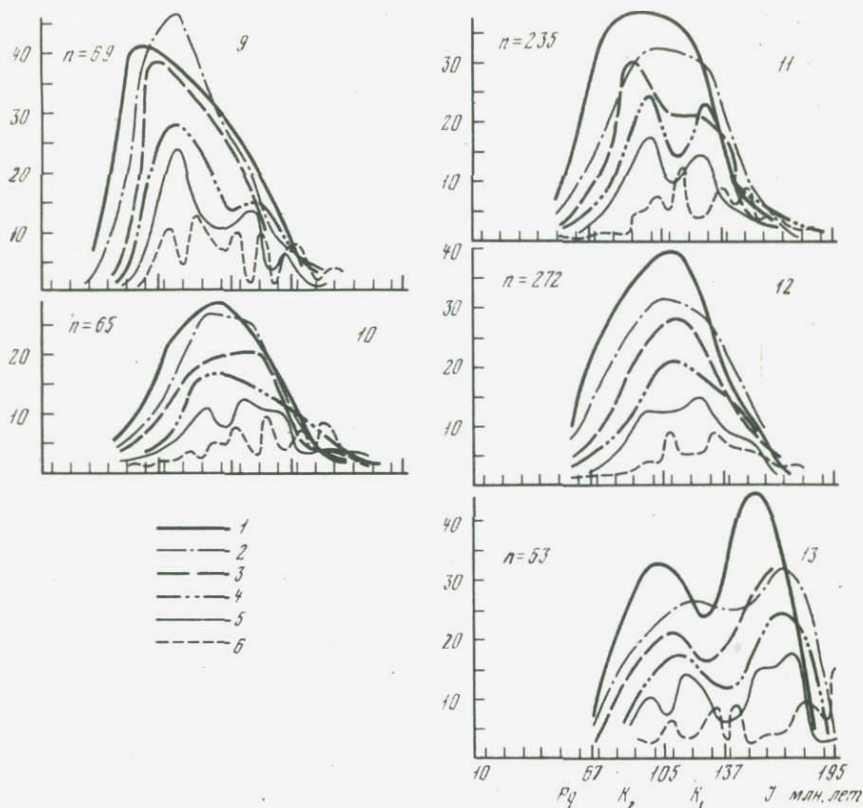
Породы	Дайки		Субвулканы		Покровы	
	SiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O
Липа- риты	71,28	1,55	73,31	1,41	73,84	0,56
Дациты	-	-	67,01	1,78	64,11	1,18

О возрастной и пространственной сопряженности вулканических и плутонических пород на Северо-Востоке СССР имеется достаточное количество геологических фактов. В частности, многими геологами неоднократно отмечались постепенные переходы от интрузивных пород к вулканическим. Ф.Р. Апельцин [9] наблюдал в Лыгльх-тайской впадине переходы от малых интрузий к субвулканическим образованиям, а М.Л. Гельман [10] в бассейне р. Дебин описал переходы даек кислого состава, тесно связанных с интрузивами, в субвулканы и последних в эффузивы.

Аналогичный пример описан для Верхнетальского массива на Охотско-Колымском водоразделе [10]. Этот массив сложен гранодиорит-порфирами, которые рвутся дайками липаритов и липарито-дацитов, а последние переходят в покровы липаритов. Здесь же отмечаются поздние образования туфов липаритов, образующих осадочно-туфогенную толщу с обломками гранитоидов, а также интрузивных и покровных липаритов. К.Н. Рудич [11] на примере Буордахского субвулкана (Уяндино-Ясачнинский вулканогенный пояс), вскрытого по вертикали на глубину более 2 км, показал изменение его фациальных особенностей. В наиболее глубокой части массива обнаружены раскристаллизованные разности в виде порфировидных гранитоидов, которые кверху переходят в порфировидные липариты. Затем появляются нераскристаллизованные липариты и еще выше - эффузивная фация липаритов. Переходы между этими породами постепенные. Здесь же, в районе субвулкана, отмечаются дайки интрузивных липаритов, рвущих породы субвулкана и переходящие в эффузивные липариты.

Недалеко от субвулкана расположен Эриkitский гранитный массив. Геологические данные, правда недостаточно определенные, указывают, что граниты Эриkitского массива являются более молодыми, чем липариты субвулкана. Наличие подобных данных позволило Е.К. Устиеву [12] выделить в пределах Охотского структурного пояса ряд вулкано-плутонических формаций. Таким образом, возможность образования вулканических и плутонических пород из одного магматогенерирующего источника как будто не вызывает сомнения.





Кривые распределения К-Аг цифр возраста мезозойско-кайнозойских изверженных пород Восточной Якутии при разбиении их на 30 (1), 25 (2), 20 (3), 15 (4), 10 (5) и 5 (6)-миллионные интервалы

Кривые вычислены на ЭВМ ВЦ Якутского филиала СО АН СССР по программе М.Г. Чистякова

1 - батолитоподобные плутоны Главного пояса, 2 - малые тела левобережья р. Индигирки; 3 - Охотские гранитоиды; 4 - гранитоиды Южного Верхоянья; 5 - гранитоиды Тыры-Дыбы - Нежданского района; 6 - то же Дербеке-Нельгехинской зоны; 7 - то же, Яно-Борулахской зоны; 8 - то же, Хобяту-Эчийского массива и зоны его экзоконтакта, Западное Верхоянье; 9 - андезито-базальты и андезиты всего региона; 10 - диоритовые порфириды всего региона; 11 - то же, гранодиориты и адалемиты; 12 - то же, граниты; 13 - то же, биотиты из гранитов и гранодиоритов

В этой работе нами сделана попытка на основании определения K-Ar возраста магматических пород оценить длительность формирования вулканоплутонических формаций. При этом для сравнения взяты однотипные по составу изверженные породы, что позволило определить их возрастную последовательность в зависимости от различных фашиальных условий образования.

Полученные данные (табл. 1) дают возможность говорить о тенденции смещения возраста пород в ряду массив (шток) — дайка-субвулкан-покров. Наиболее ранними образованиями в нем являются породы глубинных фаций, наиболее молодыми — излившиеся породы. Эта тенденция отмечается как при рассмотрении пород всего региона Восточной Якутии, так и для конкретных его районов, где непосредственно совмещены вулканические и плутонические тела. Особенно четко эта последовательность проявлена для пород липаритовой формации Уяндино-Ясачнинского вулканогенного пояса, хотя аналогичные данные нами получены и для пород кислого, среднего и основного составов из других районов Якутии.

Длительность образования рассматриваемого ряда пород, конечными членами которого являются интрузив-эффузив, достигает 50 млн. лет и является функцией многих причин, актуальность изучения которых требует пристального внимания.

Механизм образования (принимается анатектическая концепция) близких по составу, но последовательных по времени проявлений, изверженных пород рассматриваемого фашиального ряда объясняется нами следующим образом. Известно, что содержание воды определяет подвижность магматического расплава [13, 14]. В процессе развивающегося анатексиса с ростом температуры концентрация воды как во флюиде, так и в магме должна быстро снижаться, если система достаточно закрыта в отношении воды и источником последней являются метаморфические породы. В такой системе первые наиболее низкотемпературные порции расплава в зарождающемся магматическом очаге должны быть наиболее водонасыщенными и иметь ограниченную способность к подъему в верхние структурные этажи, поскольку изотермическое снижение давления в них будет приводить к процессам кристаллизации [14]. Такие расплавы не способны изливаться на поверхность и образуют интрузивные тела. Дальнейший рост температур в очаге анатексиса приводит к образованию все более "сухих" расплавов с большим дефицитом воды, подвижность которых резко увеличивается. В конечном итоге последние продукты этого палингенного процесса уже способны изливаться на поверхность. Подтверждением этому в какой-то мере может служить бедность водой эффузивных пород относительно интрузивных (табл. 2), хотя естественно, что современное содержание воды в породах лишь приблизительно характеризует концентрацию ее в расплаве.

Содержание воды в породах, подвергшихся анатексису, определяет соотношение между объемом интрузивных и эффузивных пород, причем первые относительно низкотемпературные стадии ана-

тексиса приводят к преимущественному образованию плутонических пород.

Таким образом, полученные данные о более молодом возрасте вулканических ассоциаций по сравнению с плутоническими согласуются с анатектической моделью образования грачитных расплавов при прогрессирующем росте температуры в очагах анатексиса.

В свете длительности развития магматизма в пределах Восточной Якутии следует подчеркнуть неоднократность возникновения магматических очагов в различных участках огромной и неоднородной по геологическому развитию геосинклинальной области.

Анализ кривых распределения K-Ar цифр возраста гранитоидов (рисунков) не позволяет говорить о наличии каких-либо сквозных циклов или этапов магматизма во времени и пространстве или о разорванности их во времени. Можно лишь констатировать, что время кульминаций магматизма и их интенсивности в различных структурах Восточной Якутии имеют определенные различия при сравнительной одновременности начала магматической деятельности. Достаточно сказать, что главная кульминация проявления магматизма среди гранитоидов батолитоподобных интрузий Главного пояса, малых интрузий Верхнеиндигирского района и гранитоидов Южного Верхоянья приходится на рубеж раннего и позднего мела, в то время как наивысшая кульминация становления охотских гранитоидов, гранитоидов "поперечных" зон и северной части Южного Верхоянья (бассейн р. Тыры-Дыбы) сдвигается на более позднее время и приходится на середину позднего мела. Некорректность существующих представлений о раннемеловом магматизме в "продольных" рядах и позднемеловом - в "поперечных" рядах очевидна, так как речь идет не о разновозрастности проявленного здесь магматизма, а о одновременности кульминаций проявления его в этих районах, начало и завершение которого в них относительно синхронны.

Развитие магматизма в Верхояно-Чукотской складчатой области, несомненно, находится в тесной связи с тектоническим развитием региона, где на общем фоне длительных тектонических перестроек максимумы проявления тектонической жизни в разных структурах происходят неодновременно.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ю.В. Архипов, К истории геологического развития Верхоянской геосинклинали. - *Новости геологии Якутии*, 1971, вып. 1.
2. А.В. Вихерт, Дербек-Нельгехинский разлом в фундаменте Верхояно-Кольмской складчатой области. - *Изв. СО АН СССР, Сер. геол. и геофиз.*, 1959, № 1.
3. В.Ф. Возин, Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Яны. Изд-во АН СССР, 1962.
4. Н.И. Ненашев, Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. "Наука", 1965.
- 5,6. Ю.П. Ивенсен, В.А. Амузинский, Базальтоидный магматизм. - В кн.: *Строение, история развития, магматизм и металлоносность северной части Верхоянской складчатой зоны*. Новосибирск, "Наука", 1975.

7. Н. В. Разумихин. Экспериментальные исследования эволюции окатанности обломков горных пород. Л., 1965.
8. Л. В. Фирсов. Проявление триасового магматизма в Верхояно-Чукотской складчатой области. - Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962, № 8.
9. Ф. Р. Апельцин. Формации малых интрузий и их отношение к золото-рудным месторождениям в пределах главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР. - Труды ВНИИ-1, Геология, 1956, т. 1, вып. 12, Магадан.
10. Геология СССР, т. XXI. Северо-Восток СССР, кн. 2, "Недра", 1970.
11. К. Н. Рудич. Вулкано-плутонические формации цепи Черского (Северо-Восток Азии). "Наука", 1966.
12. Е. К. Устиев. Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций. - В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., 1963.
13. Д. С. Штейнберг, Г. В. Ферштатер, В. Г. Фоминых. Фации глубинности гранитоидов Урала. - Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, ч. 97, вып. 4, 1968.
14. В. С. Соболев, И. Т. Бакуменко, Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. - Геол. и геофиз., 1970, № 4.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА МИКРОКЛИНОВ МЕТОДОМ ЯДЕРНОГО $\gamma$ -РЕЗОНАНСА

Вопрос сохранности радиогенного аргона в микроклинах и других минералах имеет большое значение для исследования абсолютного возраста. Ввиду большого распространения микроклинов в земной коре вопрос сохранности радиогенного аргона в них приобретает особое значение. Но, однако, известно, что абсолютный возраст, определяемый по микроклинам, получается заниженным на 10–20 и более процентов вследствие наличия в них потери аргона, и установлена практически полная сохранность радиогенного аргона в слюдах [1].

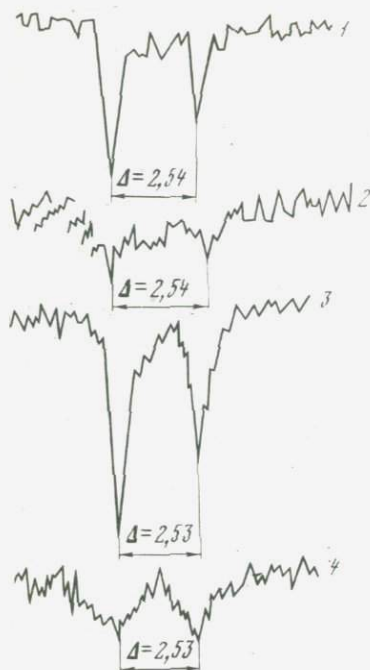
С целью выяснения вопроса сохранности радиогенного аргона были произведены измерения абсолютных возрастов докембрийских пород, из которых отобрали несколько пар биотитов и микроклинов мономинеральных фракций. Абсолютный возраст определялся К-Аг методом. В процессе изменений установлено, что абсолютные возрасты микроклинов для всех пар образцов занижены по сравнению с абсолютным возрастом, определенным для биотитов. Занижение возраста объясняется плохой сохранностью радиогенного аргона в кристаллической решетке микроклинов. Предположение о том, что микроклины образовались позже других породообразующих минералов на несколько сот миллионов лет, является маловероятным. Поэтому можно полагать, что занижение абсолютного возраста микроклинов связано с потерей радиогенного аргона из их кристаллической решетки [2].

Занижение возраста объясняется плохой сохранностью радиогенного аргона в кристаллической решетке микроклинов. Почти во всех случаях наблюдается существование грубой корреляции между степенью заниженности абсолютного возраста микроклинов и степенью пертитизации [2].

Существует мнение, что микроклины и биотиты образовались одновременно и имеют одинаковый абсолютный возраст.

Образец	Квадрупольное расщепление, мм/сек		Абсолютный возраст, млн. лет		Геологический возраст
	Биотит	Микроклин	Биотит	Микроклин	
796	$2,57 \pm 0,002$	$2,57 \pm 0,002$	2000	1000	Докембрий
625	$2,54 \pm 0,002$	$2,54 \pm 0,002$	1700	1360	
392	$2,48 \pm 0,002$	$2,48 \pm 0,002$	1050	950	

Мессбауэровские спектры мономинеральных фракций биотитов (1,2) и микроклинов (3,4)



Для определения возраста микроклинов и биотитов, отобранных из гранитов, нами применен метод ядерного  $\gamma$ -резонанса, основанный на эффекте Мессбауэра. Мессбауэровские спектры железа снимались на установке ЯГРС-4 с многоканальным анализатором АИ-256. В качестве источника  $\gamma$ -квантов использовался  $\text{Co}^{57}$  в матрице платины. Мессбауэровские спектры железа, снятые с мономинеральных фракций биотитов и микроклинов (обр. 625, 392, автор Б.И. Великов, Украинский кристаллический массив), представлены двумя основными пиками, принадлежавшими двухвалентному железу (рисунок). Спектры железа биотитов и микроклинов идентичны, отличаются только интенсивностью пи-

ков, объясняющейся различием содержания в них железа. Величина квадрупольного расщепления ядра железа для каждой пары биотитов и микроклинов одна и та же. При интерпретации мессбауэровских спектров железа нами четко установлено, что разновозрастные минералы имеют одинаковую величину квадрупольного расщепления железа [3]. Результаты эксперимента приведены в таблице. Установленная корреляция между параметрами эффекта Мессбауэра и возрастом минерала позволяет выявить причины расхождения цифр возраста, полученных методами ядерной геохронологии.

\* \* \*

1. Применение  $\gamma$ -резонансного спектрометрического анализа к микроклинам позволило однозначно доказать разновозрастность биотитов и микроклинов, извлеченных из гранитов.

2. В связи с тем, что потеря радиогенного аргона из микроклинов происходит из-за нарушения их кристаллических решеток (пертитизации), по величине заниженности возраста микроклина можно объективно установить степень его пертитизации, т.е. решить обратную задачу, что имеет важное значение для практической геологии.

## ЭВОЛЮЦИЯ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ ПО ДАННЫМ АБСОЛЮТНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Геохронологические методы нашли широкое применение при датировании различных геологических объектов: отдельных интрузивных тел, магматических и метаморфических комплексов, формаций, платформ и щитов. Использование в геохронологических исследованиях понятия петролого-тектоническая формация [1,2] представляет возможность для изучения возрастной эволюции принципиально новых нестационарных объектов - региональных глубинных разломов. Проиллюстрируем это на примере Западной Монголии.

На территории этого региона выделяются следующие основные складчатые структуры (рис. 1) [3].

1. Озерная раннекаледонская складчатая система, сформированная к верхнему кембрию. Сложена преимущественно вулканогенными толщами основного состава.

2. Монголо-Алтайская складчатая система. Сложена преимущественно терригенно-вулканогенными песчано-сланцевыми толщами. Формирование отдельных частей этой системы (складчатых зон) заканчивалось в разное время: к верхнему ордовики - Цаган-Шибетинской зоны, к силуру - Алтайской зоны, к девону - Кобдинской зоны. В пределах Алтайской зоны выделяется Дэлэюно-Юстыдская моногеосинклиналь, выполненная песчано-сланцевыми толщами девона.

3. Барун-Хурайская герцинская складчатая система, сформированная к визейскому времени нижнего карбона. Сложена преимущественно вулканогенными толщами основного состава [5,4].

Гранитоиды Западной Монголии группируются в три ассоциации: габбро-диорит-плагиогранитную (амфиболовые габбро, амфиболовые диориты, плагиограниты, монциты, граниты), развитую в Озерной и Барун-Хурайской системах и Цаган-Шибетинской и Кобдинской зонах; гранодиорит-гранитную (автомикроклинизированные плагиограниты), распространенную в Алтайской зоне, включая Дэлэюно-Юстыдский прогиб; гранитную-щелочногранитоидную (нормальные, субщелочные, щелочные граниты, плагиосиениты, нормальные сиениты), захватывающую почти всю территорию Западной Монголии, за исключением юго-западной части Алтайской зоны.

Каждая ассоциация соответствует петролого-тектонической формации [1,2]. Габбро-диорит-плагиогранитная формация является позднегеосинклинальной (в дальнейшем для краткости будем именовать ее геосинклинальной). Образование этой формации начинается после окончания преимущественно вулканогенного осадконакопления в эвгеосинклинальных прогибах и заканчивается до наступления орогенного этапа. Формирование гранодиорит-гранитной формации (моногеосинклинальной) происходит с некоторым запаздыванием параллельно развитию терригенного Дэлэюно-Юстыдского прогиба и заканчивается также перед орогенным этапом. Наконец, гранитная-щелоч-



ногранитоидная формация образуется на орогенном этапе развития земной коры.

Для геохронологического изучения тектонической истории региона были проведены определения абсолютного возраста более ста проб биотита К-Аг методом. Пробы биотита высокой чистоты, в основном неизменные, с содержанием калия не менее 5%. На основании этих данных построена карта изохрон, отражающая распространение в пространстве разновозрастных гранитоидов всех трех выделенных петролого-тектонических формаций (см.рис. 1). Интервал между изохронами в 50 млн.лет рассчитан по формуле Стерджесса [6].

Взаимное расположение изохрон позволяет отметить несколько существенных для рассматриваемой методики закономерностей.

Рис. 1. Карта изохрон гранитоидов Западной Монголии

1 - точки определения абсолютного возраста гранитоидов: а - геосинклинальной габбро-диорит-плагиогранитной формации, б - многогеосинклинальной гранодиорит-гранитной формации, в - орогенной гранитной-щелочногранитоидной формации  
Кружки - данные авторов, ромбы - данные С.П. Гавриловой, квадраты - данные П.С. Матросова и др., 1963 [3]; 2 - области распространения гранитоидов: а - габбро-диорит-плагиогранитной формации: Оз - озерная складчатая система, ЦШ - Цаган-Шибетинская зона; Кб - Кобдинская зона, БХ - Барун-Хурайская складчатая система; б - гранодиорит-гранитной формации, А - Алтайская зона, ДЮ - Дэлэю-Кустыдский многогеосинклинальный прогиб; в - гранитной-щелочногранитоидной формации; 3 - изохроны в гранитоидах: а - габбро-диорит-плагиогранитной формации, б - гранодиорит-гранитной формации, в - гранитно-щелочногранитоидной формации; 4 - региональные разломы: а - нарушающие план временной эволюции гранитоидов (Т - Толбонурский, Бл - Булганский); б - ненарушающие план временной эволюции (Ц - Цаган-Шибетинский, Б - Байримский, К - Кобдинский); 5 - западная граница Дэлэю-Юстыдского многогеосинклинального прогиба; б - западная граница распространения гранитоидов гранитно-щелочногранитоидной формации; 7 - линии геохронологических разрезов; 8 - опробованные гранитоидные массивы: 1 - Дунгурхинский, 2 - Хургуннурский, 3 - Онхотиннурский, 4 - Холготинский, 5 - Ундэрхэрхэнский, 6 - Умунигольский, 7 - Нариннурунский, 8 - Олнункызыльский, 9 - Оргуйский, 10 - Толбонурский, 11 - Сагсайский, 12 - Дэрэнурский, 13 - Восточно-Булганский, 14 - Индертинский, 15 - Билютинский, 16 - Шадзагайтинский, 17 - Верхнеуйэнчинский, 18 - Баиртинский, 19 - Упкейтукский, 20 - Нижнебодончинский, 21 - Барлагингольский, 22 - Тугурихский, 23 - Монхайрханский, 24 - Дабустунурский, 25 - Дутский, 26 - Думдагольский, 27 - Прикобдинский, 28 - Харахуинский, 29 - Мараинский, 30 - Хархинский, 31 - Артанхухэйский, 32 - Ачитнурский, 33 - Тургенский, 34 - Шарилджинский, 35 - Хангилцагингольский, 36 - Бомгольский

1. Образование пород геосинклинальной габбро-диорит-плагиио-гранитной, моногеосинклинальной гранодиорит-гранитной и орогенной гранитной-щелочногранитоидной петролого-тектонических формаций на территории Западной Монголии занимает в целом значительные временные интервалы: 485-230 млн.лет в первом, 390-145 млн.лет во втором и 390-180 млн.лет в третьем случае. Это означает, что в интервале по крайней мере 390-230 млн.лет в различных зонах Западной Монголии происходило образование всех трех формаций.

2. В любом локальном участке региона всегда выдерживается временная последовательность ранних и поздних генераций гранитоидов: геосинклинальные - орогенные в Озерной и Барун-Хурайской системах, Цаган-Шибетинской и Кобдинской зонах или моногеосинклинальные - орогенные гранитоиды в Алтайской зоне, т.е. последовательные генерации гранитоидов отчетливо маркируют последовательные этапы развития земной коры.

3. При внимательном изучении карты изохрон бросается в глаза интересная закономерность. На большей части обсуждаемой территории наступление последующих формаций запаздывает в каждом локальном участке от предыдущих на 50 млн.лет. Такой синхронный тип возрастного скольжения выдерживается на большей части Озерной системы, Цаган-Шибетинской и Кобдинской зон. Однако параллельное скольжение ряда геологических событий иногда резко нарушается в отдельных локальных участках структурных зон. Этот тип непараллельного возрастного скольжения смены генераций гранитообразования связан по месту и времени с возникновением долгоживущих гнейсо-гранитных куполов и валов. Так, для гнейсо-гранитного вала, расположенного в осевой части Дэлкю-Юстыдского прогиба, временные разрывы между окончанием терригенного осадконакопления и моногеосинклинального и орогенного гранитообразований, составляющие соответственно менее 10 и около 25 млн.лет в западном борту прогиба, увеличиваются до 50 и 100 млн. лет в его осевой части.

Длительный промежуток времени (с 250 до 150 млн. лет) продолжалось моногеосинклинальное гранитообразование, сформировавшее гнейсо-гранитный вал в осевой части прогиба южного склона хр.Монгольский Алтай. В Кобдинской зоне параллельное скольжение геосинклинального гранитообразования в ее бортах заканчивается непараллельным в осевой части, где формирование гнейсо-гранитного вала продолжалось в общей сложности около 200 млн.лет.

Складчатые структуры Западной Монголии разделены региональными разломами: Цаган-Шибетинским, Байримским, Толбонурским и Булганским (см. рис. 1). Геохронологический анализ геологических событий позволяет реставрировать периоды активной жизни этих разломов.

Весьма наглядно это можно сделать следующим образом. На рис. 2 представлены геохронологические разрезы, построенные по четырем сечениям. Эти разрезы отличаются от обычных геологических

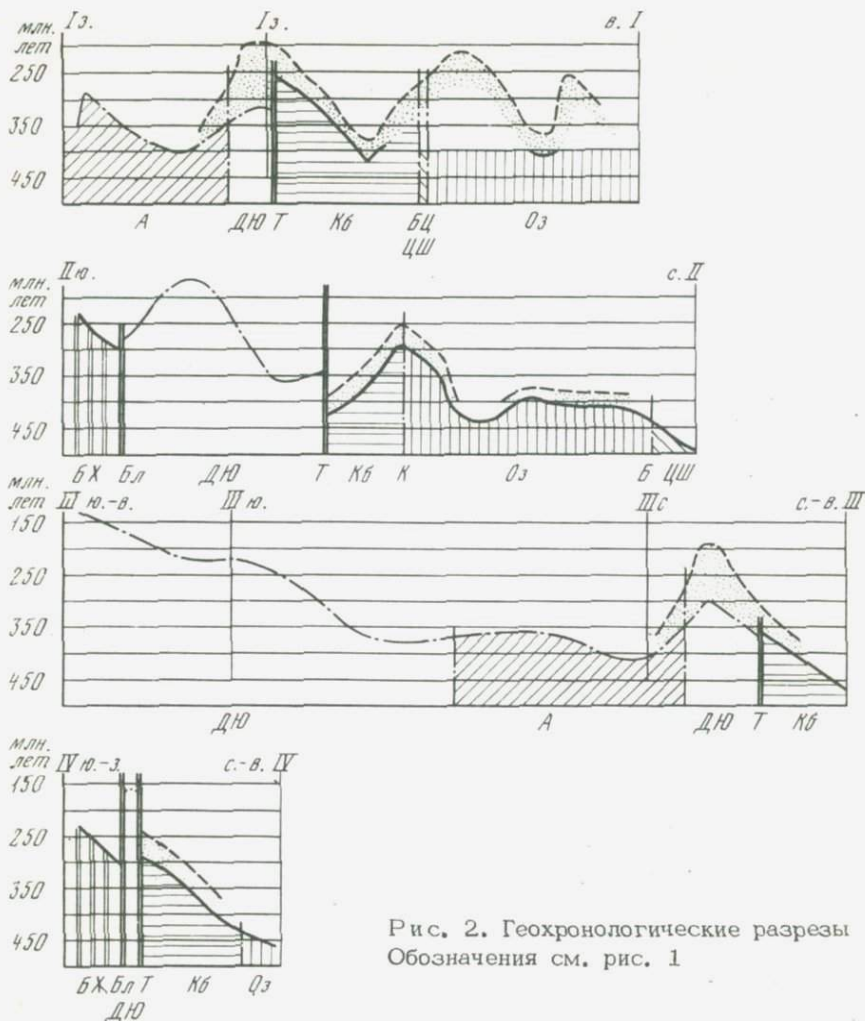


Рис. 2. Геохронологические разрезы  
Обозначения см. рис. 1

тем, что по оси глубины отложено время. Изохроны на карте (рис. 1) в геохронологическом разрезе трансформируются в изолинии формационной принадлежности. Естественно считать, что если изолиния при подходе к разлому терпит разрыв или даже прерывается совсем, то в момент времени, соответствующий точке пересечения изолинии с разломом, разлом функционировал активно. Если же изолиния какой-то формации переходит через разлом плавно, без разрыва, то имеются достаточно веские основания считать время пересечения изолинии с разломом временем, наступившим после момента отмирания разлома.

В принципе эту же методику можно применять непосредственно к изохронам на карте (см. рис. 1, а), в некоторых случаях

для большей детализации такой прием может оказаться просто необходимым.

Однако метод геохронологических разрезов и операции с формационными изолиниями обладают большей строгостью, простотой и наглядностью, и для целей изучения эволюции разломов его следует считать основным.

Проследим эволюцию наиболее крупных разломов Западной Монголии. Из четырех перечисленных выше два (Байримский и Цаган-Шибетинский) возникли и прекратили свое существование в период 485–350 млн.лет. Подтверждением этому служит прохождение изохрон в 450–350 млн.лет на рис. 1 и формационных изолиний на рис. 2.

Булганский разлом существовал уже 300 млн.лет тому назад и еще функционировал на рубеже 170–150 млн.лет. На разрезе II (рис. 2) этот разлом прерывает изолинию гранитоидов геосинклинальной формации на уровне 300 млн.лет и на разрезе IV – изолинию моногеосинклинальных гранитоидов на уровне 170 млн.лет.

Наибольший интерес представляет Толбонурский глубинный разлом, прослеживающийся на протяжении 600 км с севера на юг и попадающий на все четыре геохронологических разреза.

Разрез III (см.рис. 2) пересекает этот разлом в 75 км к югу от советско-монгольской границы. Здесь в период времени 370–360 млн.лет прерываются изолинии гранитоидов геосинклинальной и моногеосинклинальной формаций. В момент времени 310 млн.лет, судя по плавному прохождению изолинии орогенных гранитоидов, разлом активно уже не функционировал.

Разрез I пересекает Толбонурский разлом в 130 км к югу от границы. Прерывание изолинии гранитоидов геосинклинальной и моногеосинклинальной формаций говорит о том, что в моменты времени в 320 и 260 млн.лет разлом еще функционировал, а плавное прохождение изолинии орогенной формации в 200 млн.лет свидетельствует уже об отмирании разлома к этому времени.

По разрезу II (в 300 км к югу от границы) нельзя судить о времени отмирания разлома. Можно только констатировать, что в моменты времени в 420, 380 и 340 млн.лет разлом активно функционировал.

Из разреза IV (500 км к югу от границы) следует, что 170 млн.лет тому назад разлом все еще функционировал, о чем свидетельствует прерванная изолиния гранитоидов моногеосинклинальной формации Дэлэно–Юстыдского прогиба.

Таким образом, рассмотренная методика позволяет датировать основные этапы эволюции региональных разломов.

В Западной Монголии их заложение произошло 485–450 млн.лет тому назад. Отмирание разломов на севере региона происходило за сравнительно короткий промежуток времени в 20–100 млн.лет. На юге разломы продолжали функционировать еще 170 млн.лет тому назад.

Эта тенденция возрастного скольжения подтверждается на примере Толбонурского разлома. Момент прекращения его активной дея-

тельности в 75 км к югу от границы приходится на интервал времени в 360-310 млн.лет, в 130 км на интервал в 260-200 млн. лет, а в 500 км он продолжал функционировать еще 170 млн.лет тому назад. Следовательно, время жизни этого крупного разлома можно оценить в период не менее 300 млн.лет.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. А.С. Павленко, Б. Лувсанданзан, В.С. Павленко, Л.В. Филиппов, Д. Гарам. Петролого-тектонические формации гранитоидов МНР в связи с проблемой металлогенического прогнозирования. - В кн.: 30 лет АН МНР, Улан-Батор, 1971.
2. А.С. Павленко, Л.В. Филиппов, Л.П. Орлова. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. "Наука", 1974.
3. П.С. Матросов, Н.И. Полевая, В.Д. Спрингсон. Абсолютный возраст некоторых интрузивных пород Западной Монголии. Материалы по региональной геологии и металлогении Корейского полуострова и Монголии. - Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 100, Л., 1963.
4. А.Б. Дергунов, Б. Лувсанданзан. Основные черты строения и развития структур Монгольского Алтая. - Труды научно-исследовательского геологического ин-та МНР, Улан-Батор, 1972.
5. Б. Лувсанданзан. Нижнекаменноугольные отложения Юго-Западной Монголии. - В кн.: Стратиграфия и тектоника МНР. "Наука", 1970.
6. И.П. Шарапов. Применение математической статистики в геологии, "Недра", 1965.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ СОДЕРЖАНИЙ КАЛИЯ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ МЕТОДОМ ПЛАМЕННОЙ СПЕКТРОФОТОМЕТРИИ

В К-Аг геохронометрии сильно выросло применение пород и минералов с низким содержанием калия, таких, как базальты, амфиболы, плагиоклазы и т.д. Это связано с двумя обстоятельствами. Во-первых, очень часто датируемые образования не содержат богатых калием минералов, и сама возможность датирования определяется технической возможностью измерения отношения  $^{40}\text{Ar}/\text{K}$  в бедных калием минералах. Во-вторых, такие бедные калием минералы, как, например, амфиболы и плагиоклазы, часто удерживают радиогенный аргон много лучше, чем слюды [1]. Это и привело к тому, что появилась потребность в аналитических методиках и аппаратуре для определения малых содержаний калия в интервале 0,05–1%. Разработка таких высокочувствительных методик позволил также анализировать уникальные образцы пород, когда содержание калия и не очень мало, но общее количество пробы измеряется долями грамма. Особенно актуальна задача повышения чувствительности при определении калия для лабораторий, освоивших высокочувствительную методику измерения  $^{40}\text{Ar}/\text{K}$  методом изотопного разбавления с  $^{38}\text{Ar}$ , для которых измерение малых содержаний  $^{40}\text{Ar}$  в бедных калием минералах не составляет непреодолимых трудностей [2].

Выбор методики определения малых содержаний калия мог быть только между двумя оптическими методами: пламенной фотометрией и атомно-абсорбционным методом, т.к. химические методы очень трудоемки и имеют низкую чувствительность и низкую точность при анализе малых содержаний калия.

Оба оптических метода более или менее разнозначны по чувствительности и точности [3–5]. Правда, применение атомно-абсорбционного метода ограничивается большей трудностью оснащения приборами.

Поэтому в нашей лаборатории был разработан вариант методики пламенфотометрического определения калия, сочетающей простоту и высокую чувствительность, присущие ей, с высокой точностью.

Для обеспечения высокого спектрального разрешения в красной области спектра использован светосильный монохроматор с дифракционной решеткой типа СД-2 (конструкции НИФИ ЛГУ). Интенсивность спектральной линии калия 769,9 нм измерялась фотоумножителем ФЭУ-22, а выходной ток умножителя – гальванометром с оптическим отсчетным устройством УФ-206. Для резкого уменьшения темнового тока умножителя (примерно в 5–10 раз) и уменьшения ошибок, связанных с темновым током ФЭУ, он охлаждался до  $-25 \pm 2^\circ\text{C}$  с помощью паров жидкого азота. В настоящее время ве-

дется подготовка к переходу на охлаждение с помощью полупроводникового генератора холода.

В приборе использовалось метан-воздушное пламя, стеклянный распылитель типа распылителя пламенного фотометра фирмы Цейсс и металлическая горелка с ламинарным течением газов.

Навески проб минералов и пород (0,2 г) разлагались смесью плавиковой и хлорной кислот. Полученные соли после удаления летучих фторидов переводились в раствор для фотометрирования (100 мл). При фотометрировании использовался метод обрамляющих растворов. Исходная концентрация калия в растворе образца вычислялась методом линейной интерполяции по интенсивностям фототоков раствора образца и двух соседних стандартных растворов с большей концентрацией калия, чем в образце, и с меньшей. Содержание калия в стандартных растворах берется таким, чтобы любые два соседних стандартных раствора отличались по содержанию калия не более чем на 30%. Это обеспечивает достаточно малую погрешность при линейной интерполяции (не хуже 0,5% относительных).

Известно, что в пламенной фотометрии на интенсивность фототока влияет не только концентрация определяемого элемента, но и концентрация других элементов, присутствующих в фотометрируемом растворе [6, 7]. Это влияние можно отчетливо видеть в табл. 1. Приведенные в ней концентрации "мешающих" элементов отвечают максимальному их содержанию в обычной навеске образца (0,2 г). Из табл. 1 видно, что катионы таких элементов, как Na, Ca, Al, Fe, Ti, весьма ощутимо влияют на интенсивность спектральной линии калия. В ряде случаев ошибка, связанная с этим влиянием, доходит до 7%. Для подавления этого эффекта ко всем фотометрируемым растворам добавлялся в качестве буфера  $MgCl_2$  в количестве 25 г/л. Этот прием обеспечил значительное снижение относительного отклонения от истинного содержания калия в растворах, а для некоторых катионов, таких, как Ca и Fe, падение ошибки доходило почти до нуля.

Чувствительность фотометрической методики определяется, с одной стороны, тем, насколько высока чувствительность системы регистрации фототока, с другой — насколько мала величина фототока в холостом опыте. С этой целью во всех химических операциях использовались специально очищенные кислоты (перегонкой без кипения [8]), дважды перегнанная в кварцевом аппарате вода, KCl особой чистоты, хлористый магний, приготовленный из окиси магния высокой квалификации и два раза перекристаллизованный. Для уменьшения количества загрязнений, вносимых из воздуха, и для уменьшения количества реагентов разложение наиболее бедных калием образцов (менее 0,1%) велось под давлением в стальной бомбе с фторопластовой герметичной капсулой [9]. Все растворы готовились точно по весу и хранились в посуде из кварцевого стекла или полиэтиленовой посуде. Все объемные операции производились в калиброванной посуде. Это позволило снизить уровень холостого опыта по значению, отвечающего содержанию  $6 \cdot 10^{-8}$  г/мл

Таблица 1

Влияние различных катионов на интенсивность спектральной линии калия ( $0,45\% = 9 \cdot 10^{-6}$  г/мл) без хлористого магния и в его присутствии (25 г/л), pH = 2.

Добавки		Без добавки	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>
Без до- бавки MgCl <sub>2</sub>	Измеренное значение, %	0,450	0,482	0,455
	Относительное откло- нение истинного зна- чения, %	-	+7,1	+1,1
В присут- ствии MgCl <sub>2</sub>	Измеренное значение, %	0,450	0,456	0,450
	Относительное откло- нение от истинного значения, %	-	+1,3	0,0

Добавки		Al <sup>3+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Ti <sup>4+</sup>
Без до- бавки MgCl <sub>2</sub>	Измеренное значение, %	0,455	0,472	0,466
	Относительное откло- нение истинного зна- чения, %	+1,1	+4,8	+3,5
В присут- ствии MgCl <sub>2</sub>	Измеренное значение, %	0,448	0,449	0,455
	Относительное откло- нение от истинного значения, %	-0,5	-0,2	+1,1

(это лишь в 4 раза выше, чем уровень темнового тока фотоумножителя).

Чувствительность аппаратуры и методики может быть видна из того, что при содержании калия в фотометрируемом растворе  $10^{-7}$  г/мл полезный сигнал составляет 50-70 делений, а темновой ток

Таблица 2

Результаты пламено-фотометрического измерения малых содержаний калия в породах и минералах

Проба	Порода, минерал	Содержание калия, %	$V_{ед}$
7060	Базальт	0,0754 $\pm$ 0,0018	2,36
6978	Оливиновый базальт	0,1682 $\pm$ 0,0024	1,43
7245	Базальт	0,2921 $\pm$ 0,0041	1,40
7332	Амфибол	0,4093 $\pm$ 0,0025	0,61
7336	Роговая обманка	0,4996 $\pm$ 0,0030	0,60
7360	Роговая обманка	0,5452 $\pm$ 0,0005	0,10
7097	Плаггиоклаз	0,7213 $\pm$ 0,0061	0,84
7840	Боксит	0,6669 $\pm$ 0,0018	0,30
7521	Диабаз	0,7378 $\pm$ 0,0022	0,30

не превышает 2-5 делений. Порог чувствительности составляет, следовательно,  $2 \cdot 10^{-8}$  г/мл и отвечает (при навеске 0,2 г и объеме раствора после разложения 100 мл) минимальному содержанию калия в пробе - 0,001%.

Воспроизводимость цифр при измерениях малых содержаний калия предлагаемой методикой может быть охарактеризована цифрами, приведенными в табл. 2. Здесь приведены результаты измерения содержания калия в таких объектах, как амфибол, роговая обманка, плаггиоклаз, базальт, оливиновый базальт, боксит с диапазоном измеряемых концентраций от 0,07 до 0,7%. Приведенные в табл. 2 значения стандартной ошибки единичного измерения равны значению вероятной случайной ошибки среднего из двух измерений на доверительном уровне 90%. Можно отчетливо видеть, что даже при содержании калия 0,07% стандартная ошибка составляет не более 2,36%. При содержании калия 0,1-0,2% она снижается до 1,4%, а при возрастании содержания калия до 0,7% случайная ошибка принимает минимальное значение - 0,3%.

Воспроизводимость характеризует случайные ошибки. Но она не гарантирует от отсутствия систематических ошибок. Поэтому с целью проверки возможного вклада систематических ошибок лаборатория участвовала в двух измерениях стандартных проб, проводившихся в 1973-1974 гг. (табл. 3). Первая серия измерений проводилась по инициативе доктора Райса (Химическая лаборатория Австралийского Департамента Природных Ресурсов). Было проанализировано 10 стандартных проб с разным содержанием калия (0,05-9%). Три из стандартов, как выяснилось впоследствии, представляли собой стандарты

Таблица 3

Результаты измерений двух серий межлабораторных стандартов

Параметр	Межлабораторные стандарты Rice				(Австралия)
	NSWMD 1 Chlorite rock	NSWMD 2 Dolerite	NSWMD 3 Pyroxene	NSWMD 4 Tonalite	Basalt BCR-1 Геолог. Сл. США
Среднее значение данных лабораторий, участвовавших в сверке, орган. Rice, %					
Лаборат. 1	-	-	-	1,013	1,454
Лаборат. 2	0,0557	-	0,303	-	-
Лаборат. 3	-	-	-	-	-
Лаборат. 4 (ИГЕМ)	0,0562	0,0734	0,297	0,998	1,399
Лаборат. 5	0,0565	0,0737	0,303	-	1,429
Лаборат. 6	0,0583	0,0760	-	-	-
Лаборат. 7	0,0560	0,0722	0,301	1,014	1,423
Среднее по всем лабораториям, %	0,0565	0,0738	0,301	1,008	1,421
Геологическая Служба США, %	-	-	-	-	1,399
ИГЕМ АН СССР, среднее значение, %	-	-	-	-	-
Относительное отклонение данных ИГЕМ от лабораторного среднего, %	0,53	0,54	1,33	0,99	1,54
Среднее значение ошибки по всем лабораториям, %	1,82	2,15	0,93	0,89	1,62

Геологической Службы США: Basalt BCR1, Granite G-2, Granodiorite GSP-1. Доктором Райсом было специально оговорена единая для всех лабораторий методика сушки образцов, подготовки их к анализу, порядок проведения измерений. Измерения и межлабораторная сверка показали, что наша методика позволяла достигнуть достаточно высокого уровня. Об этом свидетельствуют сравнительно небольшие величины относительных отклонений данных нашей лабо-

и стандарты Геологической Службы США					Межлабораторные стандарты Odin (Франция)	
NSWMD 9 Andesite	Granite G-2 Геолог. Сл. США	Granodiorite GSP-1 Геолог. Сл. США	NSWMD 9 Biotite	NSWMD 10 K Felspar	Gl-O- grains	Gl-O- poudre
2,448	3,743	4,590	7,67	9,81	-	-
-	-	-	7,65	9,90	-	-
-	-	-	7,64	9,71	-	-
2,383	3,729	4,541	7,48	9,76	-	-
2,456	3,760	4,630	7,59	9,85	-	-
-	-	-	-	-	-	-
2,458	3,725	4,594	7,59	9,81	-	-
2,433	3,738	4,585	7,60	9,80	6,66	6,65
-	3,732	4,569	-	-	-	-
-	-	-	-	-	6,58	6,58
2,05	0,24	0,95	1,58	0,41	1,20	1,05
1,48	0,38	0,72	0,79	0,68	2,10	4,06

рактории от средних межлабораторных. Эти величины варьируют в пределах 0,5-1,5% при содержании калия 0,05-0,3%. Вторая серия измерений проводилась по инициативе доктора Одэна (Парижский университет). Было проанализировано 2 образца глауконита в зернах и в пудре. Следует отметить, что случайная ошибка лабораторий при измерении в глауконите-пудре, несмотря на высокое содержание калия, оказалась значительно больше (4,06%), чем в зернах (2,10%),

хотя представительность проб пудры должна была бы быть много выше. Вероятнее всего, это связано с неконтролируемой влажностью образцов, так как в серии измерений, организованных Парижским университетом, не была стандартизирована методика сушки образца. Это можно отчетливо видеть, если сопоставить "межлабораторный разброс" по глаукониту-пудре и глаукониту в зернах (для которого гигроскопичность много меньше). Об этом же говорит и сопоставление с серией результатов по пробам доктора Райса, где использовалась единая методика обработки образцов и где случайная ошибка не превышает 1,5%.

В измерениях серии межлабораторных стандартов, предложенных доктором Райсом, участвовало семь лабораторий. Все они подробно описали применявшиеся методики и использованную аппаратуру.

Лаборатория 1 - использован эмиссионный пламенный фотометр, разложение образцов велось с помощью  $\text{HF} + \text{H}_2\text{SO}_4$ , Na в качестве буфера, Li - внутренний стандарт, основные стандарты в виде  $\text{K}_2\text{SO}_4$ .

Лаборатория 2 - использован атомно-абсорбционный фотометр, разложение с помощью  $\text{HF} + \text{H}_2\text{SO}_4$ , буфер  $\text{Cs}_2\text{SO}_4$ , основной стандарт  $\text{KHC}_8\text{H}_4\text{O}_4$ .

Лаборатория 3 - использован эмиссионный пламенный фотометр (IL 343, flame photometer), разложение-сплавнение с  $\text{LiBO}_2$ , Li - внутренний стандарт.

Лаборатория 4 (ИГЕМ АН СССР) - методика описана в предлагаемой статье.

Лаборатория 5 - использован эмиссионный пламенный фотометр, разложение велось с помощью  $\text{HF} + \text{HNO}_3$  и ультразвукового диспергирования, калий отделялся на ионообменной колонке со смолой "Дауэкс-50".

Лаборатория 6 - использован атомно-абсорбционный фотометр (Perkin Elmer, модель 303), разложение велось с помощью  $\text{HF} + \text{HCl} + \text{HClO}_4$ , калий отделялся на ионообменной смоле Bio-Rad.

Лаборатория 7 - использован атомно-абсорбционный фотометр (Varian Techtron, модель AA5), разложение образцов велось сплавлением с  $\text{LiBO}_2$ , использовался буфер  $\text{CsCl}$ .

Исходя из этих данных можно сказать, что остальные участвовавшие зарубежные лаборатории характеризуются и высоким уровнем оснащённости спектроаналитической аппаратурой, и продуманным выбором методик. Поэтому то, что разработанная нами аппаратура и методика анализа достигают уровня методик, разработанных в зарубежных лабораториях, говорит о ее несомненных достоинствах.

\* \* \*

1. Достигнута высокая чувствительность пламенного спектрофотометра, обусловленная применением в нем светосильного дифракционного монохроматора и чувствительного измерителя фототока.

2. В работе обеспечивается низкий уровень "холостого опыта", обусловленный применением реактивов особой чистоты и дополнитель-

ной их очистки, высоким оптическим разрешением фотометра, эффективным снижением темнового гока умножителя.

3. Предложен способ эффективного подавления влияния присутствия в анализируемых растворах широкой гаммы "мешающих" элементов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. П.Э. Дэмон. - В кн.: Радиометрическое датирование. Атомиздат, 1973.
2. М.М. Аракелянц. Калий-аргоновое датирование неоген-антропогенных магматических образований. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. геол.-минер. наук, М., 1969.
3. Д.Н. Иванов. - В кн.: Агрохимические методы исследования почв. "Наука", 1965.
4. C. Preda, A. Maujarrez, B.M.E. Perez. Rev. Inst. Mex. Petrol., 3(1), 1971.
5. Е.В. Пуяоан, Т.Т. Пуяоан, R.A. Cruz. Sugar News, 46(9), 1970.
6. Т.Ф. Боровик-Романова. - ЖАХ, 1961, 16.
7. E. Pungor, K. Teth, T.I. Konkoly. Z. Anal. Chem., 200, 1964.
8. J.M. Mattinson. Anal. Chem., 44, 1972.
9. T.E. Krogh. Geochim. et Cosmochim. Acta, 37, 1973.

## ИСКАЖЕНИЕ К-Аг ВОЗРАСТА СЛЮД В СВЯЗИ С ИХ СТРУКТУРНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯМИ

Характер искажений возраста слюд в связи с вторичными изменениями изучен детально лишь для диоктаэдрических разностей, главным образом серицитов [1]. Триоктаэдрические слюды исследованы в меньшей степени. Известно, в частности, что при гидратации возраст их не меняется или несколько увеличивается [2-4].

При анализе данных, полученных по биотитам из средневизейско-позднекамюрских гранитоидов Зауральского антиклинория, отмечается тенденция в искажении значений возраста в связи с уменьшением содержания калия в биотитах. При содержании калия 6% возраст значения располагаются в интервале 330-370 млн. лет, в среднем 350 млн. лет, что согласуется с геологическими данными. При более низких содержаниях калия интервал разброса увеличивается от 250 до 490 млн. лет.

В связи с этим возникла необходимость детального изучения триоктаэдрических слюд, претерпевших низкотемпературные изменения. Биотиты из сланцев Ахтенского месторождения отобраны в восточном борту карьера (интервал отбора 2-2,5 м). По аналитическим данным можно предполагать, что биотит подвергся гидратации, что вызвало замещение калия и натрия водой и кальцием (табл. 1, № 5, 6, 7; рис. 1) и непропорционально меньшую потерю аргона по отношению к калию<sup>1</sup>, это привело к завышению значений возраста от 522 до 1380 млн. лет (табл. 2). В ходе развития процесса гидратации происходит образование вермикулита ( $d_{001} = 14 \text{ \AA}$ ) и смешанослойной фазы ( $d_{001} = 24 \text{ \AA}$ ), составленной упорядоченным чередованием слоев биотита и вермикулита. Образец № 5 состоит из биотита (70-75%), вермикулита (20%) и незначительного количества фазы с упорядоченным чередованием биотитовых и вермикулитовых слоев. Основными фазами образца № 6 примерно в равных количествах являются биотит и вермикулит, в значительно меньшем количестве (10-15%) - фаза со смешанослойной упорядоченной структурой. В образце № 7 вермикулит и фаза со смешанослойной упорядоченной структурой являются основными фазами, в подчиненном количестве присутствует биотит; соотношение этих фаз около 2:2:1. По-видимому, увеличение любой из вторичных фаз (вермикулитовой или смешанослойной) по отношению к первичной (биотитовой) сопровождается более значительной потерей калия по отношению к аргону (табл. 2, рис. 2 - I, III, IV).

Слюда от оторочек пегматитовых жил (рудник "Асбест", Средний Урал), представлена двумя разновидностями: черной неизменной (табл. 2, А-1658, А-1674) и бурой гидратированной (А-1654,

<sup>1</sup> Чегидратированная слюда из этих же пород (биотит) содержит К 7,00%, <sup>40</sup>Аг 465,0 г/г.

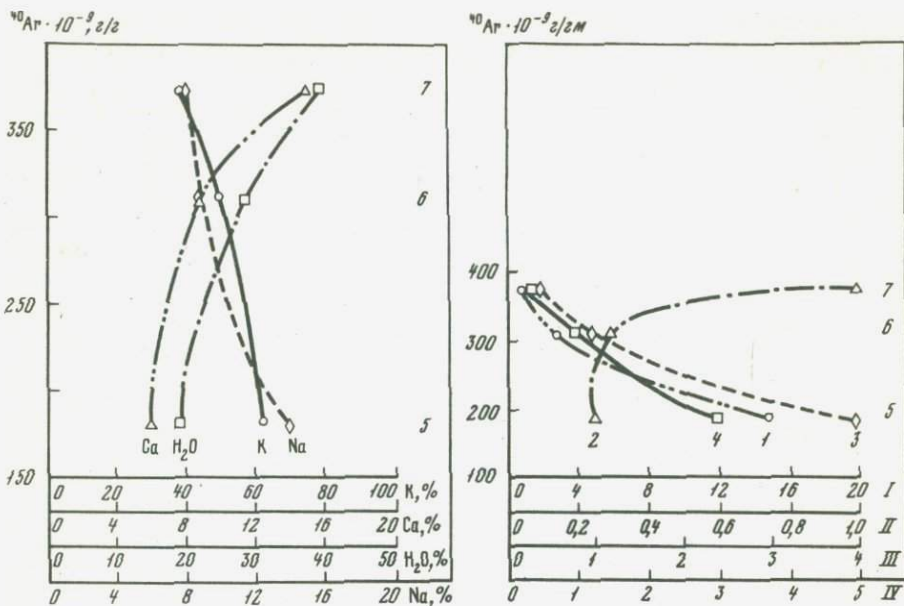


Рис. 1. Изменение  $^{40}\text{Ar}$  от степени замещения калия и натрия водой и кальцием в межпакетных слоях ( $\text{K} + \text{Na} \cdot 2\text{H}_2\text{O} = 100\%$ )

Рис. 2. Зависимость содержания  $^{40}\text{Ar}$  от соотношения вторичных структурных фаз гидратированного биотита (5,6,7 - номера проб)

1 - отношение биотитовой фазы к упорядоченной смешанослойной; 2 - отношение смешанослойной фазы к вермикулитовой; 3 - отношение биотитовой фазы к вермикулитовой; 4 - отношение биотитовой фазы к сумме смешанослойной и вермикулитовой фаз

A-1660). Первая с возрастом 225-228 млн. лет сложена биотитом с незначительной примесью вермикулита (A-1658) или фазы с неупорядоченной смешанослойной структурой (A-1674). Состав гидратированной разновидности, возраст которой 325-372 млн. лет, более сложный: количество биотитовой фазы не превышает 20%, основные фазы (80-85%) представлены нормальным ( $d_{001} = 14,1 \text{ \AA}$ ) и не полностью гидратированным ( $d_{001} = 11,7 \text{ \AA}$  и  $12,35 \text{ \AA}$ ) вермикулитом, отмечается небольшое количество (около 10%) смешанослойной фазы, представленной неупорядоченным чередованием биотитовых и вермикулитовых слоев. Образование вермикулитовой составляющей при гидратации биотита из оторочек пегматита также привело к завышению значений возраста.

Иной характер искажений отмечается для слюды из Слюдянского месторождения (Прибайкалье) и из биотитовых сланцев Средней Азии. Район Слюдянского месторождения расположен в пределах блока докембрийских метаморфических пород. Радиологические определе-

Таблица 1

Кристаллохимические формулы слюды  $XY_3Z_4(O_{10}(O, OH)_2)_{12}$ 

Местоположение		Биогиты Ахтенского месторождения (Южный Урал)			Гидрофлогопиты Слюдянского месторождения (Прибайкалье)			
Проба		5	6	7	8	9	10	11
Группа X	K	0,63	0,50	0,38	0,82	0,75	0,46	0,33
	Na	0,12	0,09	0,08	0,13	0,10	0,07	0,04
	Ca+Ba	0,06	0,09	0,15	-	-	0,09	0,16
	H <sub>2</sub> O	0,19	0,32	0,39	0,05	0,15	0,38	0,47
		<u>1,00</u>	<u>1,00</u>	<u>1,00</u>	<u>1,00</u>	<u>1,00</u>	<u>1,00</u>	<u>1,00</u>
Группа Y	Mg	1,88	1,56	1,74	2,63	2,66	2,67	2,69
	Mn	-	0,07	-	-	-	-	-
	Fe <sup>+2</sup>	0,61	0,36	0,26	0,14	0,12	0,07	0,06
	Fe <sup>+3</sup>	0,11	0,66	0,58	0,04	0,06	0,10	0,18
	Al	0,32	0,13	0,37	0,12	0,09	0,09	0,01
	Ti	0,08	0,23	0,08	0,07	0,07	0,07	0,06
	<u>3,00</u>	<u>3,00</u>	<u>3,00</u>	<u>3,00</u>	<u>3,00</u>	<u>3,00</u>	<u>3,00</u>	
Группа Z	Si	2,80	2,77	2,82	2,75	2,74	2,72	2,73
	Al	1,20	1,23	1,18	1,25	1,26	1,28	1,27
		<u>4,00</u>	<u>4,00</u>	<u>4,00</u>	<u>4,00</u>	<u>4,00</u>	<u>4,00</u>	<u>4,00</u>
	O	10,45	10,93	10,99	10,05	10,03	10,14	10,20
	OH	1,55	1,07	1,01	1,95	1,97	1,86	1,80
		<u>12,00</u>	<u>12,00</u>	<u>12,00</u>	<u>12,00</u>	<u>12,00</u>	<u>12,00</u>	<u>12,00</u>
	H <sub>2</sub> O	0,40	1,19	1,21	-	1,39	2,02	3,19

ния возраста слюдяной минерализации по флогопитам отличаются значительными расхождениями [5]: 409–494 млн. лет (K-Ar метод), 610–935 млн. лет (Rb-Sr метод), 442–461 млн. лет (U-Th-Pb метод). Слюда месторождения представлена гидратированными разновидностями флогопита. Гидратация флогопита по химизму соответствует случаю с ахтенскими слюдами, но в отличие от последних сопровождается преимущественной потерей <sup>40</sup>Ar. В результате возраст снижается от 460–516 млн. лет до 352 млн. лет (табл. 2, рис. 3). Изучение фазового состава флогопита показывает, что в результате гидратации образуются вермикулит ( $d_{001} = 14 \text{ \AA}$ ) и фаза с неупорядоченным чередованием флогопитовых и вермикулитовых слоев. Образцы 8 и 9 состоят из флогопитовых ( $d_{001} = 10 \text{ \AA}$ ) слоев с небольшим количеством (менее 5% – в обр. 8 и 10–15% – в обр. 9) вермикулитовых. Образцы 10 и 11 имеют более сложный состав – помимо флогопитовой и вермикулитовой фаз в них появляется смешанослойная фаза с неупорядоченным чередованием флогопитовой и вермикулитовой составляющих. Соотношение флогопит:вермикулит:смешанослойная фаза для каждого образца различно и составляет около 1:1:2 (№ 10) и 4:1:5 (№ 11). При этом наиболее четко устанавливается связь между увеличением содержания неупо-

Таблица 2

К-Аг возраст и структура слюд\*

Образец	Содержание К, %	Содержание $^{40}\text{Ar}$ рад, г/т	Возраст, млн. лет	Структура слюд	Содержание $\text{H}_2\text{O}^*$ , %
Ахгэнское месторождение (Урал)					
5	4,48	184,0	522	Би <sub>70-75</sub> +Ве <sub>20</sub> <sup>+</sup> + уСС <sub>5-10</sub>	5,04
6	4,16	312,0	865	Би <sub>40-45</sub> +Ве <sub>40-45</sub> <sup>+</sup> +уСС <sub>10-15</sub>	6,11
7	2,72	372,5	1380	Би+Ве <sub>40</sub> +уСС <sub>40</sub>	6,46
Огорочки пегматитов (рудник "Асбест", Урал)					
A-1674	5,97	98,2	228	Би <sub>95-90</sub> +HyCC <sub>5-10</sub>	-
A-1658	6,20	101,7	225	Би <sub>95</sub> +Ве <sub>5</sub>	-
A-1660	2,87	67,8	325	Би <sub>5</sub> +Ве <sub>55</sub> +Ве <sub>30</sub> <sup>+</sup> +HyCC <sub>10</sub>	-
A-1654	4,97	139,2	372	Би <sub>20</sub> +Ве <sub>30</sub> +Ве <sub>50</sub>	-
Слюдяное месторождение (Прибайкалье)					
8	7,50	265,0	460	Фл <sub>95</sub> +Ве <sub>5</sub>	4,16
9	6,82	274,6	516	Фл <sub>85-90</sub> +Ве <sub>10-15</sub>	7,70
10	4,16	162,5	498	Фл <sub>25</sub> +Ве <sub>25</sub> +HyCC <sub>50</sub>	8,95
11	2,94	77,2	352	Фл <sub>40</sub> +Ве <sub>10</sub> +HyCC <sub>50</sub>	11,22
Биотитовые сланцы (Средняя Азия)					
8А	4,47	21,6	85	Би <sub>45</sub> +Хл <sub>20</sub> +HyCC <sub>36</sub>	6,8
	4,96	18,2	53		
10А	4,36	22,1	73	Би <sub>35</sub> +Хл <sub>20</sub> +HyCC <sub>45</sub>	7,1-7,3
	4,34	20,3	67		
11А	5,94	121,9	281	Би <sub>90</sub> +(Хл+HyCC) <sub>10</sub>	1,1
	6,79	137,4	280		
12А	6,57	124,2	266	Би <sub>95</sub> +Хл <sub>5</sub>	3,3
	6,47	132,1	280		

\* Би - биотит, Фл - флогопит, Ве - вермикулит, Ве' - гидратированный вермикулит, Хл - хлорит, уСС - упорядоченная смешанослойная структура, HyCC - неупорядоченная смешанослойная структура (цифровые индексы означают содержание фазы в процентах).

\*\* Содержание  $\text{H}_2\text{O}$  приведено для слюд 8А, 10А, 11А и 12А термическим анализом, остальные - химическим.

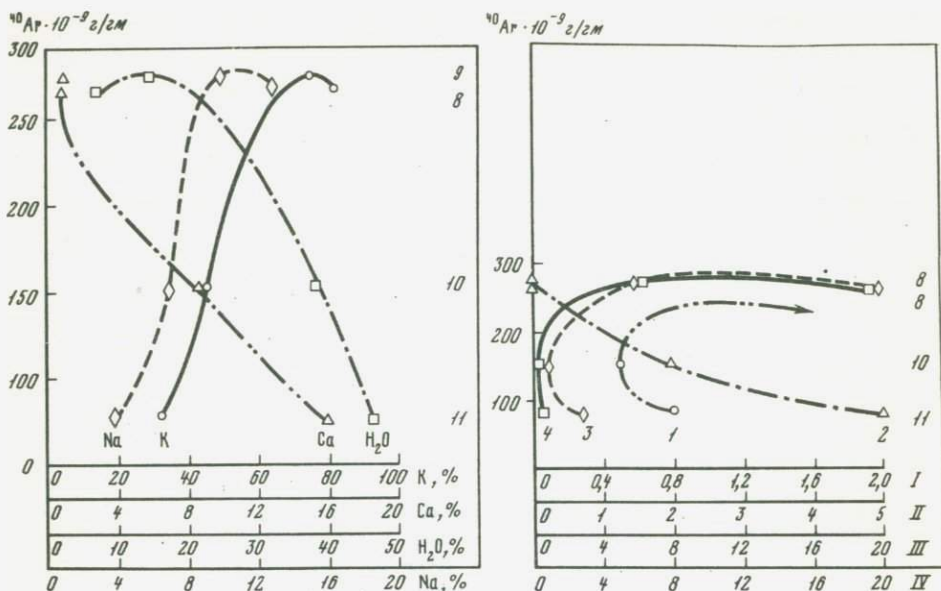


Рис. 3. Изменение содержаний  $^{40}\text{Ar}$  в гидратированных флогопиттах (Слюдянское месторождение) при замещении калия и натрия водой и кальцием в межпакетных слоях (8,9,10,11 - номера проб;  $\text{K} + \text{Na} + \text{Ca} + \text{H}_2\text{O} = 100\%$ )

Рис. 4. Зависимость содержаний  $^{40}\text{Ar}$  от соотношения вторичных структурных фаз в гидратированном флогопите

1 - отношение флогопитовой фазы к неупорядоченной смешанослойной; 2 - отношение неупорядоченной смешанослойной фазы к вермикулитовой; 3 - отношение флогопитовой фазы к вермикулитовой; 4 - отношение флогопитовой фазы к сумме смешанослойной и вермикулитовой фаз

рядоченной смешанослойной фазы. по отношению к вермикулитовой и уменьшением содержания  $^{40}\text{Ar}$  (рис. 4-II), г.е. характер искажения возраста слюды определяется соотношением количества вермикулитовой и смешанослойной (неупорядоченной) фаз.

Подобная зависимость наблюдается и для слюд из биотитовых слакцев Средней Азии. Слюда проб 11А и 12А (табл. 2) состоит почти нацело из биотита с небольшой (5-10%) примесью хлорита и смешанослойной фазы с неупорядоченным чередованием биотитовых и хлоритовых слоев. Возраст 266-280 млн. лет. Слюда проб 8А и 10А содержит уже значительное количество (35-45%) смешанослойной фазы с неупорядоченным чередованием биотитовых и хлоритовых слоев, приблизительно такое же количество (35-45%) биотитовой фазы и заметно меньшее количество (около 20%) хлорита

(см. табл. 2). Возраст слюды 53–85 млн. лет, т.е. и в этом случае увеличение неупорядоченной смешанослойной фазы привело к занижению К-Аг возраста.

Таким образом, одной из распространенных причин вызывающих искажение значений К-Аг возраста триоктаэдрических слюд (биотита и флогопита), является их гидратация, которая приводит к образованию вермикулита (или хлорита) и смешанослойных фаз, сложенных чередующимися слоями исходной слюды (биотита или флогопита) и вновь образующейся (вермикулита или хлорита). Характер искажения возраста обусловлен количественным соотношением и структурными особенностями вновь образующихся фаз. Образование вермикулита и упорядоченной смешанослойной фазы приводит к меньшей потере аргона по отношению к калию и завышению значений возраста. В случае появления неупорядоченной смешанослойной фазы вероятней преимущественная потеря аргона и занижение возраста. Вводить какие-либо поправочные коэффициенты для исправления искаженных значений возраста не следует, поскольку в гидратированной слюде могут присутствовать фазы, одни из которых обуславливают завышение, другие – занижение возраста. Можно говорить лишь о тенденции искажений в связи с наложенными процессами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ф.П. Буслаев, Л.Н. Овчинников. Об искажении значений абсолютного возраста слюд в связи с мегаморфизмом. – В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. "Наука", 1967.
2. Л.Н. Овчинников, В.В. Келарев, М.В. Панова, В.А. Дунаев, Ф.Л. Шангареев, Р.Н. Осадчая. К вопросу о сохранности аргона в слюдах. – Геохимия, 1959, № 9.
3. Г.Д. Афанасьев, И.В. Борисевич, Л.Л. Шанин, И.П. Шеина. Случай неравновесных отношений Аг и К в биотитах в связи с созданием геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 1.
4. В.А. Дунаев, А.И. Степанов, М.В. Панова. Влияние перекристаллизации на изменение К-Аг возраста биотита (на примере биотита из Копанско-Кусинской зоны на Урале). – Геохимия, 1968, № 3.
5. Г.А. Мурина, И.Я. Дядькина, Л.В. Яковлева. О возрасте флогопитовой минерализации в Слюдянском районе (Прибайкальская флогопитоносная провинция). – ДАН СССР, 1974, 214, № 5.

## УСТАНОВКА ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ И ОЧИСТКИ РАДИОГЕННОГО АРГОНА ИЗ МИНЕРАЛОВ

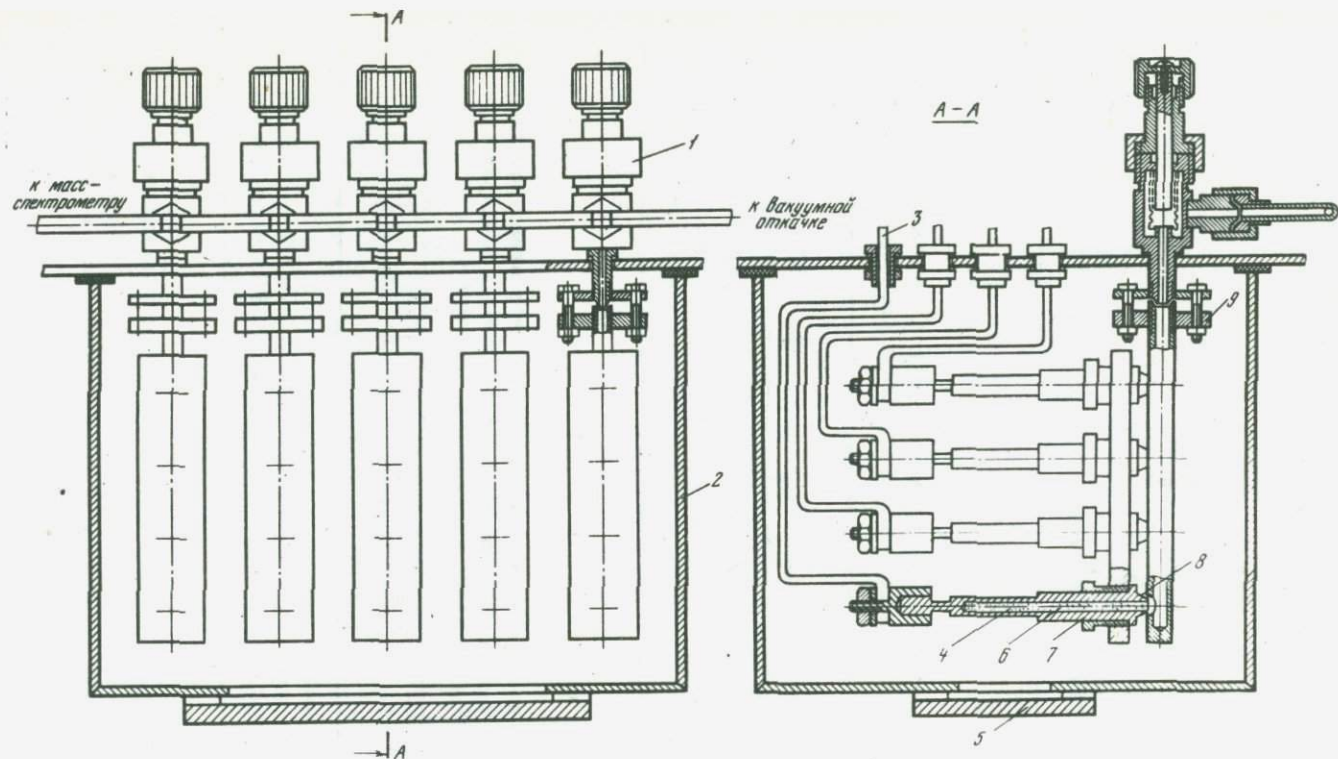
Низкий фон по воздушному аргону и отсутствие примесей  $^{36}\text{-x}$  масс неаргонового происхождения являются необходимым условием для измерения радиогенного аргона, выделенного из образцов с малым его содержанием.

Для повышения производительности и снижения фона воздушного аргона мы предлагаем многореакторную аргоновую установку, чертеж которой приведен на рисунке.

Установка состоит из 20 титановых реакторов, собранных в виде пяти отдельных блоков. В каждом блоке по 4 реактора и запорный вентиль  $D_y-3$ . Общий объем установки с одним блоком реактора составляет не более  $65\text{ см}^3$ , благодаря чему значительно уменьшена поверхность, с которой будут десорбироваться адсорбированные газы. Другим важным фактором снижения десорбции с внутренних поверхностей установки является уменьшение области высокотемпературного нагрева при плавлении и очистке минералов. В нашей установке высокотемпературному нагреву при одном измерении подвергается всего около  $3\text{ см}^3$  объема.

У других аргоновых установок (будь они реакторами с внутренним нагревом молибденовыми спиралями или с внешним нагревом высокочастотными печами) прогреваемый объем значительно больше. Тренировка и плавление образца производятся путем пропускания тока через корпус реактора. При таком способе нагрева можно за 30–40 сек. получить температуру  $1350\text{--}1450^\circ$ , достаточную для полного выделения радиогенного аргона. После снятия напряжения реактор быстро остывает, так как к обоим концам реактора приложены охлаждаемые водой электроконтакты. Известно, что титан интенсивно поглощает активные газы при процессе остывания. Количество газов, поглощаемое активированной поверхностью титана, почти не зависит от скорости снижения температуры. В каждый реактор можно закладывать до 1,5–2 грамма образца. Размеры реактора следующие: внутренний  $\phi$  6 мм, внешний – 10 мм, длина 115 мм.

Тренировка реакторов производится при температуре  $200\text{--}300^\circ\text{C}$  в течение 2–3 ч под высоковакуумной откачкой. Установка откачивается ртутным диффузионным насосом до  $1\cdot 10^{-6}$  –  $5\cdot 10^{-7}$  мм рт. ст. При достижении предельного вакуума проверяем установку на натекание атмосферного аргона. Если отсутствует натекание и фон установки такой же, как у масс-спектрометра (5–10 мВ), производим плавку и поглощение одновременно в пяти реакторах. На плавку и поглощение примесных газов идет 30–40 мин. На измерение изотопных отношений затрачиваем до 20 мин. Таким образом, на плавку, очистку и на измерение пяти образцов затрачиваем приблизительно 1 ч. Все 20 образцов можно измерить за 8–9 ч.



Установка для выделения и очистки радиогенного аргона

1 - вентиль Д-3; 2 - вакуумный коляк; 3 - охлаждаемые водой электроводы; 4 - образец; 5 - окошко; 6 - титановая губка; 7 - титановый реактор; 8 - конусное уплотнение; 9 - фланец

Таблица 1

Результаты измерений радиогенного аргона в эталонной пробе "Биотит - А-70"

Навеска, мг	$^{40}\text{Ar}$ рад, нг	$^{40}\text{Ar}$ возд, нг	Навеска, мг	$^{40}\text{Ar}$ рад, нг	$^{40}\text{Ar}$ возд, нг
100	16,59	0,356	100	16,57	0,749
100	16,95	0,535	100	16,79	0,9457
100	17,22	0,446	100	16,42	0,625

Таблица 2

Результаты измерений радиогенного аргона в эталонном образце 1/65 при испытании реактора с тренировочной трубкой [2]

Навеска, мг	$^{40}\text{Ar}$ рад, нг	$^{40}\text{Ar}$ возд, нг	Навеска, мг	$^{40}\text{Ar}$ рад, нг	$^{40}\text{Ar}$ возд, нг
100	7,71	19,17	100	7,88	6,27
100	7,72	6,82	100	8,04	5,54
			100	7,82	5,72

Таблица 3

Результаты измерений радиогенного аргона в эталонном образце 1/65 на установке с титановым реактором (С.С. Сардаров, И.М. Шахпазов) [3]

Навеска, мг	$^{40}\text{Ar}$ рад, нг	$^{40}\text{Ar}$ возд, нг	Навеска, мг	$^{40}\text{Ar}$ рад, нг	$^{40}\text{Ar}$ возд, нг
1	78,16	5,57	1	77,09	5,23
1	79,41	5,16	1	80,66	5,78

Такая высокая производительность достигается при условии, что  $0,03 - 0,04 \text{ нмм}^3/\text{г}$  и заложены не менее чем по 100 мг.

Если в образцах радиогенного аргона содержится меньше  $0,03 - 0,04 \text{ нмм}^3/\text{г}$  и они являются нечистыми минералами, то приходится закладывать в один реактор 100 мг, и время тренировки откачки увеличиваем в 2-3 раза. В этом случае производительность падает в 2-3 раза.

Для предохранения внешней поверхности реакторов от окисления при нагреве и для снижения вероятности натекаания вся реакторная часть установки вторично вакуумируется путем помещения их под вакуумный колпак.

Недостатком титанового реактора является трудность выбивания расплавленного образца после измерений. Объем одного реактора позволяет поместить в нём 1,5–2 г образца, что дает возможность использовать его для 10–12 измерений подряд, добавляя по 100 мг навески. При этом нет необходимости каждый раз выбивать плавленый образец. Таким образом, один комплект реакторов позволяет произвести 200–250 измерений.

Ниже даны таблицы измерений  $^{40}\text{Ar}$  рад. и воздушного аргона нашей установки (1) с титановым реактором С.С. Сардарова и реактора для тренировки и плавления пород и минералов Г.Х. Чеджемова [1,2],

Как видно из табл. 1, 2, 3, фон воздушного аргона в нашей установке имеет наиболее низкое значение.

Годовое испытание установки позволяет сделать следующие выводы.

1. Предложенная установка отличается экспрессностью.
2. Проведенные измерения содержания радиогенного аргона в эталонном образце "Биотит - А-70" показывают, что фон по воздушному аргону колеблется в пределах 0,00021 – 0,00053 нмм<sup>3</sup>.
3. Установка при достаточной чувствительности масс-спектрометрической аппаратуры позволяет определить с хорошей точностью возраст молодых образований менее 1 млн. лет.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. С.С. Сардаров. Установка для определения радиогенного аргона в минералах и горных породах методом изотопного разбавления. Описание изобретения к авторскому свидетельству № 232404, 1965. Бюл. изобр.
2. Г.Х. Чеджемов, В.А. Костин, М.М. Донилюк. Реактор для тренировки и плавления пород и минералов при определении их возраста калий-аргоновым методом. – В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. "Наука", 1975.
3. С.С. Сардаров, И.М. Шахпазов, К.М. Исрапилов. Влияние воздушного аргона на точность измерения радиогенного аргона. – В кн.: Геология и геохимия полезных ископаемых Дагестана. Махачкала, Дагестанское кн. изд-во, 1972.

Ш. А. Магомедов, А. А. Гусейнов,  
А. С-Ш. Батырмурзаев, Ч. М. Чупалаев

### ИЗУЧЕНИЕ МИГРАЦИИ Rb И Sr И ЕЕ ВЛИЯНИЯ НА Rb-Sr ВОЗРАСТ (НА ПРИМЕРЕ АМАЗОНИТА)

Для изучения процесса миграции Rb и Sr из минералов использовалась способность Rb и Sr переходить в раствор при выщелачивании под высоким давлением. Высокие давления создавались в автоклаве из нержавеющей стали по конструкции, аналогичной описанной в [1] для исследования миграции K.

Для оценки параметров миграции (коэффициент диффузии  $D$  и энергия активации  $E$ ) Rb и Sr снимались изотермические кривые измерения концентрации Rb и Sr в образце со временем в процессе выщелачивания. Изотермические кривые выделения Rb и Sr снимались при 100 и 400 °C. Навеска в 2 г амазонита (фр. 0,071-0,2 мм) помещалась в автоклав, и весь рабочий объем (50 мл) заполнялся выщелачиваемым раствором (1 M MgCl<sub>2</sub>). После изотермического прогрева раствор отфильтровывался, делился пополам для определения Rb и Sr. Минерал подвергался дальнейшему прогреву. Длительность прогревов изменялась от 1 до 86 ч. Предварительная очистка Rb и Sr от сопутствующих элементов проводилась в ионообменной колонке со смолой Dowex - 50%. Количественные опреде-

Таблица 1

Время прогрева, ч	Относительный выход в раствор			<sup>87</sup> Rb	
	<sup>87</sup> Rb	<sup>87</sup> Sr <sub>p</sub>	Sr <sub>об</sub>	F <sub>0</sub>	
При 100 °C					
5	4,4·10 <sup>-3</sup>	1,18·10 <sup>-2</sup>	0,1046	1,68·10 <sup>-6</sup>	
10	5,67·10 <sup>-3</sup>	1,65·10 <sup>-1</sup>	0,1294	2,83·10 <sup>-6</sup>	
20	6,85·10 <sup>-3</sup>	1,68·10 <sup>-2</sup>	0,1316	4,09·10 <sup>-6</sup>	
40	7,65·10 <sup>-3</sup>	1,70·10 <sup>-2</sup>	-	5,1·10 <sup>-6</sup>	
75	8,66·10 <sup>-3</sup>	-	-	6,55·10 <sup>-6</sup>	
При 400 °C					
1	1,0406	0,1105	0,35	1,44·10 <sup>-4</sup>	
5	0,2107	0,2425	0,695	3,865·10 <sup>-3</sup>	
10	0,3789	0,3695	0,763	1,252·10 <sup>-2</sup>	
20	0,5322	0,5345	0,813	1,82·10 <sup>-2</sup>	
40	0,7016	0,71	0,855	4,3·10 <sup>-2</sup>	
86	0,8202	-	-	5,86·10 <sup>-2</sup>	

ления выделившихся в раствор Rb и Sr проводились методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ-1305.

Экспериментальные данные изотермических прогревов приведены в табл. 1. Для расчетов коэффициентов диффузии воспользовались первым приближением диффузионного уравнения Фика для случая сферической диффузии:

$$\frac{Q}{Q_0} = 6\sqrt{\frac{F_0}{\pi}}$$

$D$

где  $F_0 = \frac{D}{a^2}t$  - критерий Фурье,  $a$  - средний радиус частиц,  $t$  - время.

Уравнение это справедливо для  $F_0 \ll 1$ . В табл. 1 приведены расчетные данные по определению значения при 100 и 400 °C для <sup>87</sup>Rb и <sup>87</sup>Sr<sub>p</sub>. Ход кривых относительного выделения <sup>87</sup>Rb и <sup>87</sup>Sr<sub>p</sub> в раствор показан на рисунке. Тут же показана кривая выделения обычного Sr, которая характеризуется очень интенсивным выделением в раствор в первые же часы прогрева. Характерно, что кривая выделения <sup>87</sup>Rb отличается от кривой выделения <sup>87</sup>Sr<sub>p</sub>. До 10 ч прогревов <sup>87</sup>Sr<sub>p</sub> характеризуется интенсивным выделением в раствор, а затем с увеличением времени прогревов ход кривой выделения <sup>87</sup>Sr<sub>p</sub> совпадает с кривой <sup>87</sup>Rb.

<sup>87</sup> Rb		<sup>87</sup> Sr <sub>p</sub>		
$D/a^2$	$D/a^2$ ср	F <sub>0</sub>	$D/a^2$	$D/a^2$ ср
9,35·10 <sup>-11</sup>		1,22·10 <sup>-5</sup>	6,8·10 <sup>-10</sup>	
7,85·10 <sup>-11</sup>		2,38·10 <sup>-5</sup>	6,6·10 <sup>-10</sup>	
5,68·10 <sup>-11</sup>	5,77·10 <sup>-11</sup>	2,47·10 <sup>-5</sup>	3,44·10 <sup>-10</sup>	4,25·10 <sup>-10</sup>
3,54·10 <sup>-11</sup>		2,53·10 <sup>-5</sup>	1,75·10 <sup>-10</sup>	
2,43·10 <sup>-11</sup>		-	-	
4,0·10 <sup>-8</sup>		1,05·10 <sup>-3</sup>	2,92·10 <sup>-7</sup>	
21,5·10 <sup>-8</sup>		5,14·10 <sup>-3</sup>	2,86·10 <sup>-7</sup>	
34,8·10 <sup>-8</sup>		1,19·10 <sup>-2</sup>	3,31·10 <sup>-7</sup>	
25,3·10 <sup>-8</sup>	22,4·10 <sup>-8</sup>	2,49·10 <sup>-2</sup>	3,47·10 <sup>-7</sup>	3,13·10 <sup>-7</sup>
29,9·10 <sup>-8</sup>		4,4·10 <sup>-2</sup>	3,1·10 <sup>-7</sup>	
19,0·10 <sup>-8</sup>		-	-	

Таблица 2

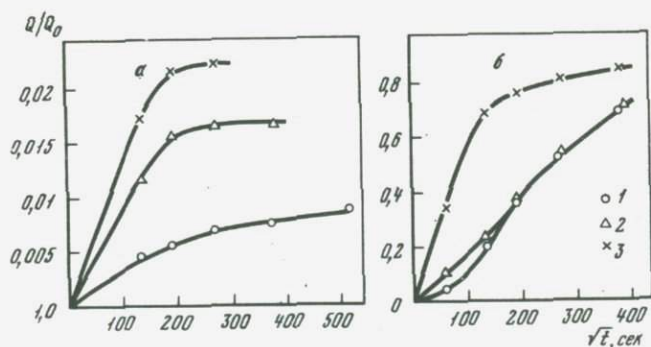
Время прогрева, ч	Оставшаяся после прогревов концентрация, г/г		Отношение $^{87}\text{Sr}_p / \text{Rb}^{87}$		Возраст, млн. лет	
	$\text{Rb}^{87} \cdot 10^{-4}$	$\text{Sr}_p^{87} \cdot 10^{-4}$	после выщелачивания	первоначальное	после выщелачивания	первоначальное
1	14,774	4,4915	3,0401		219	
5	12,154	3,8265	3,1483		226	
10	9,564	3,3865	3,5408	$3,28 \cdot 10^{-3}$	255	236
20	7,204	2,5535	3,5445		255	
40	4,684	1,520	3,2381		232	

Зная средние значения коэффициентов диффузии двух изотермических прогревов, можно определить энергию активации процесса [2]:

$$E = \frac{D_1 \cdot R \ln \frac{D_1}{D_2} T_1 - T_2}{\Delta T}$$

Энергии активации атомов  $^{87}\text{Rb}$  и  $^{87}\text{Sr}$ , рассчитанные по значениям коэффициентов диффузии при 100 и 400 °C, равны соответственно 13,85 ккал/моль и 11,1 ккал/моль.

Существенную роль в активации процесса миграции Rb и Sr при выщелачивании играет наличие в растворе катионов, которые могут активно вступать в обмен с поверхностными ионами Rb и Sr, вытесняя их из решетки в раствор, что хорошо подтверждается экспериментами с бидистиллированной водой (выход Rb и Sr отличается на 1-2 порядка). При всех естественных процессах выщелачивания преимущественно выщелачивается дочерний продукт  $^{87}\text{Sr}_p$ , что влечет



Изотермические кривые выделения Rb и Sr из амазонита в 1 M MgCl<sub>2</sub> при 100 (а) и 400°C (б)

за собой снижение абсолютного возраста минерала. В табл. 2 приведены данные сравнительного изменения возраста амазонита, рассчитанного по оставшимся в образцах  $^{87}\text{Rb}$  и  $^{87}\text{Sr}_p$  в результате изотермических прогревов при  $400^\circ\text{C}$  в различные промежутки времени. Выщелачивание проводилось в  $1\text{ M MgCl}_2$ . В первые часы прогрева отношение  $^{87}\text{Sr}_p/^{87}\text{Rb}$  уменьшается за счет быстрой миграции  $^{87}\text{Sr}_p$ , что влечет омоложение амазонита на 10%. При увеличении длительности прогревов отношение  $^{87}\text{Sr}_p/^{87}\text{Rb}$  приближается к первоначальному. Первоначальный возраст амазонита и средний возраст после всех выщелачиваний находятся в хорошем согласии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Х.И. Амирханов, С.Б. Брандт, Е.Н. Бартницкий. Радиогенный аргон в минералах и горных породах. Махачкала, 1960.
2. С.Н. Вороновский, Ш.А. Магомедов. Диффузия продуктов радиоактивного распада в монацитах. - Геохимия, № 1969, № 2.

## КИНЕТИКА ВЫДЕЛЕНИЯ РАДИОГЕННОГО АРГОНА ИЗ СЕРИЦИТОВ

Установлено, что в околорудных ореолах некоторых гидротермально-метасоматических месторождений серицит является весьма распространенным нерудным минералом. Известно немного работ [1-4], где рассматривался вопрос о пригодности серицитов для К-Аг датировки. В работе [3] вопрос о выделении радиогенного аргона при прогреве серицитов рассмотрен в число диффузионном аспекте, в то время как авторы [4] наряду с выходом радиогенного аргона исследовали еще процесс выделения воды. К сожалению, в работе [4] не рассчитаны параметры диффузии радиогенного аргона и процессы дегидратации, которые могли бы дать ценную информацию для выявления сохранности аргона в серицитах. Поэтому авторы настоящей работы считают целесообразным в целях выяснения пригодности серицитов для К-Аг датировки исследовать комплексно процессы диффузии радиогенного аргона и дегидратации в серицитах.

Нами исследованы три образца серицита из серицитовых сланцев околорудных месторождений Кацдаг и Филизчай Азербайджана, любезно предоставленные академиком М.А. Кашкаем. Возраст серицитов, определенный К-Аг методом,  $147 \pm 9$  млн. лет. Содержание радиогенного аргона в исходных серицитах: 0,024; 0,032; 0,025 нмм<sup>3</sup>/г соответственно. Образцы весом по 2 г прогревались в муфельной печи в интервале от 100°С до 1000°С в течение четырех часов с последующим взвешиванием и содержание радиогенного аргона определялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления. Для исследования и регистрации на диаграммной ленте термических и весовых изменений пользовались комплексной установкой термического анализа "КУТА-1М". Регистрация результатов производилась трехканальным потенциометром на диаграммной ленте. Кривые нагревания позволяют судить о характере и интенсивности тепловых эффектов, а также о температурах, при которых имеют место тепловые эффекты.

Порошкограммы как исходных, так и прогретых образцов снимались на рентгеновском дифрактометре "УРС-50ИМ".

Для интерпретации экспериментальных результатов использован следующий математический аппарат. Коэффициенты диффузии радиогенного аргона и скорости реакции определялись из первого приближения решения уравнения Фика для плоского случая:

$$\frac{C_0 - C}{C_0} = 2 \sqrt{\frac{Dt}{\pi a^2}}; \quad (1)$$

$$\frac{C_0 - C}{C_0} = 2 \sqrt{\frac{kt}{\pi}}; \quad (2)$$

где  $C_0$  и  $C$  — первоначальные и мгновенные значения концентрации радиогенного аргона и воды;  $D/a^2$  и  $k$  — коэффициент диффузии радиогенного аргона и скорость реакции дегидратации соответственно.

Энергии активации диффузии радиогенного аргона и дегидратации вычислялись по формулам:

$$E = \frac{4,61g D_2/D_1}{T_2 - T_1} T_1 T_2; \quad (3)$$

$$E = \frac{4,61g k_2/k_1}{T_2 - T_1} T_1 T_2; \quad (4)$$

где  $T_1$  и  $T_2$  — температуры прогрева по Кельвину.

Данные диффузионных и дегидратационных экспериментов для трех исследованных серицитов приведены в табл. Здесь даны значения коэффициентов диффузии радиогенного аргона  $D/a^2$ , скорости реакции дегидратации  $k$ ; значения коэффициентов диффузии, экстраполированные к  $200^\circ\text{C}$  ( $D/a^2$ )  $473^\circ\text{K}$ , и энергии активации диффузии и дегидратации. Также в таблице даны значения предэкспоненциального множителя  $D_0/a^2$  в выражении

$$\frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} \exp(-E/PT); \quad (5)$$

На рис. 1 графически оформлено выделение радиогенного аргона и воды из серицитов в зависимости от температуры прогрева. Термограммы исследованных серицитов приведены на рис. 2. Как видно из графиков рис. 1 и 2, до температуры  $300^\circ\text{C}$  количество выделенного радиогенного аргона и воды не превышает 5–10%. С  $300^\circ\text{C}$  начинается интенсивный выход радиогенного аргона и воды и при температуре  $700$ – $750^\circ\text{C}$  выделяется более 80%. При прогреве до  $900$ – $950^\circ\text{C}$  выход аргона и воды практически полностью кончается. Аналогичная картина для серицитов получена в работах Е.А. Денисенко [3], Е.С. Бурксера, Б.Б. Зайдиса [4].

Что касается вопроса о процессах диффузии радиогенного аргона и дегидратации, то следует отметить следующее. Прежде всего эти оба процесса в серицитах аналогичны, о чем, в частности, говорят параметры диффузии ( $D/a^2$ ,  $E$ ) и дегидратации ( $k$ ,  $E$ ). Полученные для исследованных серицитов значения энергии активации диффузии аргона ( $E = 18$ – $26,5$  ккал/моль) хорошо согласуются со значениями энергии активации диффузии, рассчитанными из данных Е.С. Бурксера, Б.Б. Зайдиса [4] ( $E = 21$ – $24,5$  ккал/моль) примерно в тех же интервалах температур. Энергия активации дегидратации для изученных серицитов в интервале  $200$ – $700^\circ\text{C}$  колеблется в пределах  $10$ – $14 \frac{\text{ккал}}{\text{моль}}$ . На рис. 3 графически представлены зависимости коэффициентов диффузии радиогенного аргона  $D/a^2$  и скорости реакции дегидра-

Энергии активации, коэффициенты диффузии радиогенного аргона

Образец	Пара- метры	t, °C	
		200	300
Серицит №1	$\frac{D}{a^2}, \text{сек}^{-1}$	-	$1,28 \cdot 10^{-8}$
	$\frac{D_0}{a^2} = 2 \cdot 10^{-2} \text{ сек}^{-1}; E_{300-700} = 24,7 \frac{\text{ккал}}{\text{моль}};$		
	k, сек <sup>-1</sup>	$2,3 \cdot 10^{-7}$	$1,1 \cdot 10^{-6}$
		$E_{200-700} = 10 \frac{\text{ккал}}{\text{моль}};$	
Серицит № 2	$\frac{D}{a^2}, \text{сек}^{-1}$	-	$8,1 \cdot 10^{-9}$
	$\frac{D_0}{a^2} = 2 \cdot 10^{-2} \text{ сек}^{-1}; E_{300-700} = 26,5 \frac{\text{ккал}}{\text{моль}};$		
	k, сек <sup>-1</sup>	-	$4,4 \cdot 10^{-7}$
		$E_{300-600} = 14 \frac{\text{ккал}}{\text{моль}};$	
Серицит № 3	$\frac{D}{a^2}, \text{сек}^{-1}$	-	$2,23 \cdot 10^{-7}$
	$\frac{D_0}{a^2} = 10^{-3} \text{ сек}^{-1}; E_{300-600} = 18 \frac{\text{ккал}}{\text{моль}};$		
	k, сек <sup>-1</sup>	-	$4,3 \cdot 10^{-7}$
		$E_{300-500} = 14 \frac{\text{ккал}}{\text{моль}};$	

и скорости реакции дегидратации в серицитах

	400	500	600	700
	$7 \cdot 10^{-7}$	$4,64 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$4,17 \cdot 10^{-5}$
$(\frac{D}{a^2})_{473^\circ \text{K}} = 1,06 \cdot 10^{-13} \text{ сек}^{-1}$				
	$3,5 \cdot 10^{-6}$	$7,3 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$
	$1,2 \cdot 10^{-7}$	$5,5 \cdot 10^{-6}$	$2,34 \cdot 10^{-5}$	$4,35 \cdot 10^{-5}$
$(\frac{D}{a^2})_{473^\circ \text{K}} = 1,4 \cdot 10^{-14} \text{ сек}^{-2}$				
	$4,45 \cdot 10^{-6}$	$1,14 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$
	$2,2 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-6}$	$2,3 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$
$\frac{D}{a^2}_{473^\circ \text{K}} = 7,5 \cdot 10^{-12} \text{ сек}^{-1}$				
	$2 \cdot 10^{-6}$	$8,2 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$

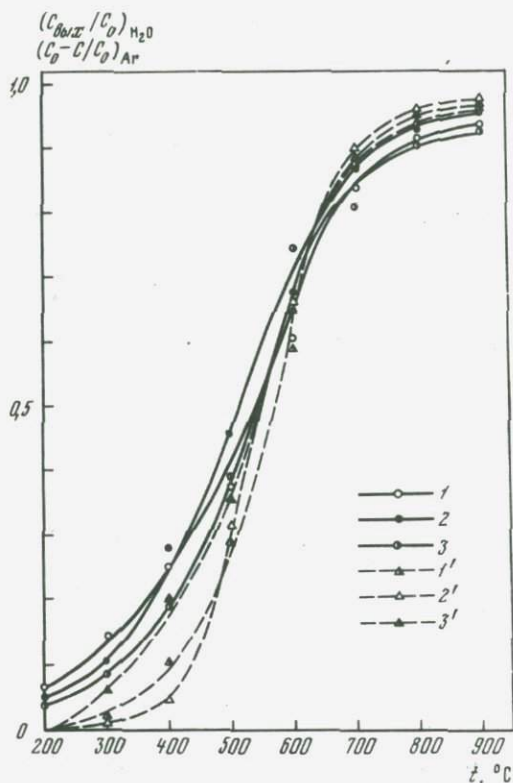
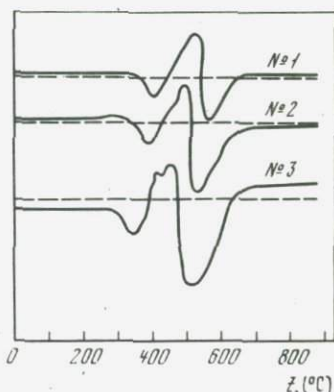


Рис. 1. Графики зависимости выделения радиогенного аргона и воды из серицитов; 1'-3' - выделение аргона (серициты № 1, 2, 3); 1-3 - выделение воды (серициты № 1, 2, 3)

Рис. 2. Термограммы исследованных серицитов



тации  $k$  от  $10^3/T$ . Из графиков рис. 3 видно, что коэффициенты диффузии и скорости реакции дегидратации растут с ростом температуры и в области 200-700°C подчиняются уравнению Аррениуса. Начиная с 700°C наклон прямых резко меняется. Последнее говорит о том, что после 700°C выход аргона и воды из серицитов происходит не объемной диффузией, а другим процессом, протекающим со значительно меньшей энергией активации. По-видимому, после 700°C начинается превращение серицита в другой минерал. Об этом свидетельствует и тот факт, что с 600°C в этих образцах начинается изменение интенсивности на рентгеновских порошкограммах. Так, например, первый пик на 4,4°, и его интенсивность уменьшаются в 2 раза, а пик на 9,9° смещается до 9,82°, его интенсивность увеличивается в 2 раза.

Критерием сохранности радиогенного аргона в серицитах за геологическое время при температурах 100-200°C нами принята малость возмущающего параметра  $F_0/\lambda t \ll 1$  уравнения распада диффузии:

$$C = \text{const} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^2} \frac{\exp(-\pi^2 n^2 F_0) - \exp(-\lambda t)}{1 - \pi^2 n^2 \cdot F_0/\lambda t}, \quad (6)$$

где  $\lambda$  - постоянная радиоактивного распада  $^{40}\text{K}$ ,  $t$  - время,  $F_0 = Dt/a^2$  - критерий Фурье.

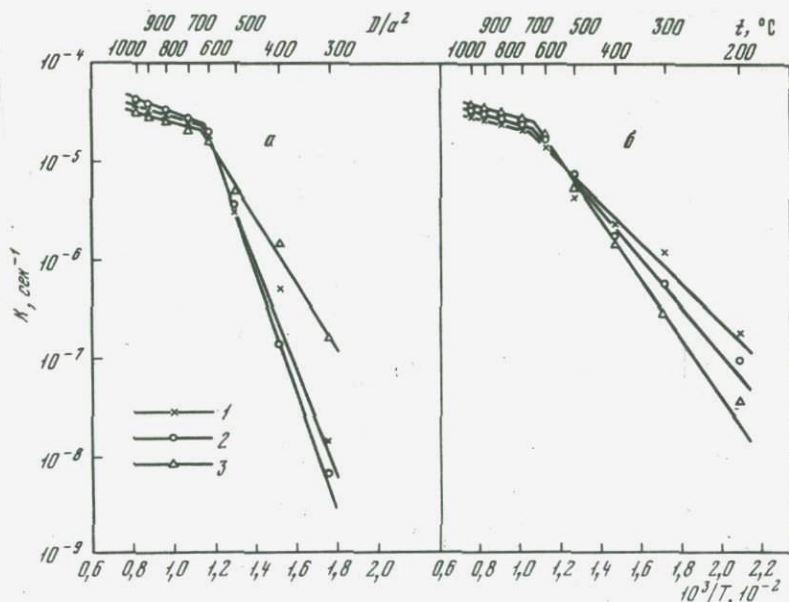


Рис. 3. Графики зависимости коэффициентов диффузии радиогенного аргона  $D/a^2$  (а); скорости реакции дегидратации  $K$  (б) от  $10^3/T$ . 1 - серицит № 1; 2 - серицит № 2; 3 - серицит № 3

Вычисленные из экспериментальных данных значения возмущающего параметра для исследованных серицитов составляют:  $2 \cdot 10^{-8}$ ,  $3 \cdot 10^{-9}$ ,  $1,5 \cdot 10^{-6}$  соответственно, что намного меньше единицы. Величины этого параметра, рассчитанные по данным Е.С. Бурксера и Б.Б. Зайдиса [4], для серицита и кварцево-серицитового сланца составляют  $10^{-8}$ ,  $2 \cdot 10^{-7}$  соответственно. Такие малые величины возмущающих параметров говорят о том, что радиогенный аргон в исследованных серицитах за геологическое время при  $100-200^\circ\text{C}$  сохраняется практически полностью, а следовательно, серициты успешно могут быть использованы в К-Аг геохронологии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ф.П. Буслаев, Л.Н. Овчинников. Об искажении значений абсолютного возраста слюд в связи с их метаморфизмом. - Труды XIV сессии Комиссии по опред. абс. возр. геол. форм. "Наука", 1967.
2. Л.Н. Овчинников, Ф.П. Буслаев, М.В. Панова, Р.Г. Подлесова, А.М. Яровикова. Исследование околорудных метасоматитов Гайского колчеданного месторождения в связи с их использованием для определения абсолютного возраста геологических формаций. М., 1966.
3. Е.А. Денисенко. О пригодности серицита для К-Аг геохронометрии. - В кн.: Вопросы изотопной геохронологии Урала и Восточной части Русской платформы. Уфа, 1972.
4. Е.С. Бурксер, Б.Б. Зайдис. О применении К-Аг метода датирования абсолютного возраста к слабометаморфизованным породам. - В кн.: Методические вопросы изотопной геологии. "Наука", 1965.

Х. И. Амирханов, А. С. Батырмурзаев, М. Р. Омарова,  
Ф. Ш. Закиева, С. З. Гаджиев

## ИССЛЕДОВАНИЕ ОДНОВОЗРАСТНЫХ МИНЕРАЛОВ НА СОХРАННОСТЬ К И Аг

При определении абсолютного возраста К-Аг методом разновозрастных докембрийских минералов Кольского полуострова, любезно предоставленных нам чл.-кор. АН СССР Л. Н. Овчинниковым, был получен достаточно ощутимый разброс цифр возраста по биотитам и сосуществующим полевым шпатам (табл. 1). Биотиты В-1347 и В-1336, измеренные нами и другими институтами, в частности ИМГРЭ (С. Н. Вороновским), калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами, датируются 1900–2000 млн. лет.

Для выяснения причины дискордантных возрастов, полученных по полевым шпатам (табл. 1), в данных минералах исследованы параметры диффузии калия, аргона и дегидратации. Такого рода исследования, на наш взгляд, помогут установить допустимость привноса или выноса элементов, определяющих К-Аг возраст. Устойчивость же минерала к такого рода изменениям зависит от многих факторов, в частности от температуры, давления, степени совершенства кристалла и т.д. Исходя из этого исследования диффузии аргона и ионов калия проводились в зависимости от вышеупомянутых параметров, т.е. от температуры и давления.

Из трех исследуемых полевых шпатов два (В-1347 и В-1328) – максимальные микроклины (рентгеновская триклинность 0,93 и 0,98 соответственно) с незначительной альбитовой фазой в пертитах, один (В-1336) – плагиоклаз с содержанием Na около 6% (против 0,51% калия).

Экспериментальные исследования по снятию изотермических кри-вых выделения аргона и дегидратации проводились методом термического отжига в муфельной печи при температурах 700 и  $800 \pm 5^\circ\text{C}$  с последующим взвешиванием и определением радиогенного аргона масс-спектрометром методом изотопного разбавления. Кривые выхода ионов калия снимались на установке высоких давлений и температур конструкции Х. И. Амирханова и других [1] при температурах 400, 500 и  $600 \pm 5^\circ\text{C}$  и давлениях от 5 до 7 кбар. Продолжительность опытов – 2, 4, 8, 16, 24 и 36 ч. После опытов твердые и жидкие фазы анализировались на калий (а в образце В-1336 – плагиоклаз и на натрий) методом фотометрии пламени с применением монохроматора УМ-2.

Для интерпретации экспериментальных данных использованы общепринятые математические вкладки, а именно, коэффициенты диффузии радиогенного аргона, калия, натрия, и скорости реакции дегидратации определялись по первому приближению решения уравнения Фика для сферического случая:

$$\frac{C_0 - C}{C_0} = 6 \sqrt{\frac{Dt}{a^2 \pi}} \quad \left(\text{при } \frac{C_0 - C}{C_0} < 0,4\right);$$

Таблица 1

Цифры возраста с учетом поправок

Образец	$^{40}\text{Ar}$ , нмм <sup>3</sup> /г	K, %	K-Ar возраст, млн. лет
В-1347 - биотит Чал- мозерское м-ие, гиганто- кристаллическая биотит- калишпатовая жила	1,040	7,386	2052
В-1347 - к.п.ш.	1,048	11,5	1553
В-1336 - биотит, Ри- колатва, слюдяное м-ие	2,060	7,59	2040
В-1336 - плагиоклаз, там же	0,1075	0,509	2570
В-1328 - к.п.ш., там же	1,209	10,146	1860

Таблица 1 (окончание)

Образец	$^{40}\text{Ar}$ стаб, нмм <sup>3</sup> /г	K, %	K-Ar возраст, млн. лет.	Rb-Sr возраст, млн. лет.
В-1347 - биотит Чал- мозерское м-ие, гиганто- кристаллическая биотит- калишпатовая жила	-	-	-	1980
В-1347 - к.п.ш.	0,8908	6,670	1990	-
В-1336 - биотит- Ри, колатва, слюдяное м-ие	-	-	-	2020
В-1336 - плагиоклаз там же	0,0645	0,468	2027	-
В-1328 - к.п.ш., там же	-	-	-	-

$$\frac{C_0 - C}{C_0} = 6 \sqrt{\frac{kt}{\pi}},$$

где  $C_0$  и  $C$  - начальные мгновенные концентрации определяемых элементов в образце;  $D/a^2$  - коэффициент диффузии радиогенного аргона, калия и натрия;  $k$  - скорость реакции дегидратации. Для значений  $\frac{C_0 - C}{C_0} > 0,4$  вводились поправки по таблицам А.В. Лыкова [2].

Энергии активации диффузии вышеперечисленных компонент определялись по формулам:

$$E = \frac{2 \ln D_2 / D_1}{T_2 - T_1} T_1 T_2;$$

$$E = \frac{2 \ln K_2 / K_1}{T_2 - T_1} T_1 T_2,$$

где  $T_1$  и  $T_2$  - температуры прогрева по Кельвину.

Данные диффузионных экспериментов трех полевых шпатов сведены в табл. 2 и отображены графически (рис. 1-4) в системе координат  $(\sqrt{t}, \frac{Q_{\text{вых}}}{Q_0})$ , где  $t$  - время прогрева,  $Q_0$  и  $Q_{\text{вых}}$  - начальное и выделившееся количество определяемого элемента соответственно.

Рассмотрим подробно полученные данные для каждого образца в отдельности.

**В-1347 - к.п.ш.** Изотермические кривые выхода калия при 400, 500 и 600 °С (рис. 1) исходят не из начала координат согласно теории, а отсекают на оси ординат определенные отрезки, в частности, для 600 °С - отрезок, равный 0,420. Это означает, что 42% общего количества калия находится в неустойчивой зоне минерала. Аналогично ведут себя кривые выхода радиогенного аргона при 700 и 800 °С (во избежание загромождения данные выхода аргона не отображены графически, а только приведены основные параметры в табл. 2). Эти кривые отсекают на оси ординат отрезок, равный 0,15, т.е. доля нестабильного аргона составляет 15% общего содержания, 15% нестабильного аргона против 42% нестабильного калия говорит о том, что определенная часть аргона уже улетучилась благодаря любым внешним воздействиям. Подтверждением данного предположения является и изменение возраста данного минерала в сторону омоложения (табл. 1).

**В-1336 - плагиоклаз.** Для данного минерала нами получена совершенно иная картина, а именно, доля нестабильного калия составляет 8% (рис. 2) общего его содержания, а доля нестабильного аргона - 40%. Здесь, видимо, имеет место случай выноса калия при более или менее полной сохранности  $^{40}\text{Ar}$ .

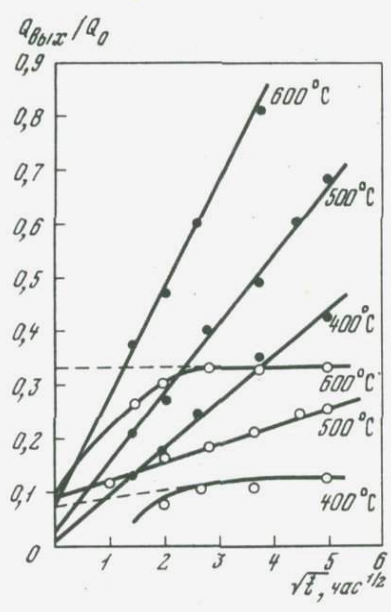
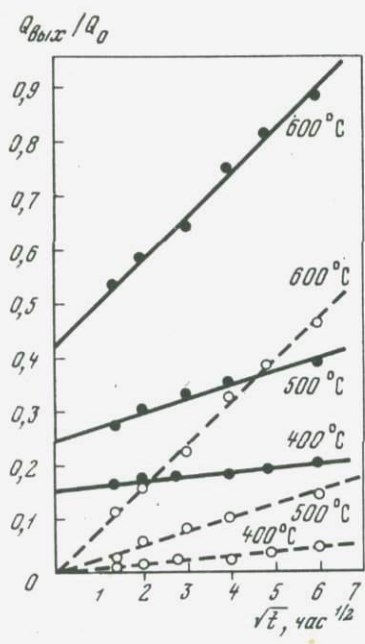


Рис. 1. Выделение калия из стабильной зоны образца (o); В-1347 КПМ, ● - суммарные кривые

Рис. 2. Изотермические кривые выделения калия (o) и выхода натрия (●), В-1336 - плагиоклаз

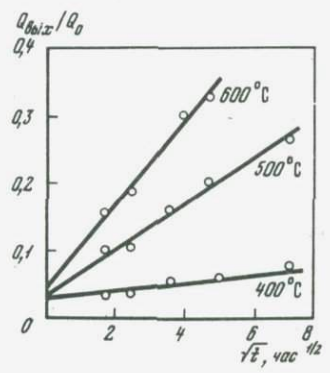
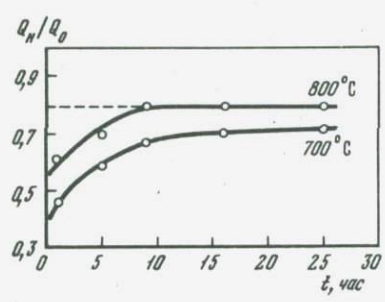


Рис. 3. Кривые дегидратации В-1336 - плагиоклаз

Рис. 4. Изотермические кривые диффузии калия В-1328 КПШ

Таблица 2

Данные диффузных экспериментов

Образец	Диффузия калия			Диффузия	
	$T, ^\circ\text{C}$	$D/a^2$ ср, сек <sup>-1</sup>	$E$ , ккал/моль	$T, ^\circ\text{C}$	$D/a^2$ ср, сек <sup>-1</sup>
В-1336- плагин- клас	400	$0,171 \cdot 10^{-6}$		700	$5,00 \cdot 10^{-9}$
	500	$0,434 \cdot 10^{-6}$	9,68	800	$3,30 \cdot 10^{-8}$
	600	$1,089 \cdot 10^{-6}$	12,40		
В-1347- к.п.ш.	400	$0,153 \cdot 10^{-8}$	24,78	700	$4,72 \cdot 10^{-8}$
	500	$0,166 \cdot 10^{-7}$		800	$2,83 \cdot 10^{-7}$
	600	$0,145 \cdot 10^{-6}$	29,24		
В-1328- к.п.ш.	400	$0,487 \cdot 10^{-9}$			
	500	$0,283 \cdot 10^{-7}$	42,24		
	600	$0,928 \cdot 10^{-7}$	16,03		

Этот тип нарушения радиоактивного равновесия, приводящий к "удревнению" радиологического возраста, встречается реже, чем предыдущий. Впервые допустимость такого вида нарушения была высказана Г.Д. Афанасьевым и другими [3] на примере гидротизированных биотитов Кавказа. Авторы считают, что понижение содержания калия в биотитах связано с замещением его равновеликим ионом оксония ( $\text{H}_3\text{O}^+$ ). Ф.П. Буслаев и Л.Н. Овчинников [4] объясняют получение удревленных датировок по метаморфизированным слюдам замещением калия натрием и оксонием при сохранности аргона.

Удревнение возраста по полевому шпату, видимо, также обусловлено замещением калия натрием, содержание которого намного превосходит содержание калия в образце. Далее изотермические кривые выхода калия (рис. 2) резко отличаются от кривых выхода натрия, в то время как изотермические кривые потери веса в какой-то мере повторяют картину выхода последнего (рис. 3). Можно также предполагать, что ионы натрия, имея ионный радиус меньший ( $0,97 \text{ \AA}$ ), чем радиус иона калия ( $1,33 \text{ \AA}$ ), а следовательно, большую скорость передвижения внутри кристаллической решетки, имеют большую вероятность занять узловые вакансии, а ионы калия, будучи вытесненными, легко диффундируют. Подтверждением последнего, по-видимому, служит выход изотермической кривой диффузии натрия при  $600^\circ\text{C}$  на горизонталь, в то время как соответствующая кривая выхода калия круто идет вверх, свидетельствуя о бурном выходе последнего. В пользу того же предположения также говорят значительно низкие значения энергии активации калия (табл. 2).

аргона	Дегидратация		Диффузия натрия			
	$E$ , ккал/моль	$K$ , сек <sup>-1</sup>	$E$ ккал/моль	$T, ^\circ\text{C}$	$D/a^2$ ср, сек <sup>-1</sup>	$E$ , ккал/моль
39,46		$3,68 \cdot 10^{-7}$	23,96	400	$0,990 \cdot 10^{-8}$	21,65
				500	$0,242 \cdot 10^{-6}$	
				600	$1,114 \cdot 10^{-6}$	
32,16		$1,56 \cdot 10^{-7}$	37,86			
					$9,57 \cdot 10^{-7}$	

Значения энергии активации натрия, аргона и дегидратации близки между собой.

В-1328 - к.п.ш. Для данного образца доля нестабильного калия незначительна (~ 5%) (рис. 4), а достаточно высокая энергия активации последнего при  $400-500^\circ\text{C}$  (табл. 2) служит надежной гарантией сохранности как калия, так и аргона, так как в подобных минералах отсутствует спонтанная миграция аргона и лишь в некотором масштабе воспроизводит картину процессов перестроек вмещающей решетки [5].

Цифры возраста, полученные после введения тех поправок, о которых было сказано выше, удовлетворительно согласуются с цифрами возраста сосуществующих биотитов (табл. 1).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Х.И. Амирханов, С.Б. Брандт, Е.Н. Бартницкий. Радиогенный аргон в минералах и горных породах. Махачкала, 1960.
2. А.В. Лыков. Теория теплопроводности. М., 1952.
3. Г.Д. Афанасьев, Л.Л. Шанин, Ю.В. Гольцман, В.Г. Носкова. О реперных пробах для абсолютной геохронологической шкалы и некоторых принципах ее разработки. - В кн.: Труды IX сессии Комиссии по опр. абс. возр. геолог. формаций, 1960. Изд-во АН СССР, 1961.
4. Ф.П. Буслаев, Л.Н. Овчинников. Об искажении значений абсолютного возраста слюд в связи с их метаморфизмом. - В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. "Наука", 1967.
5. С.Б. Брандт, Е.Н. Бартницкий. Потери радиогенного аргона в калий-натриевых полевых шпатах при тепловой активации. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 12.

Ш. А. Магомедов, А. А. Гусейнов,  
А. М. Магомедов, Ч. М. Чупалаев

## БАРОТЕРМИЧЕСКАЯ ЗАВИСИМОСТЬ ВЫДЕЛЕНИЯ Rb И Sr ИЗ МИНЕРАЛОВ ПРИ КАТИОНООБМЕННЫХ ПРОЦЕССАХ

Расходящиеся возрастные данные, получаемые по различным схемам радиоактивного распада, обусловлены дифференциальной миграцией материнских и дочерних продуктов радиоактивного распада. В литературных источниках наиболее полно освещен вопрос миграции радиогенного аргона в минералах и ее влияния на вычисляемый возраст. В ряде работ [1-5] описываются эксперименты, где обнаружены значительные миграции K, Rb и Sr. Герлинг и Овчинникова [1,2] экспериментально установили, что K и Rb при выщелачивании не только подвержены миграции, но и возможны процессы замещения K на Rb при соответствующих условиях.

Наиболее полно изучены вопросы привноса Rb в слюды (особенно в биотиты), из-за которого получаются по Rb - Sr методу заниженные значения возраста, чем по K - Ar методу [2-5].

Настоящая работа ставила целью исследование миграционных способностей Rb и Sr в различных минералах в зависимости от температуры и давления выщелачиваемых растворов. В качестве выщелачиваемых растворов использовались как 1 M  $MgCl_2$  и NaCl, так и дистиллированная вода.

Все эксперименты по выщелачиванию проводились в автоклаве из нержавеющей стали марки 1X18H9T с внешним нагревом трубчатой электропечью. Для изучения температурной зависимости миграции Rb и Sr из минералов рабочий объем (50 см<sup>3</sup>) автоклава заполнялся наполовину выщелачиваемым раствором. При этом давление в автоклаве создается невысокое. Для создания же высоких давлений рабочий объем автоклава заполняется вместе с образцом выщелачиваемым раствором полностью, тогда создается давление, обусловленное тепловым расширением воды. Количественные выделения Rb и Sr определялись на масс-спектрометре МИ-1305 методом изотопного разбавления. Предварительно Rb и Sr очищались от сопутствующих элементов в ионообменной колонке со смолой Dawex-50.

Результаты экспериментов по изучению влияния температуры и давления на миграцию Rb и Sr (табл. 1) показали, что с повышением давления относительный выход Rb в раствор на 1-2 порядка больше, чем без давления при соответствующих температурах.

В табл. 1 приведены данные по выщелачиванию Rb в 1M раствор  $MgCl_2$  из амазонита (фр. 0,071-0,2 мм) при различных температурах и давлениях с продолжительностью прогревов 4 ч. Мы видим, что давление играет существенную роль в выделении Rb из минерала в раствор, что находится в хорошем согласии с выводами авторов [6] по изучению миграции K из минералов.

Таблица 1

Условия выщелачивания	$t, ^\circ\text{C}$	$P, \text{атм}$	Выход в раствор $^{87}\text{Rb}, \%$
1/2 рабочего объема автоклава заполнена 1 М $\text{MgCl}_2$	100	-	0,045
	400	-	0,135
Рабочий объем заполнен полностью 1 М $\text{MgCl}_2$	100	1250	0,37
	200	2500	1,85
	300	3750	5,66
	400	5000	18,76

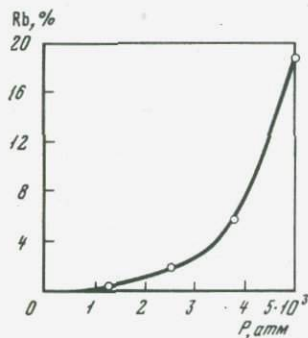
Таблица 2

Выщелачивающая среда	Минерал	$t, ^\circ\text{C}$	$P, \text{атм}$	Относительный выход, %	
				$^{87}\text{Rb}$	$^{87}\text{Sr}_p$
1 М $\text{MgCl}_2$	Амазонит (фр. 0,071-0,2 мм)	100	1250	0,37	1,18
		200	2500	1,85	Не изм.
		300	3750	5,66	Не изм.
		400	5000	18,76	24,25
	Биотит В-1347 (фр. 0,05-0,1 мм)	200	2500	3,68	4,83
1 М $\text{NaCl}$	Амазонит (фр. 0,071-0,02 мм)	250	3125	4,1	Не изм.
		Биотит В-1347 (фр. 0,05-0,1 мм)	200	2500	4,85
	Лепидолит (фр. 0,1-0,16 мм)	200	2500	0,44	2,63
	То же	400	5000	3,52	25,13
$\text{H}_2\text{O}$	Амазонит (фр. 0,071-0,2 мм)	200	2500	0,03	Не изм.
	Биотит В-1347 (фр. 0,05-0,1 мм)	200	2500	0,6	Не изм.

В дальнейшем все эксперименты проводились при полностью заполненном рабочем объеме автоклава, т.е. создавались условия, когда наблюдалась явно выраженная миграция Rb и Sr из минералов в растворы. На рис. 1 показан ход кривой выделения Rb из амазонита в 1 раствор  $\text{MgCl}_2$  с повышением давления раствора. С ростом темпера-

туры и давления в раствор Rb растет интенсивно. За 4 ч. прогрева при 400°C выход Rb в раствор из амазонита (фр. 0,071–0,2 мм) составил 18,76%.

Представляло большой интерес выявление влияния состава выщелачиваемых растворов на миграцию Rb и Sr из различных минералов. Экспериментально получено, что выделение Rb в бидистиллированную воду на 1–2 порядка меньше, чем в 1 M NaCl и MgCl<sub>2</sub>. Полученные сравнительные данные по миграции Rb и Sr их различных минералов в различные выщелачиваемые растворы при 5-часовых прогревах приведе-



Зависимость выхода Rb из амазонита в 1 M MgCl<sub>2</sub> от давления

ны в табл. 2. Следует отметить, что относительный выход Rb в раствор для исследованных минералов уменьшается в порядке – биотит, амазонит, лепидолит.

Интенсивный выход Rb и Sr в растворы солей обусловлен процессом катионного обмена. В растворах магниевых солей наблюдается значительно больший выход Sr по сравнению с Rb. Последнее, видимо, обусловлено меньшим ионным радиусом Sr<sup>+</sup> (1,12 Å), чем Rb<sup>+</sup> (1,47 Å) и соответствием валентностей Mg<sup>2+</sup> и Sr<sup>2+</sup>. Рубидий лучше обменивается с катионом, близким к нему валентностью и ионным радиусом. Относительный выход Rb в растворы NaCl больше, чем в растворы MgCl<sub>2</sub> для одного и того же минерала при одинаковых условиях эксперимента.

Для всех исследованных минералов получено, что относительный выход <sup>87</sup>Sr<sub>p</sub> в раствор в 2–3 раза больше, чем <sup>87</sup>Rb. Причем наиболее заметна эта разница в первые часы прогревов (1–5 ч.). При увеличении времени прогревов до нескольких десятков часов относительный выход <sup>87</sup>Sr<sub>p</sub> и <sup>87</sup>Rb выравнивается. Видимо, некоторая часть радиогенного <sup>87</sup>Sr находится на участках, более подверженных миграции по сравнению с материнскими атомами Rb.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Э.К. Герлинг, Г.В. Овчинникова. Об аномальных значениях возраста, полученных по Rb-Sr методу. – В кн.: Труды IX сесс. Комис. по опр. абсолютн. возр. геолог. формаций. 1961.
2. Э.К. Герлинг, Г.В. Овчинникова. О причинах занижения возраста слюды при определении Rb-Sr методом. – Геохимия, 1962, № 9.

3. G.W. Wetherill, G.L. Davis, L. T. Aldrich. Age measurements on rocks north of Lake Huron. Trans. - Amer. Geophys. Union, 38, N 3, 1957.
4. G.R. Tilton, G.W. Wetherill, F.L. Davis, N.M. Bass. 100-Million-Year-Old Minerals from the Eastern United States and Canada. - J. Geophys. Res., 65, N 12, 1960.
5. Д.ж.Л. Калп, В.Х. Бассет. Влияние катионного обмена на значения возраста, получаемые К-Аг и Rb-Sr методами. - В кн.: Вопросы геохронологии. ИЛ, 1963.
6. Х.И. Амирханов, С.Б. Брандт, Е.И. Бартницкий. Радиогенный аргон в минералах и горных породах. Махачкала, 1960.

В. Л. Тальрозе, В. А. Павленко, М. Д. Шутов,  
Р. Н. Галль, А. Э. Рафальсон, А. Н. Малеев,  
А. А. Гольдин, А. Ф. Борнгард, Л. Л. Шанин,  
И. В. Чернышев, М. М. Аракелянц

**НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ МАСС-СПЕКТРОМЕТРЫ МИ-1320  
И МИ-1330 И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ  
В ГЕОХРОНОЛОГИИ  
(реферат)**

В докладе приводятся данные по основным конструктивным характеристикам и техническим параметрам новых масс-спектрометров для исследования изотопного состава МИ-1320 и МИ-1330. Приборы эти были разработаны СКБ АН АН СССР с участием ИГЕМ АН СССР и предназначены, в частности, для проведения исследований в области изотопной геохронологии и геохимии изотопов. Приборы оснащены современной прецизионной цифровой измерительной техникой. Большое место в докладе уделялось основным метрологическим параметрам приборов – в первую очередь воспроизводимости измерений, чувствительности и разрешающей способности при измерениях малораспространенных изотопов – достигнутым в ходе проведения государственных испытаний.

## СОДЕРЖАНИЕ

А.М. Магомедов, А.С. Батырмурзаев. Абсолютный возраст осадочных образований Дагестана . . . . .	3
<u>А.И. Тугаринов</u> , Е.В. Бибикова, Т.В. Грачева, В.А. Макаров. Геохронологическое расчленение магматических комплексов Северного Кавказа и связь с ними полиметаллического оруденения . . . . .	12
Х.И. Амирханов, Л.К. Анохина, А.С. Батырмурзаев. Сравнительные данные абсолютного возраста изверженных пород Дагестана (по К-Аг и ЯГР) . . . . .	21
Х.И. Амирханов, Л.К. Анохина, К.Г. Самышкина, Р.У. Габитова, Р.М. Чалабов, Ш.М. Алиев. Датирование палеонтологических образцов Дагестана методом ЯГР . . . . .	23
И.М. Горохов, М.М. Рубинштейн, Э.П. Кутявин, Э.С. Варшавская. Применение Rb-Sr метода для датирования некоторых демозойских пород Грузии. <i>Взрывы и Хран.</i> . . . . .	26
Г.П. Багдасарян, Р.Х. Гукасян. Возрастное расчленение вулканических и экструзивных образований Армянской ССР (К-Аг методом с учетом геологических представлений). . . . .	34
Г.П. Багдасарян, Р.Х. Гукасян, К.Б. Казарян. Сравнительное изучение возраста древних метаморфических сланцев бассейна р. Ахум (Армянская ССР) К-Аг и Rb-Sr методами . . . . .	47
Э.В. Собонович, Н.С. Вардзелашвили. Радиологическая характеристика гранитоидов Локского поднятия (Южная Грузия) . . . . .	57
<u>А.И. Тугаринов</u> , Е.В. Бибикова, И.К. Шулешко, Т.В. Грачева, А.В. Ляликов. Соотношение архея и нижнего протерозоя Карелии . . . . .	83
Л.Н. Овчинников, С.Н. Вороновский, Е.К. Хохлов, Л.В. Овчинникова, О.Ф. Сазонова. Датирование древнейших биотитов Кольского полуострова калий-кальциевым методом . . . . .	94
С.Н. Вороновский, Л.В. Овчинникова, Г.В. Малярова, Н.А. Сокова. Сравнительное изучение возраста пегматитов и вмещающих их пород двух районов Кольского полуострова . . . . .	101
К.И. Розанов, Н.В. Смирнова, С.Н. Вороновский. Радиологический возраст докембрийских гранитоидных формаций и оловянно-полиметаллического оруденения в Северном Приладожье (по данным К-Аг метода) . . . . .	114
Н.П. Семененко, Н.П. Щербак, Е.Б. Глевасский, С.Г. Кривдик, Г.Д. Елисеева, Б.Б. Зайдис, Ф.И. Котловская, Г.Я. Терец. Изотопный возраст и последовательность формирования образований комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Черниговской зоны разломов (Западное Приазовье) . . . . .	135
Н.П. Щербак. Принципы установления нижних геохронологических рубежей стратиграфических подразделений докембрия Украинского щита . . . . .	147
Н.П. Щербак, О.М. Струева, Е.Н. Бартницкий, Г.Д. Елисеева, Н.Ю. Левковская, А.В. Лукашук. Изотопный возраст и геологические соотношения докембрийских пород Верховцевского района Украинского щита . . . . .	151

Н.П. Щербак, Е.Н. Бартницкий, Н.Ю. Левковская, И.М. Лесная, Ф.И. Котловская. Временная последовательность геологических процессов в докембрии западной части Украинского щита . . . . .	161
В.В. Рябоконь, Е.Н. Бартницкий, Г.Д. Елисеева, О. возраст событий в уманских гранитов Украинского щита . . . . .	170
И.М. Горохов, Н.М. Мельников, Э.С. Варшавская, С.Г. Рудаков, О.И. Матковский. Rb-Sr возраст пород кристаллического основания северо-западной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты) . . . . .	175
А.Д. Искандерова, Л.А. Неймарк, Н.И. Полевая. Корреляция некоторых протерозойских карбонатных отложений Восточно-Европейской платформы по данным свинцово-изохронного метода . . . . .	190
Г.А. Мурина, С.Л. Миркина, А.Д. Искандерова, Ю.П. Шергина, Б.Я. Хорева, Л.К. Левский, А.П. Чухонин, Л.А. Неймарк. Опыт применения комплекса изотопных методов для датирования полиметаморфизованных пород . . . . .	195
Р.Н. Соболев. Геохронологический анализ гранитоидного магматизма девонской времени Центрального Казахстана . . . . .	210
А.А. Комаристый, С.И. Чебаненко, Э.В. Соботович. К вопросу о фракционном радиосвинцово-свинцовом изохронном методе датирования горных пород . . . . .	219
А.П. Чухонин, С.Л. Миркина. К вопросу о выделении микроколичеств свинца из проб и минералов при геохронологических исследованиях . . . . .	232
Ю.А. Шуколюков, Г.Ш. Ашкинадзе. Нейтронно-индукционные ксеноновый и криптоновый методы ядерной геохронологии . . . . .	234
Ю.А. Шуколюков, Г.М. Ашкинадзе, А.Б. Верховский, А.Н. Комаров, О.А. Левченков, Г.В. Овчинникова, С.З. Яковлева. Геохронологическое и изотопно-геохимическое исследование проб из месторождения Окло (Габон) - природного ядерного реактора . . . . .	238
Л.Н. Овчинников, С.Н. Вороновский, Л.В. Овчинникова. Гранитные пегматиты - основа геохронологической шкалы . . . . .	241
Э.К. Герлинг, Г.В. Овчинникова. Постоянна ли скорость радиоактивного распада? . . . . .	249
Н.И. Ненашев, А.И. Зайцев. О последовательности и длительности формирования вулканоплутонических ассоциаций пород и продолжительности проявления мезозойско-кайнозойского магматизма Восточной Якутии . . . . .	252
Х.И. Амирханов, Л.К. Анохина, С.С. Сардаров. Определение возраста микроклинов методом ядерного $\gamma$ -резонанса . . . . .	261
В.С. Павленко, С.Н. Вороновский. Эволюция глубинных разломов Западной Монголии по данным абсолютного датирования . . . . .	263
Э.Д. Баирова, Л.Л. Шанин. Определение малых содержаний калия в породах и минералах методом пламенной спектральной фотометрии . . . . .	270
А.И. Степанов, А.А. Краснобаев, Б.А. Юников. Искажение K-Ar возраста слюд в связи с их структурно-геохимическими преобразованиями . . . . .	278
И.М. Шахпазов, А.С. Батырмурзаев. Установка для выделения и очистки радиогенного аргона из минералов . . . . .	284
Ш.А. Магомедов, А.А. Гусейнов, А.С.-Ш. Батырмурзаев, Ч.М. Чупалаев. Изучение миграции Rb и Sr в процессе на Rb-Sr возраст (на примере амазонита) . . . . .	288

А.С. Батырмурзаев, И.М. Шахпазов, Ф.Ш. Закиева, Г.С. Ра- сулов. Кинетика выделения радиогенного аргона из серицитов .	292
Х.И. Амирханов, А.С. Батырмурзаев, М.Р. Омарова, Ф.Ш. Закиева, С.З. Гаджиев. Исследование одновозрастных минералов на сохранность К и Аг . . . . .	298
Ш.А. Магомедов, А.А. Гусейнов, А.М. Магомедов Ч.М. Чу- палаев. Барометрическая зависимость выделения Rb и Sr из минералов при катионообменных процессах . . . . .	304
В.Л. Тальрозе, В.А. Павленко, М.Д. Шутов, Р.Н. Галль, А.Э. Рафальсон, А.Н. Малеев, А.А. Гольдин, А.Ф. Борн- гард, Л.Л. Шанин, И.В. Чернышев, М.М. Аракелянц. Но- вые изотопные масс-спектрометры МИ-1320 и МИ-1330 и воз- можности их использования в геохронологии (реферат) . . . . .	308

УДК 550,93

Абсолютный возраст осадочных образований Дагестана. Магомедов А.М., Батырмурзаев А.С. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

В работе приводятся значения абсолютного возраста более 80 образцов осадочных образований Дагестана, определенные по глауконитам методом. Табл. 3, библи. 11 назв.

УДК 550,93

Геохронологическое расчленение магматических комплексов Северного Кавказа и связь с ними полиметаллического оруденения. Тугаринов А.И., Бибикина Е.В., Грачева Г.В., Маркова В.А. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

В статье приводятся новые данные по определению абсолютного возраста Pb-U-Th методом акцессорных цирконов из различных метаморфических и магматических пород Северного Кавказа. Впервые получено значение возраста в 1250±50 млн. лет для циркона из кристаллического сланца бассейна р.Урух, подтверждающее докембрийский возраст этих образований. Результаты изучения изотопного состава свинца полевых шпатов из тех же пород говорят об унаследованном характере магматизма, о формировании гранитоидов за счет более древних метаморфических пород.

Делаются выводы об источнике рудного свинца полиметаллических месторождений и о возрасте оруденения. Табл. 2, илл. 1, библи. 11 назв.

Сравнительные данные абсолютного возраста изверженных пород Дагестана (по K-Ar и ЯГР). Амирханов Х.И., Анохина Л.К., Батырмурзаев А.С. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Сопоставление цифр возраста, полученного K-Ar методом и по методу ЯГР, дает хорошую сходимость и позволяет применять метод в качестве контрольно-проверочного при серийной датировке минералов. Табл. 1, илл. 1, библи. 3 назв.

УДК 550,93

Датирование палеонтологических образцов Дагестана методом ЯГР. Амирханов Х.И., Анохина Л.К., Самышкина К.Н., Габитова Р.У., Чалабов Р.М., Алиев Ш.А. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Для определения возраста методом ЯГР были отобраны образцы, начиная с отложений триаса и кончая отложениями неогена. Геологический возраст этих образцов подтвержден определением палеонтологических остатков. В связи с развитием геолого-поисковых работ на нефть в отложениях триаса на территории Дагестана предложенный метод будет способствовать их эффективности. Табл. 1, библи. 2 назв.

УДК 550,93

Применение Pb-Sr метода для датирования некоторых докембрийских пород Грузии. Горохов И.М., Рубишштейн М.М., Кутявин Э.П., Варшавская Э.С. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Исследовались образцы пород из метаморфических сланцев Дзиркульского массива и серые массивные граниты и гниодиориты храмского массива. Табл. 1, илл. 1, библиограф. 41 назв.

УДК 550,93

Возрастное расчленение вулканических и экструзивных образований Армянской ССР (K-Ar методом с учетом геологических представлений). Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Выполнено свыше 780 радиологических определений возраста. Полученные данные имеют большой научный и практический интерес, поскольку со многими эффузивно-экструзивными образованиями связаны многочисленные виды неметаллических и некоторые металлические полезные ископаемые. Илл. 1, библиограф. 26 назв.

УДК 550,93

Сравнительное изучение возраста древних метаморфических сланцев бассейна р.Ахум (Армянская ССР) K-Ar методами. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Казарян К.Б. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Вопрос о возрасте доюрских метаморфических пород Армении является дискуссионным. Он определяется либо как верхний протерозой-ордовик, либо его относят к образованиям герцинско-нижнекембрийского этапа. Абсолютная датировка этих пород K-Ar методом привела к пестрому получению данных, трудно интерпретируемых. Чтобы решить этот вопрос, авторы используют Pb-Sr изохронный метод, который дает ценные данные не только о возрасте пород, но и сведения об их метаморфической истории. Табл. 4, илл. 1, библиограф. 15 назв.

УДК 550,93

Радиологическая характеристика гранитоидов Локского поднятия (Южная Грузия). Собонович Э.В., Вардзелашвили И.С. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Полученные геохронологические данные дают основание предполагать, что исследуемые гранитоиды сформировались  $1200 \pm 200$  млн. лет назад. Они являются метаморфогенными и могут представлять интрузивно-реоморфический тип. Вероятно, кристаллический фундамент исследованного района Кавказа сложен докембрийскими породами, не прошедшими стадии полной переработки за время его существования. Табл. 7, илл. 7, библиограф. 25 назв.

Соотношение архея и нижнего протерозоя Карелии, Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Шулешко И.К., Грачева Т.В., Ляликов А.В. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Приводятся результаты измерения Pb-U методом абсолютного возраста цирконов из различных магматических и метаморфических пород Карелии.

Полученные результаты показывают, что относимые ранее к нижнему протерозою осадочно-вулканогенные породы гимольской и парандовской серий (лопий) на самом деле являются архейскими образованиями, так как возраст прорывающих их интрузий равен  $2730 \pm 50$  млн. лет.

К нижнему протерозою относится ладожская формация, являющаяся восточным продолжением пояса свекофенид. Время накопления пород этой серии лежит в интервале 2750-1900 млн. лет. Табл. 3, илл. 4, библи. 13 назв.

Датирование древнейших биогитов Кольского полуострова калий-кальциевым методом, Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н., Хохлов Е.К., Овчинникова Л.В., Сафонова О.Ф. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Показано, что при совершенствовании K-Ca метода в сочетании с K-Ar методом можно много получить для развития радиохронологии и повышения достоверности цифр. Так, охарактеризован абсолютный возраст гранитоидов Кольского п-ва 4,0-4,5 млрд. лет, сопоставимо датированных обоими методами. Табл. 3, илл. 1, библи. 7 назв.

Сравнительное изучение возраста пегматитов и вмещающих пород двух районов Кольского полуострова, Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В., Малярова Г.В., Сокова Н.А. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Исследованы причины омоложения гнейсов, вмещающих пегматиты. Табл. 1, илл. 4, библи. 7 назв.

Радиологический возраст докембрийских формаций и оловяннополиметаллического оруденения в Северном Приладожье, Розанов К.И., Смирнова Н.В., Вороновский С.Н. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Обобщены результаты радиогеохронологических исследований, которые позволили составить таблицу абсолютного возраста геологических комплексов Северного Приладожья и наметить последовательность их образования в процессе развития юго-востока Балтийского щита. Табл. 2, илл. 1, библи. 22 назв.

УДК 550.93

Изотопный возраст и последовательность формирования образований комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатов черниговской зоны разломов (Западное Приазовье). Семененко Н.П., Щербак Н.П., Глевасский Е.П., Кривдик С.Г., Елисеева Г.Д., Зайдис Б.Б., Котловская Ф.И., Терец Г.Я. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Черниговский щелочно-ультраосновно-карбонатитовый массив является одним из древнейших карбонатитовых массивов; интервал времени становления его на одном этапе изученности определяется К-Аг, РЬ-РЬ методами в интервале 2250-1830 млн. лет. Этот период времени определяет нижний предел консолидации восточной части Украинского щита. Установленная геологическими наблюдениями последовательность формирования пород массива в целом подтверждается радиологическими данными. Табл. 2, библи. 11 назв.

УДК 550.93

Принципы установления нижних геохронологических рубежей стратиграфических подразделений докембрия Украинского щита. Щербак Н.П. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

В работе приводятся три способа установления нижних геохронологических рубежей стратиграфических подразделений докембрия. Илл. 2. библи. 6 назв.

УДК 550.93

Изотопный возраст и геологические соотношения докембрийских пород Верховцевского района Украинского щита. Щербак Н.П., Струева О.М., Баргницкий Е.Н., Елисеева Г.Д., Левковская Н.Ю., Лукашук А.В. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Приводятся результаты исследования по выяснению возрастных взаимоотношений осадочно-вулканогенных пород с окружающими гранитами. Табл. 3, библи. 6 назв.

УДК 550.93

Временная последовательность геологических процессов в докембрии западной части Украинского щита. Щербак Н.П., Баргницкий Е.Н., Левковская Н.Ю., Лесная И.М., Котловская Ф.И. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Рассматриваются особенности геологического строения четырех районов западной части Украинского щита - северного (I), центрального (II), южного (III) и восточного (IV). Табл. 1, илл. 6.

УДК 550,93

О возрасте собигов Уманских гранитов Украинского щита, Рябонь В.В., Баргидкий Е.Н., Елисеева Г.Д. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Получены новые данные о геологическом положении уманских гранитов в кристаллическом фундаменте Украинского щита и их взаимоотношении с вмещающими породами, которые подтверждаются радиогеохронологическими исследованиями. Табл. 1, илл. 3, библиограф. 6 назв.

УДК 550,93

Pb-Sr возраст пород кристаллического основания северо-западной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты), Горохов И.М., Мельников Н.Н., Варшавская Э.С., Рудаков С.Г., Матковский О.И. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Рассматриваются современные взгляды на стратиграфию кристаллического основания массива, используя в качестве основы номенклатуру, предложенную С.Г.Рудаковым. Табл. 1, илл. 4, библиограф. 67 назв.

УДК 550,93

Корреляция некоторых прогерозойских карбонатных отложений Восточно-Европейской платформы по данным свинцово-изохронного метода, Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Полевая Н.И. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Объектом исследования служили мраморы, известняки и доломиты из разрезов четырех осадочных толщ прогерозойского возраста: верхней свиты криворожской серии Украинского массива, Онежской свиты Карельского комплекса, сагкинской свиты бурзянской серии Южного Урала и калгасинской свиты восточной части Русской платформы. Табл. 1, илл. 4, библиограф. 5 назв.

УДК 550,93

Опыт применения комплекса изогонных методов для датирования полиметаморфизованных пород, Мурина Г.А., Миркина С.Л., Искандерова А.Д., Щергина Ю.П., Хорева Б.Я., Левский Л.К., Чухонин А.П., Неймарк Л.А. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Сравнительное изучение двух генетических типов ультраметаморфических пород Юго-Западного Памира с помощью комплекса радиологических методов позволило подтвердить одновременность их формирования. Табл. 5, илл. 6, библиограф. 7 назв.

УДК 550,93

Геохронологический анализ гранитондного магматизма девонского времени Центрального Казахстана, Соболев Р.Н. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Автор останавливается на обосновании геологического и геохронологического возраста девонских гранитоидных комплексов и выяснению геотектонической обстановки их проявления в различных тектонических зонах. Табл. 2, библиография 10 назв.

УДК 550.93

К вопросу о фракционном радиосвинцово-свинцовом изохронном методе датирования горных пород. Комаристый А.А., Чебаненко С.И., Соболев Э.В. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

На примере серого токовского гранита (Подстепнянский карьер) показано, что фракционная возгонка свинца дает возможность датировать горные породы по одному образцу на основе модифицированного свинцово-изохронного метода. Табл. 7, илл. 5, библиография 18 назв.

УДК 550.93

К вопросу о выделении микроколичеств свинца из проб и минералов при геохронологических исследованиях. Чухонин А.П., Миркина С.Л. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Описывается новая методика, которая успешно применяется при выделении свинца из доломитов, железистых кварцитов, сфенов, пиритов, сфалеритов, ангимонитов, киновари. Табл. 1, библиография 3 назв.

УДК 550.93

Нейтронно-индукционные ксеноновый и криптоновый методы ядерной геохронологии. Шуклюков Ю.А., Ашкинадзе Г.Ш. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Дается описание нового метода. Илл. 5, библиография 3 назв.

УДК 550.93

Геохронологическое и изотопно-геохимическое исследование проб из месторождения Окло (Габон) природно-ядерного реактора. Шуклюков Ю.А., Ашкинадзе Г.Ш., Верховский А.Б., Комаров А.Н., Левченко О.А., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Дается описание исследования 5 проб урановой руды из месторождения Окло. Одна проба непосредственно из зоны цепной реакции, а четыре на последовательно увеличивающемся расстоянии от этой зоны — на глубину 2,5 м.

Библиография 3 назв.

УДК 550.93

Гранитные пегматиты — основа геохронологической шкалы. Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Проведенные исследования обосновывают правомерность использования датировок по гранитным пегматитам для построения геохронологической шкалы.

Табл. 1, илл. 3, библиография 4 назв.

УДК 550,93

Постоянна ли скорость радиоактивного распада, Герлинг Э.К., Овчинникова Г.В. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. XIX сессия", "Наука", 1977.

На основании проведенных исследований авторы считают, что гипотеза П.А. М. Дирака сохранила актуальность до настоящего времени.  
Библ. 9. назв.

УДК 550,93

О последовательности и длительности формирования вулканоплутонических ассоциаций пород и продолжительности проявления мезозойско-кайнозойского магматизма Восточной Якутии, Ненашев Н.И., Зайцев А.И. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и Кавказско-Карпатской системы. XIX сессия". "Наука", 1977.

На основании определения К-Аг возраста магматических пород сделана попытка оценить длительность формирования вулканоплутонических формаций.

Табл. 2, илл. 1, библ. 14 назв.

УДК 550,93

Определение возраста микроклинов методом ядерного резонанса. Амирханов Х.И., Анохина Л.К., Сардаров С.С. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. XIX сессия". "Наука", 1977.

При исследовании этим методом разновозрастных образцов установлено, что разновозрастные минералы имеют одинаковые мессбауэровские параметры.

Табл. 1, илл. 1, библ. 2 назв.

УДК 550,93

Эволюция глубинных разломов Западной Монголии по данным абсолютного возраста, Павленко В.С., Вороновский С.Н. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленение Кавказско-Карпатской системы. XIX сессия". "Наука", 1977.

На основании применения понятия петролого-тектонической формации к гранитоидам Западной Монголии и их геохронологического изучения проведена реконструкция эволюции глубинных разломов этого региона. Возникновение разломов происходит одновременно, а отмирание постепенно в направлении с севера на юг. Время жизни крупного Толбонурского разлома можно оценить не менее 300 млн. лет.

Илл. 2, библ. 6 назв.

УДК 550,93

Определение малых содержаний калия в породах и минералах методом пламенной спектрофотометрии, Баирова Э.Д., Шанин Л.Л. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и Кавказско-Карпатской системы. XIX сессия". "Наука", 1977.

Предложен вариант пламенно-фотометрического определения малых содержаний калия в породах и минералах. Достигнута высокая чувствительность пламенного спектрофотометра, обусловленная применением

светосильного дифракционного монохроматора и чувствительного измерителя фототока, и низкий уровень "холостого опыта".

Табл. 3, библи. 9 назв.

УДК 550.93

Искажение К-Аг возраста слюды в связи с их структурно-геохимическими преобразованиями. Степанов А.И., Краснобаев А.А., Юников Ю.А. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. XIX сессия". "Наука", 1977.

Были изучены триоктаэдрические слюды (биогит и флюгопит, претерпевшие низкотемпературные изменения — одной из причин, вызывающих искажения К-Аг возраста, является их гидратация.

Табл. 2, илл. 3, библи. 6 назв

УДК 550.93

Установка для выделения и очистки радиогенного аргона из минералов. Шахпазов И.М., Багырмурзаев А.С. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. XIX сессия". "Наука", 1977.

Приводятся чертеж многореакторной аргоновой установки и результаты анализов.

Табл. 3, илл. 1, библи. 3 назв.

УДК 550.93

Изучение миграции Pb и Sr и ее влияние на Pb-Sr возраст (на примере амазонита). Магомедов Ш.А., Гусейнов А.А., Багырмурзаев А.С.Ш., Чупалаев Ч.М. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. XIX сессия". "Наука", 1977.

Для изучения процессов миграции Rb и Sr из минералов использовалась способность Pb и Sr переходить в раствор при выщелачивании под высоким давлением.

Табл. 2, илл. 1, библи. 2 назв.

УДК 550.93

Кинетика выделения радиогенного аргона из серицитов, Багырмурзаев А.С., Шахпазов И.М., Закиева Ф.Ш., Расулов Г.С. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. XIX сессия". "Наука", 1977.

Приведены результаты изучения процессов диффузии радиогенного аргона и дегидратации в трех серицитах из серицитовых сланцев Азербайджана.

Табл. 1, илл. 3, библи. 4 назв.

УДК 550.93

Исследование разновозрастных минералов на сохранность К и Аг. Амирханов Х.И., Батырмурзаев А.С., Омаров М.Р., Закиева Ф.М., Гаджиев С.З. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. XIX сессия". "Наука", 1977.

Исследованы разновозрастные биогит-полевошпатовые пары минералов Кольского п-ова, которые дают дискордантные значения К-Аг воз-

раста. Параметры диффузии  $K$ ,  $A_0$  и скорости реакции дегидратации дают возможность судить о допустимости привноса или выноса элементов, определяющие  $K$ - $A_0$  возраст. Табл. 2, илл. 4, библи. 5 назв.

УДК 550.93

Барометрическая зависимость выделения Rb и Sr из минералов при катионно-обменных процессах. Магомедов Ш.А., Гусейнов А.А., Мегомедов А.М., Чупалаев Ч.М. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы, XIX сессия". "Наука", 1977.

Исследование миграционной способности Rb и Sr различных минералов в зависимости от температуры и давления выщелачиваемых растворов. Табл. 2, илл. 1, библи. 6 назв.

2 р. 40 к.

2369



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»