

ГЕВОРК ПЕТРОСАВИЧ БАГДАСАРЯН* — РАФИК ХАЧИКОВИЧ ГУКАСЯН* —
БОГУСЛАВ ЦАМБЕЛ** — ПОЗЕФ ВЕСЕЛЬСКИЙ***

РЕЗУЛЬТАТЫ Rb—Sr ОПРЕДЕЛЕНИЙ ВОЗРАСТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА МАЛЫХ КАРПАТ

(Рис. 2, таб. 4)



Резюме: В предлагаемой публикации, которая по сути является продолжением недавно опубликованной статьи (Багдасарян и др., 1982) о Rb—Sr изохронной датировке гранитоидных пород Малых Карпат, авторы приводят данные сравнительного статистического анализа изохрон, полученных для Братиславского и Модранского массивов (изохрона последнего дополнена анализами двух новых образцов) и результаты определения возраста метасадочных пород Пезинок-Пернекской зоны и области г. Братиславы с помощью Rb—Sr изохроны.

Регрессионный анализ показывает, что нет статистически значимого различия между возрастом Братиславского массива (347 ± 4 млн лет) и Модранского массива (326 ± 22 млн лет) и их первичных соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (т. е. они синхронные и имеют один и тот же источник магмы), что позволяет для гранитоидных пород Малых Карпат вычислить единое значение возраста.

Валовые пробы метаморфических и кристаллических сланцев (гнейсов) Малых Карпат также определяют изохрону, соответствующей возрасту 387 ± 38 млн лет (2σ) и первичному отношению $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7100 \pm 0,0008$ (2σ). Rb—Sr изотопные анализы нескольких пар биотит-кристаллический сланец (из которого выделен биотит) указывают, вероятно, на то, что при периплутоническом метаморфизме имело место перераспределение изотопов стронция между минеральными фазами пород, в то время как валовые пробы оставались химически замкнутыми системами.

Abstract: In the presented paper which is, in the main, a continuation of the recently published paper (Bagdasarjan et al., 1982) on Rb—Sr isochrone dating of granitoid rocks of the Malé Karpaty Mts., the authors give data on comparative statistical analysis of isochrones obtained for the Bratislava and Modra massifs (isochrone of the latter is complemented by the analyses of two new samples) and the results of age determination of metasedimentary rocks of the Pezinok—Pernek zone and the Bratislava area by means of Rb—Sr isochrone.

Regression analysis shows that there is not statistically significant difference between the age of Bratislava massif (347 ± 4 m. y.) and Modra massif (326 ± 22 m. y.) and between their initial ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i. e. they are synchronous, having the same magma source) what allows to calculate a uniform value for age.

Whole-rock samples of metamorphic and crystalline schists (gneisses) of the Malé Karpaty Mts. also determine the isochrone corresponding to the age 387 ± 38 m. y. (2σ) and initial ratio $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$.

* Г. П. Багдасарян, д-р. г. м. н., Р. Х. Гукасян, д-р. г. м. н., Институт геологических наук АН Армянской ССР, ул. Барекамутия 24 а, 375 200 Ереван, СССР.

** Акад. Б. Цамбел, Геологический институт САН, Дубравска цеста 9, 814 73 Братислава.

*** Доц. д-р. П. Весельский, Кафедра геохимии и минералогии, Естественный факультет Университета им. Коменского, Паулиныго 1, 811 02 Братислава.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7100 \pm 0.0008 (2\sigma)$. Rb-Sr isotope analyses of several pairs of biotite — crystalline schist (from which biotite was separated) point out that redistribution of Sr isotopes among the mineral phases of rocks takes place during the periplutonic metamorphism, while the whole-rock samples remain chemically closed systems.

Завершен третий этап работ по рубидий-стронциевой изохронной датировке гранитоидных и метаморфических пород Малых Карпат. В настоящей статье мы излагаем данные новых рубидий-стронциевых изотопных измерений, выполненных на метаморфических породах, результаты их статистической обработки и некоторые соображения относительно интерпретации полученных изотопных возрастов. Результаты исследований гранитоидов Малых Карпат изохронным методом нами уже опубликованы (Багдасарян и др., 1982). Для гранитоидов Братиславского массива был получен возраст 347 ± 4 млн. лет. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7076 \pm 0.0013$ и для гранитоидов Модранского массива 324 ± 18 млн. лет (2σ) при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7075 \pm 0.00032 (2\sigma)$.

Методика аналитических исследований

Содержания рубидия и стронция определялись из разных навесок стандартным методом изотопного разбавления, с использованием в качестве индикаторов („spike“) растворов чистых солей RbCl и $\text{Sr}(\text{NO}_3)_2$, обогащенных соответственно изотопами ^{87}Rb (95 $\%$) и ^{84}Sr (49,0 $\%$). Индикаторы вводились до разложения образца. Как при определении рубидия, так и стронция, навески образцов разлагались смесью плавиковой и хлорной кислот ($\text{HF} + \text{HClO}_4$). Разделение стронция осуществлялось на ионообменной колонке, заполненной катионитом Dawex—50. Содержания стронция и рубидия в холостых опытах составляли, соответственно, 0,3—0,4 и 0,09 мкг.

Изотопные измерения производились на масс-спектрометре МИ — 1309 с однопучковым приемником ионов. Рубидий наносился на ионизатор трехленточного источника ионов в виде сульфата, а стронций на испаритель в виде нитрата. Процесс измерения заключался в последовательном ступенчатом развертывании мас-спектров каждого элемента с многократной (не менее 36 раз) регистрацией величины пиков. После вычисления средних значений изотопных отношений по записи масс-спектра стронция вводилась поправка на взаимное перекрывание пиков, возникающего за счет фона рассеянных ионов. Для всех валовых проб были выполнены прямые (без добавления индикатора) измерения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Для биотитов (в единичных случаях и для валовых проб) они вычислялись из данных опытов изотопного разбавления. Измеренные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нормализовались к величине $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$.

Для контроля правильности измерения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ анализировался межлабораторный стандарт Массачусетского технологического института, США (Эймер и Аменд, карбонат стронция, партия № 492327). Среднее значение этого отношения, полученное в наших опытах, равно 0,7086, что близко совпадает с общепринятым значением 0,7080.

Коэффициенты вариации, характеризующие внутрилабораторную ошибку воспроизводимости отдельных геохронометрических параметров, вычислялись на основании разброса результатов параллельных анализов с привлечением данных

аналитического архива. Они составляли: ^{87}Rb — 1,90 ‰, ^{86}Sr — 1,50 ‰, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — 1,85 ‰ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — 0,13 ‰ для биотитов — 0,5 ‰.

При вычислении возраста использовалась константа распада рубидия—87, рекомендованная Международной комиссией по геохронологии: $\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1,42 \times 10^{-11}$ год $^{-1}$. Константы распада K^{40} : $\lambda_{\text{K}} = 0,557 \times 10^{-16}$ год $^{-1}$; $\lambda_{\beta} = 4,72 \times 10^{-11}$ год $^{-1}$.

Так как интервал изменения отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ невелик и их дисперсии можно рассматривать как постоянные величины, то вычисление параметров уравнений регрессии производилось простым методом наименьших квадратов. Ошибки возраста и первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ установлены для 95 ‰-ной доверительной вероятности. Погрешность определения K—Ar-возрастов около ± 3 ‰.

Интерпретация результатов

В таблице 1 приведены результаты анализов двух дополнительных образцов (V — 1 и С — 26) Модранского гранитоидного массива. Статистическая обра-

Т а б л и ц а 1

Rb-Sr изотопно-аналитические данные валовых проб гранитоидов Модранского массива (Малые Карпаты) (дополнительные образцы)

№ образ-ца	Название породы, местонахождение	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ атомные отношения	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{1)}$ атомные отношения	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{2)}$ атомные отношения
V-1	Гранит лейкократовый, в 1 км к СЗ от вершины г. Пила	101,9	209,5	1,41	0,7143	—
C-26	Гранит лейкократовый, в 1,5 км к востоку от г. Еленец (694,6), Частянска долина	71,8	135,4	1,54	0,7155	—

¹⁾ Прямые измерения изотопного отношения.

²⁾ Изотопные отношения вычислены из опытов с добавлением индикатора.

ботка (простым методом наименьших квадратов) изотопных данных всех десяти (см. упомянутую в резюме статью) анализированных валовых проб по Модранскому гранитоидному массиву приводит к уравнению регрессии $y = 0,7076 + 0,004629 x$ с остаточной дисперсией $S_y^2 = 0,16 \cdot 10^{-6}$, что статистически значимо меньше дисперсии, обусловленной экспериментальными ошибками — $\tilde{S}_y^2 = 1,0 \cdot 10^{-6}$. Так как разброс экспериментальных точек относительно прямой регрессии целиком укладывается в пределы нашей аналитической погрешности, то исследованный нами набор образцов соответствует изохронной модели. Вычисления дают для 95 ‰-ной доверительной вероятности следующие значения возраста и первичного отношения: $T = 326 \pm 22$ млн. лет и =

$= 0,7078 \pm 0,0004$. Таким образом, полученная для Модранских гранитов новая изохрона (по 9 валовым пробам) по существу не отличается от старой (рис. 1).

Возникает вопрос — значимо ли различаются полученные для Братиславского и Модранского массивов Rb-Sr значения возраста, т. е. являются ли одновозрастными указанные массивы или нет? Для решения этого вопроса проведено

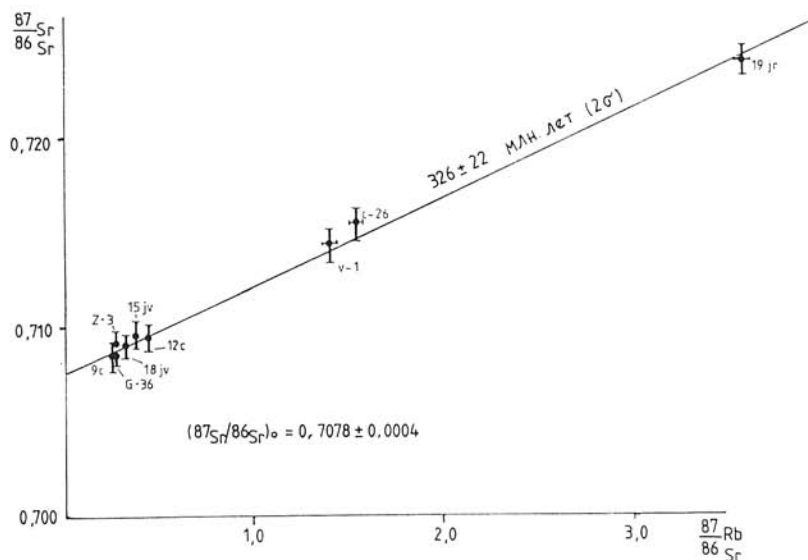


Рис. 1. Эволюционная диаграмма для валовых проб Модранского гранитоидного массива.

сравнение уравнений регрессии с помощью регрессионного анализа (таблица 2), результаты которого приводят к следующим заключениям:

1. При уровне значимости 0,05 значимо отличаются остаточные дисперсии (испытано с помощью F — критерия). Это различие, очевидно, связано с тем, что размах изохроны Братиславского массива в 20 раз больше размаха изохроны Модранского массива.

2. При уровне значимости 0,05 не различаются значимо коэффициенты регрессии b_1 и b_2 и a_1 и a_2 (испытано с помощью приближенного F — критерия), т. е. прямые регрессии можно считать совпадающими и, следовательно, нельзя говорить о значимом различии Rb-Sr возрастов изучаемых массивов.

Проведенный сравнительный анализ показывает на возможность вычисления для гранитоидных пород Малых Карпат единого значения возраста. Совместная статистическая обработка Rb-Sr изотопных данных для всех 17 проб гранитондов приводит к изохроне

$$y = 0,7075 + 0,004931 x$$

что соответствует возрасту 347 ± 3 млн. лет и первичному отношению $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7075 \pm 0,0005$, где ошибки, как и раньше, выражены в виде двух стандартных отклонений (2σ). Таким образом, возраст гранитоидных интрузивов Малых Карпат можно считать достаточно надежно установленным. Учитывая существу-

ющие в настоящее время неопределенности в датировке рубежа девон — карбон (340 или 360 млн. лет) следует констатировать, что формирование Братиславского и Модранского массивов имело место в самом позднем девоне или в раннем карбоне. Очевидно, что их внедрение приурочено к бретонской фазе герцинского орогенического цикла.

Таблица 2

Сравнение уравнений регрессии, полученных для Братиславского (А) и Модранского (В) массивов

Массив	Остаточная дисперсия	b	S^2_D	a	S^2_a	Возраст в млн. лет
А	$1,90 \cdot 10^{-6}$	0,004928	$0,043 \cdot 10^{-8}$	0,70765	$0,33 \cdot 10^{-6}$	347 ± 3
В	$0,16 \cdot 10^{-6}$	0,004629	$1,840 \cdot 10^{-8}$	0,70759	$3,37 \cdot 10^{-8}$	326 ± 22

В таблице 3 приведены Rb-Sr изотопные данные 16 валовых проб метаморфических пород из области Малых Карпат. На рис. 2 весь аналитический материал представлен графически в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Рассмотрение положения фигуративных точек на приведенной изохронной диаграмме показывает, что все они имеют тенденцию линейного расположения, за исключением точки, соответствующей пробе 8 с. Эта проба представляет собой милонитизированный филлит. Полученные по ней Rb-Sr изотопные данные показывают, что процесс милонитизации привел к полному удалению радиогенного стронция из исследуемой породы (заметим, что исследования по датировке милонитов из области Малых Карпат калий-аргоновым методом дали альпийские значения возраста — 85—160 млн. лет, указывающие на полную или частичную потерю радиогенного аргона из исходных пород (Цамбел и др., 1979, 1980)). Очевидно, что при статистической обработке экспериментального материала проба 8 с должна быть исключена. С другой стороны этот пример показывает, какое первостепенно важное значение имеет для Rb-Sr изохронной датировки правильный отбор материала.

Хотя в таблице 3 аналитический материал разделен на две части, согласно совместно проведенным маршрутам (профиль 1 — Пезинюк — Пернекская зона и профиль 2 — район г. Братиславы), мы сочли целесообразным, учитывая полиметаморфический характер исследуемых образований, подвергать статистической обработке экспериментальные данные не по отдельным профилям, а целиком. Вычисления с помощью простого метода наименьших квадратов приводят к уравнению регрессии

$$y = 0,7100 + 0,005495 x$$

причем эту прямую регрессии следует рассматривать как изохрону, так как остаточная дисперсия ($0,79 \cdot 10^{-6}$) значимо не отличается от экспериментальной. Вычисленный по этой изохроне возраст равен 387 ± 38 млн. лет при 2σ при первоначальном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7100 \pm 0,0008$ (2σ). Полученное

Таблица 3

Rb-Sr изотопно-аналитические данные валовых проб метаморфических пород
Малых Карпат

№ образца	Название породы, местонахождение	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ атомные отношения	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{(1)}$ атомные отношения	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{(2)}$ атомные отношения
1	2	3	4	5	6	7
1. Пезинок — Пернекская зона						
1 с	Палеосома гнейса из приконтактных мигматитов Братиславского массива между Юром и Мисленицами	146,9	193,7	2,19	0,7220	—
2 с	Кремнистый гнейс (парагнейс черного цвета), с. Лимбах, Солнечная долина, дорога из долины к лесной сторожке на 3 км от отметки 420	68,2	239,2	0,82	0,7141	—
3 с	Парагнейс (без прожилков кварца), Солнечная долина, дорога у озера	87,8	226,7	1,12	0,7172	—
4 с	Филлит биотитовый, г. Пезинок, трошника над болыницей	103,0	152,4	1,96	0,7190 0,7198 0,7200 0,7210	—
5 с	Филлит биотитовый, на 1 км СВ от г. Баба (527 м) у дороги Пезинок — Пернек	78,3	167,6	1,35	0,7182 0,7184	—
6 с	Филлит биотитовый, в 0,5 км севернее отеля „Баба“ дорога Баба — Пернек	95,8	180,5	1,54	0,7184 0,7189 0,7185	—
7 с	Парагнейс кварцевый на 1 км ЮЗ г. Баба в долине — слияние ручьев	58,8	214,6	0,79	0,7145	—
8 с	Филлит биотитовый, микронитизированный, на 1,5—2 км к СЗ от г. Баба, дорога Пернек — Баба, на 500 м к В от камноломни у с. Пернек	73,5	176,0	1,21	0,7061	—

Продолжение таблицы 3

1	2	3	4	5	6	7
C-49 (55-75)	Филлит. Дорога Пезник — Баба, в 2 км от г. Баба, по дороге в г. Пернек	119,4	168,1	2,05	—	0,7214
2. Район г. Братиславы						
16 с	Филлит биотитовый. Дорога Девинска Нова Вес- -Братислава, у виадукта железной дороги у стеколь- ного завода	95,9	178,3	1,56	0,7185	—
17 с	Парагнейс, содержит углестое вещество, гранат, силлиманит. Крематорий г. Братиславы, дуг у каменоломни	107,0	188,0	1,65	0,7188 0,7195	—
18 с	Парагнейс гранат-силлиманитовый. Район дач Ламача, долина	92,9	280,0	0,96	0,7156	—
19 с	Гнейс гранат-силлиманитовый. Железнодорожная у склада, в 300 м от автостоянки	104,0	316,8	0,95	0,7150	—
20 с	Парагнейс биотитовый. Железнодорожная в 400 м от автостоянки, на восточном берегу реки, нависающие утесы	65,8	291,8	0,65	0,7119 0,7141	—
21 с	Парагнейс. Линза в гранитоидах. В 1,5 км севернее вершины г. Груби Дреновец, с отметкой 397, берег ручья Быстрица	102,0	185,9	1,59	0,7189	0,7180
23 с	Парагнейс, ул. Мудронова в Братиславе, у поворота на Славин	111,7	186,6	1,73	0,7191	—

1) Прямые измерения изотопного отношения.

2) Изотопные отношения вычислены из опытов с добавлением индикатора.

значение возраста, на наш взгляд, соответствует времени проявления первого — регионального метаморфизма, который имел место еще до внедрения гранитондов. Судя по полученной цифре, этот метаморфизм имеет нижне-среднедевонский возраст.

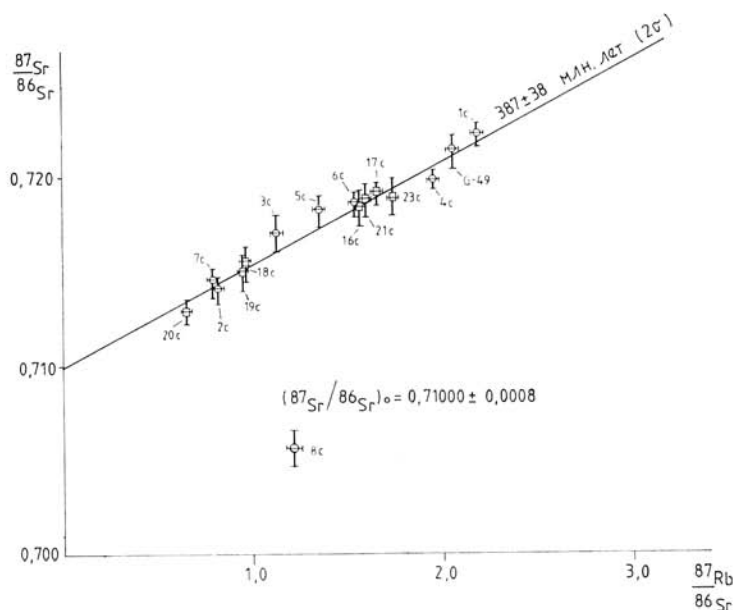


Рис. 2. Эволюционная диаграмма для валовых проб метаморфических пород Малых Карпат. ○ — метаморфиты Пезинок — Пернекской зоны; □ — метаморфиты района г. Братиславы.

Возникает вопрос — имел ли периплутонический метаморфизм, связанный с интрузией позднеорогенных гранитондов, какое-либо влияние на Rb-Sr системы вмещающих сланцев и если да, то в чем оно проявилось? Литературные источники по рубидий-стронциевой геохронометрии показывают, что термально-контактовый метаморфизм, если он не сопровождается привнесом нового вещества, должен привести, по крайней мере, в приконтактных зонах, к перераспределению радиогенного и обычного стронция между минеральными фазами вмещающих пород и, как следствие, к возникновению минеральных изохрон. Исходя из этого, мы подвергли Rb-Sr исследованиям несколько биотитов, выделенных из изученных нами проб метаморфических пород. В таблице 4 наряду с Rb-Sr изотопными данными пяти биотитов, приведены значения их изохронных возрастов и первичных отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, вычисленные из уравнений регрессии, составленных по парам биотита и соответствующей валовой пробы. Как видно из приведенных в этой таблице данных, все биотиты, за исключением 20 с, имеют совпадающие в пределах экспериментальной погрешности ($\pm 5\%$) значения возраста со средним значением 345 млн. лет, совпадающим полностью с возрастом гранитоидных пород. Это обстоятельство позволяет сделать предположение, что периплутонический метаморфизм в области Малых Карпат не

приводит к существенному нарушению исходных Rb-Sr систем валовых проб вмещающих пород (т. е. они остаются замкнутыми относительно рубидия и стронция), а проявляется в достижении повторной гомогенизации изотопов стронция между минеральными фазами.

Таблица 4

Rb-Sr изотопно-аналитические данные биотитов метаморфических пород
Малых Карпат

№ образца	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ атомные отношения	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ атомные отношения	Изохрона по паре биотит-валовая проба		T, К-Ar ²⁾ млн. лет
					$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	T, млн. лет	
17 с	347,1	28,3	35,52	0,8803	0,7114	335	301
19 с	297,1	18,1	47,45	0,9487	0,7102	354	268
20 с	303,2	16,0	54,97	0,9431	0,7102	298	275
18 с	296,4	16,4	52,21	0,9627	0,7110	339	307
21 с	295,7	18,6	45,96	0,9400	0,7110	351	306

¹⁾ Изотопные отношения вычислены из опытов с добавлением индикатора.

²⁾ $\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-11} \text{год}^{-1}$, $\lambda_{Ar} = 4,72 \cdot 10^{-11} \text{год}^{-1}$.

В последней графе таблицы 4 приведены, с целью сравнения, значения K-Ar-возрастов этих биотитов. Они колеблются в довольно широких пределах — от 268 до 307 млн. лет и на 15—20 % меньше Rb-Sr значений возрастов. Наблюдаемая картина объясняется частичной потерей радиогенного аргона, вызванной наложенным воздействием геологических процессов вероятнее всего альпийского времени. В отдельных случаях эти же процессы, вероятно, ведут к потерям и радиогенного стронция из мелкозернистых биотитов. Об этом свидетельствуют получаемые иногда на биотитах заметно заниженные Rb-Sr значения возраста (как, например, биотит 20 с), или же дискордантность Rb-Sr возрастов сосуществующих мусковитов и биотитов, выделенных из гранитоидных пород. В последнем случае Rb-Sr возраст мусковита обычно больше возраста биотита (Цамбел и др., 1979; Цамбел и др., 1980; Цамбел и др., 1981), как это явствует из наших старых данных (да и из данных Бурхарт а), по датированию слюд из области Карпат Rb-Sr методом.

Приблизительная оценка времени отложения (стратиграфического возраста) метаосадочных пород Малых Карпат возможна лишь при выполнении двух условий:

Первое из них подразумевает, что эти породы после отложения оставались замкнутыми системами по отношению к рубидию и стронцию в региональном масштабе. Допустим априори, что это условие выполняется (известно, что во многих случаях региональный метаморфизм происходит в изохимических условиях).

Второе условие предполагает, что изученный набор проб является достаточно представительным, так что вычисленное по нему среднее значение Rb/Sr отношения близко отвечает величине этого отношения в исходных осадочных породах. Учитывая количество анализированных проб (16), большую площадь опробования, узкие пределы колебания отношения Rb/Sr (от 0,23 до 0,90) и совершенно идентичные средние значения ($Rb/Sr = 0,5$, что весьма характерно для глинистых сланцев) как для метаморфитов района г. Братиславы, так и Пезинок — Пернекской зоны, можно полагать, что условие представительности проб соблюдается.

Для приближенного вычисления дометаморфического возраста пород можно использовать изохрону рис. 2, согласно которой около 390 млн. лет назад изученные породы имели гомогенный изотопный состав с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,710$. Остается выбор первоначального отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$. В подобных ситуациях обычно принято оценивать максимальный возраст седиментации, принимая в качестве первичного отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ значение 0,704 или 0,705, аналогично соответствующему значению в океанических базальтах. Эти значения определяют максимальный возраст седиментации для нашего случая в 680 или 630 млн. лет. Нам представляется, что в выборе первичного отношения стронция в данном случае можно подойти с несколько иных позиций, что даст возможность вместо максимального возраста вычислить приближенное значение времени осадконакопления.

Общезвестно, что во время отложения осадков происходит частичный обмен между стронцием осадка (т. н. „детритовый“ стронций) и стронцием морской воды. Однако, этот обмен не приводит к полному изотопному уравниванию и отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в осадке обычно остается выше, чем в воде (Ф о р — П а у э л л, 1974). В то же время, по данным Питермана и др. 1970, в течение всего палеозоя отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в океане было более или менее постоянным и характеризовалось величиной около 0,708. С другой стороны, при $Rb-Sr$ изохронной датировке палеозойских осадочных пород (глинистых сланцев) из многих регионов мира были получены первичные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ колеблющиеся в достаточно узких пределах — 0,707—0,708. Известны случаи получения более высоких первичных отношений и для более древних пород, как, например, для пород осадочной серии Малмесбури (Южная Африка) верхнепротерозойского возраста, равного 0,712 (А л с о п — К о л б е, 1965). Приведенные факты говорят о том, что для грубой оценки времени отложения исходных осадочных пород Малых Карпат есть основание в качестве первичного отношения стронция использовать величину 0,7080 или несколько больше — 0,7085 (более реальная оценка первичного отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ связана со знанием источника сноса и его состава). Вычисления дают приближенное время седиментации — 490—440 млн. лет (ордовик-силур), что не противоречит данным палинологических исследований.

В свете проведенных $Rb-Sr$ исследований геологические события в области Малых Карпат в палеозое развивались в следующей последовательности:

1. 490—440 млн. лет (?) — ордовик-силур, отложение исходных осадочных пород пелито-псаммитового состава, выходящих на дневную поверхность.
2. 387 ± 19 млн. лет — нижний-средний девон, региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фацции, приведший к гомогенизации изотопного состава стронция в осадках и установлению отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ равного 0,710.
3. 347 ± 3 млн. лет — поздний девон или скорее ранний карбон, формирование

крупных гранитондных массивов (Братиславского и Модранского) и связанный с этим прогрессивный периплутонический метаморфизм. Перераспределение изотопов стронция между минеральными фазами вмещающих пород.

В заключение необходимо отметить, что имеющийся материал позволяет сделать некоторые суждения относительно источника гранитоидной магмы Малых Карпат. Полученное для гранитоидов значение первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7076$ заметно выше значения этого отношения в верхней мантии того времени (0,704 или 0,705). Исходя из этих данных, авторы считают гранитоиды Малых Карпат коровыми, о чем свидетельствует не только это изотопное отношение, но и гибридный характер, а также другие геологические данные. Возможно, что это анатектические палингенные гранитоиды, которые возникали за счет переработки осадочных пород, которые включали в себе также основные породы мантийного происхождения (Цамбел—Петрик, 1982; Цамбел—Весельский—Вилинович, 1982). Для этих гранитоидов установлено также низкое содержание редких щелочей, более высокое среднее содержание Na чем K, пониженное содержания Ce, La и других редкоземельных элементов. Не исключена возможность того, что магма, давшая начало гранитоидам, имела мантийный характер, но по пути своего движения она ассимилировала значительные количества корового материала.

ЛИТЕРАТУРА

- ЦАМБЕЛ, Б. — БАГДАСАРИАН, Г. П. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, П. — ГУКАСЯН, Р. Х., 1979: Новые данные определения возраста пород Словакии рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами и возможности их интерпретации. *Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava)*, 30, 1, с. 45—60.
- ФОР, Г. — ПАУЭЛЛ, Дж. Л., 1974: Изотопы стронция в геологии. Издательство „Мир“, Москва.
- ALLSOPP, H. L. — KOLBE, P., 1965: Isotopic age determinations on the Cape Granite and intruded Malmesbury sediments, Cape Peninsula, South Africa. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 29, с. 10.
- BAGDASARIAN, G. P. — GUKASJAN, R. CH. — CAMBEL, B. — VESELSKY, J., 1982: The age of Malé Karpaty Mts. granitoid rocks determined by Rb-Sr isochrone method. *Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava)*, 33, 2, с. 131—140.
- BURCHART, J., 1968: Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mountains, Poland. *Amer. J. Sci. (New Haven)*, 266, с. 895—907.
- CAMBEL, B. — BAGDASARIAN, G. P. — VESELSKY, J. — GUKASJAN, R. CH., 1980: To problems of interpretation of nuclear-geochronological data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians. *Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava)*, 31, 1—2, с. 27—48.
- CAMBEL, B. — VESELSKY, J., 1981: Ergebnisse der K/Ar — Modellaltersbestimmung von Gesteinen und Prozessen im Gebiet der Kleinen Karpaten. *Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava)*, 32, 2, с. 173—188.
- CAMBEL, B. — PETRIK, I., 1982: The West Carpathian granitoids: I/S classification and genetic implications. *Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava)*, 33, 3, с. 255—267.
- CAMBEL, B. — VESELSKY, J. — VILINOVIČ, V., 1982: Granitoids of the Malé Karpaty Mts.: Major element chemistry and its contribution to petrogenesis. *Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava)*, 33, 6, с. 679—696.
- PETERMAN, Z. E. — HEDGE, C. E. — TOURTELOT, H. A., 1970: Isotopic composition of strontium in sea water throughout Phanerozoic time. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 34, 2.