

## $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и К-Аг датиране на минерали и скали от Тамаринския палеовулкан при излишък от $^{40}\text{Ar}$

*Петър Лилов, Гиргина Станишева-Василева*

Lilov, P., G. Stanisheva-Vassileva. 1998. Excess  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and K-Ar dating of minerals and rocks from the Tamarino paleovolcano. — *Geochem., Mineral. and Petrol.*, **33**, 61-72

K-Ar dating established excess  $^{40}\text{Ar}$  in pyroxenes from basic and ultrabasic high-magnesium and high-potassium magmatic rocks of Tamarino paleovolcano. An isochron age of  $86 \pm 4$  Ma and initial  $^{40}\text{Ar} = 0.3864 \times 10^{-6}$  ccm STP/g has been obtained. The initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of whole rock samples are within the range of 0.7038 — 0.7051. The isotopic K/Ar and Rb/Sr data indicate a subduction mantle magmatism with minor crustal contamination, related to a Late Cretaceous magmatic event in the time span 87-76 Ma, Coniacian — Earley Campanian.

*Key words:* excess argon, isochron diagram, isotopes, high-potassium rocks, subduction mantle magmatism.

*Address:* Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia.

*Ключови думи:* излишен аргон, изохронна диаграма, изотопи, висококалиеви скали, субдукционен мантиен магматизъм.

*Адрес:* Геологически институт, Българска академия на науките, 1113 София

### Въведение

С К-Аг датиране на горнокредни магматити от Източносредногорската вулcano-интрузивна област беше показано наличието предимно на сенонски възрасти (Василев, Лилов, 1971; Лилов, 1985). Освен кониас-кампанските датировки бяха получени и аномално стари привидни възрасти, за обосновката на които бяха необходими допълнителни изследвания. С К-Аг датиране на К-съдържащи минерали, основна маса, магнитни и немагнитни фракции на скални проби от Росенския вулcanoинтрузивен център и Тамаринския палеовулкан беше показано наличието на излишен  $^{40}\text{Ar}$  в пироксени, а вероятно и в други минерали с ниско калиево съдържание (Лилов, 1985). Присъствието на излишен  $^{40}\text{Ar}$  силно затруднява или прави невъзможно прецизното датиране и възрастово разчленяване на магматичните фази.

В настоящата публикация се привеждат К-Аг датировки и стронциеви отношения, даващи възможност да се направи оценка за съдържанието на излишния аргон в горнокредните магматити от Тамаринския палеовулкан. Въз основа на тези изследвания е определен възрастовият интервал на внедряване на магматичните фази и се прави обосновка за дълбочинното им генериране.

## Геоложка обстановка

Тамаринският палеовулкан (Тамарински Бакаджик) е разположен в западната част на Ямболско-Бургаския вулкано-интрузивен район от Източносредногорската вулкано-интрузивна област на горнокредната Средногорска вулкано-интрузивна зона (СВИЗ). Геодинамичното развитие на СВИЗ се свързва с образуването на зряла континентална островна дъга (Voccaletti et al., 1974, 1978; Stanisheva-Vassileva, 1980, 1989; Vassileff, Stanisheva-Vassileva, 1988; Dabovski et al., 1989, 1991), като един от най-ранните сегменти на Алпийската Евроазиатска активна континентална окраина.

Тамаринският палеовулкан е един от характерните за Ямболско-Бургаски вулкано-интрузивен район централен тип полигенни вулкано-интрузивни центрове, с еволюцията на които, в този район, е свързано образуването на жилните златно-полиметални и медни епитермални находища. По обем този вулкан е най-малък — около  $40 \text{ km}^2$  — и с най-слаб ерозионен срез. Най-забележителната му черта е неговият базичен до ултрабазичен, високомагнезиев и висококалиев магматизъм — фиг. 1 и 2 (Станишева, 1965, 1968, 1969, 1970). С този си магматизъм той се явява един от редките (почти уникален) представители на островнодъгов магматизъм, в палео- и съвременни геодинамични обстановки. В развитието на палеовулкана се набелязват следните по-важни етапи:

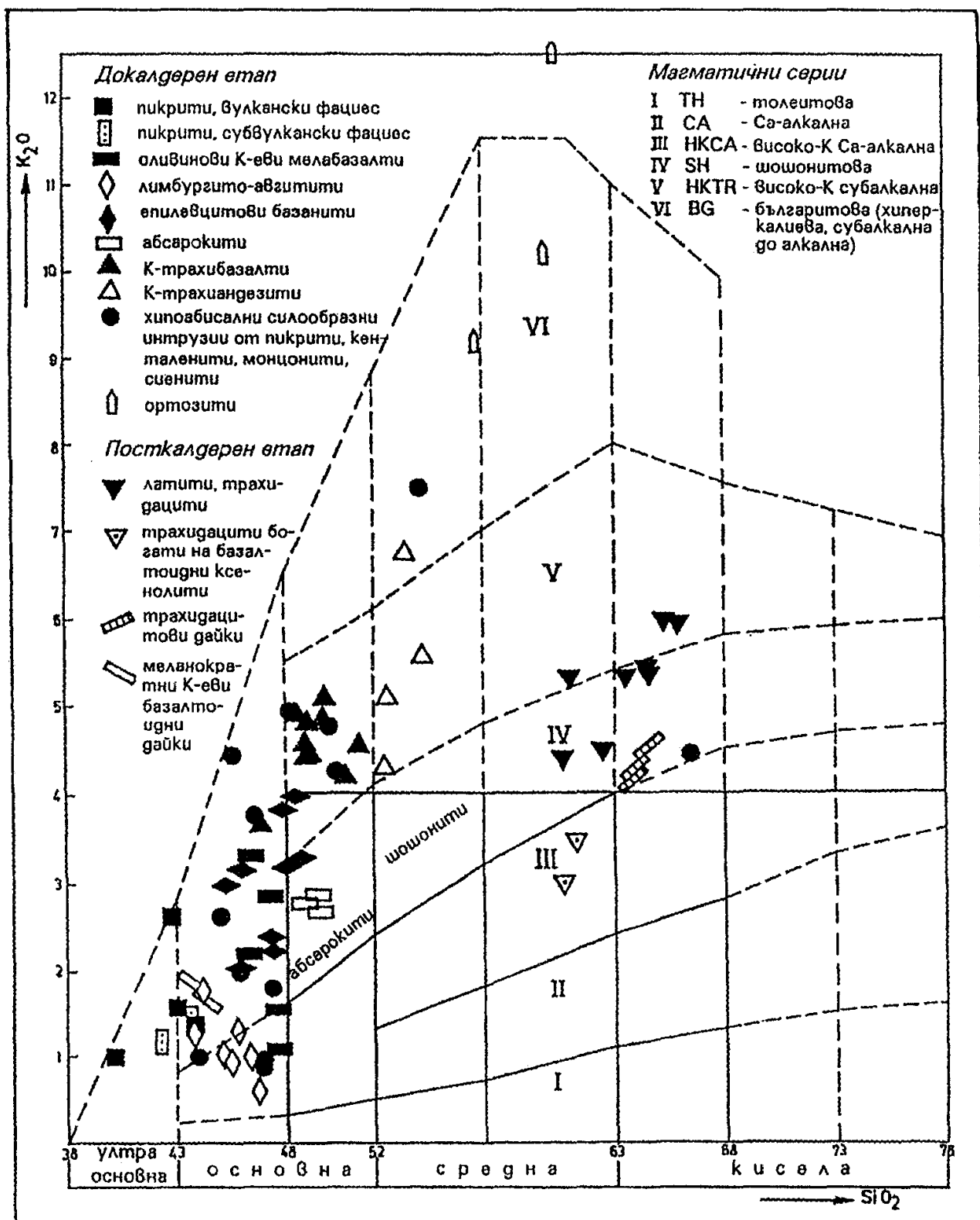
### *Докалдерен етап*

Изгражда се стратовулкан, с многофазова лавово-експлозивна дейност. Най-рано и в най-малко количество, се образуват базалти и андезитобазалти с висококалиева Са-алкална петрохимия. Главното развитие на стратовулкана се характеризира с образуването на пикрити, оливинови базалти, лимбургито-авгитити, епилевцитови базанити и преобладаващи трахибазалти. Петрохимия — подчертано висококалиева (фиг. 1). Прямо известната в литературата абсарокит-шошонитова асоциация се отличават с много по-високи меланократност и калиева алкалност.

С напредването на вулканския процес, от една страна, се усилва експлозивната дейност, особено в южните и западните части на вулканската постройка. От друга страна, започва внедряване на субвулкански до хипоабисални силове (мощност от 8—12 до 80—115 m) и маломощни неправилни дайкоподобни тела с комагматичен на вулканитите състав: зърнести пикрити, кенталенити, меламонцонити до сиенити. Установени са в северните и източните части на вулкана. Образуват се и чести, но маломощни гнезда и къси, неправилни пегматоидни жили, често от типа на ортозитите.

Внедряването на субвулканските до хипоабисални тела в тези части причинява интензивно хорнфелзуване и още по-интензивна К-алкална метасоматоза. Последната променя базичните и ултрабазични вулканити (лавови и пирокластични) и често им придава зърнест, почти интрузивен облик. Наблюдават се преходи от запазени изходни белези на първичните състави, структура и текстура, до пълното им заличаване.

Проявата на контактно-метаморфни и относително високотемпературни метасоматични процеси явно бележи издигане на апофизна магматична камера на по-високо (корово?) ниво.



Фиг. 1. Скали от Тамаринския палеовулкан върху  $K_2O/SiO_2$  диаграма на Peccerillo, Taylor (1976) — плътни линии, с допълнения и изменения — пунктир (Stanisheva-Vassileva, 1989; Dabovski et al., 1991)

Fig. 1. Rocks of the Tamarino paleovolcano on the  $K_2O/SiO_2$  diagram of Peccerillo, Taylor (1976) — solid lines, with extension and modification — broken lines (Stanisheva-Vassileva, 1989; Dabovski et al., 1991)

### *Калдерен етап*

След продължителното развитие на стратовулкана, с образуване на големи обеми от лави и пирокластични и издигане на апофизна магматична камера на хипоабисално до субвулканско ниво, вследствие изпразване на главния магматичен резервоар в дълбочина, централната част на вулканската постройка пропада, с образуване на калдера. В калдерното пропадане участват блокове с различни размери от всички изброени по-горе скални разновидности — вулкански, субвулкански, хипоабисални, включително и тези, които са вече хорнфелзувани и К-ево алкално изменени.

Настъпва интензивно структурно преустройство на стратовулкана. Запазва се само периферната му част (фиг. 2), която постепенно се разчленява на отделни блокове от напречни на концентричната калдерна зона разломи. Илюстрация на структурното преустройство е наличието на интензивна до 11 000 γ отрицателна магнитна аномалия, обкръжена от концентрично положително магнитно поле (Станишева-Василева и др., 1982). В централната, пропаднала част, блоковото раздробяване е много интензивно. Както на повърхността, така и в проучвателните и експлоатационни сондажни и минни изработки, се установяват обилни блокове-реликти от всички скали и променителните им продукти на докалдерния етап, включени като ксенолити в скалите от посткалдерния етап. Размерът на ксенолитите варира от първите стотици кубометри до дребни сантиметрови и милиметрови частици от тяхната дезинтеграция. Няма скали от посткалдерния етап, които да не съдържат такива включения, както и от техните скалообразуващи минерали.

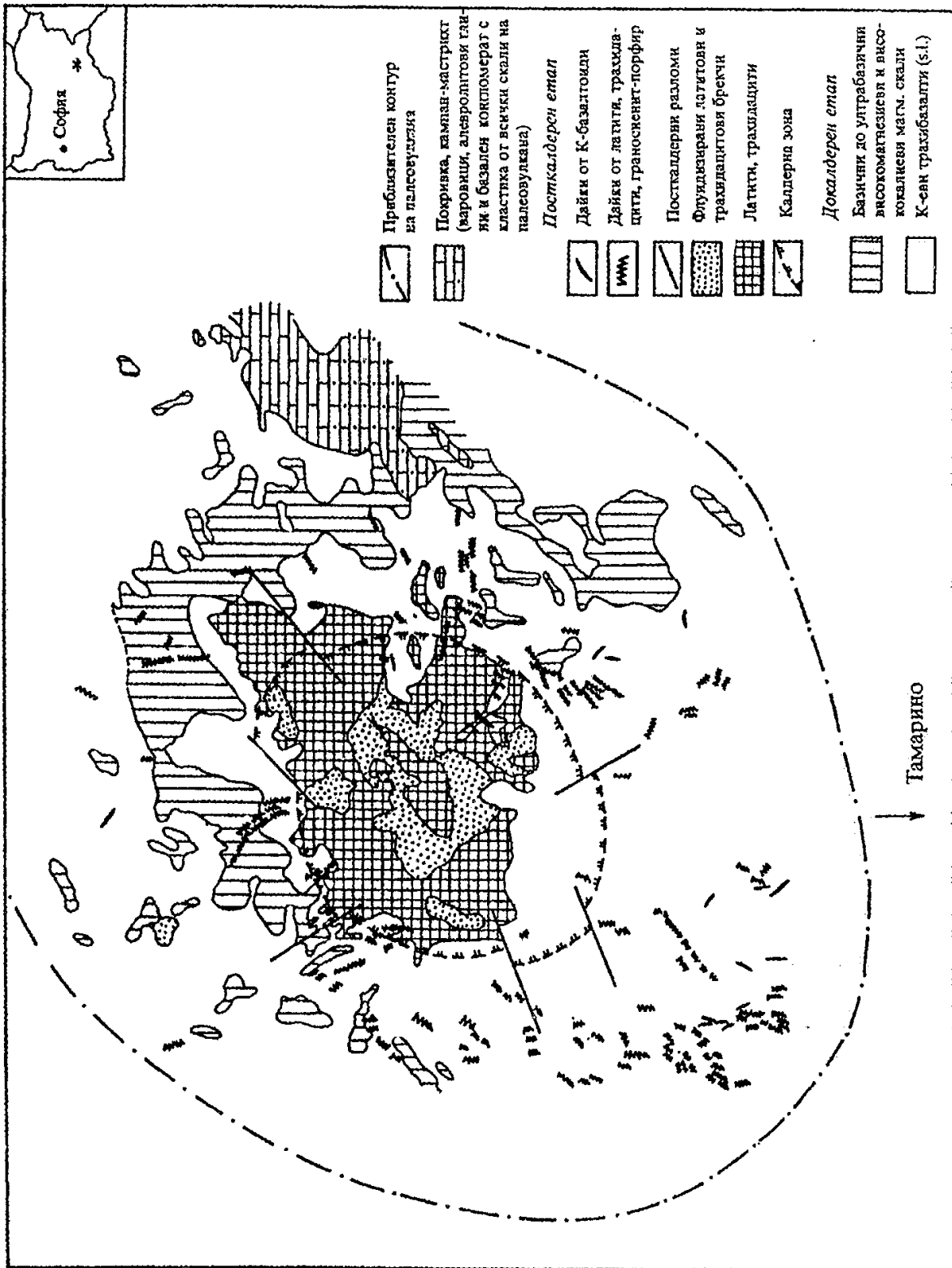
### *Посткалдерен етап*

Този етап от развитието на Тамаринския палеовулкан би могъл да се раздели на три подетапа: магматичен, постмагматичен и рудообразуващ. В настоящото изследване са включени данни за магматичния подетап.

Магматичният подетап протича при активизация в централните части на структурата на палеовулкана, с възникване на най-младите вулкански центрове — Маждракова могила, Кокърженските баири, Черният билюк и др. — и най-вече на екструзивни куполи, съпроводено и от ендеогенно, последвано от флуидизирано, брекчиране (Трапищата-юг, Равната шума, Дядо Михов баир и др.). Съставът на магматизма е контрастен, в сравнение с този от докалдерния етап — образуват се кисели скали, с по-нискокалиева петрохимия (латити, трахидацити, висококалиеви дацити). Споменатото вече обилно присъствие на ксенолити от дезинтеграцията на базалтоидите от предшестващия, докалдерен етап, е характерно явление, свидетелстващо за структурните условия на внедряване на тази твърде различна по състав магма. То оказва също и влияние върху състава на самите скали, който в зависимост от количеството на включения варира (фиг. 1), като класификационната номенклатура вече не е прецизна.

Многочислени дайки с аналогичен състав, единични или в снопове (фиг. 2) се срещат из цялата централна, резургентна част, както и в периферната част на палеовулкана. Най-интензивно обаче, е образуването им около калдерната зона, често радиално на нея.

Предполага се, че образуването на киселите скали е свързано с дейността на междинна магматична камера, разположена значително по-високо (вероятно на корово ниво) от главната камера, подхранваща палеовулкана.



Фиг. 2. Геоложка схема на Тамаринския палеовулкан  
 Fig. 2. Geological scheme of the Tamarino paleovolcano

По време на този посткалдерен магматичен подетап се реализира и финалният акорд на магматичната активност на Тамаринския палеовулкан — образуват се единични дайки с базичен до ултрабазичен, отново високомагнезиев и висококалиев състав: пикрити, пикрит-базалти, епилевцитови базалти, мелатрахибазалти. Това свидетелства за късна активизация на дълбоко разположено огнище, може би реликт от главния резервоар на палеовулкана.

Магматичните скали от посткалдерния етап не са хорнфелзувани, нито засегнати от високотемпературната К-алкална метасоматоза, характерна за финала на докалдерния етап. Сред тях обаче, както и сред скалите на докалдерния етап, се наблюдават редица типове изменения (пропилитов, К-силикатен, пропилит-аргилизитов, пропилит-серицитов, серицитов, интензивно-аргилизитов и др.), които характеризират многоимпулсни процеси в една динамична магмо-хидротермална система, в която винаги участват алкалните елементи, особено калият.

В изток—североизточната част на палеовулкана (фиг. 2), в района на с. Люлин, се разкриват реликти от неговата покривка — биодетритусни варовици и алевритови глини, с базален конгломерат, съдържащ цялото разнообразие на магматични и метасоматични скали от до- и посткалдерния етапи. Възрастта на седиментните скали, доказана фаунистично, е горен кампан-мастрихт.

## Експериментални методи

Изследвани са скални образци от докалдерния и посткалдерния етапи от развитието на Тамаринския палеовулкан. Използвани са главно образци от детайлното петрографско, петрохимично и геохимично опробване на сондажи от проучвателния период в участък Трапищата на златно-полиметалното находище Бакаджик, по-малко от участъци Равната шума и Тамарино.

Скалните образци са натрошавани и след пресяване са получавани фракции 0,8—0,5 mm, 0,5—0,2 mm и 0,2—0,1 mm. Тези фракции са подлагани на електромагнитно сепариране и на мономинерално разделяне с тежки течности. За анализ са използвани пироксен, биотит, калиев фелдшпат, основна маса и скални проби (табл. 1, фиг. 3, табл. 2 и 3).

Съдържанието на калий е определяно по метода на пламъчната фотометрия с точност  $\pm 1-3\%$ .

Съдържанието на радиогенния  $^{40}\text{Ar}$  е определяно на аргонова инсталация по метода на изотопното разреждане с моноизотоп  $^{38}\text{Ar}$  и модернизиран масспектрометър МИ-1305 (Лилов, 1975). За калибрирането и оценка на точността на метода са използвани стандартни проби „Азия“ 1/65 и „Вегн“ - 4М.

Съдържанието на Rb и Sr е определяно с рентгенофлуоресцентен спектрометър VRA-20 с точност 5—10%.

Изотопното отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  е измерено на масспектрометър МИ-1320 с точност  $\pm 0,06\%$ .

К-Аг датировки са изчислявани с константите за радиоактивен разпад  $\lambda_c = 0,581 \times 10^{-10}$  год. $^{-1}$  и  $\lambda_\beta = 4,962 \times 10^{-10}$  год. $^{-1}$ , а Rb-Sr датировки — с  $\lambda = 1,42 \times 10^{-11}$  год. $^{-1}$  (Steiger, Jäger, 1977).

## Излишен $^{40}\text{Ar}$ — литературен обзор

Валидността на К-Аг възрастови определения зависи от допускането, че изследваните единични минерални или скални проби не са съдържали аргон по време на тяхното образуване. Това допускане е валидно за голямата част от

Таблица 1  
Калиево-аргонови данни за скали и минерали от Тамарискския палеовулкан  
Table 1  
K/Ar analytical data for minerals and rocks of the Tamarino paleovolcano

| №                      | Образец № | Локалитет      | Петрографска разновидност                                     | Изследван материал, фракция (mm)                 | К %                  | <sup>40</sup> Ar (радиогеген) ссм/g x 10 <sup>-6</sup> | Възраст млн. г. |
|------------------------|-----------|----------------|---|--|----------------------|--|-----------------|
| <i>Докалдерен етап</i> |           |                |   |  |                      |  |                 |
| 1                      | 155       | C1, 134,5 m    | Оливинов К-трахибазалт  | Pу (0,2-0,1)                                     | 0,25                 | 0,855  | 86              |
| 2                      | 166       | C1, 243 m      | Пироксенов К-трахибазалт                                      | Pу (0,2-0,1)<br>с. (0,8-0,5)                     | 0,18<br>4,15         | 0,990<br>13,0  | 136<br>78       |
| 3                      | 153/70    | S300, 386,4 m  | Плагиоклаз-пироксенов К-трахибазалт                           | с. (0,8-0,5)                                     | 5,28                 | 17,0   | 81              |
| 4                      | 314       | S357, 129,5 m  | Епилевцитов базанит   | Pу (0,2-0,1)<br>с. (0,8-0,5)                     | 0,15<br>2,87         | 0,915<br>9,40  | 150<br>80       |
| 5                      | 40/R71    | S335, 151,60 m | Пикрит-кенталенит   | Pу (0,2-0,1)<br>с. (0,8-0,5)                     | 0,40<br>0,66         | 1,75<br>2,08   | 107<br>81       |
| 6                      | 6/80      | S401, 620 m    | Пикрит-кенталенит   | Bi (0,2-0,1)<br>м. (0,2-0,1)                     | 3,58<br>0,70         | 10,80<br>2,40  | 76<br>85        |
| 7                      | 159/70    | S300, 403 m    | Мелакенталенит  | н.м. (0,2-0,1)<br>Pу (0,2-0,1)<br>с. (0,8-0,5)   | 1,43<br>0,81<br>3,72 | 4,54<br>3,12<br>12,5                                   | 80<br>96<br>84  |
| 8                      | 36/72     | S400, 554 m    | Пегматондна жила (Kfs, Bi, Ap)                                | Bi (0,2-0,1)                                     | 5,73                 | 18,0   | 79              |
| 9                      | 20/67     | S91, 544 m     | К-алкален метасоматит   | Kfs (0,2-0,1)                                    | 7,38                 | 24,2   | 81              |
| 10                     | 302       | S400, 305 m    | <i>Досткалдерен етап</i>                                      | с. (0,8-0,5)                                     | 3,98                 | 13,5   | 85              |
| 11                     | 157/K68   | Ю от Розоолу   | Латит   | с. (0,5-0,2)                                     | 3,87                 | 12,1   | 79              |
| 12                     | 309       | S401, 521 m    | Трахидацил - дайка<br>Граносиенит-порфир                      | Kfs (0,2-0,1)<br>с. (0,8-0,5)                    | 7,10<br>3,77         | 21,5<br>12,3   | 76<br>82        |
| 13                     | 173/70    | S300, 489 m    | Пикрит - дайка  | Kfs (0,2-0,1)                                    | 3,95                 | 11,9   | 76              |
| 14                     | 179/70    | S309, 512 m    | Епилевцитов базалт - дайка                                    | с. (0,8-0,5)                                     | 1,77                 | 5,57   | 79              |
| 15                     | 142/70    | S300, 135 m    | Оливин-пироксенов К-трахибазалт - дайка                       | Pу (0,2-0,1)<br>с. (0,8-0,5)<br>осн.м. (0,2-0,1) | 0,12<br>3,40<br>4,43 | 0,80<br>11,4<br>14,1                                   | 164<br>86<br>80 |
| 16                     | 133/70    | S313, 116 m    | Селадонит (по лимбургит-авгититови блоково-агломератови туфи) | Pу (0,2-0,1)<br>с. (0,8-0,5)<br>осн.м. (0,2-0,1) | 0,35<br>2,88<br>4,70 | 1,62<br>9,75<br>14,9                                   | 115<br>85<br>80 |
|                        |           |                |   |  | 7,90                 | 18,1   | 58              |

Забелжкa: Pу — пироксен; Bi — биотит; с — скала; Kfs — калиев фелдшпат; осн.м. — основна маса; C91 — сондаж N 91  
Note: Pу — pyroxene; Bi — biotite; с — rock; Kfs — K feldspar; осн.м. — groundmass; C91 — well N 91

геоложкия материал, използван за К-Аг датиране. Има обаче и добре обосновани примери за минерали и скали, съдържащи начален аргон, в достатъчно големи количества, за да се изменят съществено техните изчислени възрасти. Dalrymple, Lanphere (1969) са систематизирали резултатите от тези изследвания. Hayatsu, Carmichael (1970) показват, че началният аргон в скалите и минералите се състои от  $^{40}\text{Ar}$  и  $^{36}\text{Ar}$  и че началното отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  може да се различава съществено от сегашното отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  в атмосферата. Използвайки графичното изохронно представяне на К-Аг изотопни данни, Roddick, Farrar (1971) доказват наличието на начален аргон в амфиболи с много високо  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  отношение. С изследванията на началния аргон се доказва, че минералите могат да съдържат  $^{40}\text{Ar}$  в излишък от този, който би се натрупал в тях от радиоактивния разпад на  $^{40}\text{K}$  за периода след тяхното образуване до днес. За пръв път излишният аргон е установен в пироксени от метаморфни терени и ултрамафични скали. В тези случаи ниското калиево съдържание не е съответствало на голямото количество  $^{40}\text{Ar}$  и на получаването на абсурдни стари възрасти за тях (Hart, Dodd, 1962; Герлинг и др., 1962).

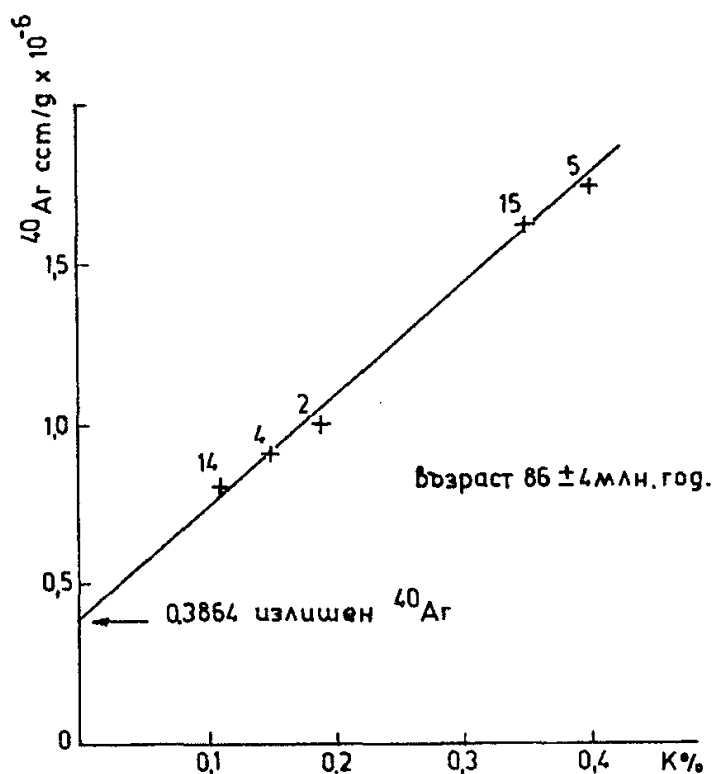
За фиксиране на излишния аргон са използвани изохронни методи, с графично представяне на изотопните данни с координати  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$  или  $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$  (McDougall et al., 1969; Harper, 1970). При датирането на плейстоценски базалти с  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  метод Fuhrman, Lippolt (1968) установяват, че най-много излишен аргон съдържат фенокристалите, докато основната маса дава приемливи геоложки възрасти. Авторите посочват, че един неправилен възрастов спектър може да е индикатор за присъствието на излишен  $^{40}\text{Ar}$ .

## Резултати от К-Аг и Rb-Sr датиране

Резултатите от К-Аг измервания и изчислените датировки, в интервала 58–164 млн. г., са показани в таблица 1. Датировките на калиеви фелдшпати и биотити от хипоабисалните до субвулкански скали от докалдерния етап и на граносиенитов порфир от посткалдерния етап са в интервала 76–79 млн. г. на основната маса на вулканити и на валови проби от скали и на двата етапа — 78–86 млн. г. и на пироксеновите впръследи на базичните до ултрабазични, високомагнезиеви и висококалиеви скали (също от двата етапа) — в интервала 86–164 млн. г. Единствената по-ниска стойност от 58 млн. г. е получена за променителния хидротермален продукт (по лимбургито-авгититови пирокластити) — селадонит. Значително по-високите стойности на датировките за пироксените дават основание да се предполага наличие на излишен  $^{40}\text{Ar}$  в тях. Такова допускане бе направено и за други минерали с ниско калиево съдържание в скали от Росенския вулкано-интрузивен център (Лилов, 1985). Присъствието на излишен  $^{40}\text{Ar}$  в пироксените от Тамаринския палеовулкан се потвърждава от построената К-Аг изохрона (фиг. 3, табл. 2). Пироксените, съставляващи точките на изохроната, са отделени от пет скални проби от до- и посткалдерния етап в магматичната дейност на палеовулкана. От получената К-Аг линейна зависимост е изчислена възраст  $86 \pm 4$  млн. г. и начално съдържание на аргона (излишен аргон)  $^{40}\text{Ar} = 0,3864 \times 10^{-6}$  ссм STR/g.

Пироксените добре съхраняват радиогенния си  $^{40}\text{Ar}$  и са най-слабо повлияни от калиевата метасоматоза, която са изпитали скалите от докалдерния етап на вулкана. Възможността да се получи изохрона се благоприятства вероятно от хомогенното, равномерно разпределение на излишен (начален) аргон в магмения източник и зараждането на пироксените в базичните и ултрабазичните, високомагнезиеви и висококалиеви скали от общо дълбочинно огнище.





Фиг. 3. K/Ar изохрона за пироксени от магматични скали от Тамаринския палеовулкан по данни от табл. 2

Fig. 3. K/Ar isochron diagram for pyroxenes of magmatic rocks from the Tamarino paleovolcano according to the data of table 2

Т а б л и ц а 2

Калиево-аргонови аналитични данни за пироксени (Py) от магматични скали от Тамаринския палеовулкан

Table 2

K/Ar analytical data for pyroxenes (Py) from magmatic rocks of the Tamarino paleovolcano

| №  | Образец № | скала mm                   | фракция ccm STP/g × 10 <sup>-6</sup> | K %  | <sup>40</sup> Ar (rad) |
|----|-----------|----------------------------|--------------------------------------|------|------------------------|
| 2  | 166       | пироксенов К-трахибазалт   | Py (0,2-0,1)                         | 0,18 | 0,99                   |
| 4  | 314       | епилевцитов базанит        | Py (0,2-0,1)                         | 0,15 | 0,915                  |
| 5  | 40/R71    | пикрит-кенталенит          | Py (0,2-0,1)                         | 0,40 | 1,75                   |
| 14 | 179/70    | епилевцитов базалт - дайка | Py (0,2-0,1)                         | 0,35 | 1,66                   |
| 15 | 142/70    | Ol-Py-трахибазалт - дайка  | Py (0,2-0,1)                         | 0,12 | 0,801                  |

Изохронната K-Ar датировка за пироксените и тази за скалните проби и минерали от всички магматити на до- и посткалдерния етап в развитието на вулкана предполагат интервал на магматичната активност на последния приблизително 10 млн. г. — 86–76 млн. г., т.е. кониас-долен кампан, съгласно геохронологичките скали (Odin, 1982; Harland et al., 1982).

Застъпването и дори разместването в последователността на K-Ar датировки за биотит, K-фелдшпат, основна маса и валови фракции (табл. 1) от ска-

Таблица 3

Рубидиево-стронциевы изотопни данни за скали от Тамаринския палеовулкан

Table 3

Rb/Sr isotopic data for rocks the Tamarino paleovolcano

| №  | Образец № | Петрографска разновидност              | Фракция mm | Rb ppm | Sr ppm | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ | възраст МЛН. Г. |
|----|-----------|--|------------|--------|--------|---------------------------------|---------------------------------|-------------------------------------|-----------------|
| 1  | 155       | Ol-трахибазалт                         | (0,8-0,5)  | 68     | 1207   | 0,70469                         | 0,1630                          | 0,7045                              | 82              |
| 2  | 166       | Pу-трахибазалт                         | (0,8-0,5)  | 133    | 1265   | 0,70476                         | 0,3040                          | 0,7044                              | 84              |
| 3  | 153/70    | P1-Pу-трахибазалт                      | (0,8-0,5)  | 93     | 542    | 0,7051                          | 0,4963                          | 0,7045                              | 85              |
| 4  | 314       | эпилевцитов базанит                    | (0,8-0,5)  | 101    | 1343   | 0,70405                         | 0,2175                          | 0,7038                              | 81              |
| 5  | 40/R'71   | пикрит-кенталенит                      | (0,8-0,5)  | 36     | 202    | 0,70502                         | 0,5154                          | 0,7044                              | 85              |
| 7  | 159/70    | мелакенталенит                         | (0,5-0,2)  | 123    | 1286   | 0,70411                         | 0,2765                          | 0,7038                              | 79              |
| 8  | 36/72     | пегматоидна жила с К-фелдшпат и биотит | (0,8-0,5)  | 229    | 1244   | 0,70560                         | 0,5323                          | 0,7050                              | 79              |
| 10 | 302       | латит                                  | (0,8-0,5)  | 154    | 167    | 0,70813                         | 2,668                           | 0,7051                              | 80              |
| 13 | 173/70    | дайка от пикритов базалт               | (0,8-0,5)  | 95     | 347    | 0,7047                          | 0,7919                          | 0,7038                              | 80              |
| 14 | 179/70    | дайка от эпилевцитов базалт            | (0,8-0,5)  | 132    | 1067   | 0,70480                         | 0,3578                          | 0,7044                              | 79              |

лите от всички етапи в развитието на палеовулкана би могло да се обясни с влиянието на интензивните метасоматични процеси, съпровождани вулканската и поствулканската дейност и носещи винаги отпечатък на К-евата петрохимия. При тези процеси се осъществява незначителна загуба на радиогенен  $^{40}\text{Ar}$  и привнасяне на К в минералите, което е довело до леко подмладяване на К-Аг-те им датировки в скали от посткалдерния етап и до по-значително в тези от ранния, докалдерен етап. Така, стойностите на К-Аг датировки за биотити, К-фелдшпати, основната маса и валови фракции от всички скални проби са сближени, главно в интервала 78—81 млн. г. Само в скалните проби, в които осезаемо присъства пироксен, съдържащ аргон, достигат стойности 84—86 млн. г. (проби № 7, 9, 14, 15, табл. 1).

Различните количества излишен аргон и различните степени на метасоматични процеси в отделните скални и минерални фракции водят до получаването на различно деформирани К-Аг датировки за тях в интервала 76—86 млн. г. Леко изменените в плюс и минус стойности на К-Аг датировки затрудняват изотопното възрастово разграничаване на отделните магматични етапи.

По-младата (58 млн. г.) датировка на селадонита от проба № 16 вероятно се дължи на по-късна хидротермална дейност (палеоцен?).

Резултатите от Rb-Sr изследване на скални проби с едрина 0,8—0,2 mm, предназначени и за К-Аг датиране (табл. 1), са показани в табл. 3. От графичното представяне на изотопните данни беше установено, че отношенията  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  не образуват изохрона. Липсата на изохрона не дава възможност да се определи и началното стронциево ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> отношение, което отразява състава и разпределението на стронциевите изотопи в магмата по време на образуването на минералите и скалите, изграждащи вулкана.

Резултатите от К-Аг датиране дават възможност да се приложи моделен метод за изчисляване на началните стронциеви отношения. Като се има предвид възрастовия интервал 76—86 млн. г., определян с К-Аг датиране, бе извършено редуциране на измерените отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  на отделните фракции, с количество на радиогенния  $^{87}\text{Sr}$ , получено за възраст 80 млн. г. за тях.

Изчислените начални ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> отношения за отделните фракции след корекцията за възраст 80 млн. г. са показани в табл. 3. С използването на тези отношения са изчислени моделните Rb-Sr възрасти, които имат близки стойности с К-Аг датировки на съответните фракции (табл. 3 и табл. 1).

Началните ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> отношения за различните фракции (табл. 3) са в интервала 0,7038 — 0,7045 и само пробите № 8 и 10 имат стойности 0,7050 — 0,7051. Стронциеви отношения с такива стойности са характерни за магми с мантиен произход (Фор, Пауэл, 1974) и незначителна корова контаминация.

## Изводи

Мантийният произход на магмите и съгласуването на възрастта на Тамаринския палеовулкан (86—76 млн. г.) с регионалното тектоно-термично събитие в интервала 80—100 млн. г. (Лилов, 1990) затвърждават убедително идеята за протичането през горната креда на глобални процеси в Средногорската вулканно-интрузивна зона. Може да се приеме, че получените К-Аг (76—86 млн. г.) и Rb-Sr датировки и началните ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> отношения (0,7038 — 0,7051) отразяват проявите на мантиен субдукционен магматизъм в обхвата на кониас-долен кампан. Тези изотопни характеристики добре се съгласуват по време и начални стронциеви отношения с данните от Rb-Sr изохронно датиране на Витошкия плутон (Zagorčev, Moor bath, 1987; Лилов, 1989).

## Л и т е р а т у р а

- Василев, Л., П. Лилов. 1971. Данные об абсолютном возрасте некоторых „ларамийских“ интрузивов Восточного Средногогорья. — *Докл. БАН*, 24, 3, 341—343.
- Герлинг, Э. Н., Ю. А. Шуклоков, Т.В. Кольцова, И.И. Матвеева, Ъ.З. Яковлева. 1962. Определение возраста основных пород по К/Аг методу. — *Геохимия*, 11, 931—938.
- Лилов, П. 1975. Калий-аргонова геохронометрия и възможности за нейното приложение. *Автореферат на кандидатска дисертация*. С., Софийски университет, 14 с.
- Лилов, П. 1985. Излишен аргон и датиране на горнокредни магматити от Източното Средногогорие. — В: Начев, И., К. Цветков (ред.). *Лабораторни изследвания на минерални суровини*. С., Техника, 42—44.
- Лилов, П. 1989. Рубидиево-стронциево датиране на Витошкия плутон. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 50, 1, 100—105.
- Лилов, П. 1990. Калиево-аргонова и рубидиево-стронциева геохронология на магмени, метаморфни и тектоно-термични събития в Южна България. *Автореферат на докторска дисертация*. С., БАН, 37 с.
- Станишева, Г. 1965. Ултрабазични вулканити в Тамаринския Бакаджик, Ямболско. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 26, 2, 135—156.
- Станишева, Г. 1968. Нови данни за вулканизма в Източното Средногогорие. — *Юбил. геол. сб., ГИ при БАН и КГ*, 395—406.
- Станишева, Г. 1969. Левцитови базанити в Тамаринския Бакаджик, Ямболско. — *Изв. Геол. инст., сер. геохим., минерал. и петрол.*, 18, 233—253.
- Станишева, Г. 1970. Лимбургити от трахибазалтовата формация в Ямболско. — *Изв. Геол. инст., сер. геохим., минерал. и петрол.*, 19, 189—199.
- Станишева-Василева, Г., С. Стоянова, Л. Василев. 1982. Тамаринский Бакаджик, Ямбольской области — новая палеовулканическая и металлогеническая концепция. — *Докл. БАН*, 35, 10, 1403—1406.
- Фор, Г., Дж. Пауэл. 1974. Изотопы стронция в геологии. М., Мир. 214 с.
- Voccaletti, M., P. Manetti, A. Peccerillo. 1974. The Balkanides as an instance of back-arc thrust belt: Possible relation with the Hellenids. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1077-1084.
- Voccaletti, M., P. Manetti, A. Peccerillo, G. Stanisheva-Vassileva. 1978. Late Cretaceous high-potassium volcanism in Eastern Srednogorie. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 439-447.
- Dabovski, Ch., A. Harkovska, B. Kamenov, B. Mavrudchiev, G. Stanisheva-Vassileva, Y. Yanev. 1991. A geodynamic model of the Alpine magmatism in Bulgaria. — *Geologica Balc.*, 21, 4, 3-15.
- Dalrymple, G., M. Lanphere. 1969. Potassium-argon dating. San Francisco, *Freeman and Co.*, 258 p.
- Furman, V., H. Lippolt. 1986. Excess argon and dating of Eifel volcanism: II. Phonolitic and Foiditic rocks near Rieden East Eifel/ FRG. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 172, 1-19.
- Harland, W., A. Cox, P. Llewellyn, C. Pickton, A. Smith, R. Walters. 1982. A geological time scale. *Cambridge University Press*, 131 p.
- Harper, I. 1970. Graphical solution to the problem of radiogenic argon-40 loss from metamorphic minerals. — *Ecl. Geol. Helv.*, 63, 119-140.
- Hart, S. R., R. T. Dodd. 1962. Excess radiogenic argon in pyroxenes. — *J. Geophys. Res.*, 67, 2998-2999.
- Mc Dougall, I., H. Pollach, I. Stipp. 1969. Excess radiogenic argon in young subaerial basalts from the Auckland volcanic field, New Zealand. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, 1485-1520.
- Odin, G. S. 1982. The phanerozoic time scale revisited. — *Episodes*, 3, 3-9.
- Peccerillo, A., S.R. Taylor. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks in Turkey. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 63-81.
- Roddick, J., E. Farrar. 1971. High initial argon ratios in hornblendes. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 208-214.
- Stanisheva-Vassileva, G. 1980. The Upper Cretaceous magmatism in Srednogorie zone, Bulgaria: a classification attempt and some implications. — *Geologica Balc.*, 10, 2, 15-37.
- Stanisheva-Vassileva, G. 1989. East Srednogorie volcano-intrusive area. — In: Alpine magmatism and related metallogeny in Srednogorie and Eastern Rhodopes. *XIV Congr. CBGA, Sofia*, Gidebook E-2, 28-38.
- Steiger, R., E. Jager. 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.
- Vassileff, L., G. Stanisheva-Vassileva. 1988. Porphyry copper systems as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia. — *Tectonophysics*, 154, 167-169.
- Zagorčev, I., S. Moorbath. 1987. Rubidium-strontium isotopic data for Vitosha Pluton, Srednogorie Zone. — *Geologica Balc.*, 17, 6, 43-48.