

Магматичен епидот в Калинския гранитен плутон, Северозападна Рила

Златка Чернева, Румяна Арнаудова

Cherneva, Z., R. Arnaudova. 1998. Magmatic epidote in the Kalin granite pluton, North-Western Rila Mt. - *Geochem., Mineral and Petrol.*, **34**, 59-72

Abstract. Magmatic epidote (Ps₂₂₋₃₀) crystallized before or contemporaneously with biotite in a granodiorite-granite pluton from North-Western Rila Mt., Bulgaria. The epidote crystals are euhedral against biotite. They show typical reaction textures in contact with later quartz and feldspar. According to our observations, the crystal structure anisotropy is one of the controlling factors on epidote dissolution rates and reaction rim widths. As this influence is not yet clear we have used the widest measured reaction rims to calculate the time of epidote dissolution. The reaction rim widths increase progressively from 0.1 mm (in the northern outcrops) to 0.4 mm (in the southern ones). The period of time of epidote dissolution and magma ascent during decompression lasted respectively from 13 to 25 years and from 50 to 100 years. Estimates of the final crystallization depth in the southern part of the Kalin pluton made from the contact aureole mineralogy are <12 km (<3.5 kbar). These values correspond to magma transport rates close to but faster than a transport occurring by diapirism. The final crystallization depth of the northern part was probably near the epidote stability field. Secondary epidote veinlets (Ps₃₃₋₃₅) are also present in granites affected by cataclastic deformations. The presence of magmatic epidote and its textural features as well as the Kalin granite geochemistry allow to make a conclusion on deep crustal magma generation followed by rapid decompression ascent in extension tectonic regime.

Key words: magmatic epidote, rates of magma transport, granitoids

Address: Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia, Bulgaria; e-mail: cherneva@geology.bas.bg

Ключови думи: магматичен епидот, скорост на магмен транспорт, гранитоиди

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

Увод

Скоростта на движение и кристализация на магмата има пряко отношение към геохимичните особености на гранитоидите, към схващанията за тех-

ния произход, механизмите на внедряване и формиране на магмените тела. Бързият транспорт би позволил да се запазят повече от характеристиките на магмения източник, отразяващи неговия състав, степен на топене и отделяне

на топилката. Обратно, при малка скорост на движение е по-вероятно магмата да променя състава си. В моделните оценки за скоростта на вискозните кисели магми има два крайни случая - на бавно диапирно издигане и на бърз дайков транспорт със скорост от порядъка съответно на 10^{-8} m s^{-1} и 10^{-3} m s^{-1} (Clemens, Mawer, 1992).

Известна възможност за реална оценка на скоростта на кристализация и движение на гранитоидната магма дава експерименталното изследване на Brandon et al. (1996). То се основава на петроложки и експериментални данни за стабилност на магматичния епидот в гранитоидни топилки при налягане над 5-6 kbar (18-21 km) и за разтварянето му при по-нататъшна кристализация на магмата в условия на декомпресия (Zen, Hammarstrom, 1984; Schmidt, Thompson, 1996). Както в природните обекти, така и в експериментите, разтварянето се осъществява при пряк контакт на епидота с топилката. По периферията на кристалите се образува мирмекитоподобна реакционна обвивка, изградена от епидот, кварц, фелдшпати и магнетит. Brandon et al. (1996) установяват, че зависимостта между ширината на тази обвивка и времето за нейното образуване се описва от уравнение за дифузионно контролирана реакция (Rubie, Brearley, 1990) $x = (D \cdot t)^{1/2}$, където x е ширината на реакционната обвивка, D е обобщен дифузионен коефициент на катионите от разтварящия се епидот (Si, Al, Ca, Fe), t е времето.

Цитираният експеримент показва, че акцесорен магматичен епидот с обичайни размери (0,1-0,7 mm) се разтваря във водонаситена гранитоидна магма при 700-800°C за по-малко от 200 години. Това означава, че при бавен транспорт в нискобарични условия минералът може да се разтвори напълно. При висока скорост на движение и кристализация на магмата има вероятност за запазване на магматичния епидот в неравновесни условия. Степента на неговото разтваряне дава възможност да се определи продължителността на действие на тези условия.

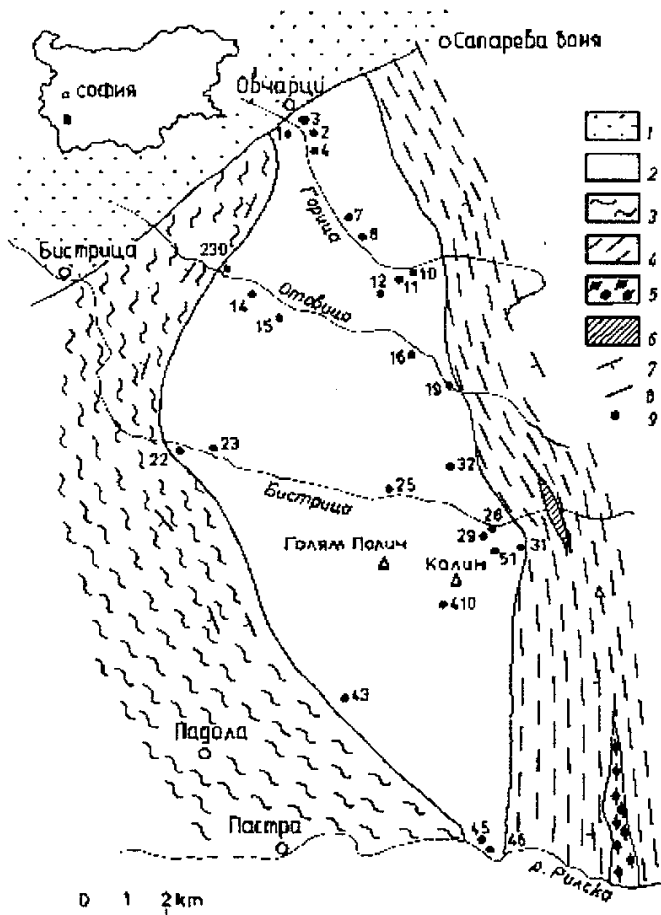
Целта на нашето изследване е да насочи вниманието към магматичния епидот в гранитоидите в България и към възможностите за използването му като петрогенетичен индикатор.

Обект на изследване

За да се използват експерименталните резултати на Brandon et al. (1996) е необходимо: 1) да се докаже магматичния произход на епидота; 2) да се измерят реакционните обвивки на епидотите кристали; 3) да сме сигурни, че причина за разтварянето на епидота е взаимодействието с топилка, а не други процеси; 4) да разполагаме с данни за дълбочината на окончателно застиване на гранитоидите.

На тези изисквания в значителна степен отговарят гранитите от Калинския плутон в Северозападна Рила (фиг. 1). Те са изследвани в петрографско (Димитрова, 1960) и петролого-геохимично отношение (Арнаудова, Арнаудов, 1986). Данни за състава привеждат и Вълков и др. (1989). Гранитите са образувани от водонаситена магма. По състав са двуфелдшпатови, биотитови, металуминиеви до слабо пералуминиеви, обикновено с превес на Na_2O над K_2O и тенденция за диференциация от гранодиорити към гранити, проявена в плутона от север на юг. Тя е илюстрирана от вариации в съдържанията на SiO_2 (66-73%), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (6,30-8,67%) и някои елементи-следи (Ba, Sr, Rb и др.). Като акцесорни минерали са посочени циркон, апатит, аланит, титанит и магнетит. Два структурни типа К-фелдшпат, ортоклаз в разкритията северно от р. Бистрица и микроклин - южно от нея, отразяват различия в условията на формиране и застиване на гранитите (Арнаудова, Арнаудов, 1986). Доколкото цитираните автори установяват аналогична картина и в някои вместиращи скали, се допуска различно ниво на разкритост в посока север-юг.

По данни на Димитрова (1960) и



Фиг. 1. Опростена геоложка карта на част от Северозападна Рила по Димитрова (1960) с допълнения: 1 - кватернерни отложения; 2 - гранит; 3 - двуслюдени плагиогнайси с редки тела от метагабра; 4 - метагабродиорити; 5 - метапелити с кианит, андалузит и силиманит; 6 - метапелити с кианит и силиманит; 7 - фолиация; 8 - разлом; 9 - разкрития и номера на образците (идентични с тези на Арнаудова, Арнаудов, 1986). Калинската интрузия е внедрена в метаморфни скали от амфиболитов фациес. Контактите са съгласни на синметаморфните структури. Двуслюдените плагиогнайси съдържат субсолидусна кварц-плагиоклазова левкосома. Присъствието на андалузит в някои метапелити се разглежда (Маринова, 1993) като наложен контактен ореол

Fig. 1. Simplified geological map of a part of North-Western Rila Mt. after Димитрова (1960) with additions: 1 - Quaternary deposits; 2 - granite; 3 - two-mica plagiogneisses with scarce metagabbro bodies; 4 - metagabbrodiorites; 5 - kyanite-sillimanite-andalusite metapelites; 6 - kyanite-sillimanite metapelites; 7 - foliation; 8 - fault; 9 - outcrops and sample numbers (identical to those of Арнаудова, Арнаудов, 1986). The Kalin intrusion was emplaced into amphibolite facies country rocks. Note the contacts are concordant to the synmetamorphic structures. Two-mica plagiogneisses contain subsolidus quartz-plagioclase leucosomes. The occurrence of andalusite in some metapelites is considered (Маринова, 1993) as a contact aureole overprint

Вълков и др. (1980)* в гнайсошисти от рамката на Калинския гранит е установен андалузит. В обяснителната записка към геоложката карта на България М 1:100000 (Маринова, 1993) този факт се свързва с термично влияние на гранитите, ограничено на 1-1,5 km от контакта. По наши наблюдения андалузитът се среща в метапелити, разкриващи се близо до югоизточния контакт на плутона (фиг. 1). Присъствието на кордирит би могло да допълни фактите за нискобарични условия, предшестващи или съпровождащи внедряването на гранитите, но ние не намираме този минерал, описан от Димитрова (1960) като характерен за двуслюдените плагиогнайси, разположени западно от Калинския гранит.

Магматичният епидот беше установен от К. Колчева (1992, устно съобщение) в гранит от долината на р. Отовица при съвместни изследвания с авторите. Димитрова (1960) и Арнаудова, Арнаудов (1986) определят епидота в Калинските гранити като вторичен минерал. Във втората статия се споменава за епидот в тънки (1-2 mm) прожилки и епидот, обрастващ акцесорен аланит.

Епидот - взаимоотношения и състав

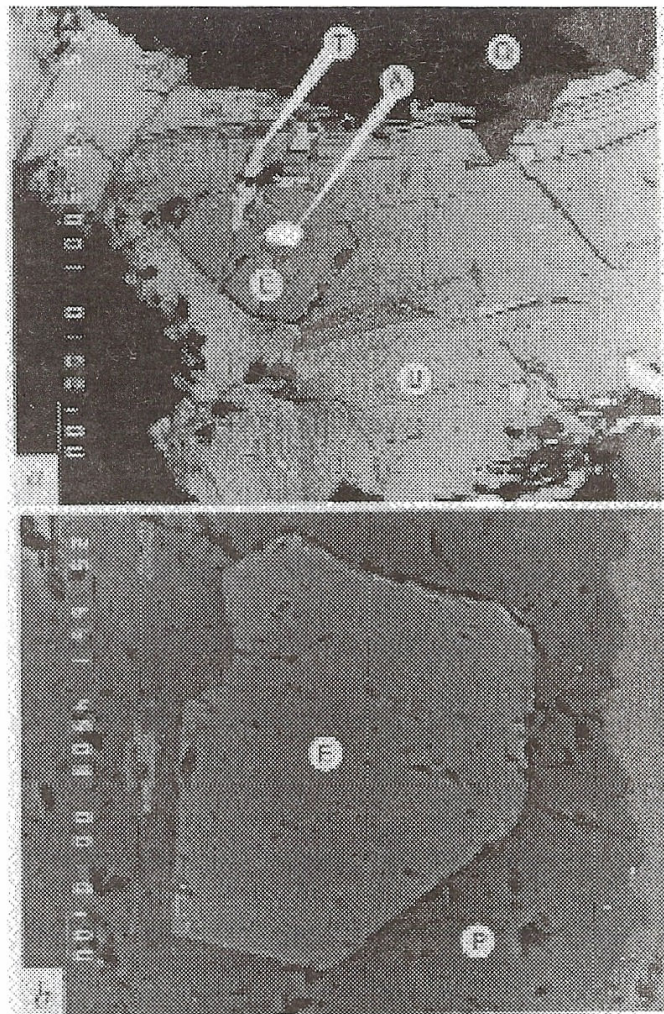
Гранитът е едрозърнест, с неравномерна, на места порфиرويدна по К-фелдшпат текстура. Данните за състава на скалообразуващите минерали на Арнаудова, Арнаудов (1982, 1986) са допълнени с наши изследвания (табл. 2). Плагиоклазът е идиоморфен до хипидиоморфен, нормално зонален (Al_{37-20}). Бититът е еднообразен по състав (f 0,53-0,57; Al^{IV} 2,38-2,48; Al^{VI} 0,30-0,60). К-фелдшпат (Or_{87-95}) образува алотри-

*Вълков, В., Ив. Ковачки, Н. Петков, Р. Маринова, Д. Сираков, Л. Топалов, Ст. Саров, Н. Антова. 1980. Доклад за геоложкия строеж и търсенето на полезни изкопаеми на части от Рила планина и долината на р. Струма между гр. Кочериново и вр. Мусала. - Геофонд.

оморфни зърна, които включват всички останали минерали или запълват пространствата между тях. На места неравномерно разпределени участъци са изградени от дребнозърнести агрегати от кварц, К-фелдшпат и кисел олигоклаз, подобен на периферията в зонални плагиоклаз. Мирмекитите (An_{23}) са чести. Минералните взаимоотношения определят приблизителен ред на кристализация плагиоклаз \rightarrow биотит \rightarrow кварц \rightarrow К-фелдшпат. Характерна особеност са късно образуваните К-фелдшпатови впръслени в гранитите от източния контакт между р. р. Отовица и Бистрица, както и по билото около върховете Голям и Малък Полич, което се свързва с финала на магмената кристализация при наличие на 30-40% от първоначалния обем топилка (Арнаудов и др., 1988).

Епидот е установен във всички изследвани образци от Калинските гранити (фиг. 1). По взаимоотношения с останалите минерали се разграничават ясно магматичен и вторичен епидот. Магматичният епидот е представен в кристали (често двойници) с размери от $<0,1$ mm до 1,2 mm и различна степен на идиоморфност. Добре оформените идиоморфни кристали са изцяло включени в биотит, по-рядко в едър, зонален плагиоклаз (фиг. 2a, b). Епидотовите зърна, частично включени в биотит, имат запазени идиоморфни очертания на контакта с биотита и неправилни, често мирмекитоподобни очертания по границите с кварц, К-фелдшпат, плагиоклаз или техни агрегати (фиг. 3). По-едрите епидотови кристали обикновено съдържат идиоморфни, изоструктурни аланитови ядра (двойници, когато и епидотът е такъв). Аланитовите ядра не са засегнати от разтварянето.

В някои образци се срещат епидотови кристали, частично обхванати от биотит и съдържащи аналогични по състав биотитови включения (фиг. 4a). Това показва, че епидотът се образува преди и по време на кристализацията на биотита. По данни от електронен микроанализ съставът (%) на двата биотита от фиг. 4a,



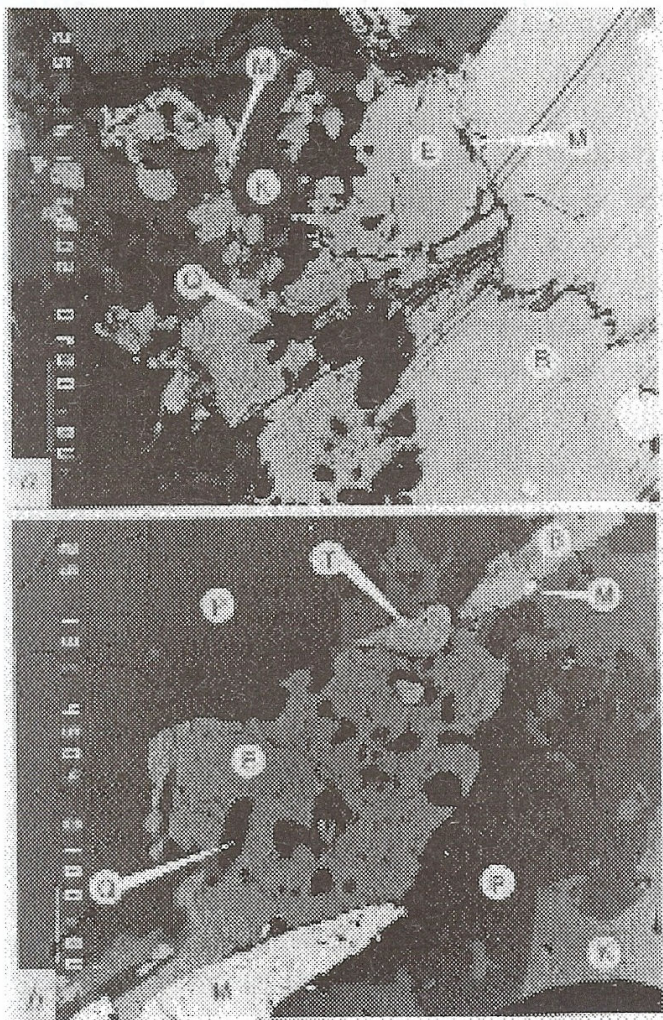
Фиг. 2. a - идиоморфен епидот (E) с аланитово ядро (A), включен в биотит (B); титанит (T), образуван при хлоритизацията на биотита; Q - кварц; обр. 29; b - идиоморфно епидотово включение (E) в плагиоклаз (P); обр. 16

Fig. 2. a - euhedral epidote (E) with an allanite core (A) armoured by biotite (B); titanite (T) probably formed during biotite chloritization; Q - quartz; sample 29; b - euhedral epidote (E) in plagioclase (P); sample 16

съответно за биотитовото включение в епидот и за биотита, обгръщащ епидота е следния: SiO_2 36,46 и 36,26; TiO_2 2,79 и 2,34; Al_2O_3 15,82 и 15,57; FeO 21,50 и 21,11; MnO 0,36 и 0,61; MgO 9,25 и 9,89; CaO 0,26 и 0,12; Na_2O 0,01 и 0,53; K_2O 9,33 и 9,23; BaO $<0,01$ и 0,19; Σ 95,78 и 95,85.

Описаните взаимоотношения съответстват на белезите на магматичния епидот в гранитоиди и на признаците за разтварянето му под въздействие на остатъчна топилка, посочени от Zen, Hammarstrom (1984, 1986), Tulloch (1979, 1986), Farrow, Barr (1992) и Brandon et al. (1996). Запазени са идиоморфните очертания на епидотови зърна, които са

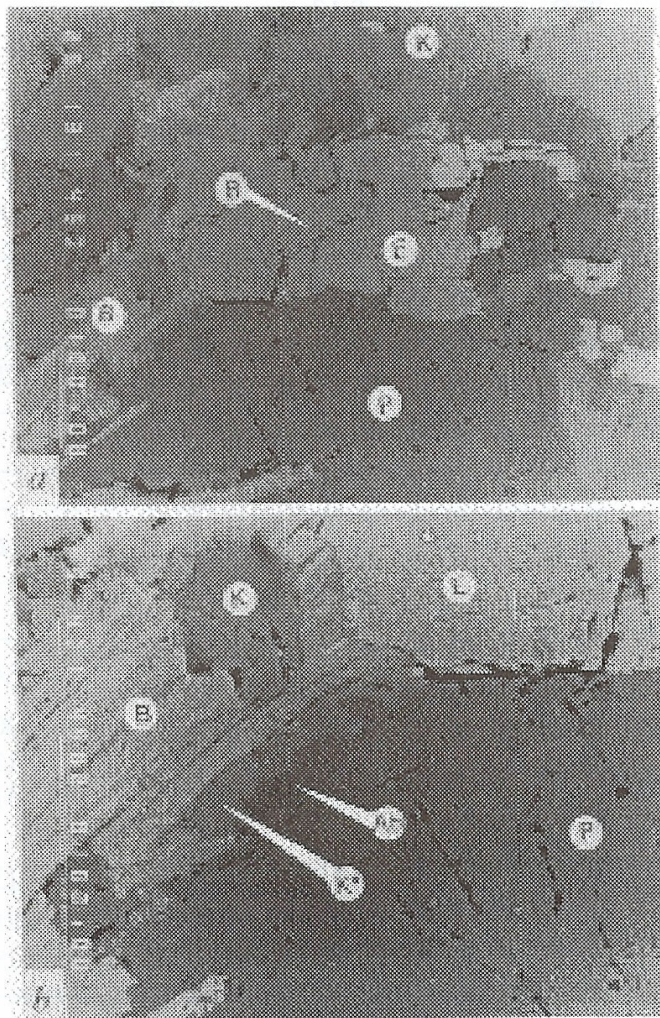
включени в минерали, кристализирали в условията на стабилност на магматичния епидот. Незащитените (частично или изцяло) епидотови зърна са подложени на разтваряне, което показва, че окончателната кристализация на гранитната магма е станала при по-ниско налягане.



Фиг.3. Типични реакционни взаимоотношения на магматичен епидот (E): *a* - идиоморфни очертания на контакт с биотит (B) и реакционна зона на контакта с кварц (Q), плагиоклаз (P) и К-фелдшпат (K); дребни магнетитови зърна (M) има до епидотовите фрагменти в реакционната зона и по епидот-биотитовия контакт; обр. 29; *b* - кородиран магматичен епидот (E) с кварц (Q), титанит (T) и магнетит (M) сред мирмикитизиран плагиоклаз; обр. 16

Fig. 3. Typical reaction textures of magmatic epidote (E): *a* - euhedral margins against biotite (B) and irregular reaction rim against quartz (Q), plagioclase (P) and K-feldspar (K); small magnetite grains (M) occur next to an epidote fragment in the reaction zone and along the epidote-biotite contact; sample 29; *b* - corroded magmatic epidote (E) with quartz (Q), titanite (T) and magnetite (M) surrounded by myrmekitic plagioclase; sample 16

По състав описаните епидоти са еднообразни, с пистацитов компонент $Ps = 100Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al^{VI})$ между 22-30 (табл. 1). По литературни данни типичните стойности за магматичния епидот са Ps_{21-31} , за вторичен епидот по плагиоклаз - Ps_{0-24} и за вторичен по фемични минерали - Ps_{38-48} (Archibald et al., 1984; Zen, Hammarstrom, 1984, 1986; Tulloch, 1979, 1986; Brandon, Lambert, 1993; Brandon et al., 1996; и автори, цитирани в дискусията



Фиг. 4. В кристализационната последователност епидотът (E) се появява преди или едновременно с биотита (B): *a* - биотит включен в епидот и биотит, който го заобикаля, са близки по състав (виж текста); плагиоклаз An21 (P), К-фелдшпат (K); *b* - детайл - субсолидно образуване на К-фелдшпат Or97 (K*) и албит An0,4 (Ab) на границата между частично хлоритизиран биотит и плагиоклаз; обр. 16

Fig. 4. In the crystallization sequence epidote (E) appears before or contemporaneously with biotite (B): *a* - biotite inclusion and biotite surrounding epidote are similar in composition (see the text); plagioclase An21 (P); K-feldspar (K); *b* - detail - subsolidus K-feldspar Or97 (K*) and albite An0.4 (Ab) along the contact between partly chloritized biotite (B2) and plagioclase (P); sample 16

Таблица 1

Избрани анализи на епидоти от Калинския гранитен плутон: *i* - идиоморфни включения в биотит и плагиоклаз; *r* - реакционна обвивка; *a* - алотриоморфни зърна в плагиоклаз; *s* - вторичен епидот

Table 1

Selected analyses of epidotes from the Kalin granite pluton: *i* - euhedral inclusions in biotite and plagioclase; *r* - reaction rim; *a* - anhedral grains in plagioclase; *s* - secondary epidote

Образец No	15						
	13i	14i	5	7r	9r	11	12r
SiO ₂	37,53	37,45	37,04	37,71	37,91	37,46	37,45
TiO ₂	0,10	0,19	-	0,16	-	-	0,26
Al ₂ O ₃	22,24	22,44	22,93	23,55	23,25	22,77	22,30
Fe ₂ O ₃	14,36	14,16	14,55	12,61	12,95	13,95	13,95
MnO	0,23	0,32	0,05	0,58	0,24	0,27	0,29
MgO	0,68	0,72	0,51	0,73	0,64	0,67	0,58
CaO	22,71	22,42	22,69	22,69	22,73	22,57	22,58
Na ₂ O	0,18	0,31	0,23	0,19	0,23	0,42	0,41
K ₂ O	0,11	0,24	0,25	0,13	0,21	0,16	0,19
Σ	98,14	98,25	98,25	98,35	98,16	98,27	98,01
Ps	29	29	29	25	26	28	29

Образец No	15		43				
	1k	2k	7	8	12r	15r	16
SiO ₂	37,69	37,81	36,80	37,79	37,66	37,99	37,88
TiO ₂	0,08	0,11	0,25	0,14	0,02	-	0,18
Al ₂ O ₃	23,05	24,10	23,64	22,03	22,67	22,79	22,74
Fe ₂ O ₃	13,33	12,02	14,05	14,64	13,78	13,30	13,54
MnO	0,35	0,22	0,40	0,38	0,45	1,05	0,58
MgO	0,69	0,45	0,11	0,19	0,15	0,29	0,23
CaO	22,66	23,03	23,31	22,61	22,73	22,67	22,44
Na ₂ O	0,28	0,20	-	0,31	0,54	0,12	0,43
K ₂ O	0,14	0,16	0,15	0,10	0,25	0,16	-
Σ	98,27	98,10	98,71	98,19	98,25	98,37	98,02
Ps	27	24	28	30	28	27	27

от 1986). Като белег на магматичния епидот понякога се посочва и ниско съдържание на TiO₂ < 0,1%, което при изследваните епидоти не се установява (TiO₂ < 0,01-0,29%).

Съдържанието на Fe намалява слабо, но закономерно от незасегнатите части на епидотовите зърна към подложената на разтваряне реакционна обвивка на контакт със салични минерали (фиг. 3; табл. 1; обр. 15, № 5, 7r и 9r - съотв. Ps_{29, 25} и 26; обр. 29, № 2i, 3, 4r и 5r

- съотв. Ps_{28, 26} и 25). Вероятно не само разтварянето на епидота, но и вместващата среда има значение за съдържанието на Fe, тъй като с най-нисък Ps₂₂ сред магматичните епидоти се отличава този, включен в плагиоклаз (фиг. 2b, табл. 1, обр. 16, № 9i).

Вторичният епидот е установен в тънки прожилки, пресичащи всички скалообразуващи минерали (фиг. 5a), включително зърна от магматичен епидот. Такива примери има в гранитите, подло-

Таблица 1 - продължение
Table 1 - continued

Образец	43			16			29
	3k	5k	6k	9i	7	13r	2i
SiO ₂	38,94	38,00	38,25	38,29	37,93	37,88	37,98
TiO ₂	0,07	0,20	0,18	0,02	0,27	0,18	0,29
Al ₂ O ₃	26,98	24,02	26,43	24,93	22,43	23,45	22,86
Fe ₂ O ₃	8,22	11,95	9,19	11,38	14,23	13,73	13,78
MnO	0,31	0,71	0,36	0,16	0,28	0,23	0,33
MgO	0,33	0,23	0,50	0,32	0,41	0,25	0,43
CaO	23,09	22,68	22,99	22,65	22,23	22,18	22,25
Na ₂ O	-	-	0,07	0,41	0,31	0,23	0,38
K ₂ O	0,18	0,21	0,24	-	-	-	-
Σ	98,12	98,00	98,21	98,16	98,09	98,13	98,30
Ps	16	24	18	22	29	27	28

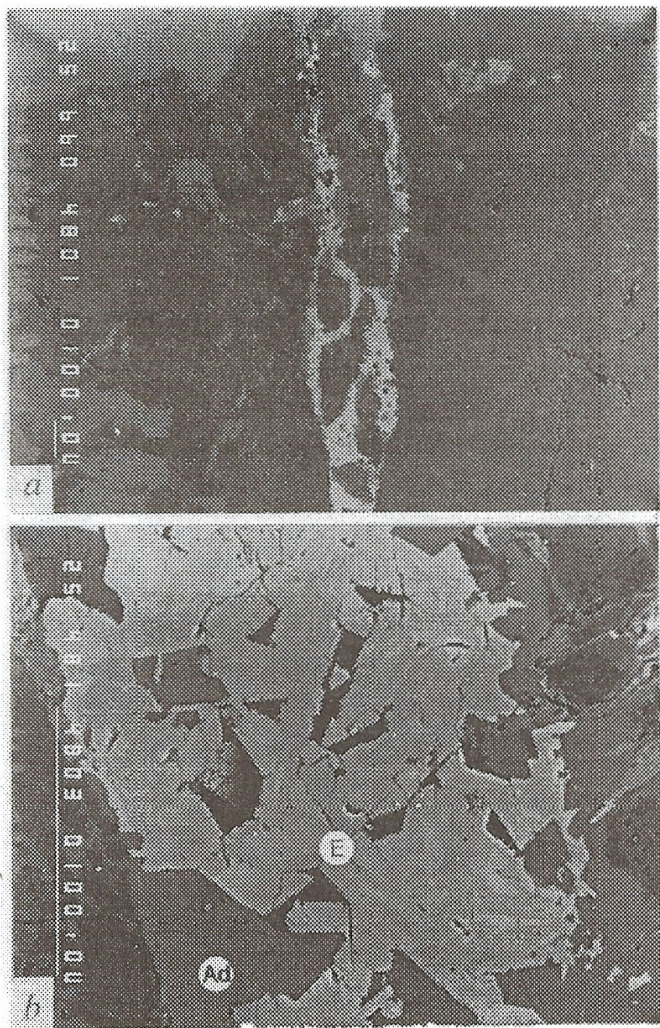
Образец	29			3			
	3	4r	5r	9	10	5s	6s
SiO ₂	37,72	37,41	37,53	37,69	37,90	37,16	37,56
TiO ₂	0,02	0,01	0,14	0,15	0,19	0,23	0,05
Al ₂ O ₃	23,96	24,32	24,23	23,46	23,99	20,56	21,24
Fe ₂ O ₃	13,21	13,11	12,27	13,17	12,62	17,20	16,33
MnO	0,31	0,51	0,41	0,30	0,32	-	-
MgO	0,19	0,26	0,17	0,32	-	0,17	0,18
CaO	22,87	22,51	22,98	22,85	22,94	22,78	22,73
Na ₂ O	0,24	0,11	0,25	0,06	0,25	0,16	0,22
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-
Σ	98,52	98,25	97,98	98,00	98,21	98,26	98,31
Ps	26	26	25	26	25	35	33

Анализите са извършени на микросонда JEOL Superprobe 733 с природни стандарти
All analyses were carried out on JEOL Superprobe 733 instrument using natural standards

жени на милонитизация и катаклаза. Прожилките са изградени от епидот Ps₃₃₋₃₅, плагиоклаз An₅₋₆, адулар Or₉₇₋₉₈ и кварц (табл. 1 и 2). Епидотовите кристали са зонални с понижено съдържание на Fe в периферията (фиг. 5b; табл. 1, обр. 3, № 5s - център и 6s - периферия).

Наред с тези типични примери, много често в едрите плагиоклази има алотриоморфни епидотови зърна и струпвания, които могат да се приемат за вторичен епидот, образуван при промяна на плагиоклаза. Повече от изследваните случаи, обаче, са ана-

логични по състав на магматичните епидоти Ps₂₄₋₂₇ (табл. 1: обр. 15, № 1a, 2a; обр. 43, № 5a). Можем да предполагаме, че това са реликти от вече разтворени магматични епидоти. При някои от тях се наблюдава еднаква оптическа ориентировка на групи фрагменти, разположени в едно или повече фелдшпатови зърна, което позволява да се възстанови формата и размера на бившия монолитен епидотов кристал. Това не изключва образуване на вторичен епидот по плагиоклаза. Вероятно такъв пример може



Фиг. 5. Прожилка от вторичен епидот с кварц, адулар и албит: *a* - общ вид; *b* - детайл - зонални кристали от вторичен епидот (ядро Ps_{35} , периферия Ps_{33}); Ad - адулар; обр. 3

Fig. 5. Secondary epidote veinlet with quartz, adularia and albite: *a* - general view; *b* - detail - zoned secondary epidote crystals (core Ps_{35} , rim Ps_{33}); Ad - adularia; sample 3

да бъде алотриоморфно епидотово зърно Ps_{16} в плагиоклаз, разположено наред с предполагаеми реликти от магматичен епидот Ps_{24} (табл. 1, обр. 43, № 3а).

Изложените резултати показват, че разграниченията, които могат да се направят по състава на епидоти с различен произход не са строги. Интервалите на вариация за пистацитовия компонент се припокриват, а за TiO_2 това е още по-вероятно предвид ниските съдържания и възможните различия в аналитичната точност. Затова доказателствата за произхода би трябвало да се основават в еднаква степен

на данни за микроструктурните взаимоотношения и състава.

Разтваряне на магматичния епидот

За целите на изследването са измерени 90 епидотови кристала в дюншлифи от различни части на плутона (фиг. 1). По описаните вече взаимоотношения, те са разпределени в няколко групи.

1) Идиоморфни, включени в биотит и плагиоклаз - 19 кристала с размери от $0,09 \times 0,1$ mm до $0,7 \times 0,8$ mm, установени във всички части на плутона. В образци от долината на р. Горица са установени идиоморфни епидотови кристали в агрегати от салични минерали.

2) Хипидиоморфни - 42 кристала с белези за разтваряне на контакт със салични минерали; срещат се в целия плутон, но най-често и с най-широка разтворена ивица около в. Калин;

а) с оформена реакционна обвивка - 17 кристала с размери $0,2 \times 0,2$ до $0,7 \times 1$ mm и ширина на обвивката $0,1-0,4$ mm; максималната ширина на реакционната обвивка в образците от долината на р. Горица е $0,2$ mm, от р. Отовица - $0,3$ mm и южно от р. Бистрица около в. Калин - $0,4$ mm;

б) с напълно разтворени части на епидотовия кристал и незасегнато аланитово ядро - 25 зърна с размери $0,1 \times 0,3$ до $0,7 \times 1$ mm и разтворена част $0,05-0,5$ mm.

3) Алотриоморфни, с напреднало разрушаване - 29 зърна;

а) реликти във фелдшпати, по които могат да се възстановят 14 бивши кристала с размери $0,15 \times 0,15$ до $0,4 \times 1$ mm; срещат се във всички части на плутона, но оценката е субективна и сред фрагментите може да има вторичен епидот по плагиоклаз;

б) разядени зърна, с относително запазена цялост, но с вид на описаната реакционна обвивка - 15 кристала с размери $0,1 \times 0,2$ до $0,4 \times 1$ mm; срещат се по-често в гранити с белези за наложена тектонска обработка, възможно съпроводена с алохимични процеси и допълни-

Таблица 2

Състав на фелдшпати: Pl - плагиоклаз; Kf - K-фелдшпат; r - от реакционна обвивка; s - зърна от жилки с вторичен епидот

Table 2

Feldspar compositions: Pl - plagioclase; Kf - K-feldspar; r - reaction rim; s - grains from secondary epidote veinlets

Обр. No	15				43			16	
	Pl 3	Pl 4	Kf 8r	Pl 10r	Pl 1	Kf 13r	Pl 14	Pl 5	Pl 12
SiO ₂	57,91	59,76	65,15	62,81	62,37	65,18	68,68	62,87	61,53
TiO ₂	0,11	-	-	-	-	-	0,10	-	-
Al ₂ O ₃	26,73	25,79	18,22	23,30	23,91	18,25	18,98	23,47	23,82
FeO	0,06	0,04	-	-	-	0,12	0,18	-	0,34
CaO	7,65	6,30	0,10	5,04	4,32	0,11	0,33	4,38	5,53
Na ₂ O	7,34	7,82	1,29	3,79	9,17	0,94	11,64	8,90	8,33
K ₂ O	0,15	0,16	14,72	0,09	0,01	15,23	0,06	0,38	0,19
BaO	0,16	0,12	0,52	0,04	0,29	0,16	0,03	-	0,25
Σ	100,11	99,99	100,00	100,07	100,07	99,99	100,00	100,00	99,99
Or	0,80	0,83	86,91	1,06	-	90,52	0,26	2,23	1,04
Ab	62,86	68,42	11,70	75,13	79,00	8,62	98,43	76,83	72,10
An	36,07	30,47	0,56	23,81	20,00	0,57	1,31	20,94	26,47
Cn	0,27	0,28	0,83	-	1,00	0,29	-	-	0,39

Обр. No	16				29	3			
	Pl 14	Kf 10	Kf 1	Pl 8	Kf 6	Kf 13	Kf 11s	Kf 14s	Pl 15s
SiO ₂	60,83	64,98	64,61	68,28	64,91	64,97	64,50	65,00	66,51
TiO ₂	0,18	-	-	-	0,15	-	-	-	0,16
Al ₂ O ₃	24,33	18,90	18,67	19,78	17,91	18,04	19,20	18,98	20,73
FeO	0,23	-	-	0,30	0,18	-	0,16	0,21	-
CaO	6,39	-	0,16	0,09	-	-	-	-	1,20
Na ₂ O	7,83	1,26	0,20	11,39	0,55	0,65	0,16	0,13	10,87
K ₂ O	0,21	14,52	16,17	-	15,65	15,31	15,97	16,28	0,23
BaO	-	0,35	0,20	0,16	0,08	0,84	0,23	0,25	-
Σ	100,00	100,01	100,01	100,00	99,43	99,81	100,06	100,85	99,70
Or	1,18	87,82	96,96	-	94,82	92,44	98,27	98,43	1,06
Ab	72,10	11,51	1,85	99,33	5,05	5,99	1,44	1,14	93,35
An	26,47	-	0,79	0,40	-	-	-	-	5,59
Cn	0,39	0,67	0,40	0,27	0,13	1,57	0,29	0,43	-

телно разтваряне на епидота.

Епидотите от група „Za“ най-точно съответстват на описаните от Zen, Hammarstrom (1984) и Brandon et al. (1996). Реакционната обвивка е изградена главно от епидот и кварц (фиг. 3). Тя

е развита на контакт с кварц, K-фелдшпат, външните зони на плагиоклаза или с дребнозърнести салични агрегати. Това е указание, че разтварянето на епидота е едновременно с последния етап от кристализацията на гранитна-

та магма, в който тя се доближава до евтектичния състав. В обхвата на реакционната зона фелдшпатите не променят състава си, а магнетитовите зърна са редки. Може да се предполага, че освободените катиони мигрират извън рамките на реакционната обвивка. Възможно е разтварянето на епидота да протича по примерната реакция:

епидот + топилка \rightarrow К-фелдшпат + плагиоклаз + кварц + магнетит + H_2O .

Обикновено частично разтвореният епидот е свързан пространствено с биотит. Биотитът в гранитите е хлоритизиран в различна степен, което се съпровожда с образуване на титанит и магнетит. Титанитовите кристали често пресичат и нарушават целостта на епидота (фиг. 2а, 3b). Разположението на магнетита е избирателно - по контурите на подложения на разтваряне епидот. Не установяваме друг магнетит в гранитите, освен образувания при този процес. Може да се допусне връзка между процесите на разтваряне на епидота, хлоритизацията на биотита и отделянето на титанит и магнетит. Най-вероятна причина е въздействието на богатата на вода остатъчна фелзична топилка по реакцията: биотит + епидот + топилка \rightarrow хлорит + титанит + магнетит + плагиоклаз + К-фелдшпат + кварц + H_2O .

На контакта между частично хлоритизиран биотит и плагиоклаз се наблюдават тънки ивички от албит и К-фелдшпат с високо Og -съдържание (фиг. 4а, b; табл. 2, обр. 16, № Kf 1, Pl 8). Tulloch (1979) отбелязва образуване на такъв К-фелдшпат при субсолидусна хлоритизация на биотит. Вероятно субсолидусен произход имат и изследваните тънки (mm) албитови ивички в обр. 43 (табл. 2, № Pl 14; $An_{1,31}$), образувани заедно с кварц около епидотови реликти, включени в К-фелдшпат. Тези наблюдения дават основание да предполагаваме, че процесът започнал в края на магмената кристализация с разтваряне на епидот е продължил в субсолидусни условия с хлоритизация на биотита и образуване на К-фелдшпат, албит, титанит, магнетит и

възможно вторичен епидот и ситнолюспеста бяла слюда.

Скорост на магмен транспорт

Измерената ширина на реакционната обвивка на магматичните епидоти варира от 0,1 до 0,4 mm. Статистически най-голяма честота имат обвивките с ширина 0,2 mm. Пререзите, в които са направени измерванията са случайни и обикновено положението им спрямо кристалографските елементи на симетрия не е ясно. Повече от пререзите пресичат под различен ъгъл оста b . В единични случаи те са ориентирани почти успоредно на нея и там прави впечатление, че ширината на реакционната обвивка е различна в един и същи кристал. Реакционната зона, разположена перпендикулярно на оста b е по-широка от тези, образувани при разтваряне на стени, паралелни на b . Вероятно скоростта на разтваряне се влияе от анизотропията на кристалната структура, подобно на особеностите при растежа на епидота (Костов, 1966). В експерименталната работа на Brandon et al. (1996) този въпрос не се разглежда. Ние допускаме, че всички части от реакционната обвивка на даден кристал се образуват едновременно, но с различна скорост и съответно ширина в различните кристалографски посоки. Затова в изчисленията използваме максималната измерена ширина на реакционните обвивки.

За да се приложи уравнението, посочено от Brandon et al. (1996), е необходима стойност за дифузионния коефициент на катионите. Експерименталната реакция на разтваряне протича с $D = 5 \times 10^{-17} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ при 750°C . Цитираните автори приемат като възможни за природните случаи на разтваряне в гранитоидни магми максимална и минимална стойност за D , съответно $1 \times 10^{-16} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ и $5 \times 10^{-17} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, определени в експерименти с епидот-съдържащ тоналит и близки до резултата за водонаситени силикатни топилки при 757°C $D = 7 \times 10^{-16} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Rubie, Brearley, 1990). Същите стойности са използвани в нашия случай:

$$D_{\max} = 1 \times 10^{-16} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \quad D_{\min} = 5 \times 10^{-17} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$$

$$x = 0,2 \text{ mm}; \quad t = 4 \times 10^8 \text{ s} = 12,7 \text{ г.} \quad t = 8 \times 10^8 \text{ s} = 25,4 \text{ г.}$$

$$x = 0,3 \text{ mm}; \quad t = 9 \times 10^8 \text{ s} = 28,5 \text{ г.} \quad t = 1,8 \times 10^9 \text{ s} = 57,1 \text{ г.}$$

$$x = 0,4 \text{ mm}; \quad t = 1,6 \times 10^9 \text{ s} = 50,7 \text{ г.} \quad t = 3,2 \times 10^9 \text{ s} = 101,47 \text{ г.}$$

Получените резултати отразяват времето, през което епидотът е бил подложен на разтваряне от остатъчната топлинка до нейното окончателно затвърдяване или времето, през което магматната система е била в условия извън полето на стабилност на магматичния епидот при по-ниско налягане.

От данните, с които сега разполагаме, можем да приемем, че поне в южната си част Калинският плутон е застинал окончателно и се е уравнил с вместващите скали при налягане съответстващо на полето на стабилност на андалузита, или $P < 3,5-4 \text{ kbar}$, каквито са най-честите стойности за тройната точка на полиморфните модификации на Al_2SiO_5 (Kerrick, 1990). Това означава минимална разлика около $1,5 \text{ kbar}$ между полето на стабилност на магматичния епидот (5 kbar по Schmidt, Thompson, 1996) и нивото на застиване на плутона. Тя съответства на разлика в дълбочината поне $5,5 \text{ km}$, което представлява разстоянието на издигане на магмата в неравновесни за епидота условия на декомпресия. В южната част на плутона по реакционните обвивки на магматичния епидот определяме време за разтварянето му между 50 и 100 год. Това съответствува на скорост на изнасяне на магмата съответно между 108 и 54 m за година.

Не разполагаме със сигурни данни за нивото на окончателна кристализация в северните части на плутона. По-малката ширина на реакционните обвивки на епидотите от образците в този район, както и наличието на идиоморфен епидот на контакт със салични минерали в образци от долината на р. Горица, подсказват че окончателната кристализация на магмата е станала по-дълбоко, в условия по-близки до полето на стабилност на магматичния епидот.

Скоростта на магмен транспорт, която определяме за южната част на плутона, по-специално около в. Калин е

близка, но по-висока от максималната скорост за диапирно издигане и значително по-ниска от скоростите на дайков транспорт (съответно $\leq 50 \text{ m}$ и 30 km за година по Clemens, Mawer, 1992). Тези резултати не би трябвало да се абсолютизират, защото биха могли да се променят при всяко уточнение на разликите в налягането. По-важен е самият факт за запазване на магматичен епидот в неравновесни условия, което отразява достатъчно висока скорост на изнасяне на магмата в условия на декомпресия и би могло да се осъществи в тектонска обстановка на разтягане.

Обсъждане

Има известни различия в заключенията за стабилността на епидота в гранитоидните магми в зависимост от техния състав и окислителните условия на кристализация. Schmidt, Thompson (1996) показват значително разширяване на тази стабилност по посока към по-ниско налягане и по-висока температура с повишаване на $f\text{O}_2$ до условията на хематит-магнетитовия буфер в тоналитова система. Цитираните автори оспорват възприеманата до този момент долна граница за стабилността на магматичния епидот от 6 kbar и считат, че с прехода от тоналити към гранодиорити и гранити тази долна граница става по-ниско барична. Ние приемаме налягането 5 kbar като граница на стабилността на магматичния епидот в Калинския плутон поради наличието на асоциацията кварц-магнетит-титанит, чието образуване е свързано с разтварянето на епидота и започва под въздействие на магмата. В интервала $650-700^\circ\text{C}$ тази асоциация отразява условия много близки до кварц-магнетит-фаялитовия буфер (Wones, 1989), при които долната граница на стабилност на магматичния епидот пресича водонаситения тоналитов солидус при $P \ 5,5-6 \text{ kbar}$, а по-нискотемпературния гранитен солидус при $P \sim 5 \text{ kbar}$ (екстраполация по фиг. 5 на Schmidt, Thompson, 1996).

Беше споменато, че не установяваме

друг магнетит, освен образувания при разтварянето на епидота и хлоритизацията на биотита. Пак същите автори (Schmidt, Thompson, 1996) обръщат внимание на тази особеност в някои гранитоиди във връзка с условията на стабилност на магматичния епидот. Магнетитът е основна фаза на Fe^{3+} в гранитоиди, кристализирали при висока температура и ниско налягане - извън полето на стабилност на магматичния епидот. Вероятно такъв пример може да представлява Бадинското гранитно тяло, разположено западно от Калинския плутон в същите гнайси. Макар и бегли, наблюденията ни показват изобилие на магматичен магнетит и отсъствие на епидот.

Фактите за наличието и разтварянето на магматичен епидот в Калинския гранит позволяват да се даде приблизителна оценка за нивото на разкритост от съвременния ерозионен срез - между 13 и 18 km в северната част и ≤ 12 km в южната част на плутона. Това може да се свърже с установените различия в структурното състояние на К-фелдшпати (Арнаудова, Арнаудов, 1986) - ортоклаз в северната и микроклин в южната част на плутона. Според цитираните автори първоначално при кристализацията си минералът в целия плутон е бил моноклинен. Запазената моноклинна структура в северната част отразява условия на окончателното формиране на гранитите близки до условията на кристализация. Триклинната структура на К-фелдшпати от южната част на плутона отразява условия на субсолидусно термично уравнивяване с вместилиците скали при температура $\leq 500^{\circ}C$.

Нивото 5 kbar \sim 18 km, маркирано от магматичния епидот показва, че сегашният Калински гранит е съществувал като магмена система в такива условия и че тази система е била формирана в по-дълбоко ниво. Нещо повече, съгласно заключенията на Schmidt, Thompson (1996) мястото на епидота в реда на кристализация (преди и по време на биотита) предполага налягане ≥ 8 kbar (~ 29 km). Макар че има различни оценки,

по-дълбокото ниво на формиране на магмата най-общо съответства на условията на долната кора (Clemens, Mawer, 1992) или на гранулитов фациес (Thompson, 1990).

Предшестващите изследвания на гранитите засягат отделни геохимични аспекти, което не дава достатъчно информация за генетични тълкувания. Данните за главните елементи позволяват да се твърди, че в субстрата от който е генерирана гранитната магма доминираща роля са имали магмени скали, съдържащи амфибол: A/CNK 0,84-1,22 с най-чести стойности от 0,95-1,00; CaO > 2%; Na₂O > 3%. По критериите на Maniag, Piccoli (1989) Калинските гранити са най-близки до орогенните островодъгови (IAG) и континентално дъгови гранити (CAG). Същевременно, единствената възраст 46 млн. г. (Арнаудов и др., 1989) определена по изотопни U-Pb отношения в акцесорен циркон и тълкувана като възраст на магмената кристализация, предполага генетична връзка с Алпийското колизионно събитие и удебеляване на кората (Burg et al., 1996). От друга страна, Thompson, Connolly (1995) твърдят, че топлината, генерирана при тектонско удебеляване е недостатъчна за топене на амфиболити и този процес задължително изисква привнос на мантийна топлина. В тази посока биха могли да се направят различни аналогии по повод най-вероятната геодинамична обстановка за генериране на гранитоидна магма в гранулитов фациес от различен по състав субстрат. Ние ще избегнем това изкушение поради липса на твърде важните генетични изотопни характеристики на Калинския гранит.

Възможното участие на амфибол в процесите на топене при генериране на магмата, както и редът на кристализация в Калинския гранит (плагиоклаз \rightarrow биотит \rightarrow кварц \rightarrow К-фелдшпат), предполагат температура на магмата достатъчно надвишаваща нейния солидус, за да направим аналогия с модела на Thompson (1990) за изнасяне на хипотетична магма. Според този модел прегре-

тите водонаситени гранитоидни магми изискват кристализация далече от източника на генериране. Това от своя страна може да се осъществи при бързо издигане, което намира потвърждение в модела на Clemens, Mawer (1992) за дайков транспорт. Същността на подобен механизъм се състои не толкова в обезателното наличие на дайки, колкото в запълване на подходящи структури от чести и бързи магмени порции (импулси) по един или повече проводящи канали. Естествено следствие на бързия транспорт е геохимичната, особено изотопна нехомогенност, която най-често отразява хетерогенности наследени от магмения източник, но може да носи и белезите на магмената еволюция. Подходящите структури могат да бъдат литоложки и други физически по своите характеристики граници в кората. В случая с Калинския гранит можем да предполагаме, че границата между метагабродиоритите на изток и двуслюдените плагиогнайси на запад (фиг. 1) е била достатъчно значима като структура за локализиране на магмено тяло, запълнено с относително висока скорост от магма, генерирана в долната кора и транспортирана в условия на декомпресия.

Благодарности. Изследването е извършено с финансовата подкрепа на НФНИ, договор НЗ-408.

Литература

- Арнаулов, В. С., Б. Г. Амов, Е. Н. Бартницкий, М. А. Павлова. 1989. Изотопная геохронология магматических и метаморфических пород в Балканидах и Родопском массиве. - В: *XIV Конгресс КБГА, София, 1989, Тезисы докладов*, 1154-1157.
- Арнаулов, В., Р. Арнаулова, Г. Панайотов. 1988. Разпределение на бария в калиевите фелдшпати и генезис на калиевофелдшпатовите впръследи в гранитоиди от Южна България. - *Сп. Бълг. геол. д-во*, 49, 2, 81-92.
- Арнаулова, Р., В. Арнаулов. 1982. Сравнительная геохимия и условия образования „южноболгарских гранитов“. - *Geologica Balc.*, 12, 4, 21-36.
- Арнаулова, Р., В. Арнаулов. 1986. Структурное преобразование и геохимия калиевых полевых шпатов калинского гранита в Рила-Планине. - *Геохим., минерал. и петрол.*, 22, 30-47.
- Вылков, В., Н. Антова, К. Дончева. 1989. Гранитоиды Рило-Западно-Родопского батолита. - *Geologica Balc.*, 19, 2, 21-54.
- Димитрова, Е. 1960. Петрология на кристалинния цокъл в Северозападна Рила планина. - *Тр. геол. Бълг., сер. геохим. и пол. изкоп.*, 1, 199-257.
- Костов, И. 1966. Об изоморфизме и морфологии эпидота и ортита. - В: Григорьев, Д. П. (ред.) *Генезис минеральных индивидов и агрегатов*. М., Наука, 81-88.
- Маринова, Р. (Загорчев, И., ред.) 1991. *Обяснителна записка. Геоложка карта на България 1:100000. Картен лист Благоевград*, 68 с.
- Archibald, D. A., T. E. Krogh, R. L. Armstrong, E. Farrar. 1984. Geochronology and tectonic implications of magmatism and metamorphism, southern Kootenay Arc and neighbouring regions, southeastern British Columbia. Part II: Mid-Cretaceous to Eocene. - *Can. J. Sci.*, 21, 567-583.
- Brandon, A. D., R. StJ. Lambert. 1993. Geochemical characterization of mid-Cretaceous granitoids of Kootenay Arc in the southern Canadian Cordillera. - *Can. J. Sci.*, 30, 1076-1090.
- Brandon, A. D., R. A. Creaser, T. Chako. 1996. Constraints on Rate of Granitic Magma Transport from Epidote Dissolution Kinetics. - *Science*, 271, 1845-1848.
- Burg, J.-P., L.-E. Ricou, Z. Ivanov, I. Godfriaux, D. Dimov, L. Klain. 1996. Syn-metamorphic complex in the Rhodope Massif. Structure and kinematics. - *Terra Nova*, 8, 6-15.
- Clemens, J. D., C. K. Mawer. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. - *Tectonophysics*, 204, 3-4, 339-360.
- Kerrick, D. M. 1990. Phase Equilibria. - In: Ribbe, P. H. (Ed.) *The Al₂SiO₅ Polymorphs*. Reviews in Mineralogy, 22, 37-110.

- Maniar, P. D., Ph. M. Piccoli. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**, 635-643.
- Moench, R. H. 1986. Comment. In: Comments and Reply on „Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America“ and „Magmatic epidote and its petrologic significance“. - *Geology*, **14**, 2, 187-188.
- Schmidt, M. W., A. B. Thompson. 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. - *Amer. Mineral.*, **81**, 462-474.
- Thompson, A. B. 1990. Heat, fluids, and melting in the granulite facies. - In: Vielzeuf, D., Ph. Vidal (eds.). *Granulites and Crustal Evolution*, NATO ASI Series, **331**, Kluwer, Dordrecht, 37-57.
- Thompson, A. B., J. A. D. Connolly. 1995. Melting of the continental crust: Some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. - *J. Geophys. Res.*, **100**, B8, 15565-15579.
- Tulloch, A. J. 1979. Secondary Ca-Al Silicates as Low-Grade Alteration Products of Granitoid Biotite. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 105-117.
- Tulloch, A. J. 1986. Comment. In: Comments and Reply on „Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America“ and „Magmatic epidote and its petrologic significance“. - *Geology*, **14**, 2, 186-187.
- Wones, D. R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. - *Amer. Mineral.*, **74**, 744-749.
- Zen, E-an, J. M. Hammarstrom. 1984. Magmatic epidote and its petrological significance. - *Geology*, **12**, 515-518.
- Zen, E-an, J. M. Hammarstrom. 1986. Reply. In: Comments and Reply on „Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America“ and „Magmatic epidote and its petrologic significance“. - *Geology*, **14**, 2, 188-189.

Примета на 21.05.1998 г.
Accepted May 21, 1998