

Берилият в берилоносни пегматити от Рила планина, България

Васил Арnaudов

Arnaudov, V. 2001. Beryllium in beryl-bearing pegmatites from the Rila Mountain, Bulgaria. - *Geochem. Mineral. Petrol.*, **38**, 89-100.

Abstract. The distribution of Be in rock-forming minerals and whole-rock samples from various type of pegmatites - microcline, microcline-albite, mica-bearing, desilicated and "skarnoid" pegmatites has been studied. The Be content is highest in the beryl-bearing microcline-albite pegmatites and their hybrid derivatives - desilicated pegmatites with beryl and emerald. The Be content increases from feldspars to plagioclases and muscovites, as well as from the external to the internal zones of the pegmatites. The occurrence of beryllium, molybdenum and bismuth minerals both in desilicated and normal granite pegmatites do not confirm the opinion of metasomatic origin of the desilicated pegmatites from greisen solutions. The close Pb-isotope data in feldspars and similar U-Pb zircon age (50 ± 5 Ma) support a genetic connection between normal granite pegmatites, desilicated pegmatites and the Paleogene granitoid magmatism in Rila Mountain.

Key words: beryllium, beryl, granite pegmatites, desilicated pegmatites, Rila Mt.

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

Ключови думи: берилий, берил, гранитни пегматити, десилицирани пегматити, Рила планина

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

Увод

Присъствието на берил в пегматити от Рила планина е отбелязано в редица публикации (Димитрова, 1960; Петрусенко и др., 1966, 1971; Петрусенко, Арnaudов, 1980; Арnaudов, Караджова, 1970; Арnaudов, Петрусенко, 1971; Арnaudов, 1975; Arnaudov, 1975; и др.). Димитрова (1960) наблюдава дребни берилни кристали в аплит-пегматити, разглеждани от нея като преходи между аплитова и пегматитова фаза. По състав това са микроклин-албитови пегматити, съдържащи често аплитовидни зони, както и кварц-албитови и мусковит-албитови комплекси (Арnaudов, 1975). Наличието на няколко места в Северо-

западна Рила на пегматитови жили със значителни концентрации на берил, установяването на смарагд, хризоберил и берилиев маргарит в десилицирани пегматити, които са хибридни производни на микроклин-албитовите пегматити, е указание за повишено съдържание на берилия в пегматитовите флуиди.

С настоящата работа се прави опит за проследяване съдържанието и разпределението на берилия в микроклин-албитовите пегматити с берил и десилицираните им производни, както и в някои други типове пегматити, в които не е установен берил.

Геоложка обстановка

Микроклин-албитовите пегматити образуват обширно пегматитово поле сред метаморфните скали между Калинския плутон и Рило-Родопския батолит (Арнаулов, Петрусенко, 1968; Арнаулов, 1975; Arnaudov, 1975). В последно време Димов и Дамянова (1996) отнасят тези метаморфити към две синметаморфни тектонски единици: Преко-речка метагранитова единица, контактуваща на изток с Рило-Родопския батолит и разположена на запад с рязък контакт над нея, Мальовишка пъстра единица, която изгражда на изток мантията на Калинския плутон. Пластична зона на срязване, проследяваща се между хижа Скакавица на север и Рилския манастир на юг, разделя Мальовишката единица на две поединици - долна, на биотитовите парагнайси (гнайси, кварцсъдържащи амфиболити, редки прослойки от мрамори и малки тела от метаултрабазити), и горна, пъстра поединица (парагнайси, гнайсошисти, гранат-слюдени шисти, мрамори, метадiorити, метабазити и метаултрабазити). Послойни и секущи микроклин-албитови жили и жилообразни тела, някои от които с дебелина до 15-20 m и дължина до няколко стотици метра, се разкриват сред скалите на долната Мальовишка поединица, най-често в района на Седемте езера, връх Харамията, Урдините езера, Урдина река, Зелени рид, Мала Урдина река и връх Ушите. В същия район се наблюдават и десилицирани пегматити, пресичащи метаултрабазити, както и "скарноидни" пегматити, секущи мрамори (Арнаулов, Петрусенко, 1968; Арнаулов, 1975). Пегматитовите проявления в горната Мальовишка поединица са епизодични. Това са предимно маломощни микроклинови пегматити и аплити, които се наблюдават в енто- и екзоконтакта на Калинския плутон, най-често в района на хижа Иван Вазов. В екзоконтакта на плутона, западно от местността Пчелина, се срещат и слюдоносни олигоклазови пегматити.

Морфология и минерален състав на пегматитите

Микроклин-албитовите пегматити са най-често незонални, изградени от средно- до едрозърнеста кварц-фелдшпатовата маса, понякога включваща ксенолити от гранитизиранни или пегматизирани в различна степен гнайси (Арнаулов, 1975). По-рядко се срещат диференцирани жили, изградени обикновено от следните няколко зони: аплитоидна, графична, апографична, пегматоидна и блокова. Наблюдават се и ритмичнозонални пегматити, в които се редуват аплитоидни и пегматоидни зони. Освен основните скалообразуващи минерали - фелдшпати, кварц, мусковит и биотит, най-често присъстват магнетит, апатит, циркон, гранат и титанит. Установени са още берил, аланит, монацит, ксенотим, уранинит, танталониобати, халкопирит, молибденит, бисмутинит, пирит и zeолити (Арнаулов, 1975). Берилът се наблюдава предимно в най-вътрешните, пегматоидни и блокови зони, както и в кварц-албитови и мусковит-албитови комплекси около кварцовото ядро. Цветът му е бледозелен до сиво-зелен, рядко синьо-зелен или син (аквамарин). Образува добре оформени кристали с дължина от 2-3 mm до 15-20 cm и дебелина 1-2 mm до 8-10 cm. Асоциира обикновено с албит, кварц, мусковит и гранат. В няколко маломощни (5-10 cm) аплит-пегматитови жили при Седемте езера берилът заема до 30-40% от обема им. Най-големи концентрации на берил се наблюдават в пегматити, разположени в близост до пластичната зона на срязване - по източния склон на Равни чал, при Седемте езера, в Урдиния циркус, по Зелени рид, както източно от връх Дамга, по р. Малио чатал и около Додов връх.

Десилицираните пегматити са другия носител на берилиеви минерали. Те се разкриват също близо до зоната на срязване, която на места се маркира от метаултрабазитови тела и мраморни прослойки сред гнайсите. Десилицирани пегматити са

наблюдавани в района на Седемте езера и Урдините езера, в горното течение на Мала Урдина река и при Еленините езера. Обикновено това са маломощни до 1-1,5 m жили или лещовидни тела. Срещат се слабо десилицирани пегматити, по същество нормални микроклин-албитови пегматити, в контактните части на които се образува тънка до 2-3 cm флогопитова зона, понякога с малки лещи от плагиоклаз, следвана в някои случаи от също тънка амфиболова и хлоритова зона. Типичните десилицирани жили или лещи са рядко по-дълги от 2-3 m, при дебелина до 1 m. В централните им части присъстват винаги плагиоклазова и флогопитова зона, след която, в контактите с метаултрабазитите, се наблюдават някои от следните зони: амфиболова, амфибол-хлоритова, хлоритова и талкова (Арнаутов, 1975). Освен магнезиален амфибол, в хибридни зони на десилицираните пегматити са установени актинолит, тремолит и антофилит. Най-често от акцесорните минерали се наблюдават апатит, циркон, магнетит и аланит. Описани са още берил - от почти безцветен, бледозелен до наситено зелен и смарагдовозелен, хризоберил, берилиев маргарит, титанит, гранат, монацит, ксенотим, уранинит, танталониобати, рутил, илменит, хематит, халкопирит, бисмутинит, галенобисмутит, молибденит, zeолити и др. Десилицирани пегматити с берилиева минерализация са установени засега само в Урдиния циркус, източно от връх Дамга, непосредствено в обсега на зоната на пластично срязване.

"Скарноидните" пегматити са редки, маломощни (25-30 cm) жилни образувания, разкриващи се на няколко места сред мраморни прослойки в Урдиния циркус, при изворите на Мала Урдина река, върховете Орловец и Петлите, и при Белия улук, източно от Рилския манастир. Те са изградени от дребно- до едрозърнеста кварц-плагиоклазова маса, съдържаща понякога диопсид, аланит, апатит, по-рядко халкопирит, пирит, бисмутинит, бисмутит, а в контактните зони и типични скарнови минерали - grosулар, скаполит, везувиан,

воластонит и др.

Микроклиновите пегматити са предимно незонални жили, изградени от средно- до едрозърнест калиев фелдшпат, кварц, плагиоклаз, биотит и мусковит. В приконтактните им части понякога се наблюдават графични или апографични кварц-фелдшпатови комплекси, образуващи отделни гнезда или тънки (4-5 cm) зони. Сред акцесорните минерали се открояват апатит, гранат, циркон, монацит, ксенотим и колумбит.

Слюдоносни олигоклазови пегматити се срещат сред амфибол-биотитови гнайси и кварцсъдържащи амфиболити около южното разкритие на Калинския плутон. Изградени са от едрозърнест олигоклаз и кварц. Често в централната част на жилите се наблюдава блоков кварц, образуващ дебело до 4-5 m кварцово ядро. С блоковия кварц асоциира едролюспест (до 20x20 cm) мусковит. Установени са още гранат, циркон, апатит, магнетит и пирит.

Съдържание и разпределение на Ве в пегматитовите минерали

Определението на Ве е извършено с емисионно-спектрален анализ след предварително химическо обогатяване на пробите (аналитик Л. Душкова).

Съдържанието на Ве в калиевите фелдшпати варира в тесни граници (0,4-5,5 ppm, табл. 1). Въпреки ниските концентрации и незначителните различия между съдържанията на Ве в калиевите фелдшпати от различните типове пегматити, могат да се доловят няколко, макар и слаби, тенденции в разпределението му:

- съдържанието на Ве в калиевите фелдшпати нараства от микроклиновите пегматити към слабо десилицираните и микроклин-албитовите пегматити;

- съдържанието на Ве в калиевите фелдшпати расте от външните, графични и апографични зони, към вътрешните, пегматоидни и блокови зони;

- съдържанието на Ве е относително най-високо в калиевите фелдшпати на

Таблица 1. Съдържание на Ве в пегматитови минерали (ppm)

Table 1. Be content in pegmatite minerals (ppm)

Но по ред	No	Тип на пегматита	Минерална зона (минерал)	Ве
микроклин				
1	82	микроклин-албитов	графична	0,4
2	99	микроклин-албитов	графична	0,7
3	100м	микроклин-албитов с берил	графична	1,0
4	16	микроклин-албитов	пегматоидна	1,0
5	102	микроклин-албитов	пегматоидна	1,0
6	140а	микроклин-албитов с берил	пегматоидна	1,5
7	144	микроклин-албитов с берил	пегматоидна	2,0
8	71	микроклин-албитов	блокова	1,0
9	139м	микроклин-албитов с берил	блокова	3,0
10	125а	микроклин-албитов с берил	блокова	4,0
11	125в	микроклин-албитов с берил	блокова	5,5
12	*96а	слабо десилициран	пегматоидна	1,0
13	96в	слабо десилициран	пегматоидна	2,5
14	113н	слабо десилициран	пегматоидна	1,0
15	113е	слабо десилициран	пегматоидна	1,0
16	113с	слабо десилициран	блокова	1,0
17	116м	слабо десилициран	пегматоидна	1,0
18	36	“скарноиден”	пегматоидна	1,0
19	131м	микроклинов	графична	0,5
20	131е	микроклинов	пегматоидна	0,9
21	132м	микроклинов	пегматоидна	1,0
22	12	микроклинов	пегматоидна	0,8
плагиоклаз				
23	139а	микроклин-албитов с берил	графична (олигоклаз)	5,0
24	139о	микроклин-албитов с берил	апографична (олигоклаз)	7,0
25	147	микроклин-албитов с берил	пегматоидна (албит)	12,0
26	100а	микроклин-албитов с берил	пегматоидна (албит)	15,0
27	100в	микроклин-албитов с берил	пегматоидна (албит)	20,0
28	3-у	микроклин-албитов с берил	блокова (албит)	25,0
29	140в	микроклин-албитов с берил	блокова (албит)	30,0
30	113г	слабо десилициран	графична (олигоклаз)	2,0
31	113р	слабо десилициран	пегматоидна (олигоклаз)	8,0
32	113п	слабо десилициран	пегматоидна (олигоклаз)	9,0
33	96г	слабо десилициран	пегматоидна (албит)	12,0
34	150	десилициран	пегматоидна (албит)	13,0
35	118п	десилициран	пегматоидна (олигоклаз)	13,0
36	122е	десилициран	плагиоклазова (олигоклаз)	70,0
37	122г	десилициран	плагиоклазова (олигоклаз)	71,0
38	114	десилициран	плагиоклазова (олигоклаз)	100,0
39	151в	десилициран	плагиоклазова (олигоклаз)	121,0
40	391	десилициран с берил	плагиоклазова (олигоклаз)	240,0
41	6	десилициран с берил	плагиоклазова (албит)	258,0
42	131к	микроклинов	графична (олигоклаз)	2,0
43	131р	микроклинов	пегматоидна (олигоклаз)	4,0
44	132а	микроклинов	пегматоидна (олигоклаз)	4,0
45	132в	микроклинов	блокова (албит)	20,0
46	26	олигоклазов слюдоносен, Пчелина	пегматоидна	1,0

Таблица 1. Продължение		Table 1. Continued		
No по ред	No	Тип на пегматита	Минерална зона (минерал)	Be
47	55п	олигоклазов слюдоносен, Пчелина	пегматоидна	2,0
48	58	олигоклазов слюдоносен, Пчелина	пегматоидна	2,0
49	26а	олигоклазов слюдоносен, Пчелина	пегматоидна	3,0
50	26в	олигоклазов слюдоносен, Пчелина	кварц-мусковитов комплекс	6,0
51	29	олигоклазов слюдоносен, с. Пастра	кварц-мусковитов комплекс	3,0
52	9	олигоклазов слюдоносен, с. Покровник	кварц-мусковитов комплекс	5,0
		мусковит		
53	149	микроклин-албитов	пегматоидна	14,0
54	146	микроклин-албитов	кварц-мусковитов комплекс	16,0
55	82а	микроклин-албитов	блокова	30,0
56	81а	микроклин-албитов с берил	блокова	42,0
57	78	микроклин-албитов с берил	блокова	47,0
58	150с	десилициран с берил	плагиоклазова	186,0
59	118в	десилициран	плагиоклазова	198,0
60	118а	десилициран	плагиоклазова	214,0
61	134м	десилициран със смарагд	плагиоклазова (фуксит)	300,0
62	01м	олигоклазов слюдоносен, с. Селище	кварц-мусковитов комплекс	3,0
63	65	олигоклазов слюдоносен, с. Покровник	кварц-мусковитов комплекс	4,0
64	56	олигоклазов слюдоносен, с. Покровник	кварц-мусковитов комплекс	4,0
65	57	олигоклазов слюдоносен, с. Покровник	кварц-мусковитов комплекс	4,0
		флогопит		
66	98	слабо десилициран	флогопитова	4,0
67	89	десилициран	флогопитова	7,0
68	122м	десилициран	флогопитова	8,0
69	155	десилициран	флогопитова	9,0
70	390	десилициран	флогопитова	9,0
71	122о	десилициран	флогопитова	10,0
72	114г	десилициран	флогопитова	10,0
73	134с	десилициран със смарагд	флогопитова	11,0
		хлорит		
74	121	хлоритов шист		0,5
75	114в	десилициран	талк-хлоритова	0,8
76	129	десилициран	хлоритова	1,0
77	87	десилициран	хлоритова	3,0
		амфибол		
78	452	серпентинит	магнезиев амфибол	0,5
79	152	серпентинит	магнезиев амфибол	0,5
80	80	биотитов гнайс	магнезиев амфибол	2,5
81	160	актинолит-хлоритов шист	актинолит	4,4
82	124	десилициран	тремолитова (тремолит)	2,4
83	104	десилициран	актинолитова (актинолит)	20,2

*Пробите с еднакви числови означения в таблица 1 и 2 са от един и същ източник

Образци от изследваните минерали се съхраняват в геоклекциите на Геологическия институт на БАН (М.1.2001.8)

пегматитите, съдържащи берил.

Тези резултати не се различават съществено от данните на други автори,

разглеждащи поведението на Be в калиевите фелдшпати на аналогични по състав и морфология типове гранитни пегматити от

различни части на света (Беус, 1960; Солодов, 1962; Иванов, Стоянова, 1966; Иванов, 1991). Така например по данни на Солодов (1962), съдържанието на елемента в 36 микроклина от редкометални зонални пегматити се движи в интервала $< 0,1-11$ ppm, при средно съдържание 3,7 ppm. За калиеви фелдшпати от гранитни пегматити, несъдържащи редкометални минерали на Li, Rb, Cs, Nb и Ta, Беус (1960) привежда стойности за съдържанието на Be между 1 и 3 ppm. В микроклинни на близките по минерален състав до пегматитите от Рила микроклин-албитови пегматити с берил от Смиловене, Централно Средногорие, Иванов и Стоянова (1966) определят съдържания на Be между 0,35 и 1,5 ppm. По-ниски съдържания от скалообразуващите минерали в смиловенските пегматити има само кварцът (0,002-0,3 ppm).

Плагиоклазите са основен носител на Be в изследваните пегматити. Вариациите на съдържанието му са близки до тези в плагиоклазите от аналогични типове пегматити от други части на България (Иванов, Стоянова, 1966; Иванов, 1991) и света (Беус, 1960; Власов, Кутукова, 1960; Солодов, 1962; Макрыгина и др., 1990). Съдържанието на Be в плагиоклазите на берилоносните пегматитови типове в Рила - микроклин-албитовите, слабо десилицираните и десилицираните пегматити, се изменя в твърде широк интервал, от 2 до 258 ppm (табл. 1).

Плагиоклазите от микроклин-албитовите пегматити се отличават с относително слаби вариации на Be (5-30 ppm). Най-ниско е съдържанието на елемента в олигоклазите от графичните и апографичните зони (5-7 ppm), по-високо е в албитите от пегматоидните зони (12-20 ppm), а най-високо (25-30 ppm) в албитите от блоковите зони. Подобно е разпределението на Be (2-13 ppm) в плагиоклазите на изследваните слабо десилицирани пегматити, като най-високи са стойностите му в плагиоклаза от централните им зони. Значително по-високи са съдържанията на Be в олигоклази и албити от десилици-

раните пегматити (13-258 ppm). Най-високи концентрации на Be (240 и 258 ppm) са определени в олигоклаз и албит от десилицирани пегматитови жили, пресичащи талк-хлоритови шисти по южния склон на Зелени рид, в близост до зоната на пластичното срязване. В тези пегматити са намерени различно оцветени берили, включително смарагд.

Плагиоклазите от микроклиновите и слюдоносните пегматити, в които досега не са открити берилиеви минерали, също имат по-високи съдържания на Be в сравнение с калиевите фелдшпати от същите пегматити, но по-ниски от плагиоклазите в берилоносните микроклин-албитови пегматити. Разпределението на Be в плагиоклазите е подобно на това в калиевите фелдшпати:

- в микроклиновите пегматити съдържанието на Be нараства от плагиоклазите на външните, графични и апографични зони, към плагиоклазите на вътрешните, пегматоидни и блокови зони (табл. 1);

- в слюдоносните пегматити от местността Пчелина най-висока концентрация на Be (5-6 ppm) имат плагиоклазите от кварц-мусковитовите комплекси около кварцовото ядро, докато в плагиоклазите от външните пегматоидни зони тя е по-ниска (1-3 ppm);

- ниско е съдържанието на Be (3 ppm) и в плагиоклаз от слюдоносен пегматит при с. Пастра, западно от Калинския плутон, както и в плагиоклаз от изследваните за сравнение слюдоносни пегматити при с. Покровник във Влахина планина (5 ppm).

Към основните носители на Be сред скалообразуващите минерали се отнася и мусковитът. Мусковитите от микроклин-албитовите пегматити имат относително по-високи съдържания на Be (14-47, средно съдържание 30 ppm), от плагиоклазите в същите пегматити. По-ниско е съдържанието на Be (14-16 ppm) в мусковитите от несъдържащите берил пегматити, а по-високо (средно 40 ppm) в мусковитите от блоковите зони с берил. Най-високи са съдържанията на Be (186-214 ppm) в мусковитите от десилицираните пегматити.

С много по-ниски концентрации на Ве (3-4 ppm, табл. 1) се отличават мусковитите от слюдоносните пегматити при селата Селище и Покровник във Влахина планина.

Флогопитите от слабо десилицираните и десилицираните пегматити имат близки и невисоки в сравнение с мусковитите съдържания на Ве (4-11, средно 8 ppm).

Сравнително ниски са съдържанията на Ве в амфиболите и хлоритите от слабо десилицираните и десилицираните пегматити, както и от вместиращите ги метаморфни скали (табл. 1). Само в актинолит-хлоритовата зона на десилициран пегматит, контактуващ с метаяулабазит в зоната на пластичното срязване на източния склон на Равни чал, е установено повишено съдържание на Ве (20,2 ppm).

Съдържание на Ве в метаморфити, гранитоиди и пегматити

С изключение на една проба от биотитови гнайси, които контактират с т.н. Смарагдов пегматит в Урдиния циркус под връх Дамга (Петрусенко и др., 1966), съдържаща Ве 8 ppm, останалите анализирани образци от метаморфни скали имат ниски съдържания на Ве (0,5-1,5 ppm; табл. 2). Подобни са и съдържанията на Ве (1,3-1,4 ppm) в проби от метагранити при Кирилова поляна, СИ от Рилския манастир.

Съдържанията на Ве (3-3,4 ppm) в гранитоиди от Калинския плутон са също ниски. Те са близки до средното съдържание на Ве (3 ppm), изведено от Таусон (1977) за палингенните Са-алкални гранитоиди от различни части на света. Според Виноградов (1962) средната стойност на Ве за цялата асоциация от различни геохимични типове гранити е 5,5 ppm.

Средни проби, взети напречно на дебелината на изследваните пегматити, показват (табл. 2):

- най-високи са съдържанията на Ве в микроклин-албитовите (8,5-48,5 ppm) и в десилицираните пегматити (25-275 ppm);

- съдържанията на Ве в микроклин-

албитовите пегматити се повишават от външните към вътрешните зони и минерални комплекси; най-високи са в мусковит-албитовите и кварц-албитовите комплекси. Аплитоидните зони, които заемат различни позиции в морфоложкия план на аплит-пегматитовите жили, имат относително ниски и постоянни съдържания на Ве (4,6-5,5 ppm). Най-ниски са съдържанията на Ве (2,4-3,8 ppm) в графичните зони;

- микроклиновите пегматити, пресичащи Калинския плутон, имат много по-ниски съдържания на Ве (3,3-6,5 ppm) от микроклин-албитовите пегматити и хибридите им разновидности;

- с ниски съдържания на Ве (2,1-4,1 ppm) се характеризират и изследваните слюдоносни олигоклазови пегматити от СЗ Рила (Пчелина, с. Пастра, Кочериново) и Влахина планина (с. Покровник).

Обсъждане

Съдържанието на берилия в гранитоидите и метаморфитите, вместиращи изследваните пегматити е ниско, но в рамките на вариациите на елемента, установени за съответните типове скали от различни места на Евразийския континент (Беус, 1960; Таусон 1977). Така например съдържанията му в палингенните Са-алкални гранитоиди, към които се отнасят и калинските гранити и гранодиорити, се движат в тесен интервал - 2,8-6,0 ppm (Таусон, 1977). Практически, тези стойности за съдържанията на Ве в палингенните Са-алкални гранитоиди, с каквито много често са свързани находища на берилоносни пегматити, не могат да се използват пряко като белег за металоносния потенциал на магмите. Ниските концентрации на Ве в тях и геохимичните му характеристики възпрепятстват образуването на собствени минерали в магмените скали. Берилоносният потенциал на магмите се определя не от първичното съдържание на елемента в тях, а от интензивността на процесите на еманационна диференциация и възможността за концентрация на Ве във флуидите при

Таблица 2. Съдържание на Be в метаморфити, гранитоиди и пегматити (ppm)
 Table 2. Be content in metamorphic rocks, granitoids and pegmatites (ppm)

№ по ред	№	Тип на скалата	Находище	Be
1	404	амфиболит	Урдини езера	0,4
2	405	амфиболит	Урдини езера	0,5
3	430	талк-актинолитов шист	Урдини езера	0,5
4	431	актинолит-хлоритов шист	Зелени рид	0,7
5	410	биотитов гнайс	Урдини езера	1,1
6	411	биотитов гнайс	Урдини езера	1,3
7	412	биотитов гнайс	Урдини езера	8,0
8	408	амфибол-биотитов гнайс	Седемте езера	1,3
9	419	амфибол-биотитов гнайс	Седемте езера	1,5
10	18а	метагранит	Кирилова поляна	1,3
11	19	метагранит	Кирилова поляна	1,4
12	136	гранит	връх Калин	3,4
13	137	гранодиорит	река Бистрица	3,0
14	138	гранит	хижа Иван Вазов	3,0
15	130	аплит	хижа Иван Вазов	4,3
16	54	микроклин-албитов пегматит (мап)	Равни чал	8,5
17	53	микроклин-албитов пегматит	Равни чал	10,0
18	125	микроклин-албитов пегматит с берил	Урдина река	16,5
19	77	микроклин-албитов пегматит с берил	Зелени рид	18,0
20	76	микроклин-албитов пегматит с берил	Зелени рид	48,5
21	163	графична зона в мап	Седемте езера	2,4
22	140г	графична зона в мап с берил	Седемте езера	3,8
23	91	аплогоидна зона в мап	Седемте езера	4,6
24	97	аплогоидна зона в мап	Седемте езера	4,5
25	115	аплогоидна зона в мап	Зелени рид	5,5
26	77к	кварц-албитов комплекс в мап	Зелени рид	19,4
27	101	мусковит-албитов комплекс в мап	Седемте езера	19,2
28	125м	мусковит-албитов комплекс в мап	Урдина река	22,5
29	458	мусковит-албитов комплекс в мап	Седемте езера	25,2
30	140м	мусковит-албитов комплекс в мап	Седемте езера	88,0
31	113	слабо десилициран мап	Равни чал	5,7
32	96	слабо десилициран мап	Равни чал	8,5
33	116	слабо десилициран мап	Зелени рид	13,5
34	113и	аплогоидна зона	Равни чал	4,8
35	116а	аплогоидна зона	Зелени рид	6,7
36	117	десилициран пегматит	Равни чал	24,4
37	105	десилициран пегматит	Зелени рид	26,5
38	118	десилициран пегматит	Зелени рид	26,6
39	170	десилициран пегматит с берил	Зелени рид	128,0
40	134	десилициран пегматит със смарагд	Урдини езера	275,0
41	131	микроклинов пегматит (мп)	хижа Иван Вазов	3,3
42	132	микроклинов пегматит	хижа Иван Вазов	5,3
43	168	микроклинов пегматит	река Бистрица	5,5
44	133	микроклинов пегматит	хижа Иван Вазов	6,5
45	131л	графична зона в мп	хижа Иван Вазов	1,3
46	01	олигоклазов слюдоносен пегматит	село Покровник	2,1
47	02	олигоклазов слюдоносен пегматит	село- Покровник	2,3
48	08	олигоклазов слюдоносен пегматит	село Кочериново	2,2
49	1023	олигоклазов слюдоносен пегматит	село Пастра	3,4
50	1022	олигоклазов слюдоносен пегматит	село Пастра	4,1

Образци от изследваните скали се съхраняват в геоколекциите на Геологическия институт на БАН (MR. MER. 1.2001.8)

тяхната кристализация. (Таусон, 1977). При съответни благоприятни условия, носители на берилиеви минерализации, включително и промишлени, могат да бъдат различни пегматитови, метасоматични и хидротермални постмагматични образувания, свързани с бедни на берилий Са-алкални гранитоиди.

Берилиеви минерали се образуват във всички парагенетични типове гранитни пегматити, но най-често в редкометалните - микроклинови, микроклин-албитови, албитови и албит-сподуменови пегматити. Последните три типа са основните промишлени берилионосни типове пегматити. За представителите на повечето от тях са характерни и високи съдържания на Li, Cs, Nb и Ta. Най-богати на Ве са албитовите пегматити. В микроклин-албитовите пегматити от Рила досега не са намерени минерали на Li и Cs. Те могат да се отнесат към едноименния редкометален тип пегматити, с акцесорна минерализация от берил и танталониобати (Арнаутов, 1975).

Споставянето на съдържанията на Ве в микроклин-албитовите пегматити от Рила със съдържанията му в микроклин-албитовите пегматити от находище Смиловене в Средна гора (Иванов, Стоянова, 1966; Иванов, 1991), както и от редица други находища от Европа и Азия (Беус, 1960; Солодов, 1962; 1971; Загорский и др., 1997; 1999), показва близки черти в начина на разпределение на елемента в еднотипните минерални зони и комплекси, и съответно в еднотипните скалообразуващи минерали. Съдържанието на Ве нараства от външните към вътрешните зони на диференцираните пегматитови жили. В същата посока расте съдържанието му и в представителите на даден скалообразуващ минерален вид, което е свързано с увеличаването на концентрацията на елемента в късните етапи на формиране на пегматитите. Увеличаването съдържанието на Ве следва по редицата: кварц - калиев фелдшпат - плагиоклаз - мусковит. Обикновено концентрацията на Ве в скалообразуващите и в акцесорните минерали на пегматитите несъдържащи

берил, е по-ниска отколкото в минералите на пегматити, в които присъства берил.

Разпределението на Ве в минералните комплекси и отделните минерални видове на десилицираните пегматити, които заедно със слабо десилицираните разновидности са също носители на берилиеви минерали, се определя от специфичните условия на тяхното формиране. Най-високи са съдържанията на Ве в централните зони - плагиоклазовата и флогопит-плагиоклазовата. Съдържанието му намалява отчетливо в следващите към контактите с ултрабазитите зони. Отсъствието на калиев фелдшпат и много ниско съдържание на кварц, два от основните скалообразуващи минерали в микроклин-албитовите пегматити, в които е разсеян основно Ве, води естествено до повишаване съдържанието му в плагиоклазите, които изграждат съществената част от масата на десилицираните пегматити в Рила. По същата причина, ако присъства мусковит, който е нетипичен минерал за десилицираните пегматити, той концентрира, както и плагиоклазът, повече Ве отколкото мусковитът в нормалните микроклин-албитови пегматити (табл. 1). Най-високо съдържание на Ве (300 ppm) е определено в хромсъдържащ мусковит (фуксит) от Смарагдовия пегматит (Арнаутов и др., 1982). В този случай, както и при образуването на други Ве-съдържащи силикатни минерали в процеса на десиликация, привносът от ултрабазитите на нехарактерни за пегматитовите флуиди катиони като Mg, Sr и Ti, способства за компенсирането на зарядите при заместването на Si^{4+} от Ve^{2+} (Беус, 1960; Власов, Кутукова, 1960); фукситът от Смарагдовия пегматит съдържа 1,85% MgO, 0,28% Cr_2O_3 и 0,16% TiO_2 . При високи съдържания на Ве в пегматитовите флуиди, както в микроклин-албитовите, така и в десилицираните пегматити, могат да се образуват не само собствени берилиеви минерали, но и обогатени на Ве скалообразуващи и акцесорни минерални видове и разновидности.

Според Беус (1960), Солодов и Куту-

кова (1980) и др., високите съдържания на Ве в десилицираните пегматити от Изумрудните копи в Урал, а и в други смарагдсъдържащи десилицирани пегматити от Европа, Африка, Индия, Австралия, се дължат на въздействието върху ултрабазични скали на специализирани пневматолитно-хидротермални, или грайзенoви разтвори. Коржинский (1955) смята, че тези разтвори са свързани с постмагматичната дейност на ултрабазични интрузии, или асоцииращи с тях, а възможно и помлади гранитоиди. За повечето от описаните в литературата десилицирани пегматити той предполага биметасоматичен произход, определяйки ги като контактно-реакционни образувания свързани с ултрабазити. Вместо десилицирани пегматити се използват понятия като: плагиоклазити, корундови плагиоклазити, слюдити, олигоклаз-флогопитови, берил-кварц-албитови и други, съдържащи берил, жили. Россовский и др. (1978) обясняват образуването на изследвани от тях корундови плагиоклазити, залягащи в магнезиални мрамори от ЮЗ Памир, като резултат от преработката на нормални кварц-фелдшпатови пегматити от високотемпературни метаморфогенни разтвори. В полза на пневматолитно-хидротермалния характер на разтворите, образуващи чрез метасоматично заместване т.н. плагиоклазити, слюдити и др. хибридни жили, се изтъква не само повишено съдържание на Ве, но също и на F, Мо и Вi, като се набляга същевременно на липсата на минерали на Nb, Та, TR, U, Th, Zr и Li.

Обикновено в находищата на берилоносни десилицирани пегматити по света, броят на жилите или телата със собствена берилиева минерализация е много малък. Освен това, ако пегматитовите флуиди, или пневматолитно-хидротермалните метасоматизиращи разтвори, за които говорят по-горе цитираните автори, не носят Ве, както и някои от останалите, характерни за повечето грайзенoви образувания елементи, не може естествено да се очаква образуването на берил, молибденит,

флуорит и др., типични според същите автори за т.н. плагиоклазити или слюдити, минерали. Има доста примери на находища на десилицирани пегматити в ултрабазити, или в магнезиални карбонатни скали, в които тези минерали не са познати, но присъства друга, характерна асоциация от: плагиоклаз, флогопит (биотит), корунд, шпинел и дравит. От изброените прояви на десилицирани пегматити в различни части на Рила, само в няколко жили под връх Дамга, са намерени берил и смарагд. В известните досега находища на десилицирани пегматити в Родопите, Средна гора и Пирин не е установено присъствие на минерали на Ве, Мо, Вi и F. Същевременно, в Смарагдовия пегматит и в редица слабо десилицирани пегматитови жили в Рила, са описани танталониобати, циркон, монацит, ксенотим, аланит, уранинит, гранат, а също молибденит и бисмутинит, все минерали, които присъстват и в много от изследваните нормални микроклин-албитови пегматити от района на Седемте езера и Урдините езера (Арнаудов, 1975, 1976). Наблюдаваните преходи между десилицирани, слабо десилицирани и нормални гранитни пегматити в Рила, свидетелстват за възможността да се образуват десилицирани пегматити от пегматитови флуиди (топилки-разтвори) и не подкрепя тезата за задължителното въздействие на пневматолитно-хидротермални, или специализирани грайзенoви разтвори, заместващи метасоматично вече съществуващи пегматити, или други кисели жилни скали.

Родството между флуидите, образували различни парагенетични типове пегматити в Северозападна Рила, се подкрепя и от близките изотопни отношения на оловото ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), определени в калиеви фелдшпати и плагиоклази, съответно в: микроклин-албитови пегматити (18,72; 15,72-15,75), десилицирани пегматити (18,70; 15,76), микроклинови пегматити (18,70; 15,75), скарноидни пегматити (18,70; 15,75) (Арнаудов и др., 1974). Изчислените по отношението $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ моделни възрасти на тези

пегматити са еднакви - 50 ± 5 Ма. Тази стойност съответства на определената по калиеви фелдшпати моделна Pb-изотопна възраст на гранити от Калинския плутон - 50 ± 5 Ма. Получената за циркон от същите гранити U/Pb ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) възраст, е много близка до горните стойности. Тя е терциерна - 46 Ма (Арнаутов и др., 1989).

Показателно е, че основната част от микроклин-албитовите и десилицираните пегматити, съдържащи освен минерали на берилия, и на молибдена и бисмута, са разположени в близост до пластичната зона на срязване, проследяваща се между хижа Скакавица и Рилския манастир. В обсега на зоната, сред биотитови и амфибол-биотитови гнайси, са установени маломощни (2-3 cm) кварцови или кварц-плагноклазови жили с едролюспест (0,5-1 cm) молибденит, както и калциеви скарни с редкометална минерализация, включваща шеелит, молибденит, галенобисмутит, бисмутинит, халкопирит и други сулфидни минерали (Желязкова-Панайотова и др., 1972), някои от които присъстват и в разглежданите пегматити. В скарнова зона при Седемте езера е намерен и хелвин (непубликувани данни на Св. Петрусенко, 1987). Тези минерализации свидетелстват също за характерен редкометален спектър на постмагматичните пегматитови флуиди и на хидротермалните разтвори, свързани с терциерния гранитоиден магматизъм в Северозападна Рила планина.

Литература

Арнаутов, В. 1975. Строеж и минерален състав на гранитните пегматити от Северозападна Рила. - *Геохим., минерал. и петрол.*, **2**, 61-77.
 Арнаутов, В. 1976. Десилицирани пегматити от Рила планина. - *Год. СУ, Геол.-геогр. фак.*, **68**, 1, Геология, 129-147.
 Арнаутов, В., Б. Караджова. 1970. Разпределение на редките алкалии в пегматитите от Северозападна Рила и някои пегматити от Влахина планина. - *Изв. Геол. инст., сер. геохим., минерал. и петрогр.*, **19**, 81-91.
 Арнаутов, В., Св. Петрусенко. 1968. Розов

цоизит и розов клиноцоизит от Рила планина. - *Сп. Бълг. геол. д-во*, **29**, 3, 317-321.
 Арнаутов, В., Св. Петрусенко. 1971. Хризоберил от два различни типа пегматити от Рило-Родопската област. - *Изв. Геол. инст., сер. геохим., минерал. и петрогр.*, **20**, 91-97.
 Арнаутов, В., М. Павлова, Бл. Амов, Ц. Балджиева. 1974. Възраст и генезис на пегматити от Южна България по данни от изотопния състав на оловото във фелдшпатите. - В: Й. Минчева (ред). *Минерогенезис*. С., Изд. БАН, 315-322.
 Арнаутов, В., Св. Петрусенко, М. Павлова. 1982. Берилийсъдържащ маргарит и фуксит от десилицирани пегматити в Рила. - *Геохим., минерал. и петрол.*, **15**, 33-40.
 Арнаутов, В. С., Б. Г. Амов, Е. Н. Бартницкий, М. А. Павлова. 1989. Изотопна геохронология магматических и метаморфических пород в Балканидах и Родопском массиве. - В: *XIV Конгресс КБГА, София, 1989, Тезисы докладов*, **4**, 1154-1157.
 Беус, А. А. 1960. *Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений*. М., Изд. АН СССР, 330 с.
 Виноградов, А. П. 1962. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - *Геохимия*, **7**, 555-671.
 Власов, К. А., К. И. Кутукова. 1960. *Изумрудные копи*. М., Изд. АН СССР, 250 с.
 Димитрова, Е. 1960. Петрология на кристалинния цокъл в Северозападна Рила планина. - *Тр. геол. Бълг., сер. геохим. и пол. изкоп.*, **1**, 199-257.
 Димов, Д., К. Дамянова. 1996. Синметаморфни тектонски единици в Северозападна Рила. - *Сп. Бълг. геол. д-во*, **57**, 2, 25-30.
 Желязкова-Панайотова, М., Св. Петрусенко, Здр. Илиев. 1972. Минералогия на редкометалните скарни от Седемте рилски езера. - *Год. СУ, Геол.-геогр. фак.*, **64**, 1, Геология, 147-178.
 Загорский, В. Е., В. М. Макагон, Б. М. Шмакин, В. А. Макрыгина, Л. Г. Кузнецова. 1997. *Редкометалльные пегматиты, 2, Гранитные пегматиты*. Новосибирск, Наука, 284 с.
 Загорский, В. Е., И. С. Перетяжко, Б. М. Шмакин. 1999. *Миароловые пегматиты, 3, Гранитные пегматиты*. Новосибирск, Наука, 487 с.
 Иванов, И. М. 1991. *Гранитните пегматити в България*. С., Изд. БАН, 205 с.
 Иванов, И. М., Ц. Стоянова. 1966. Разпределение и степен на разсейване на берилия в

- пегматитите от находище Смиловене, Копривщенско. - *Тр. геол. Бълг., сер. геохим., минерал. и петрогр.*, **6**, 3-12.
- Коржинский, Д. С. 1955. Очерк метасоматических процессов. 1955. - В: А. Г. Бетехтин (ред.). *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях*. М., Изд. АН СССР, 335-456.
- Макрыгина, В. А., В. М. Макагон, В. Е. Загорский, Б. М. Шмакин. 1990. *Слюдоносные пегматиты*, **1**, Гранитные пегматиты. Новосибирск, Наука, 232 с.
- Петрусенко, Св., В. Арnaudов. 1980. Изумруды из десицированных пегматитов Болгарии. - *Самоцветы. Материалы XI Съезда ММА, Новосибирск, 1978*. Л., Наука, 74-79.
- Петрусенко, Св., В. Арnaudов, И. Костов. 1966. Смарагдов пегматит от Урдините езера, Рила планина. - *Год. СУ, Геол.-геогр. фак.*, **60**, 1, Геология, 247-268.
- Петрусенко, Св., В. Арnaudов, И. Костов. 1971. Сравнително изучаване на берилите в България. - *Изв. Геол. инст., сер. геохим., минерал. и петрогр.*, **20**, 45-68.
- Россовский, Л. Н., С. И. Коноваленко, Ю. П. Бовин. 1978. Десицированные пегматиты с дравитом и корундом. - *Изв. АН СССР, сер. геол.*, **11**, 40-53.
- Солодов, Н. А. 1962. *Внутреннее строение и геохимия редкометальных пегматитов*. М., Наука, 234 с.
- Солодов, Н. А. 1971. *Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов*. М., Наука, 292 с.
- Солодов, Н. А., Е. И. Кутукова. 1980. Олигоклаз-флогопитовые жилы с бериллом и изумрудом. - В: Л. Н. Овчинников, Н. А. Солодов (ред.). *Месторождения литофильных редких металлов*. М., Наука, 159-166
- Таусон, Л. В. 1977. *Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов*. М., Наука, 280 с.
- Arnaudov, V. 1975. Pegmatite types of various ages from the northwestern part of the Rhodope Massif. - *Geol. Balcanica*, **5**, 4, 59-72.

Приета на 01. 11. 2001 г.
Accepted November 1, 2001