

## Геохимия на редкоземните елементи в пиринските гранитоиди

Стефан Бояджиев

Bojadjiev, S. G. 1991. Geochemistry of rare-earth elements in the Pirin granitoids. — *Geochem., Miner. and Petrol.*, 27, 14-24.

The Pirin granitoids are characterized by slightly subclark contents and cerium character of REE. They indicate an anatectic origin from source substrates of similar nature. At the same time, the distribution and behaviour of  $\Sigma TR$ , Eu and Eú indicate the absence of any temporal relationship between the Spančevo (probably Proterozoic), Bezbov (Hercynian) and the Middle Alpine Central Pirin and Southern Pirin granitoids. No corroboration has been found of the idea of a comagmatic relation between the Mesta volcanic complex and the Central Pirin and Tešovo plutons.

*Key words:* REE deficiency, lanthanoid fractionation, chondrite-normalized curves, mineral concentrators.

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

### Въведение

В рамките на Родопския масив морфо-структурното обособяване на Пиринския хорст-антиклинорий през средно- и късноалпийско време се мотивира от сателитните разломи на Местенската, Струмската и Пределската разломни системи; на юг той се ограничава от Парилската седловина (Б о я д ж и е в, 1971). Отличителна черта на тази територия е обилното насищане с различновъзрастни плутони и особено наличието на метало-генно продуктивни млади гранитоиди. Редкометално-полиметалната специализация на младите плутони обуславя обособяването на т. нар. Пирински руден район, както и на включения в неговите рамки Тешовски руден пръстен (Б о я д ж и е в, 1959; Б о я д ж и е в и др., 1988). Тези и редица други факти от петрохимично и метало-генно естество оправдано задържат вниманието на специалистите върху тази територия.

Проблемите за темпорално-латералното развитие на гранитоидния магматизъм са свързани с дълготрайна дискусия. Във връзка с това се лансират две групи схващания.

-- Развитие е единен в хронологично отношение магматизъм — „южно-български гранити“, с вероятно херцинска възраст (Д и м и т р о в, 1946). Такава идея застъпва и Д и м и т р о в а (1971), която счита, че „порфир-

ният гранит може да се разглежда като характерна ендозона на равномер-нозърнестия гранит, локално набогатена на калиев фелдшпат“. Това схващане се дискутира от Арнаудов и др. (1988). Хронологично-генетичното единство на пиринските гранитоиди се възприема и въз основа на резултатите от изследването по метода на „трите пика“ за К-фелдшпати от Безбожкия, Централнопиринския и Тешовския плутон (Арнаудов, Арнаудова, 1981), за които се определя съответно олигоценска възраст. Аналогични изводи се обосновават и въз основа на резултатите от микрохимичния състав (за олово и желязо) на разглежданите гранитоиди (Арнаудов и др., 1977; Арнаудова и др., 1980).

Радиогеохронологичните методи не допринесоха за окончателното изясняване на въпроса. Данните по К/Ar-метода визират изключително интервала в границите 30—45 млн. г., въз основа на което се възприема схващането за т. нар. радиогенно подмладяване (Бояджиев, Лилов, 1974; Boyd & Jir, 1974, и др.); по данни от Rb/Sr-метода се допуска съответно горнокредна възраст за Безбожкия и Даутовско-Кресненския плутон и палеогенска за Централнопиринския и Тешовския плутон (Загорчев и др., 1987).

— Друга група автори (Бояджиев, 1959; Бояджиев и др., 1988; Славов и др., 1976) отделят в разглежданата територия съответно т. нар. Спанчевски (възраст каледонска или къснопротерозойска!), Безбожки (херцински) и млади, средноалпийски (ларамийски!) гранитоиди, представени съответно от Централнопиринските (Даутовско-Кресненски, Централнопирински) и Южнопиринските (Тешовски, Голешовски и Леховски) плутони. Относителната разновъзрастност между споменатите гранитоидни плутони се набелязва и посредством термолуминисцентния метод (Стойнов, Бояджиев, 1972), както и въз основа на техните петрофизични и палеомагнитни характеристики (Ножаров, Доланчиева, 1988). Показателни са и резултатите от геохимичните изследвания на апатита (Алексиев и др., 1979) и титанита (Чернева и др., 1981), въз основа на които Тешовският и Даутовско-Кресненският гранитоид се отличават по  $\Sigma TR$  от южнобългарските гранитоиди, като за всички тях се установява същевременно и „сходство . . . с метаморфити и палингенни гранити“. В по-широкорегионален аспект аналогична тенденция се набелязва и посредством съдържанието на Nb и Ta (Иванов и др., 1981) и на Be, Sr и Rb (Иванов, Арнаудова, 1980).

Проведеният в тази статия анализ върху количественото съдържане, специализацията и тенденциите на лантаноидното фракциониране на РЗЕ в пиринските гранитоиди има за цел да продължи започнатите и изолирани изследвания в това отношение (Алексиев, 1974; Димитрова, 1971), а във връзка с това да допринесе и за решаването на споменатата дискусия.

Аналитичните определения са извършени посредством неутронно-активационен анализ. Използуваната методика позволява определянето на La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb; не са изследвани Pr, Gd, Dy, Ho, Tm, Y. Въпреки изтъкнатите обстоятелства по съображения, обосновани от Барински и др. (1958), обаче „информативността на нормализираните графики не се понижава. Съдържанието на Nd е под чувствителността на метода. Пределно допустимата сумарна грешка на анализите за отделните елементи варира и е в границите 5—15 отн. %.

## Кратка петрографска характеристика на пиринските гранитоиди

Пространствено засебените плутонични тела в Пиринския район се отличават изключително с гранитоиден състав (табл. 1). Съдържанието на О-, С- и S-изотопи (П о п о в, 1983), началните отношения на  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (З а г о р ч е в и др., 1987), както и някои петрохимични особености, предполагат анатектичен коров генезис с характер на субстрата, аналогичен на докамбрийския кристалинен цокъл (Б о я д ж и е в, 1959, 1989). Това предопределя и някои общи петрографски особености (аналогичен минерален състав), както и техния промеждутъчен М-генетичен тип.

Относителната пространствена засебеност на плутоничните тела, резултат на хроноложката дистанцираност на гранитообразуването от своя страна обуславя съответно и някои специфични петрогеохимични и металогенни особености за отделните групи плутони (Б о я д ж и е в, 1989). Алпийският тип плутони се характеризира с потенциална металогенна продуктивност и рядкоземно-полиметална специализация (Б о я д ж и е в и др., 1988). По класификацията на Т а у с о н (1974) те се отличават с особености, близки до „палингенните гранитоиди от калциево-алкалния ред и плюмазитовите геохимични типове“. При младите плутони се установяват прояви на развита в различна степен постмагматична метасоматоза, особено характерно развита при южнопиринските плутони. Отражение на тези процеси е и развитието на субалкални скални разновидности (монцогранити до кварц-сиенити), съответно и развитието на характерната за случая монзонитова структура.

Накратко някои от по-общите характеристики за плутоничните групи тела са представени в табл. 1. Набелязват се и относително различни нива за: магмогенериране (16 и 9 km) и магматична кристализация (ката- и мезоабисално) за доалпийските (Спанчевски и Безбожки) и хипоабисално за младите (Централно- и Южнопирински) плутони (Н о ж а р о в, Д о л а п ч и е в а, 1988; С л а в о в и др., 1976).

### Съдържание на рядкоземни елементи в пиринските гранитоиди

Данните от единичните проби, както и изчислените средни стойности за отделните плутони са отразени в табл. 2. Средните стойности са хондрит-нормирани (по коефициенти от М а s u d a et al., 1973), въз основа на което са построени графиките за типа на лантаноидното фракционирание (фиг. 1).

Анализът на посочените данни позволява да се набележат някои по-характерни закономерности и специфични особености за отделните групи плутони.

1. Въз основа на възприетите по Б а л а ш о в (1976) „средни величини“ на  $\Sigma\text{TR}$  за гранитоиди (249 ppm) и за гранити (288 ppm), аналогични и на тези по А л е к с и е в (1974), за всички пирински гранитоидни плутони се установява дефицит на РЗЕ. Екстремалното и надкларковото съдържание ( $\Sigma\text{TR}=354$  ppm) за единична проба (№ 379 по А л е к с и е в, 1974) от участъка на х. Вихрен е резултат вероятно от завишеното съдържание на Nd (78 ppm), частично на Ce (160 ppm), и е отражение на сравнително високото съдържание на минерали-концентратори, респ. на амфибол (табл. 2 — Д и м и т р о в а, 1971) и акцесориите — титанит (Ч е р н е в а и др.,

Т а б л и ц а 1

По-главни петрографски особености на пиринските гранитоидни плутони

Плутон	Главни скални разновидности	Преобладаващи текстурни особености	Аплит-пегматитова фаза
Спанчевски, 80 km	порфирни средно едрозърнести гранодиорити до гранити; порфирни фелдшпати (1—2 до 2—3 cm)	гнайсовидна, „гнайс-гранити“	различно мощни жили и гнезда от биотитови и двуслюдени аплити и пегматити
Безбожки, 160 km	порфирни средно едрозърнести гранодиорити, главно гранити; К-фелдшпатови ендобласти (1—2 до 10 cm)	масивна	маломощни, редки жили, мусковитов тип
Централнопирински: Даутовско-Кресненски, 270 km, Централнопирински, 170 km	афирни, средно дребнозърнести гранодиорити до гранити; частично левкогранити	масивна	маломощни, редки, алпийски тип жили с адулароподобен фелдшпат, ситно влакнест тремолит, бистър кварц и др.
Южнопирински: Тешовски, 130 km, Голешовски, 6 km, Леховски, 2 km	афирни, средно дребнозърнести гранодиорити до гранити; локално до мондогранити, кварцсиенити	масивна	сравнително добре представени жили и гнезда с различна мощност; наличие на ортит, апатит, турмалин, берил; кварцови жили с амелит, морион и планински кристал

1981), апатит (Алексиев и др., 1979) и главно ортит. По тази причина пробата е изключена от преизчисленията за средните стойности на Централнопиринския плутон.

Подкларковото съдържание на  $\Sigma TR$  е в потвърждение на схващането за анатектичния коров произход на продуциращите гранитоидните магми (Бояджиев, 1959, 1989).

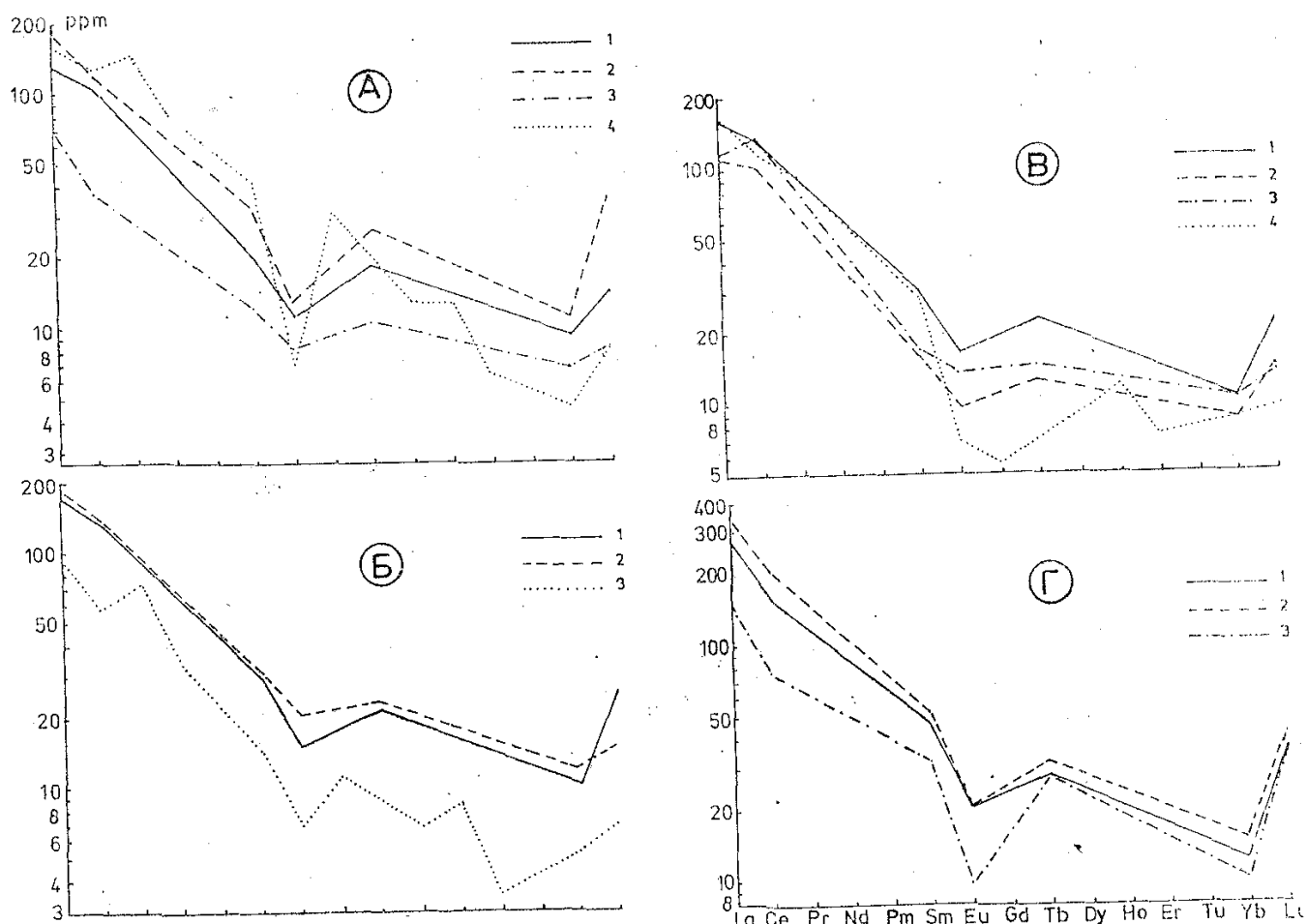
За отделните групи плутони правят впечатление някои особености:

— Сравнително най-ниска е  $\Sigma TR$  за Спанчевския плутон. Една от причините за това е ниското съдържание на аксесории (1—1,5%) и особено това на титанита. Относително високата обща и калиева ( $k=0,42 \div 0,51$ ) алкалност на скалите тук (Бояджиев, 1989) очевидно не е в състояние да компенсира бедността на минералите—концентратори на РЗЕ.

Две проби (за аплит и пегматит) от Спанчевския плутон (табл. 2) потвърждават установената закономерност (Алексиев, 1974; Балашов, 1976), че в резултат на ниското съдържание на аксесории аплит-пегматитовата фаза се отличава със относително най-ниска  $\Sigma TR$ . Противно на общоприетото схващане итриевите земи тук обаче не показват увеличение по отношение на генериращия плутон.

—  $\Sigma TR$  за Безбожкия плутон е в границите на  $\Sigma TR$  за останалите плутони (табл. 2)\*. Очевидно важна тук е екстрахиращата роля на алкалите,

\* Данните ( $\Sigma TR=297,5$  ppm) по Димитрова (1971), частично коригирани от Алексиев (1974), са относително завишени с оглед включване съдържанието на Pr, Nd, Cd, Dy, Ho, Er.



Фиг. 1. Диаграми на хондрит-нормираното разпределение на РЗЕ в пиринските гранитоидни плутони, построени въз основа на данни от табл. 2

А. Диаграми за Спанчевския и Безбожкия плутон: 1 — Спанчевски плутон; 2 — Безбожки плутон; 3 — аплит-пегматит; 4 — средни стойности

Б. Диаграми за централнопиринските плутони: 1. Даутовско-Кресненски плутон; 2 — Централнопирински плутон; 3 — средни стойности (проби № 1, 4, 6 са по Д и м и т р о в а, 1971)

В. Диаграми за южнопиринските плутони: 1 — Тешовски плутон; 2 — Голешовски плутон; 3 — Леховски плутон; 4 — проба № 3 по Д и м и т р о в а, 1971

Г. Диаграми за скални разновидности от дайковата формация: 1 — сиенодиоритов порфирит, р. Туфча, всред Безбожкия плутон; 2 — гранодиоритов порфирит, западно от с. Пирин, всред Спанчевския плутон; 3 — гранитпорфир, западно от с. Пирин, всред Спанчевския плутон

Fig. 1. Diagrams of the chondrite-normalized REE distribution in the Pirin granitoid plutons based on the data given in Table 2

А. Diagrams for the Spanchevski and Bezbog plutons: 1 — Spanchevski pluton; 2 — Bezbog pluton; 3 — aplite-pegmatite; 4 — mean values (samples No 7, 8 and 9 based on data of Д и м и т р о в а, 1971)

Б. Diagrams for the Central Pirin plutons: 1 — Dautovsko-Kresna pluton; 2 — Central Pirin pluton; 3 — mean values (samples No 1, 4 and 6 based on data of Д и м и т р о в а, 1971)

В. Diagrams for the Southern Pirin plutons: 1 — Teshovo pluton; 2 — Goleshovski pluton; 3 — Lehovski pluton; 4 — sample No 4 after Д и м и т р о в а, 1971

Г. Diagram for the dike formation rock varieties: 1 — syenodiorite porphyrite in the Bezbog pluton, Tufcha River; 2 — granodiorite porphyrite in the Spanchevski pluton, west of the village of Pirin; 3 — granite porphyry in the Spanchevski pluton, west of the village of Pirin

пряко демонстрирана от  $k=47 \div 0,55$  (Б о я д ж и е в, 1989), респ. от неравномерното, но високо съдържание (от 30—40 до 70—90%) на порфиро-

Т а б л и ц а 2

Съдържание (в прoti) на рядкоземни елементи в скалните разновидности на пиринските граптоидни плутони

Проба №	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	$\Sigma TR$	Eu**	$\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$	$\frac{La}{Yb}$	$\frac{Ce}{Yb}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Спанчевски плутон												
1011a	65,5	106	5,0	0,7	0,8	0,9	0,47	179,4	0,45	81,66	72,8	117,8
1017	40,6	74	4,4	1,0	1,3	2,6	0,41	124,3	0,55	27,84	15,6	28,5
1018	33,1	91	3,3	0,7	0,9	3,0	0,51	132,5	0,53	29,05	11,0	30,3
1019	36,7	120	3,0	0,9	0,6	1,2	0,36	162,7	0,88	74,35	30,6	100
1043	29,1	47	3,0	0,7	0,7	1,8	0,51	82,8	0,64	26,51	16,2	26,1
Средна стойност	41,00	87,6	3,74	0,80	0,86	1,90	0,45	136,3	0,29	41,48	21,6	46,1
1019a	9,0	17	1,4	0,3	0,3	1,2	0,40	29,6	0,61	14,58	7,5	14,2
1042	21,8	31	2,3	0,6	0,5	1,4	0,26	57,8	0,74	25,79	15,6	22,1
Безбожки плутон												
1020	45,7	113	4,8	0,8	1,1	2,3	0,85	168,5	0,50	38,66	19,9	49,1
1034	62,5	96	7,3	1,0	1,5	2,7	1,06	172,1	0,40	31,71	23,1	35,5
1035	48,9	73	5,7	0,8	1,1	1,9	1,22	132,6	0,42	30,43	25,7	38,4
1036	68,1	111	7,0	1,2	1,3	2,3	1,40	192,3	0,52	37,46	29,6	48,2
Средна стойност	56,3	98,25	6,2	0,95	1,25	2,3	1,13	166,4	0,22	34,55	24,4	42,7
Даутовско-Кресненски плутон												
1037	71,3	180	7,0	1,2	1,0	2,4	0,96	263,8	0,58	59,52	29,7	75,0
1038	42,9	69	4,4	1,0	0,9	2,0	0,43	120,6	0,66	35,22	21,4	34,5
1039	46,7	69	5,4	1,0	1,1	2,0	1,03	126,2	0,54	29,56	23,3	34,5
Средна стойност	53,6	106	5,6	1,1	1,0	2,1	0,81	170,2	0,30	42,53	25,5	50,5
Централнопирински плутон												
1021	38,5	75	5,5	1,2	0,7	2,3	0,50	123,7	0,77	34,34	16,7	32,6
1033	84,7	156	7,8	1,1	1,4	2,2	0,63	253,8	0,43	59,01	38,5	70,9
1048	48,8	103	5	2,1	1,2	3,0	0,30	163,4	1,13	35,31	16,2	34,3
Средна стойност	57,3	111,33	6,1	1,47	1,1	2,5	0,48	180,3	0,37	43,19	22,9	44,5
Тешовски плутон												
1010	35	80	4,4	1,2	0,8	2,0	0,69	124,1	0,83	34,55	17,5	40,0
1022	45,1	138	6,9	1,1	1,0	1,6	0,83	194,5	0,53	55,71	28,2	86,2
1023	40,7	84	5,6	1,3	1,1	1,9	0,46	135,0	0,69	38,03	21,4	44,2
1024	36,9	61	6,3	1,0	0,7	2,0	0,91	108,8	0,58	29,14	18,4	30,5
1025	67,3	106	7,2	1,5	1,4	2,5	0,72	186,6	0,62	39,39	26,9	42,4
1026	79,8	140	5,3	1,6	1,3	2,7	0,58	231,3	0,80	49,50	29,5	51,8
1029в	49,2	137	5,3	0,9	1,1	2,5	0,78	196,8	0,49	43,93	19,7	54,8
Средна стойност	50,6	106	5,8	1,2	1,1	2,2	0,71	167,6	0,31	40,80	23	48,2
Голешовски плутон												
1012	22,2	35	2,7	0,4	0,6	1,8	0,46	63,1	0,41	21,08	12,3	19,4
1014	47,0	130	3,6	1,0	0,6	1,8	0,47	184,5	0,88	63,27	26,1	72,2
Средна стойност	35	82	3,1	0,7	0,6	1,8	0,46	123,5	0,34	42,24	19,4	45,5
Леховски плутон												
1008	39,3	70	3,4	0,9	0,7	2,1	0,56	117,0	0,15	33,81	18,7	33,3

Продължение на табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1009	35,0	151	3,2	1,1	0,7	2,3	0,33	193,6	0,18	57,15	15,2	65,6
Средна стойност	37,1	110	3,3	1,0	0,7	2,2	0,44	154,7	0,17	45,33	16,8	50
Дайкова формация												
1032	86,8	127	8,6	1,5	1,3	2,6	1,14	279,9	0,57	44,42	34,7	50,8
1040	110,8	172	10,0	1,5	1,5	3,1	1,30	355,6	0,50	49,88	35,7	55,5
1041	47,2	63	6,2	0,7	1,3	2,1	1,04	151,5	0,32	28,56	22,4	30
Местенски вулкански комплекс*												
А	42,8	68,4	6,7	0,8	1,2	1,82	0,36	122,2	0,18	35,54	23,5	37,6
Б	36,1	71,5	8,6	0,72	1,0	2,3	0,3	120,7	0,15	32,48	15,5	30,7
В	40,3	64,7	5,6	0,73	1,2	2,2	0,43	110,3	0,33	29,07	18,6	29,8
Г	35,2	59,7	6,2	0,75	1,1	2,1	0,37	105,6	0,18	28,53	16,6	28,2

Плутони — номера на пробите, скални разновидности, местоземане на пробите:

Спанчевски плутон: 1011 — двуслюден гнайс-гранит, 800 m NE от с. Голешово; 1017 — биотитов гнайс-гранит преход към гранодиорит, 4 km NE от с. Горно Спанчево; 1018 — биотитов гнайс-гранит, 5,5 km NE от с. Горно Спанчево; 1019 — двуслюден гранит, 6,5 km NE от с. Горно Спанчево; 1043 — двуслюден гнайс-гранит, на пътя между селата Кашина и Сугарево; 1019a — мусковитов пегматит, към т. 1019; 1042 — аплит-пегматит, пътя между селата Кашина и Сугарево. Безбожки плутон: 1020 — биотитов гранит, р. Пиринска Бистрица, 4,1 km N от с. Пирин; 1034 — биотитов гранит, р. Туфча, 4,5 km NW от с. Брезница; 1035 — двуслюден гранит, р. Дамяница — карьерата N от Банско; 1036 — биотитов гранит, пътя между селата Крупник и Горна Сушица. Даутовско-Кресненски плутон: 1037 — биотитов гранит преход към гранодиорит, р. Струма, 3 km S от с. Черниче; 1038 — биотитов гранит, р. Струма — Кресненско ханче; 1039 — амфибол-биотитов гранит преход гранодиорит, 700 m E от с. Сенокос. Централнопирински плутон: 1021 — амфибол-биотитов гранодиорит, 6 km NW от с. Пирин; 1033 — амфибол-биотитов гранодиорит, р. Туфча — 8 km SW от с. Брезница; 1048 — амфибол-биотитов гранодиорит, хижа Вихрен. Тешовски плутон: 1010 — амфибол-биотитов гранодиорит, 5,5 km E от с. Голешово; 1022 — амфибол-биотитов гранит преход адамелит, пътя, 2 km NE от местн. Папаз чаир; 1033 — амфибол-биотитов гранодиорит, 3 km NE от м. Папаз чаир; 1024 — амфибол-биотитов гранодиорит преход гранит, 1,5 km E от с. Пирин; 1025 — амфибол биотитов гранодиорит преход кварц-монцодиорит, западният край на с. Тешово; 1026 — амфибол-биотитов гранодиорит преход кварц-монцодиорит, 3 km SW от с. Мусомища; 1029в — амфибол-биотитов гранодиорит преход гранит, 2 km SW от с. Мусомища. Голешовски плутон: 1012 — р. Калиманска — 4 km NW от с. Голешово; 1014 — р. Калиманска — 5 km NW от с. Голешово. Леховски плутон: амфибол-биотитов гранодиорит, 3 km SE от с. Петрово. Дайкова формация: 1032 — сиенодиоритов порфирит, р. Туфча — 5 km NW от с. Брезница; 1040 — гранодиоритов порфирит, 3 km E от с. Сугарево; 1041 — гранитпорфир към т. 1042.

\* Средните стойности за скалните разновидности са изчислени въз основа на резултатите от единичните проби по Ескенази и др. (1984): А — 5 проби екструзивно-ефузивни трахидаци-ти; Б — 6 проби субвулкански трахидаци-ти; В — 3 проби субвулкански риодацити; Г — 4 проби митровицки тип трахидаци-ти.

\*\*Стойности за  $Eu'$  при всички случаи са изчислени теоретично.

бластичния микроклин; същевременно подчинено е съдържанието (1—3%) и влиянието на акцесорните минерали-концентратори на РЗЕ.

Посочените примери показват, че освен алкалността водеща роля по отношение на  $\Sigma TR$  за младите пирински гранитоиди има и количественото съдържание на акцесориите като минерали-концентратори на РЗЕ. Активна е ролята на ортига, апатита (Алексиев и др., 1979) и титанига (Ченева и др., 1981).

— Забележима е аналогията както в  $\Sigma TR$ , така и за отделните РЗЕ при Централнопиринския и Даутовско-Кресненския плутон (табл. 2). Това

обстоятелство е в подкрепа на схващането за тяхното петроложко единство и вероятно дълбочинната им връзка като представители на единен батолит. Паралелно с главните скалообразуващи минерали за нивото на  $\Sigma TR$  чувствителна е ролята и на минералите-концентратори апатит“ (Алексиев и др., 1979) и титанит (Чернева и др., 1981).

— Частичното колебание на  $\Sigma TR$  при Южнопиринските плутони главно за сметка на леките лантаноиди (табл. 2) има комплексен характер. Определена роля очевидно имат процесите на наложената К-алкална автометасоматоза (Маринова и др., 1964; Бояджиев, 1989). В резултат от количественото колебание на фелдшпатите микрокомпонентите, включително и РЗЕ, търпят известно преразпределение в новоизградените Mg-ортит, торит, титанит, апатит и други акцесории от II генерация.

— Интерес в случая представлява и съпоставката с данните за скалните разновидности от Местенския вулкански комплекс (табл. 2). Чувствителното понижение на  $\Sigma TR$ , включително и на Eu и Lu при всички ефузивни разновидности, не подкрепя схващането за палеогенската възраст на „гранитоидите от Централнопиринския, а вероятно и Тешовския плутон“ като представители на т. нар. „вулканоплутонична асоциация“ (Загорчев и др., 1987).

2. При всички разглеждани гранитоидни плутони лантаноидите се отличават с отчетливо изразен цериев характер. Показателни са отношенията  $\Sigma Ce/\Sigma Y$ , а така също и за La/Yb (табл. 2).

Всичко това подсказва за особеностите на техния дълбочинен генезис, респ. за аналогичен субстрат на анатектичното зараждане (Бояджиев, 1989). Подобен извод се набелязва и въз основа на данните за РЗЕ в апатита (Алексиев и др., 1979) и титанита (Чернева и др., 1981).

Същевременно стойностите на  $\Sigma Ce/\Sigma Y$  и Ce/Yb при вулканитите от Местенския вулкански комплекс са сравнително по-ниски от тези за Централнопиринския и Тешовския плутон, което също не подкрепя споменатата идея за техния единен генезис и палеогенска възраст. Аналогични са разликите и за останалите плутони.

3. Аналогията в количественото съдържание и разпределението на споменатите групи РЗЕ обуславя и сравнително близкото по характер лантаноидно фракциониране (фиг. 1). Във връзка с това могат да се набележат някои по-обща зависимости.

— Насоченото и сравнително спокойно фракциониране е ковариантно свързано с ограничената по размах кристализационна диференциация — изключително гранодиорити до гранити: висока степен за фракциониране на леките, средна до слаба за средните и накрая леко активизиране за тежките лантаноиди (фиг. 1, **А**, **Б**, **В**). Частичното активизиране на тежките РЗЕ е за сметка главно на Lu. То се проявява най-силно при Безбожкия и най-слабо при Спанчевския плутон. В рамките на силно занижената  $\Sigma TR$  за аплит-пегматитите, свързани със Спанчевския плутон (табл. 2), фракционирането тук е почти праволинейно насочено (фиг. 1, **А**).

Забележима е почти пълната аналогия в лантаноидното фракциониране, респ. симетрията на хондрит-нормираните криви, при Централнопиринския и Даутовско-Кресненския плутон (фиг. 1, **Б**), което е в подкрепа на схващането за тяхната голяма петрохимична аналогия. Частичните колебания при южнопиринските плутони (фиг. 1, **В**) се диктуват вероятно от споменатите наложени постмагматични процеси и реализираното във връзка с това преразпределение на РЗЕ.

4. Особен интерес представляват данните за количественото съдържание на Eu. Старите плутони (Безбожки и Спанчевски) са с по-ниски съдър-



жания на Eu по отношение на младите плутони. Отчетлива е разликата между Безбожкия и Централнопиринския плутон, което говори за техния различен генезис. Това обстоятелство не подкрепя идеята за тяхното пряко латерално-хронологично и петроложко единство (Димитрова, 1971). Още по-значителна е разликата в съдържанието на Eu между Централнопиринския плутон и скалните разновидности на Местенския вулкански комплекс, което подсказва тяхната темпорално-генетична самостоятелност. Аналогията в  $\Sigma TR$  и количеството на Eu между Спанчевския и Голешовския плутон засега не намира убедително петроложко обяснение.

5. Всички гранитоидни плутони се отличават с отрицателна европиева аномалия (табл. 2), което говори за постоянен дефицит на Eu в продуциращите магми.

Отсъствието на определена тенденция за постепенно понижение в стойностите на Eu' между старите и младите плутони отново подсказва, че те са формирани независимо един от друг. От геохимична гледна точка те не са свързани с процеси на дълбочинна диференциация от единно магматично огнище; те не са и резултат на кристализационна диференциация *in situ*, което е косвен признак за различно време на формиране.

Аналогичен извод за отсъствието на генетична връзка може да се направи и по отношение на Местенския вулкански комплекс, от една страна, и Централнопиринския (евентуално и Тешовския) плутон, от друга.

Идентичните стойности на Eu' за Централно- и Южнопиринските плутони от своя страна подсказват за близост в генетично отношение. Паралелно със схващането за тяхната специфична магмо-металогенна специализация тези данни са в унисон с представата за отнасянето им към групата на т. нар. млади плутони.

6. Ограничените изследвания върху представителите на дайковата формация и неизяснените въпроси относно възрастовите взаимоотношения, респ. комагматичната им връзка с разглежданите плутони, възпрепятствуват извеждането на по-обосновани изводи. Прави впечатление обаче следното:  $\Sigma TR$  за сиенодиоритовия и гранодиоритовия порфирит са съответно около и с надкларкови съдържания (табл. 2), което отчетливо ги откроява от разглежданите гранитоидни плутони. В редица случаи забележими са различията в съдържанието на Eu и стойностите на Eu', La/Yb и същевременно близки са стойностите за  $\Sigma Ce/\Sigma Y$  и Ce/Yb; отново и отчетливо се изявява и цериевият характер на лантаноидите. Въз основа на посочените данни необоснована е генетично-темпоралната връзка с дериватите на Местенския вулкански комплекс. Възможна е комагматична връзка с младия гранитоиден магматизъм, при което чувствително завишената  $\Sigma TR$  ще е резултат на дълбочинната, парциално обусловена диференциация на абисалното магматично огнище и свързаната с това инверсия в лантаноидното фракциониране на РЗЕ.

Конкретен интерес представляват данните за гранит-порфира. Чувствително занижената  $\Sigma TR$ , близките стойности за отделните елементи, аналогията в съдържанието на Eu и стойностите на Eu', La/Yb и Ce/Yb показват забележимо сходство с данните за т. нар. субвулкански риодацити от Местенския вулкански комплекс. Вероятно в случая се касае за хипоабисален фациес — дериват на палеогенския магматизъм. Подобна идея беше подсказана въз основа на пространствените взаимоотношения и магмо-металогенните особености за гранит-порфирите и т. нар. кварц-порфири от района на Южен Пирин (Бояджиев, 1959).

## Заклучение

Пиринските гранитоиди се характеризират със слабо подкларково съдържание и цериева тенденция на редките земи.

Факторите, контролиращи количественото разпределение на РЗЕ при разновъзрастните пирински гранитоиди, са различни. Предвид ниското количество на акцесорните фактор при старите плутони е екстрахиращата роля и на алкалиите; особено добре тази зависимост се подчертава при Безбожкия плутон. При младите плутони водеща е ролята на минералите-концентратори от акцесорната генерация — апатит, титанит, ортит, торит и др. Процесите на К-алкалната аутометасоматоза при южнопиринските плутони обуславят изграждането на втора генерация акцесори и частично преразпределение на РЗЕ. В последния случай известно влияние се предполага и за повишеното съдържание на F предвид неговото сходство с РЗЕ.

Цериевият характер на лантаноидите при всички плутони подсказва техния аналогичен анатектичен произход и подобен изходен субстрат с характер на докамбрийския кристалинен цокъл.

Отсъствието на забележима тенденция за последователно понижаване количественото съдържание на  $Eu$  и  $Eu'$  между разглежданите гранитоидни плутони говори за отсъствие на темпорална връзка между отделните групи и е в подкрепа на схващането, че те са продукт на дистанцирани и във времето гранитообразователни процеси.

Чувствителните различия в  $\Sigma TR$ , в съдържанието на  $Eu$  и стойността на  $Eu'$  между Централнопиринския и Тешовския плутон, от една страна, и Местенския вулкански комплекс, от друга, не подкрепят идеята за тяхната комагматична връзка като продукт на единна „вулканоплутонична асоциация“. Подобна връзка се допуска за гранит-порфирите от Южен Пирин.

Изказвам благодарност на Д. Матанов и В. Маринов, които извършиха аналитичните определения в ГПЛИ на Комитета по геология.

## Л и т е р а т у р а

- А л е к с и е в, Е. 1974. Геохимия редкоземельных элементов. С., БАН. 176 с.
- А л е к с и е в, Е., З. Ч е р н е в а, Л. Д а и е в а. 1979. Геохимия на редкоземелните елементи в апатитите на южнобългарските гранитоиди. — Геохим. минерал., петрол., 10, 12—25.
- А р н а у д о в, В., М. П а в л о в а, Р. А р н а у д о в а. 1977. Распределение свинца в гранитоидах Южной Болгарии и проблема их родства. — *Geologica Balc.*, 7, № 2, 85—98.
- А р н а у д о в, В., Р. А р н а у д о в а. 1981. Последовательность образования гранитоидов Пирин, Рилы и Родоп по данным структурных исследований калиевых полевых шпатов. — *Geologica Balc.*, 11, № 2, 33—42.
- А р н а у д о в, В., Р. А р н а у д о в а, Г. П а н а й о т о в. 1988. Распределение на бария в калиевите фелдшпати и генезис на калиевофелдшпатовите впръслещи в гранитоиди от Южна България. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 49, № 2, 81—92.
- А р н а у д о в а, Р., М. П а в л о в а, В. А р н а у д о в. 1981. Распределение на железо в плагиоклази от „южнобългарските гранити“. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 42, № 2, 257—261.
- Б а л а ш о в, Ю. А. 1976. Геохимия редкоземельных элементов. — М., Наука. 266 с.
- Б а р и н с к и й, Р. Л. 1958. О соотношении четных и нечетных редкоземельных элементов в различных минералах. — Докл. АН СССР, 120, № 3.
- Б е у с, А. А., Л. И. Г р а б о в с к а я, Н. В. Т и х о н о в а. 1976. Геохимия окружающей среды. М., Недра. 248 с.
- Б о я д ж и е в, С. 1959. Върху геологията на Пирин планина. — Год. Управл. геол. проучв., 8, 89—125.

- Б о я д ж и е в, С. 1971. Пирински хорст-антиклинорий. — В: Тектонски строеж на България. С., Техника, 77—84.
- Б о я д ж и е в, С. 1989. Петрология на пиринските гранитоиди. — *Geologica Balc.*, 19, № 2, 55—87.
- Б о я д ж и е в, С., П. Л и л о в. 1974. Върху данните за гранитите от Пиринския хорст-антиклинорий, получени по К/Аг метод. — Год. Комитет по геол., 20, 219—226.
- Б о я д ж и е в, С., С. М ъ н к о в, К. М и т е в, И. Т р и ф о н о в а, Л. Н е д ж и н. 1988. Гранитоиден магматизъм и металогения на Пиринския руден район. — Год. ВМГИ, 34, I — геология, 87—101.
- Д и м и т р о в, С., 1946. Метаморфните и магматичните скали в България. Основи на геологията на България. — Год. Дир. геол. и минни проучв., А, № 4, 61—93.
- Д и м и т р о в а, Е. 1971. Петрология на кристалинния цокъл на Пирин планина. — Изв. Геол. инст., сер. Геохим., минерал. и петрол., 20, 181—217.
- Е с к е н а з и, Г., Л. С т е ф а н о в а, А. Х а р к о в с к а, З. Ч у б р и е в. 1984. Елементи-примеси в Местенских вулканитах (Юго-Западна България). II. Редкоземельные элементы. — Геохим., минерал. и петрол., 19, 15—32.
- З а г о р ч е в, И., С. М у р б а т, П. Л и л о в. 1987. Радиогеохронологическите данни об альпийском магматизме в западната част на Родопския масив. — *Geologica Balc.*, 17, № 2, 59—71.
- И в а н о в, И., Р. А р н а у д о в а. 1980. Геохимия на бария, стронция и рубидия в южнобългарските гранитоиди. — Геохим., минерал. и петрол., 13, 3—18.
- И в а н о в, И., Д. А п о с т о л о в, Р. Б о я д ж и е в а, Й. Й о р д а н о в. 1981. Геохимия на ниобия и тантала в южнобългарските гранитоиди. — Геохим., минерал. и петрол., 14, 3—13.
- М а р и н о в а, Р., Р. Д. Б р а ш н а р о в а, Н. Г ю р о в. 1964. Високотемпературните автометасоматични изменения в Тешовския плутон. — В: Сб. в чест на акад. Йовчев, 585—602.
- Н о ж а р о в, П., М. Д о л а п ч и е в а. 1988. Върху петрофизичните и палеомагнитни характеристики на пиринските гранити и представители на Струмската диоритова формация. — Бълг. геоф. сп., 14, № 1, 68—77.
- П о п о в, М. А. 1983. Изотопният состав на кислорода, серата и углерода на гранитите на Пиринския масив в Южна България в връзка с проблема за техния генезис. — Автореферат дисертации, МГУ. 19 с.
- С л а в о в, И., И. З а г о р ч е в, Н. З и д а р о в, Й. Ш а б а т о в, В. В ъ л ч е в, М. Т о д е в а, С. Х р и с т о в. 1976. Върху някои геоложки особености на гранитоидите в Пирин планина. — Год. СУ, Геол.-геогр. фак., кн. 1 — геология, 107—128.
- С т о й н о в, С., С. Б о я д ж и е в. 1972. Върху възрастта на пиринските гранити, определена по метода на термолуминесценцията. — Год. ВМГИ, 16, № 2, 51—59.
- Т а у с о н, Л. В. 1974. Геохимическите типове гранитоидов. — Докл. АН СССР, 215, № 2, 446—449.
- Ч е р н е в а, З., Е. А л е к с и е в, Д. А п о с т о л о в, Л. Д а и е в а. 1981. Геохимия на редкоземелните елементи в титанитите от южнобългарските гранитоиди. — Геохим., минерал. и петрол., 14, 14—27.
- В о у а д ж и е в, S. 1974. On the results of the radiometric age determinations of the pre-Mezozoic basement in parts of the Balkan Peninsula. — In: *Minerogenesis, BAS*, 349-363.
- М а с у д а, А., Н. Н а к а м у р а, Т. Т а н а к а. 1973. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. — *Geochim., Cosmochim. Acta*, 37, 239-248.

Одобрена на 12. V. 1989 г.

Accepted May 12, 1989