

Петрология на горнокредните магматити в част от Ботевградска Стара планина и Предбалкана

Виктория В. Стоянова

С т о я н о в а, V. 1994. Petrology of the Upper Cretaceous magmatites in part of the Botevgrad Stara Planina and the Fore-Balkan. — *Geochem, Mineral. and Petrol.*, **29**, 45-71

The igneous rocks studied form comparatively small subvolcanic to hypabyssal bodies of vein or stock-like shape and thicknesses rarely exceeding 100 m. Three varieties have been distinguished by mineralogical criteria: syenodiorite porphyrite, quartz-bearing syenodiorite porphyrite and monzodiorite porphyrite. These varieties locally blend into each other and show similar petrographic features. Their texture is porphyritic, with phenocrysts of plagioclase, hornblende, monoclinic pyroxene, biotite, potash feldspar and quartz. Petrochemically, the rocks belong to the monzodioritic and syenodioritic types, they have increased potassium content and relatively low iron and titanium contents, the trace element concentrations being close or below the clark values.

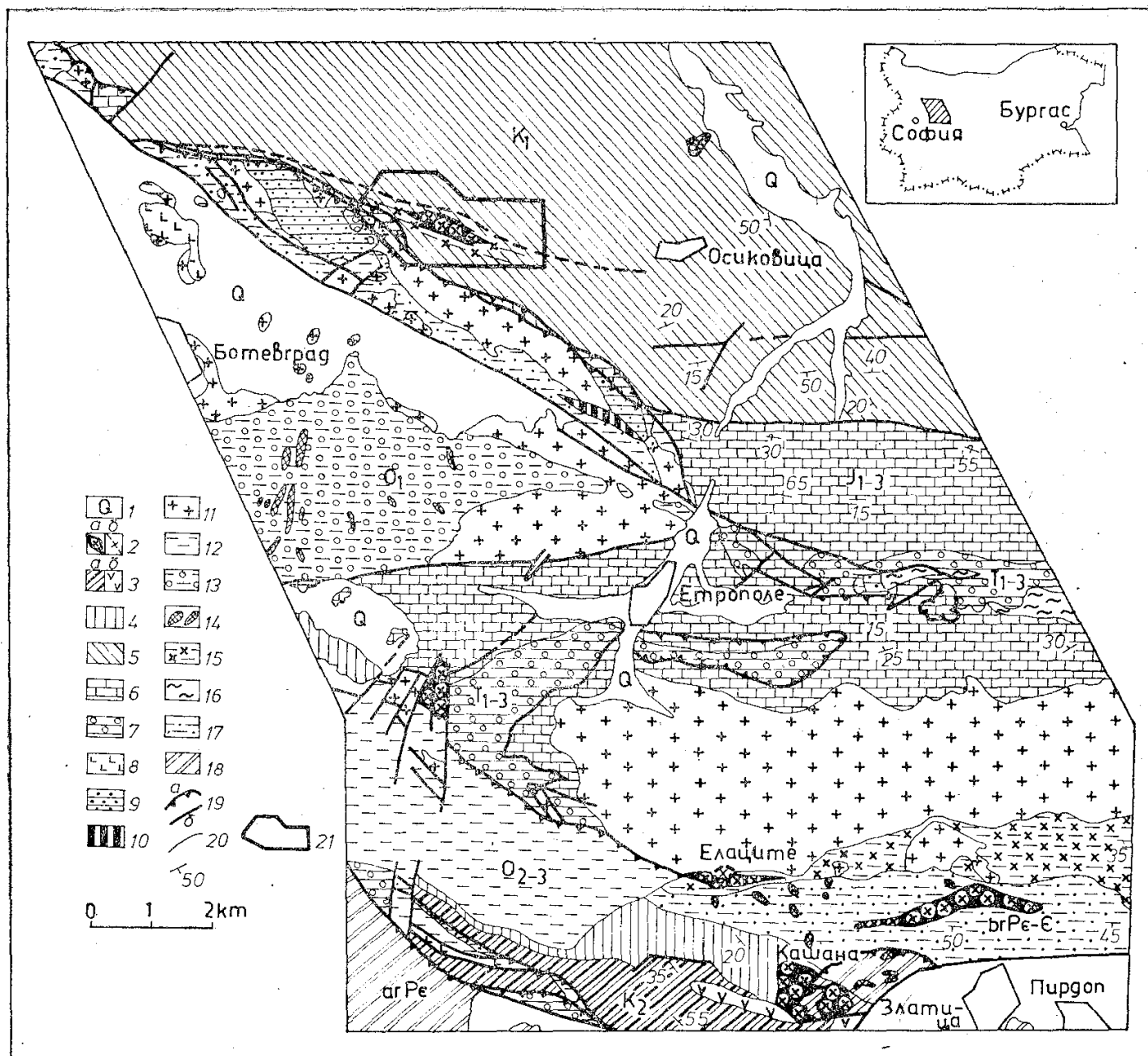
The inferred temperature of crystallization of these magmatites is about 500-700°C at an estimated pressure of 3 kbars. Their geochemical characteristics and petrochemical trends define them as the products of a post-collisional to late-orogenic polyphase magmatism.

Petrogenetically, these rocks are interpreted as the products of fractionation of various basic melts mixed together in a heterogeneous mantle in depth and interacting with the continental crust higher up. A logical assumption is that those large-scale processes took place in the Timok-Srednogorie island-arc system and that portions of the fractionated melt of probable syenodioritic to granosyenitic composition had penetrated and were intruded into the northern periphery of the zone („a non-volcanic back-arc“). In the intermediate crystallization chambers there was weak diffusional exchange of matter with the country rocks because of which the granosyenitic magma was basified locally and with gradual transitions to a monzodioritic composition.

Key words: subalkaline rocks, subvolcanic dikes, magmatic crystallization, Upper Cretaceous island-arc late-orogenic magmatism

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

Големият интерес към продуктите и развитието на горнокредния магматизъм у нас се обуславя от неговата практически значима металогенна продуктивност, свързана с образуването на медни находища, с ценни примеси от молибден, сребро, злато и редица други редки елементи. Това определя и многогодишните изследвания върху тези магмени скали в различни геоложки аспекти главно в класическите им разкрития в Средногорската област. Изследваните в настоящата работа магмени скали се разкриват



Фиг. 1. Обзорна геоложка карта на Ботевградска Стара планина и Предбалкана по материали от картировките в М 1:50000 на В. Ангелов, Ц. Цанков, И. Сапунов, П. Чумаченко (1971) с редактори С. Янев и И. Хайдутов и на Г. Чешитев и В. Миланов (1974)

- 1 — кватернер (алувиални, делувиални и пролувиални наслаги); 2 — горна креда (субвулкански, дайкови тела) а — мащабни; б — извънмащабни; 3 — сенон (а — мергели, пясъчници, флиш; б — андезити, дацити); 4 — турон (песъчлива задруга); 5 — барем (мергели, пясъчници, глини, варовици); 6 — юра-долна креда (аргилити, песъчливи варовици, варовити пясъчници); 7 — триас (пясъчници, конгломерати, доломити); 8 — перм, горен (риолити); 9 — перм, долен (брекчоконгломерати, пясъчници); 10 — карбон (конгломерати, пясъчници); 11 — гранити, гранодиорити (Веженски плутон); 12 — ордовик, горен (алевролити, аргилити); 13 — ордовик, долен (серпентинизирани ултрабазити и дфф); 15 — хорнфелзи от контакта с Веженския гранит; 16 — камбрий (мигматити); 17 — докамбрий; 18 — кристалинен цокъл (гнайси); 19 — а — възседи б — разломи; 20 — а — интрузивна граница; б — нормална граница; 21 — врезка (вж. фиг. 2)

Fig. 1. Geological map of the Botevgrad Stara Planina and the Fore-Balkan compiled from the 1:50000 maps of В. Ангелов, Ц. Цанков, И. Сапунов, П. Чумаченко (1971), edited by С. Янев and И. Хайдутов, and of Г. Чешитев and В. Миланов (1974)

значително по̀ на север, в част от Предбалкана и Ботевградска Стара планина (фиг. 1) и са известни още от работите на Тоула (1881) и Златарски (1884). От по-късните изследователи са описвани като андезити (Мандев, 1941; Николаев, 1941), латити, монцонитпорфири и сиено-диорити (Вутов, 1962) и др. С предложените петрографски изследвания в настоящата работа се цели както прецизното определяне състава на магматите, тяхната номенклатура и систематика, така и събиране на данни за техния произход и условия на кристализация.

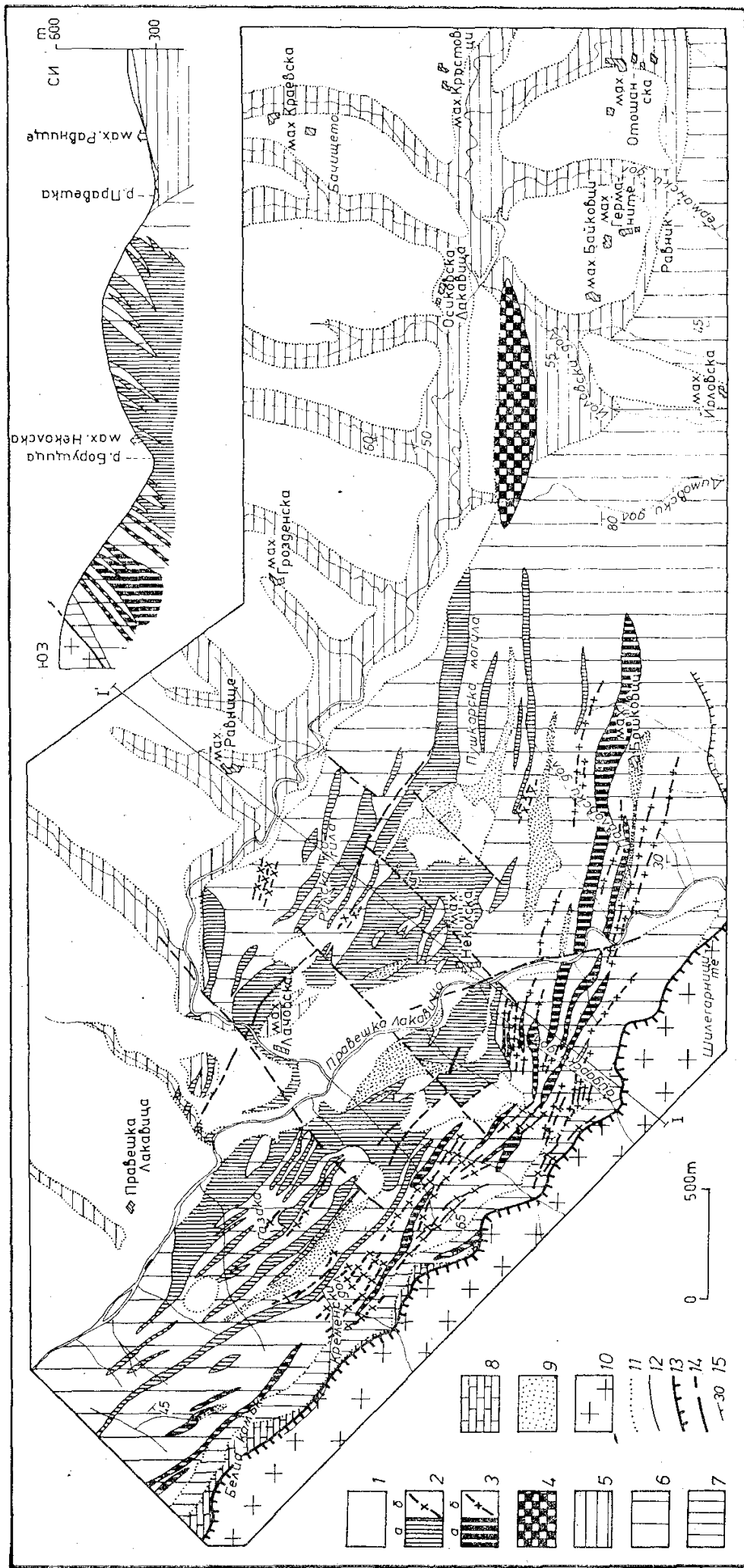
Геоложка позиция, морфология и структурни особености на магматитите

Изследваните магмени скали изграждат неголеми, субвулкански до хипоабисални тела, разкриващи се в близост до селата Правешка и Осиковска Лакавица (фиг. 2) и с. Видраре, както и в пределите на Стара планина, между градовете Златица и Етрополе. Формата на телата е жилна, или щокообразна (с. Видраре). Жилите са стръмно залягащи, с посока $90-120^\circ$, а дебелината им рядко надминава 100 м. По дължина достигат 1,5 — 2 km. Внедрени са както в палеозойския фундамент (Веженски плутон и диабаз-филитоидна формация), така и в пясъчливо-глинестите бериас-баремски седименти, най-често успоредно на тяхната слоистост (Демирев, Стойнов, 1962). Един факт, свидетелстващ, че магмената дейност е била сложен, поне двуфазов процес на последователно внедряване на различни по състав магми, се установява в тялото, разкриващо се непосредствено преди разклона за с. Правешка Лакавица, което е пресечено от една черна, микропорфирна „дайка в дайка“ с дебелина около 1,5 м. Очевидно се касае за един по-късен импулс на магмената дейност, осъществен след консолидацията на по-крупните жило- и щокообразни тела.

Петрографска характеристика на магматитите

Макроскопски скалите са светлосиви до сивозеленикави, с ясно изразена холокристалинна, порфирна текстура. Въпреки че изглеждат сравнително свежи, при микроскопските изследвания се установи, че са интензивно хидротермално променени, което силно затрудни както определянето на първичния минерален състав, така и систематиката и номенклатурата им. По количествени съотношения на главните скалообразуващи минерали, т. е. по чисто минераложки критерии, бяха засебени три разновидности (фиг. 2), които изграждат телата и дайките: сиенодиоритови порфирити, кварцсъдържащи сиенодиоритови порфирити и монцодиоритови порфи-

1 — Quaternary (alluvial, deluvial and proluvial deposits); 2 — Upper Cretaceous (subvolcanic, dike bodies) *a* — in scale, *b* — out of scale; 3 — Sennonian (*a* — marl, sandstone, flysh; *b* — andesite, dacite); 4 — Turonian (sandstone series); 5 — Barremian (marl, sandstone, claystone, limestone); 6 — Jurassic — Lower Cretaceous (argillite, sandy limestone, calcareous sandstone); 7 — Triassic (sandstone, conglomerate, dolomite); 8 — Upper Permian (rhyolite); 9 — Lower Permian (breccia-conglomerate, sandstone); 10 — Carboniferous (conglomerate, sandstone); 11 — granite, granodiorite (the Vezhen pluton); 12 — Upper Ordovician (aleurolite, argillite); 13 — Lower Ordovician (serpentinized ultrabasic rocks and the so called diabase-phyllitoid Formation); 15 — hornfels at the contact with the Vezhen granite; 16 — Cambrian (migmatite); 17 — Precambrian; 18 — crystalline basement (gneiss); 19 — *a* — overthrusts; *b* — faults; 20 — *a* — intrusive boundary; *b* — normal boundary; 21 — inset (see Fig. 2).



Фиг. 2. Геоложка карта на района Правешка Лакавица, съставена по материали от картировката в М 1:10000 на Д. Кожухаров (1958) и Б. Първанов (1979)

1 — кватернер (алувиални и делувиални наслаги); 2, а — сиенодiorитов порфирит, б — извънмашабно означени дайки; 3 — а — кварц-съдържащ сиенодiorитов порфирит, б — извънмашабно означени дайки; 4 — монзодiorитов порфирит; 5 — апт (пясъчници, мергели, варовици); 6 — барем (мергели, пясъчници, алевролити); 8 — титон (варовици); 9 — триас (червени пясъчници); 10 — гранити, гранодiorити (Веженски плутон); 11 — нормална граница; 12 — интрузивен контакт; 13 — възсед; 14 — разломи; 15 — наклон на пластове

F. 2. Geological map of the Praveshka Lakavitsa area based on the 1:10000 maps of Д. Кожухаров (1958) and Б. Първанов (1979)

1 — Quaternary (alluvial and deluvial deposits); 2, a — syenodiorite porphyrite, b — dikes shown out of scale; 3, a — quartz-bearing syenodiorite porphyrite, b — dikes shown out of scale; 4 — monzodiorite porphyrite; 5 — Aptian (sandstone, marl, limestone); 6 — Barremian (marl); 7 — Neocomian (sandstone, aleurolite); 8 — Tithonian (limestone); 9 — Triassic (red sandstone); 10 — granite, granodiorite (the Vezhen pluton); 11 — normal boundary; 12 — intrusive contact; 13 — overthrusts; 14 — faults; 15 — dip of strata

рити (с по-високо съдържание на фемични минерали и присъствие на моноклинен пироксен). Между тези разновидности се наблюдават постепенни преходи, а петрографските им особености, включително състава на изоморфните минерали, се оказаха твърде близки, което позволява и разглеждането им в един общ раздел. Структурата на магматитите е порфирна, с фенокристали от плагиоклаз, амфибол, моноклинен пироксен, биотит, калиев фелдшпат и кварц. Размерите на някои от тях достигат до 0,5 cm по удължението им. Порфирната генерация изгражда от 20 до 60% от скалите. Основната маса е холокристалинна, микро- до дребнозърнеста, с хипидиоморфнозърнеста или микролитова структура. Най-автоморфни са кристалите на плагиоклаза, амфибола и биотита, а междугрануларните пространства са запълнени от калиев фелдшпат и кварц, което определя реда на тяхната кристализация. Локално се установява и микрогранофирна структура, характерна за субвулкански условия на кристализация на телата.

Главни и второстепенни скалообразуващи минерали

Плагиоклазът заема 40—60% от обема на скалата. Съставлява 16—20% от фенокристалите, но има голям дял и в обема на основната маса, като количеството му е по-голямо в сиенодиоритовите порфирити и по-ниско в монцодиоритовите порфирити от района на с. Осиковска Лакавица. Фенокристалите са развити в срастъчни комплекси, предимно по карлсбадски, албитов и периклинов закон. Наличието на характерна осцилаторна зоналност, както нормална — с базично ядро (An 33—40) и кисела периферия (An 20—30), така и сложна — с базично ядро (An 30i—48) и зонално устроена мантия, изкиселяваща към ядрото, е типична за орогенни андезити, кристализирали в неспокойни ендеогенни условия, при променливи температура и налягане (литостатично и на флуидната фаза) (Вг о w п, 1982). По данни от рентгенов микроанализатор (табл. 1) съставът на зоналните плагиоклази се променя от олигоклазов до битовнитов, с преимуществено развитие на андезина. Плагиоклазът е силно хидротермално променен, на места почти изцяло заместен от хидрослюди, глинести минерали и карбонат, като зоните с по-кисел състав са значително по-слабо засегнати от промяната, а централните му части са деанортитизирани.

Амфиболът е най-широко застъпеният фемичен минерал в порфирната генерация на сиено- и монцодиоритовите порфирити. Заема около 30—40% от общия обем на скалите. Често е зонално устроен и в много случаи се развива по пироксена. За съставянето на точната минераложка формула и определяне на минералния вид на амфибола в изследваните скали са използвани данните от рентгенов микроанализатор, като класификацията е направена по L e a k e (1978) с помощта на различни програми за компютърна обработка на данните (табл. 2). Най-широко разпространение имат желязомагнезиевите амфиболи и магнезиевите хейстингсити. На диаграмата Si/Ca+Na+K (Э в а р т, 1983) е добре изразена тенденцията за намаляване съдържанието на алкалии и калций в амфибола, с увеличаване съдържанието на силиция (фиг. 3). Съдържанието на алуминий в четворна координация е сравнително по-високо от нормалното, а съдържанието на силиций е твърде ниско, поради което трудно може да се направи корелация с алкалността (G r o z d a n o v, 1988) (фиг. 4). В зонално устроените амфиболи се установява само слабо изразена тенденция за набогатяване на централните участъци с магнезий, а периферните — с желязо, но други съществени различия не се наблюдават. Вследствие на хидротермалната промяна амфиболът

Таблица I

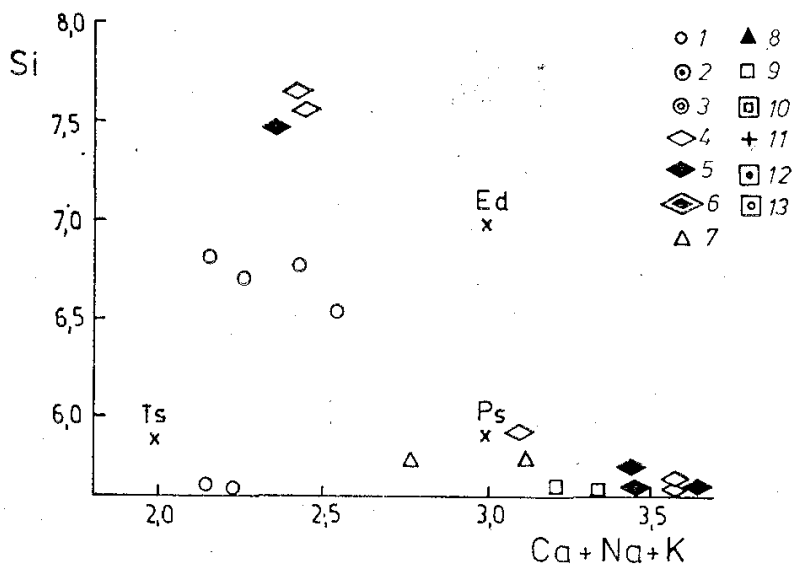
Химичен състав на плаггиоклази

Окиси, %, тегл.	Проба																	
	9а/86	9/86	11а/86	11/86	4/86	1/86	7/89	54а/89	60а/89	60/89	58а/89	58/89	19а/89	19/89	6а/88	6/88	10а/89	10/89
SiO ₂	62,71	58,20	52,28	49,11	54,12	53,73	61,41	61,27	57,93	58,89	53,67	55,01	60,38	58,54	51,59	54,22	58,35	59,11
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,12
Al ₂ O ₃	22,85	25,60	28,38	30,05	26,83	24,44	25,56	25,10	25,75	26,51	32,88	27,78	24,15	25,40	27,94	28,32	25,53	24,86
FeO ⁺	—	—	0,24	—	0,22	0,44	—	—	0,21	0,35	1,65	0,49	0,24	0,30	0,33	0,40	0,23	0,27
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	4,48	7,90	8,21	11,54	6,27	11,72	8,80	8,71	8,51	7,37	8,77	11,68	6,60	7,93	8,89	9,27	7,83	7,02
Na ₂ O	9,11	7,71	10,26	8,17	10,95	8,51	3,41	3,80	6,92	7,23	2,15	4,53	7,64	7,12	10,66	7,04	7,35	7,86
K ₂ O	0,86	0,59	0,64	0,44	0,80	1,18	0,82	0,57	0,68	0,65	0,88	0,51	0,99	0,70	0,59	0,76	0,69	0,76
Ап	20,40	35,00	29,80	43,00	23,20	41,10	55,20	53,50	39,00	34,70	68,60	57,00	30,50	36,60	30,80	40,50	35,70	31,70
Аб	75,00	61,90	67,40	55,10	73,30	54,00	38,70	42,30	57,30	61,60	25,60	40,00	64,00	59,50	66,80	55,60	60,60	64,20
От	4,70	3,10	2,80	2,00	3,50	4,90	6,10	4,20	3,70	3,60	5,80	3,00	5,50	3,90	2,40	3,90	3,70	4,10

Опис на пробите: 10/89, 54а/89 — сиенодиоритов порфирит от разкрития ЮЗ от мах. Неколци; 19/89 — монодиоритов порфирит ЮЗ от с. Осиковска Лакавица; 58/89, 60/89, 1/86, 4/86 — кварцсъдържащ сиенодиоритов порфирит от разкритията Ю от гр. Етрополе; 6/88, 9/86, 11/86 — сиенодиоритов порфирит СИ от с. Правешка Лакавица; 7/89 — хидротермално променен сиенодиоритов порфирит З от с. Правешка Лакавица; а — периферни зони на кристалите; без индекс — центрове на кристалите; Ап — анортит; Аб — албит; От — ортоклаз.

Окси, % тегл.	Проба																				
	53/89	53a/89	58a/89	58/89	59a/89	59/89	7/88	9a/86	9/86	23a/89	23/89	6/88	6a/88	11/86	11a/86	4/86	4a/86	9a/88	9/88	4к/90	
SiO ₂	49,51	51,69	44,26	45,88	44,64	45,46	15,52	34,70	34,62	39,00	39,50	36,42	32,36	35,85	34,28	37,39	37,55	36,27	34,81	37,03	
Al ₂ O ₃	2,67	3,57	8,69	7,87	8,00	7,41	15,18	12,30	11,44	12,29	13,94	14,61	7,07	12,13	13,52	13,81	13,52	10,75	11,36	14,20	
FeO+	29,96	12,55	16,38	15,90	17,26	18,51	15,48	24,89	26,29	23,08	15,28	16,09	11,83	22,80	19,92	22,42	22,97	24,88	24,89	15,70	
MgO	10,23	15,19	11,83	12,55	11,75	11,79	10,58	6,43	6,60	6,88	11,73	10,67	10,82	7,94	9,72	10,52	10,20	6,97	7,16	11,43	
CaO	12,23	9,18	11,80	10,34	10,46	10,06	13,86	10,79	11,14	10,84	10,79	12,53	20,24	11,11	9,58	9,34	9,42	11,46	11,28	12,86	
Na ₂ O	1,32	2,30	1,82	1,86	2,22	1,48	2,42	3,85	3,50	1,70	2,37	3,73	2,88	3,96	7,39	1,46	1,11	3,60	4,24	2,47	
K ₂ O	0,26	1,50	0,64	0,61	0,70	0,56	1,74	2,24	1,99	1,72	2,05	1,68	1,12	2,14	1,81	1,66	1,62	1,76	1,89	1,71	
TiO ₂	—	—	1,82	2,26	1,78	1,56	1,71	1,82	1,80	1,49	1,65	1,48	0,29	1,76	1,45	1,40	1,45	1,56	1,61	1,94	
MnO	0,31	0,52	0,27	0,23	0,69	0,67	—	0,96	1,12	0,49	0,29	0,27	0,90	0,67	0,65	0,48	0,60	1,26	1,26	0,17	
Сума	97,49	96,50	97,51	97,51	97,51	97,49	97,49	97,98	98,50	97,49	97,60	97,48	97,51	98,36	98,32	98,44	98,44	98,51	98,50	97,51	
Коефициенти, изчислени по Leake (1978)																					
Si	7,51	7,51	6,58	6,70	6,60	6,64	5,62	5,66	5,62	5,99	5,86	5,61	5,51	5,75	5,48	5,54	5,57	5,87	5,67	5,70	
Al	0,41	0,61	1,52	1,35	1,39	1,38	2,75	2,37	2,19	2,23	2,44	2,65	1,28	2,22	2,55	2,41	2,37	2,05	2,18	1,28	
Fe ³⁺	0,09	0,58	0,50	0,88	0,93	0,84	—	0,41	0,73	1,02	0,91	0,19	—	0,28	0,20	—	0,03	0,35	0,43	0,22	
Fe ²⁺	2,57	0,94	1,54	1,07	1,27	1,42	1,99	2,65	2,49	1,94	0,98	1,89	1,52	2,47	2,19	2,50	2,54	2,68	2,62	1,80	
Mg	2,31	3,29	2,62	2,73	2,59	2,57	2,43	1,56	1,60	1,58	2,59	1,45	2,48	1,90	2,32	2,33	2,26	1,68	1,74	2,62	
Ca	1,99	1,43	1,58	1,62	1,66	1,58	2,29	1,89	1,94	1,79	1,71	2,07	3,33	1,91	1,64	1,47	1,50	1,99	1,97	2,12	
Na	0,39	0,65	0,53	0,53	0,64	0,42	0,72	1,22	1,10	0,51	0,68	1,12	0,86	1,23	2,25	0,42	0,32	1,13	1,34	0,37	
K	0,05	0,29	0,12	0,11	0,13	0,10	0,34	0,47	0,41	0,34	0,39	0,33	0,22	0,48	0,37	0,31	0,31	0,36	0,39	0,17	
Ti	—	—	0,10	0,25	0,20	0,17	0,20	0,22	0,22	0,17	0,18	0,17	0,03	0,21	0,17	0,16	0,16	0,19	0,20	0,22	
Mn	0,04	0,06	0,03	0,03	0,09	0,01	—	0,13	0,15	0,06	0,04	0,04	0,12	0,09	0,09	0,07	0,06	0,17	0,17	0,02	
Сума	15,43	15,35	15,53	15,26	15,42	15,10	16,34	16,57	16,45	15,63	15,78	16,51	16,35	16,58	17,30	15,21	15,12	16,48	16,70	14,52	
Коефициенти, изчислени по Spearce, Kimbell (1984)																					
Si	—	7,51	6,58	6,70	6,74	6,84	—	—	—	5,99	5,86	—	—	—	—	—	5,63	5,66	—	—	
Ti	—	—	0,20	0,25	0,20	0,18	—	—	—	0,17	0,18	—	—	—	—	—	0,16	0,16	—	—	
AlIV	—	0,49	1,42	1,30	1,27	1,17	—	—	—	2,00	2,14	—	—	—	—	—	2,37	2,34	—	—	
AlVI	—	0,12	0,10	0,10	0,16	0,15	—	—	—	0,22	0,29	—	—	—	—	—	0,10	0,06	—	—	
Fe ³⁺	—	0,58	0,50	0,88	—	0,12	—	—	—	1,03	0,99	—	—	—	—	—	1,22	1,32	—	—	
Fe ²⁺	—	0,94	1,54	1,06	2,18	2,20	—	—	—	1,94	0,91	—	—	—	—	—	1,61	1,57	—	—	
Mg	—	3,29	2,62	2,73	2,64	2,64	—	—	—	1,58	2,59	—	—	—	—	—	2,36	2,29	—	—	
Mn	—	0,06	0,03	0,03	0,09	0,09	—	—	—	0,06	0,04	—	—	—	—	—	0,07	0,08	—	—	
Ca	—	1,43	1,88	1,62	1,69	1,62	—	—	—	1,79	1,71	—	—	—	—	—	1,49	1,52	—	—	
Na(A)	—	0,65	0,53	0,53	0,61	0,43	—	—	—	0,51	0,68	—	—	—	—	—	0,43	0,32	—	—	
K	—	0,28	0,12	0,11	0,14	0,43	—	—	—	0,34	0,39	—	—	—	—	—	0,32	0,31	—	—	

Опис на пробите: 53/89 — сиендиоритов порфирит Ю от макс. Неколци (Бъзов дол); 58/89, 59/89, 4/86 — кварцсдържач сиендиоритов порфирит Ю от гр. Етрополе; 9/88 — кварцсдържач сиендиоритов порфирит от м. Кашана; 7/88 — автогенно включение в монодиоритов порфирит Ю от с. Осиковска Лакавица; 9/86 и 6/88 — сиендиоритов порфирит И от с. Правешка Лакавица; 11/86 — сиендиоритов порфирит С от макс. Лачовци; 23/89 — сиендиоритов порфирит ЗСЗ от макс. Церица; 4к/90 — метабазитов ксенолит в манодиоритов порфирит Ю от с. Осиковска Лакавица; а — периферни зони; без индекс — центрове на кристали

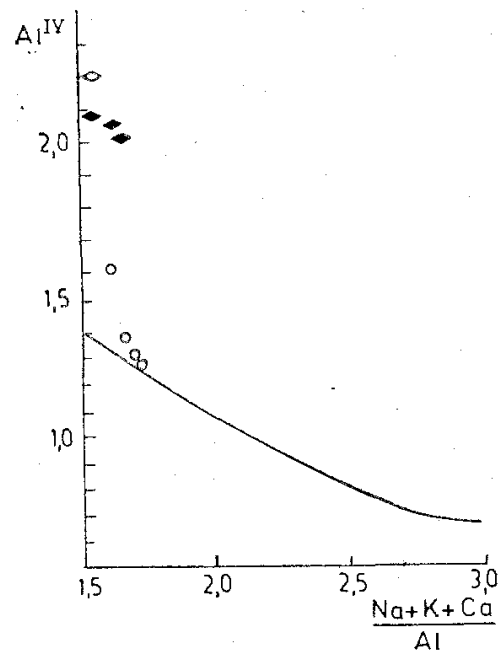


Фиг. 3. Номенклатура на калциево-амфиболовите фенокристали по Э в а р т (1983): Ps — паргасит; Ed — еденит; Ts — чермакит; 1 — кварцсъдържащ сиенодиоритов порфирит южно от Етрополе и в р-к „Елаците“; 2 — кварцсъдържащ сиенодиоритов порфирит м. „Кашана“ и южните склонове на Стара планина; 3 — валови проби; 4 — сиенодиоритов порфирит ЮИ от с. Правешка Лакавица; 5 — сиенодиоритов порфирит СИ от с. Правешка Лакавица; 6 — валови проби; 7 — сиенодиоритов порфирит мах. Церица; 8 — сиенодиоритов порфирит м. Пушкарска могила; 9 — монцодиоритов порфирит южно от с. Осиковска Лакавица; 10 — валова проба; 11 — сиенодиоритов порфирит южно от с. Видраре; 12 — метабазитов ксенолит в монцодиоритов порфирит южно от с. Осиковска Лакавица; 13 — автогенно включение в сиенодиоритов порфирит СИ от с. Правешка Лакавица

Fig 3. Nomenclature of the calcic amphibole phenocrysts after Э в а р т (1983)
Ps — pargasite; Ed — edenite; Ts — tshermakite; 1 — quartz-bearing syenodiorite porphyrite south of Etropole and in the Elatsite mine; 2 — quartz-bearing syenodiorite porphyrite in the Kashana locality and along the southern slope of the Stara Planina Mt.; 3 — bulk samples; 4 — syenodiorite porphyrite SE of Praveshka Lakavitsa; 5 — syenodiorite porphyrite NE of Praveshka Lakavitsa; 6 — bulk samples; 7 — syenodiorite porphyrite at the Tseritsa locality; 8 — syenodiorite porphyrite at the Pushkarska Mogila locality; 9 — monzodiorite porphyrite south of Osikovska Lakavitsa; 10 — bulk sample; 11 — syenodiorite porphyrite south of Vidrare; 12 — metabasite xenolith in monzodiorite porphyrite south of Osikovska Lakavitsa; 13 — autogenic inclusion in syenodiorite porphyrite NE of Praveshka Lakavitsa

е частично или напълно хлоритизиран и епидотизиран, а в редки случаи се наблюдава заместването му от актинолит.

Моноклинният пироксен е представен от дребни, изометрични или призматични кристали. Често е заместен от амфибол или биотит, а на места е и



Фиг. 4. Регресивна крива за определяне връзката между AlVI в амфибола и неговата алкалност по Г р о з д а н о в (1988). Символите са означени на фиг. 3

Fig. 4. Regression curve for determining the AlVI vs. alkalinity relationship in amphibole after G r o z d a n o v (1988). Symbols as in Fig. 3

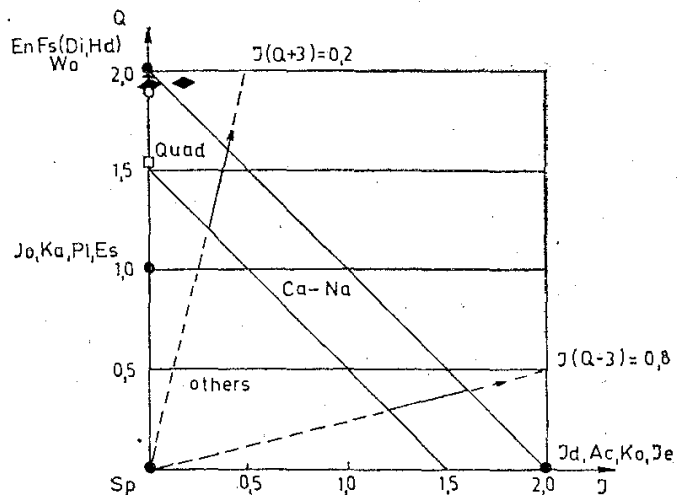
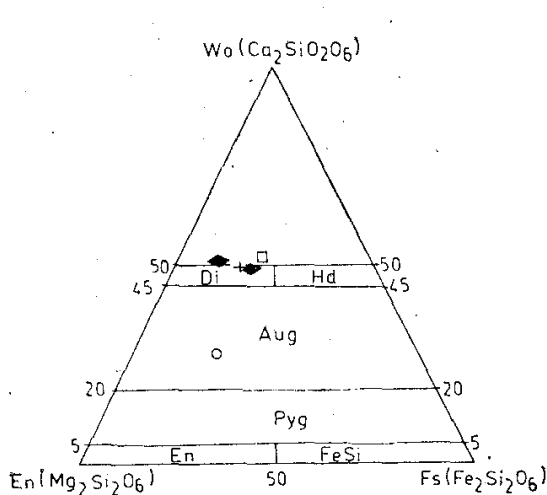
напълно излужен и заместен от микрокристалинен амфибол или биотит. По данните, получени от микросондовите анализи (табл. 3), изследваните пироксени попадат в квадрилатерала за калций-магнезиево-железни пиро-

Таблица 3

Химичен състав на моноклинни пироксени

Окиси, %, тегл.	Проба				
	7г/88	66/88	1/88	60/89	1а*/88
SiO ₂	48,46	45,74	48,36	53,75	46,55
TiO ₂	0,30	0,52	0,57	—	0,38
Al ₂ O ₃	3,41	7,46	4,71	3,05	4,42
FeO ⁺	7,62	12,71	10,76	14,19	12,87
MnO	—	0,77	—	—	0,94
MgO	13,28	10,69	11,60	15,63	10,63
CaO	24,38	22,11	24,00	13,37	21,91
Na ₂ O	2,64	—	—	—	2,31
En	38,41	31,71	32,40	48,08	31,64
Fs	11,12	21,15	17,52	23,98	21,49
Wo	50,47	47,14	50,08	28,94	46,87

Опис на пробите: 7г/88 — монцодиоритов порфирит Ю от с. Осиковска Лакавица; 66/88 — сиенодиоритов порфирит И от с. Осиковска Лакавица; 1/88 — сиенодиоритов порфирит ЮЗ от с. Видраре; 60/89 — кварцсъдържащ сиенодиоритов порфирит Ю от гр. Етрополе; 1а*/88 — метабазитово включение в монцодиоритов порфирит Ю от с. Осиковска Лакавица; FeO⁺ — тотално желязо, определено като двувалентно; En — енстатит; Fs — феросилит; Wo — волластонит



Фиг. 5. Състав и номенклатура на моноклинни пироксени по Morimoto (1989)
Sp — сподумен; Jd — жадеит; Ae — егирин; Jo — йохансенит; Ka — канойт; Pe — петедунит; Es — есенит; Fs — феросилит; Di — диопсид; Hd — хеденбергит; Aug — авгит; Pyg — пижонит; Wo — волластонит; Ko — космохлор; Je — жервисит; J=2Na; Q=Ca+Mg+Fe²⁺; другите символи са означени на фиг. 3.

Fig. 5. Composition and nomenclature of monoclinic pyroxenes after Morimoto (1989)
Sp — spodumene; Jd — jadeite; Ae — aegirine; Jo — johannsenite; Ka — kanoite; Pe — petedunite; Es — essenite; Fs — ferrosillite; Di — diopside; Hd — hedenbergite; Aug — augite; Pyg — pigeonite; Wo — wollastonite; Ko — kosmochlore; Je — jervicite; J=2Na; Q=Ca+Mg+Fe²⁺; other symbols as in Fig. 3.

Таблица 4

Химичен състав на биотити

Окиси, %, тегл.	Проба			
	9/88	7г/88	60/89	23/89
SiO ₂	37,55	32,69	32,64	36,12
TiO ₂	3,51	2,42	2,43	2,01
Al ₂ O ₃	14,92	18,58	17,60	19,25
FeO ⁺	16,18	12,29	17,66	12,15
MnO	0,52	0,71	0,87	0,60
MgO	16,75	20,76	20,82	10,72
CaO	—	2,65	—	8,55
Na ₂ O	—	3,10	—	—
K ₂ O	8,57	3,31	4,49	3,81
Сума	98,00	96,51	96,51	93,21
Коефициенти, изчислени с програма ANION				
Si	5,47	4,40	4,81	5,39
Ti	0,38	0,25	0,27	0,23
Al	2,56	2,95	3,10	3,83
Fe ⁺	1,97	1,38	2,17	1,52
Mn	0,06	0,08	0,11	0,08
Mg	3,63	4,16	4,57	2,38
Ia	—	0,38	—	1,37
Na	—	0,81	—	—
K	1,59	0,52	0,84	0,73

Опис на пробите: 9/88 — кварцсъдържащ сиенодиоритов порфирит Ю от гр. Етрополе; 7г/88 — монодиоритов порфирит Ю от с. Осиковска Лакавица; 60/89 — кварцсъдържащ сиенодиоритов порфирит от р-к „Елаците“; 23/89 — сиенодиоритов порфирит СЗ от мах. Церица

Таблица 5

Химичен състав на калиеви фелдшпати

Окиси, %, тегл.	Проба					
	7/89	1/86	1a/86	11/86	12/86	12a/86
SiO ₂	63,41	63,75	63,25	64,68	64,24	65,96
Al ₂ O ₃	21,21	19,99	19,85	20,34	20,05	19,68
CaO	0,55	0,28	0,48	0,38	0,74	0,56
Na ₂ O ₃	5,82	1,88	1,00	4,73	1,14	0,93
K ₂ O	9,00	13,99	15,42	9,87	13,83	14,36
Сума	99,99	99,89	100,00	100,00	100,00	101,40
An	2,50	1,40	2,30	1,80	3,90	2,90
Ab	48,30	16,70	8,80	41,40	10,80	8,70
Or	49,20	81,90	88,90	56,80	85,40	88,40

Опис на пробите: 1/86 и 1a/86 — кварцсъдържащ сиенодиоритов порфирит Ю от гр. Етрополе; 12/86 и 12a/86 — сиенодиоритов порфирит ЮИ от с. Правешка Лакавица; 7/89 и 11/86 — хидротермално променен сиенодиоритов порфирит З от с. Правешка Лакавица; An — анортит; Ab — албит; Or — ортоклаз

ксени диопсидов тип (M o r i t o t o, 1989) (фиг. 5, 7 и 6). Несъмнено предположението, изказано от Д е м и р е в, С т о й н о в (1962) за наличие на алкален пироксен, не се потвърждава от съвременните аналитични данни.

Биотитът заема по-малко от 2% (об.) от общата маса на скалите. Развива се както по пироксена, така и по амфибола. По състав (табл. 4) биотитът се определя като междинен член на сидерофилит-анитовата група (В а і l e y, 1984). Често е огънат и хидротермално променен в хидробиотит.

Калиевият фелдшпат образува сравнително редки впръследи, но е значително по-добре представен в основната маса. Данните от дифрактометричния анализ показват междинна рентгенова триклинност ($\Delta\rho=0,85$ и $0,34$) и различна степен на подреденост: от микроклинов до санидинов тип (К у м е е в, 1982). Първият тип е застъпен предимно в района на р-к „Елаците“, а в по-северните разкрития е развит санидин. Тази особеност в пространственото разпределение на различните структурни типове калиев фелдшпат би могла да се използва като индикатор за по-дълбочинните условия на кристализация на магмените тела в палеозойската подложка и приповърхностната кристализация на телата в мезозойската покривка. Изследванията с рентгенов микроанализатор показват постоянно съдържание на албит (Ап 3—5) в състава на калиевите фелдшпати (табл. 5), което рязко се повишава в хидротермално променените скали (обр. 7 и 11).

Кварцът заема от 0,7 до 2% (об.) от кварцсъдържащите сиенодиоритови порфири. Рано застиналите кварцови кристали са характерно кородирани от основната маса при изнасяне на магмата на повърхността.

Основната маса заема от 50 до 80% от общия обем на скалите. Тя е дребно- до микрозърнеста, с размери на зърната от микроми до 0,2 mm. Има хилидиоморфнозърнеста структура, като призматичните люспи от биотит и кристалите на амфибола са идиоморфни спрямо тези на фелдшпатите и кварца. Диагностиката на отделните минерали е затруднена поради техните размери и от хидротермалните промени, засегнали в значителна степен нейния състав.

Акцесорни минерали

Акцесорните минерали са представени от: апатит, титанит, циркон, моасанит, магнетит. Количественото им разпределение е установено чрез изкуствен шлик (табл. 6). От данните в таблицата е видно, че количеството им не се влияе от нивото на кристализация и минералния състав на скалите, а по-скоро се касае до първично неравномерно разпределение в коренната магма. По-съществени особености в разпределението им са високата концентрация на магнетит, характерна за монцодиоритовите порфирити от района на с. Осиковска Лакавица, а така също и високата концентрация на апатит, както и значителните размери на неговите кристали.

Вторични минерали

Вторичните минерали се развиват както по мафитите и фелдшпатите от порфирната генерация, така и до голяма степен заместват минералите от основната маса. Чрез рентгенова дифрактометрия се установи присъствието на хлорит, епидот, актинолит, мусковит, кварц, калиев фелдшпат, глинести минерали (илит, каолинит и монтморилонит), в асоциация с диа-

Таблица 6
Съдържание на акцесорни минерали

Минерали, g/t	Проба									
	VI	VII	VIII	IX	III	II	IV	V	X	I
Mgt	940,89	2094,75	528,77	1058,65	3557,45	1422,87	245,26	378,70	2601,08	3373,27
Tit	—	следи	—	—	—	12,67	—	55,50	325,58	—
Ort	—	—	—	12,27	39,37	—	—	следи	—	следи
Ap	41,43	63,98	192,99	161,75	161,55	37,05	48,73	67,14	369,93	297,48
Zr	1,57	17,02	6,81	10,20	следи	—	4,92	7,56	61,12	12,35
Mos	—	1,85	6,81	—	—	—	—	—	—	89,62
Pir	67,27	28,61	1421,11	154,30	53,46	85,21	191,73	1,65	224,28	388,08
Er	70,78	193,91	68,60	100,00	218,64	52,88	55,97	—	3328,10	1321,34
Q+Fs	330,81	388,37	447,36	415,98	1640,34	391,54	81,40	155,32	3782,76	1536,86
Fem	711,16	293,98	100,00	448,88	539,71	195,78	111,65	717,13	232,96	978,70
Fe-хидро- окиси	42,08	61,75	32,60	94,97	—	—	—	следи	42,20	—

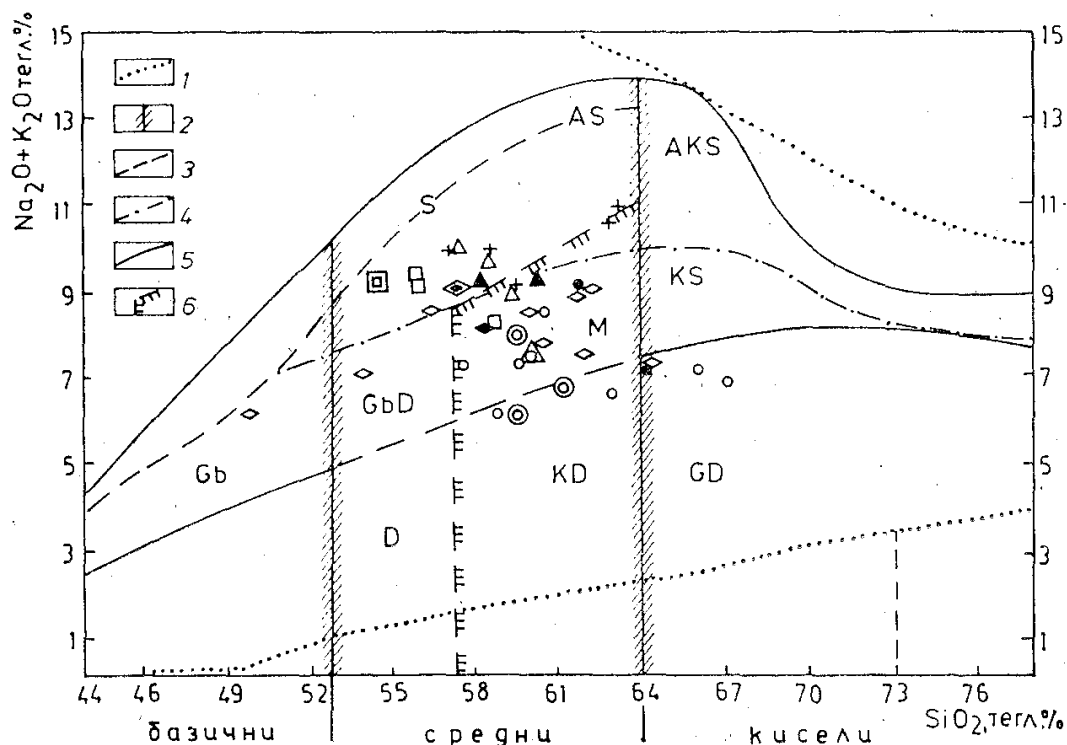
Опис на пробите: I — сиенодиоритов порфирит ЮЗ от с. Видраре; II — сиенодиоритов порфирит между мах. Лачовци и с. Осиковска Лакавица; III — монцодиоритов порфирит Ю от с. Осиковска Лакавица; IV — сиенодиоритов порфирит ЮЗ от с. Правешка Лакавица; V — сиенодиоритов порфирит ЮИ от с. Правешка Лакавица; VI — кварцсъдържащ сиенодиоритов порфирит 0,5 км Ю от гр. Етрополе; VII — кварцсъдържащ сиенодиоритов порфирит 1,2 км Ю от гр. Етрополе; VIII — кварцсъдържащ сиенодиоритов порфирит р-к „Елаците“; IX — кварцсъдържащ сиенодиоритов порфирит сондажна ядка от р-к „Елаците“ X — сиенодиоритов порфирит 3СЗ от мах. Церица

спор, скаполит и серпентинови минерали (хризотил и анезит). Повсеместно като последна фаза на хидротермалната дейност на разтворите се развива карбонат (калцит и магнокалцит) с примеси от анкерит и доломит.

Петрохимична характеристика на магмените тела

Валовият химичен състав на изследваните магмени тела трудно може да се използва за петрохимична характеристика, класификация и номенклатура на скалите поради интензивната им хидротермална промяна. Характерът на промените в минералния им състав (хлоритизация, албитизация и късна калиева метасоматоза) позволява да се смята, че евентуално непроменено остава съдържанието на силиций, алуминий, титан и фосфор, докато всички останали окиси са претърпели повече или по-малко количествени промени. За интензитета на хидротермалните промени може да се съди и по установените големи загуби при наляване на пробите (над 2% об.). Ето защо направената петрохимична характеристика, както и използването на класификационните диаграми е условно.

По съдържание на силиций (49—68%) (табл. 7) и сума $K_2O + Na_2O$, скалите са средно кисели, с повишена алкалност и се отнасят към субалкал-



Фиг 6. Класификационна диаграма за магмени скали в координати $Na_2O + K_2O$ към SiO_2 на Съветската петрографска комисия на АН СССР (Класификация. . . , 1981)

Gb — субалкални габроиди; D — диорити; Kd — кварцдиорити; Gd — гранодиорити; Gbd — субалкални диорит-монзонити; S — сиенити; As — алкални сиенити; Aks — алкални кварцсиенити; другите символи се означени на фиг. 3

Fig. 6. Classification diagram of magmatic rocks in coordinates $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 according to the Petrographic Commission at the Academy of Sciences of the USSR (Класификация. . . , 1981)

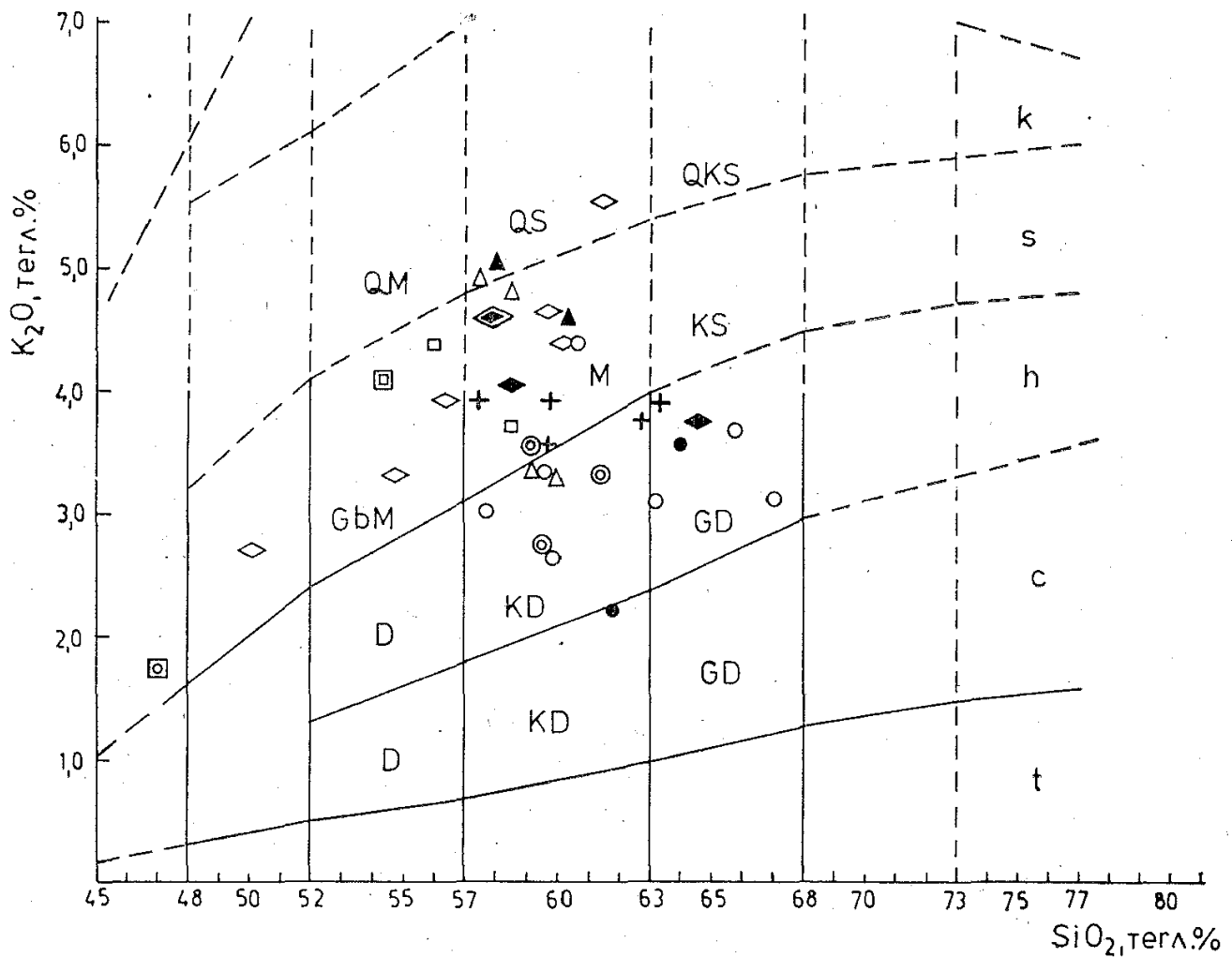
Gb — subalkaline gabbroids; D — diorites; Kd — quartzdiorites; Gd — granodiorites; Gbd — subalkaline diorite-monzonites; S — syenites; As — alkaline syenites; Aks — alkaline quartz-syenites; other symbols as in Fig. 3

Таблица 7

Химичен състав на скалите

Окиси, %, тегл.	Проба									
	1/86	2/88	3/88	7г/88	1/89	51*/89	54а/89	5/86	9/86	V
SiO ₂	57,74	63,12	62,99	58,40	56,84	61,72	61,16	61,92	58,60	57,99
TiO ₂	0,74	0,44	0,43	0,44	0,42	0,41	0,35	0,59	0,34	0,15
Al ₂ O ₃	16,09	16,48	15,83	17,67	17,80	17,70	17,69	15,54	18,20	18,10
Fe ₂ O ₃	6,55	4,92	4,93	5,46	2,96	4,09	2,97	2,33	3,21	2,76
FeO	—	—	—	—	2,46	—	0,95	3,01	2,07	2,02
MnO	0,07	0,14	0,17	0,18	0,18	0,02	0,03	0,03	0,15	0,15
MgO	3,21	0,66	0,71	1,49	1,98	1,34	1,25	3,12	1,56	1,64
CaO	4,62	1,27	2,24	5,30	5,86	2,28	4,20	5,34	5,07	5,02
Na ₂ O	4,36	7,05	6,82	5,36	4,65	3,43	4,26	3,70	3,96	4,70
K ₂ O	3,04	3,94	3,75	3,73	3,93	5,53	4,88	3,10	4,03	4,65
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,29	—	0,20	0,19	0,15	0,15
Заруба	2,97	1,98	2,12	2,01	2,81	2,72	1,38	1,94	2,29	1,90
Сума	99,21	100,00	99,99	100,02	100,00	99,24	99,32	100,08	99,63	99,23

Опис на пробите: 1/86, 3/86, 4/86,* 8/86, 5/86, VI — кварцсъдържащ сиенодиоритов порфирит ЮЗ от с. Видраре; 7г/88 — монцодиоритов порфирит Ю от с. Осиковска Лакавица; 41/89 — гидротермално променен сиенодиоритов порфирит Пушкарска могила; 9/86, V — порфирит СЗ от мах. Церица; V, VI, X — валови проби от съответните находища



Фиг. 7. Класификационна диаграма с координати K₂O и SiO₂ за магмени скали от орогенни области по Рессергилло, Таулер (1976) (плътна линия), с допълнения от Станишева-Василева и др. (пунктир) в Dabovskii et al. 1991)

KD — кварцдиорит; GD — гранодиорит; KS — кварцсиенит; M — монцит; GbM —

Проба

43/89	41/89	3/86	4/86	8/86	VI	35/89	26/89	23/89	X
58,13	60,39	65,96	60,75	67,19	59,58	58,76	59,35	57,58	60,10
0,43	0,37	0,65	0,38	0,51	0,53	0,45	0,45	0,45	0,45
18,66	19,59	15,57	16,62	15,27	16,73	18,50	17,35	17,20	17,21
5,49	4,02	3,60	2,80	3,49	3,64	5,57	4,10	4,60	3,23
—	—	—	2,49	—	2,94	—	1,75	1,30	2,14
0,12	0,11	0,06	0,10	0,10	0,13	0,17	0,16	0,17	0,11
2,10	1,32	1,95	2,08	1,51	2,96	1,93	1,95	2,08	2,21
3,82	3,36	2,27	3,80	2,51	4,66	3,32	3,40	4,14	4,30
4,26	4,90	3,68	3,95	3,74	3,58	5,04	5,70	4,97	4,20
5,04	4,58	3,68	4,40	3,17	2,78	4,81	3,39	4,94	3,40
—	—	—	0,18	—	0,13	—	0,22	0,22	0,18
1,97	1,36	2,50	1,95	2,45	1,90	1,45	2,17	2,00	1,93
100,02	100,00	99,92	99,50	99,84	99,56	100,00	100,49	99,65	99,46

порфирит Ю от гр. Етрополе и района на р-к „Елаците“; 2/88, 3/88 — сиенодиоритов порфи-
46/89, 1/89, 51*/89, 54а/89 — сиенодиоритов порфирит И от с. Правешка Лакавица; 43/89,
сиенодиоритов порфирит И от с. Правешка Лакавица; 23/89, 26/89, 35/89, X — сиенодиоритов

ната серия (Классификация и номенклатура. . ., 1981). Фигуративните точки на по-голяма част от тях се проектират в полето на монзонитите и сиенитите (фиг. 6).

Върху диаграмата силиций/калий (P e s s e r i l l o, T a y l o r, 1976), допълнена от D a b o v s k i et al. (1991) също ясно личи високото съдържание на калий в магматитите (фиг. 7). Фигуративните им точки попадат в полето на високо калиево-калциево-алкалната (кварц-диорити и гранодиорити) и шошонитовата (монзонити и габромонзонити) серия.

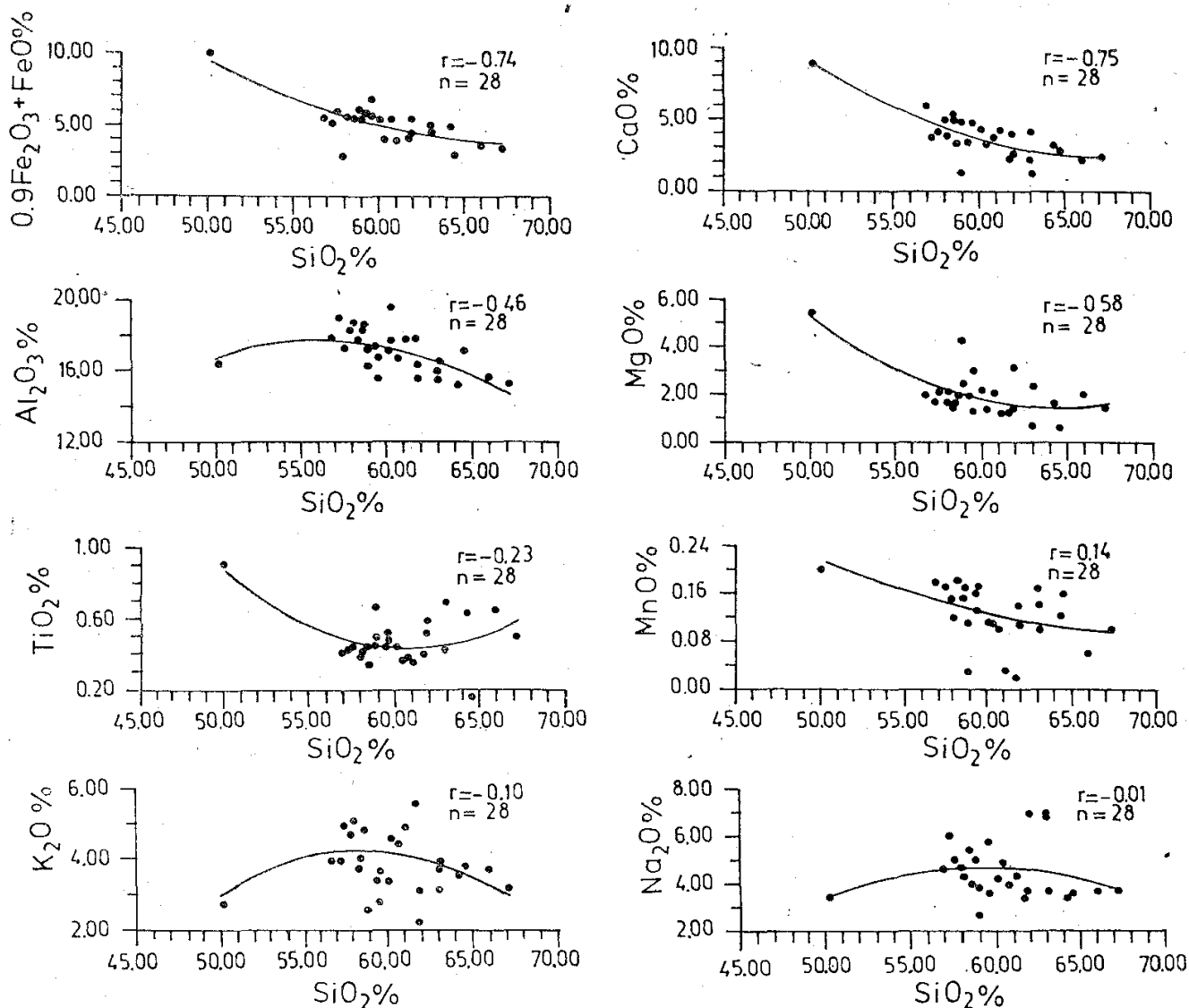
Прави впечатление високото натриево съдържание в скалите (2,20—7%), като отношението калий/натрий в общия случай е 1, но в голяма част от скалите пада и под 0,5 (с. Видраре, Пушкарска могила и др.). По всяка вероятност повишеното натриево съдържание се дължи както на наложените хидротермални процеси, свързани с деанортитизация на плагиоклаза, така и на първични особености в състава на скалите.

Основните тенденции в поведението на главните петрогенни окиси по отношение на силиция се проследяват нагледно от харкеровите диаграми (фиг. 8). Известна корелативна връзка, макар и не добре изразена, съществува между силиция и алуминия, калция, желязото, магнезия и фосфора. Групирането на фигуративните точки около 56—60% силиций говори за ограничен размах на диференциационните процеси.

меланократен монзонит; QS — ортоклазов сиенит; t — толеитова серия; c — калциево-алкална серия; h — висококалиева — калциево-алкална серия; S — шошонитова серия; K — калиево субалкална серия; другите символи са означени на фиг. 3

Fig. 7. K₂O vs. SiO₂ classification diagram for magmatic rocks from orogenic regions after P e s s e r i l l o, T a y l o r (1976) (solid line) with additions by Станишева-Василева и др. (dashed line) in D a b o v s k i et al. (1991)

KD — quartz-diorite; GD — granodiorite; KS — quartz-syenite; M — monzonite; GbM — melanocratic monzonite; QS — orthoclase-bearing syenite; t — tholeiitic series; c — calcic-alkaline series; h — high-potassium calcic-alkaline series; S — shoshonite series; K — potash subalkaline series; other symbols as in Fig. 3.



Фиг. 8. Вариации на главните скалообразуващи елементи като функция на SiO_2 .
Плътните линии — фракционни трендове; r — корелационен коефициент; n — брой на пробите

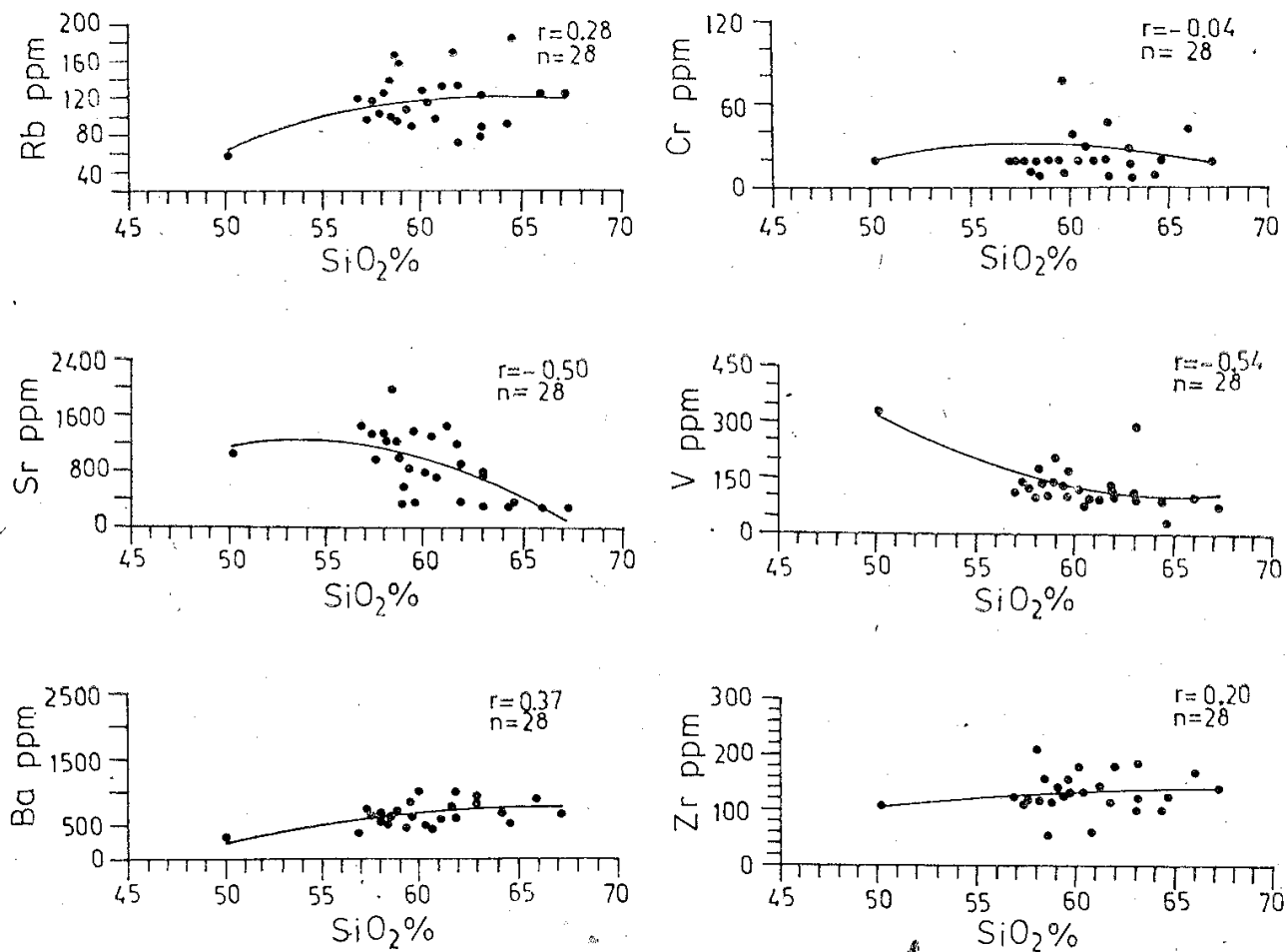
Fig. 8. Variation of the main rock-forming elements as a function of SiO_2 .
Solid lines — fractionation trends; r — correlation coefficient; n — number of samples

Количеството на титана е по-ниско от 1%, което се обуславя от ниското съдържание на титанит в скалите. Доколкото се касае за инертен компонент, то може да се приеме, че ниската му концентрация е характерна особеност на коренната магма. Между титана и желязото се установява позитивна корелация ($r=16$), а съдържанието на фосфор е сравнително високо и достига 0,34%, което обуславя и изобилието на апатит в скалите. Съдържанията на желязо, калций и магнезий очевидно силно се влияят от степента на хидротермалните промени на скалите, което затруднява и ограничава коментара на вариациите им.

По отношение разликите в петрохимичните характеристики на отделните магмени тела, разбира се, пак с възприетата условност поради наложените хидротермални промени, може да се отбележи следното:

— дайките от района на с. Правешка Лакавица се характеризират с най-широка диференциация по отношение на силиция и с най-издържан субалкален характер;

— дайките, разкриващи се южно от Етрополе, са с най-високо силициево съдържание и калциево-алкален до субалкален характер;



Фиг. 9. Вариации на редките елементи като функция на SiO₂.
Плътните линии — фракционни трендове; r — корелационен коефициент; n — брой на пробите

Fig. 9. Variation of trace elements as a function of SiO₂.
Solid lines — fractionation trends; r — correlation coefficient; n — number of samples

— във всички останали разкрития магматитите се характеризират с постоянно силициево съдържание и повишена алкалност.

Известни различия се наблюдават и по отношение на някои петрохимични параметри. Така например с относително най-високо магнезиево и най-ниско алкално съдържание са етрополските магматити, което отговаря на техния сиенодиоритов минерален състав. С най-високо желязно и относително високо алкално съдържание са тези от с. Видраре, както и дайките южно от мах. Церица.

Съдържанието на редките елементи (табл. 8) е нанесено на харкерови диаграми, на които добре се проследява взаимната им корелативна зависимост от съдържанието на силиций в скалите (фиг. 9). Количеството на бария е сравнително високо, като в единични случаи достига до 2000 ppm, характерно за висококалиеви андезитов тип скали. Нараства с увеличаване съдържанието на силиций в скалите. Характерна особеност е липсата на корелативна връзка между бария и калия (фиг. 10), както и между бария и рубидия (фиг. 11). Това поведение на бария би могло да бъде обяснено и с хидротермалната промяна на фелдшпатите и частичното изнасяне на бария при тяхното излужване.

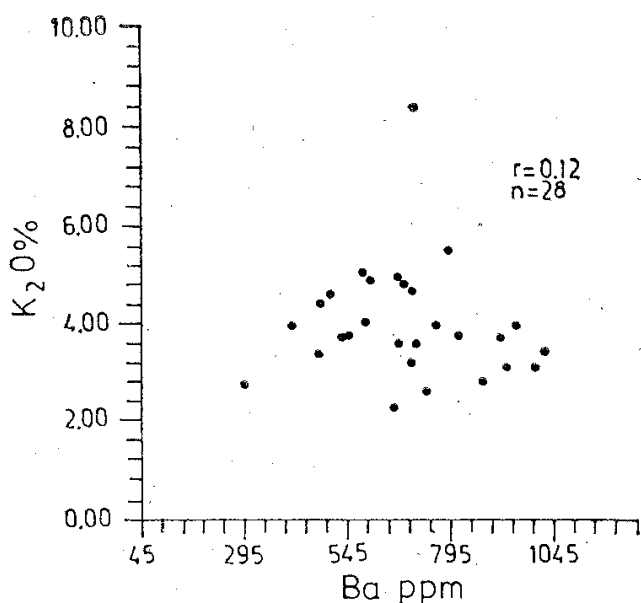
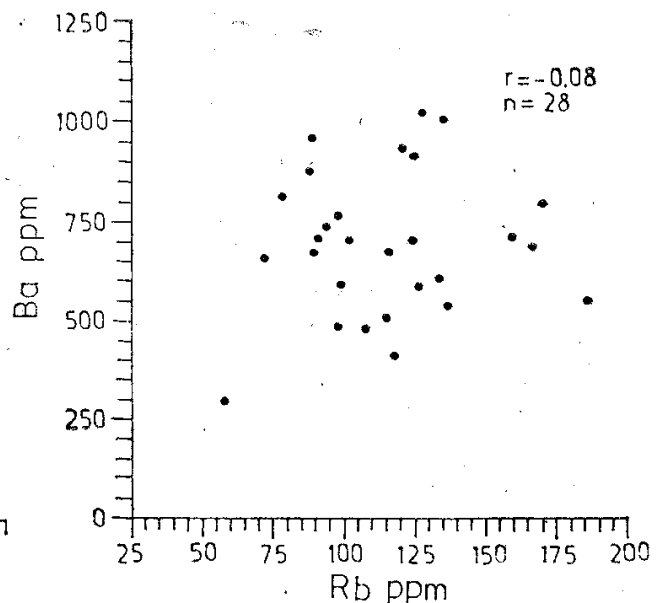
Концентрацията на stronция също е относително по-висока от установените кларкови съдържания за диоритов тип скали (Е. ф р е м о в а, С т а ф е е в, 1985). Добре изразена е обратната корелационна зависимост на

Таблица 8

Съдържание на редки елементи в скалите

Елементи, ppm	Проба									
	26/89	23/89	X	9/86	V	5/86	46/89	8/86	35/89	VI
Ba	481	671	1023	592	704	1005	2603	701	685	877
Sr	877	981	790	1250	1355	370	1114	311	1013	372
Rb	108	116	128	99	102	135	116	124	166	88
Zr	130	118	180	58	211	179	102	144	115	155
V	134	131	123	107	99	116	116	82	141	101
Cr	20	20	38	20	12	47	20	20	20	78
Co	120	13	—	8	—	14	9	8	12	—
Ni	4	2	—	—	—	13	1	3	3	—
Cu	50	68	23	41	16	17	46	11	53	51
Pb	19	15	128	20	102	24	35	15	20	88
Zn	61	55	83	35	85	42	75	28	54	72
Li	12	13	—	18	—	35	48	26	11	—
K/Rb	314	426	266	407	456	230	526	256	290	316
Rb/Sr	0,120	0,120	0,160	0,080	0,080	0,360	0,270	0,400	0,160	0,240
K/Rb	0,007	0,007	0,003	0,007	0,007	0,003	0,010	0,005	0,007	0,003
Ba/Rb	4,450	5,780	7,990	5,980	6,900	7,440	4,470	5,650	4,130	11,330
Ca/Sr	0,004	0,004	0,006	0,004	0,004	0,011	0,002	0,008	0,003	0,012
Ba/Sr	0,550	0,680	1,290	0,470	0,520	2,720	1,210	2,250	0,680	2,630
Ca/V	0,030	0,030	0,040	0,050	0,005	0,030	0,060	0,030	0,020	0,050

Описът на пробите съответствува на този от табл. 7

Фиг. 10. Диаграма K_2O към Ba
 r — корелационен коефициент;
 n — брой на пробитеFig. 10. K_2O vs. Ba diagram
 r — correlation coefficient; n — number
of samplesФиг. 11. Диаграма Ba към Rb
 r — корелационен коефициент; n — брой
на пробитеFig. 11. Ba vs. Rb diagram
 r — correlation coefficient; n — number
of samples

стронция от съдържанието на силиций в скалите. Подобно на бария стронцията не се корелира с калия и рубидия (фиг. 12), а така също и корелационният му индекс с калция е нисък.

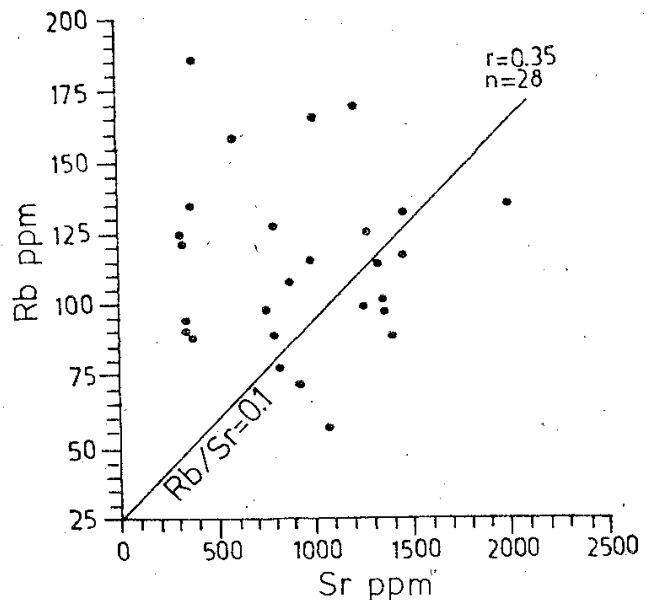
Проби

1/86	2/88	3/88	7Г/88	1/89	51*/89	54a/89	43/89	41/89	3/86	4/86
637	960	816	537	413	794	607	586	508	916	483
526	784	823	2000	1452	1215	1464	1273	1323	306	740
103	89	78	136	118	170	133	126	115	125	98
116	124	103	157	123	117	142	119	134	171	64
200	300	119	143	114	133	96	183	87	106	98
44	8	17	9	20	20	20	20	20	43	30
12	0,5	0,5	0,5	10	—	6	9	8	8	10
8	18	29	17	3	—	1	2	2	8	5
123	64	59	33	44	—	637	802	369	148	53
12	43	67	55	8	170	8	12	13	16	16
37	—	50	60	58	—	11	46	46	29	32
6	21	17	18	35	—	6	8	6	9	12
295	443	480	274	333	325	366	400	398	294	449
0,190	0,110	0,090	0,070	0,080	0,140	0,090	0,100	0,090	0,410	0,13
0,050	0,040	0,040	0,005	0,007	0,008	0,009	0,009	0,004	0,007	0,009
6,180	10,790	10,460	3,950	3,500	4,670	4,560	4,650	4,420	7,330	4,93
0,008	0,002	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,007	0,005
1,210	1,220	0,990	0,270	0,280	0,650	0,410	0,460	0,380	2,990	0,65
0,020	0,040	0,020	0,040	0,050	0,020	0,040	0,020	0,040	0,020	0,04

Съдържанието на рубидий е в границите на нормалното за средно кисели скали (Ефремова, Стафеева, 1985). Добре изразено е геохимичното сродство между рубидия и калия (фиг. 13), като с нарастване калиевото съдържание в скалите намалява отношението калий/рубидий и фигуративните точки на скалите се разполагат успоредно на главния тренд на Мейн (фиг. 14). Стойността на това отношение варира между 300 и 400, което е типично за високо калиеви андезити от континентална кора (Gill, 1981).

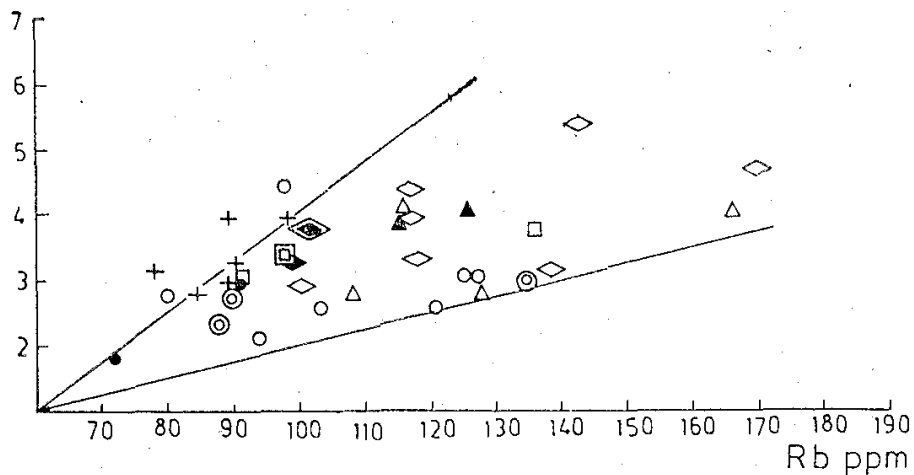
Цирконият е представен в пониски концентрации от кларковите за този тип скали. Не се влияе от съдържанието на силиций, а отношението титан/цирконий е около 80 и фигуративните точки на изследваните магматити попадат в полето на островните дъги (Pearce, Norry, 1979) (фиг. 15).

Съдържанието на ванадий закономерно намалява с увеличаване това на силиция, а на фиг. 16 ясно личи зависимостта му от желязото.



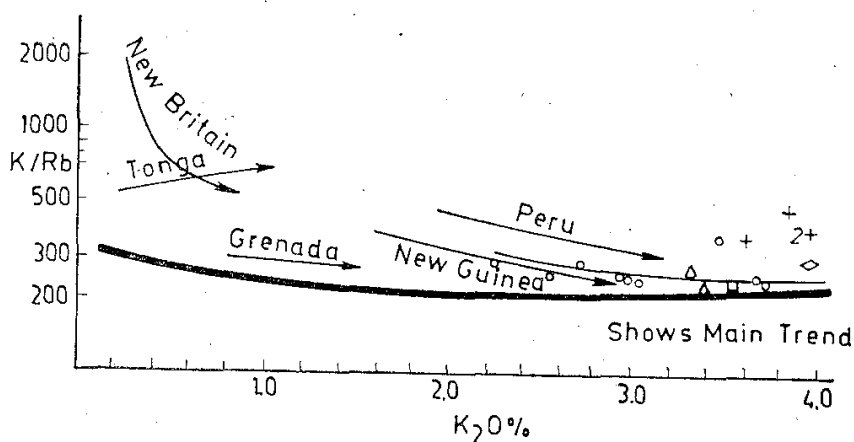
Фиг. 12. Диаграма Rb към Sr
 r — корелационен коефициент; n — брой на пробите

Fig. 12. Rb vs. Sr diagram
 r — correlation coefficient; n — number of samples



Фиг. 13. Диаграма К към Rb
Символите са означени на фиг. 3

Fig. 13. K vs. Rb. diagram
Symbols as in Fig. 3



Фиг. 14. Диаграма на регресионна зависимост между отношението K/Rb към K_2O за орогенни андезити от различни области по Gill (1981)

Стрелките показват посоката на нарастване на силициевото съдържание

Fig. 14. Diagram of regression variation of the K/Rb ratio with K_2O for orogenic andesites from various regions, after Gill (1981)

Arrows indicate the increasing silica content

Хромът и литият имат сравнително високо съдържание и нямат добре изразени корелационни зависимости с останалите редки елементи.

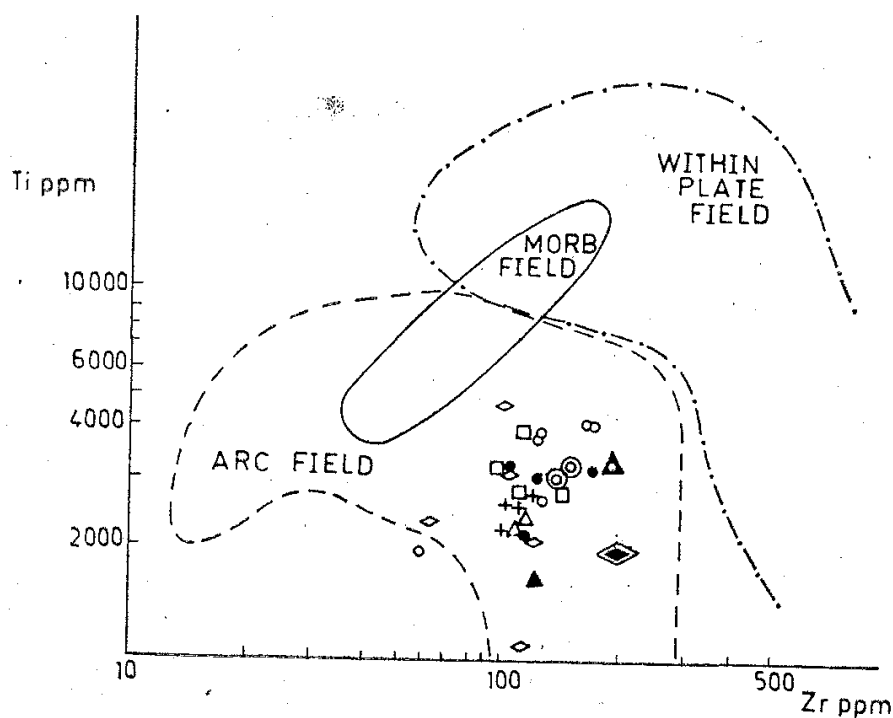
Общата концентрация на никела е ниска и не се установява нормалната положителна корелация с магнезия (фиг. 17), като повечето от образците попадат в регион В, който отговаря на калциево-алкални андезити от островни дъги (Gill, 1981).

Медта е типично хидротермално привнесен елемент, което обуславя и неравномерното ѝ количествено разпределение в изследваните скали. Същото се отнася за цинка и оловото.

Съдържанията на редките елементи трудно биха могли да се използват за генетични изводи, на базата на някои характерни геохимични отношения, тъй като се отнася за силно хидротермално променени скали и е много вероятно определените химични концентрации да са относителни.

Условия на кристализация на магмата

Температурата на кристализация на изследваните магматити е определена въз основа на различни геотермометри, при предполагаемо налягане от 3 до $5 \cdot 10^2$ Pa. Стойността на налягането се допуска, че е около $3 \cdot 10^2$ Pa на



Фиг. 15. Диаграма Ti към Zr — ковариации за лави и дайки по P e a r c e (1982)

Символите са означени на фиг. 3

Fig. 15. Ti vs. Zr diagram showing covariations for lavas and dikes, after P e a r c e (1982)

Symbols as in Fig. 3

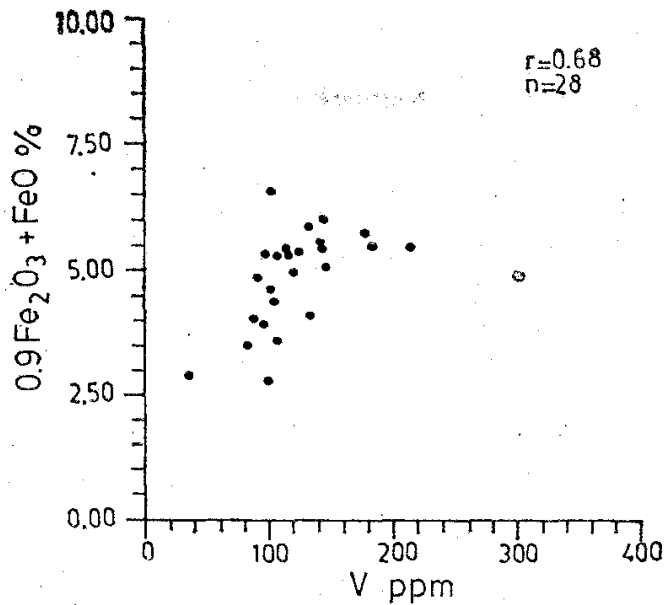
базата на диаграма силиций/алуминий в плагиоклаза и амфибола (Ферштатер, 1990), където фигуративните точки на скалите попадат в съответните полета (фиг. 18). Вероятната температура на кристализация на изследваните магматити се определя около 500—700°C по двуфелдшпатовия геотермометър на В г о w п R a g s o n s (1981). Чрез равновесни двойки от калиев фелдшпат и плагиоклаз е изчислена температурата на кристализация 620—830°C (F и г т а п,

Таблица 9

Температура на кристализация

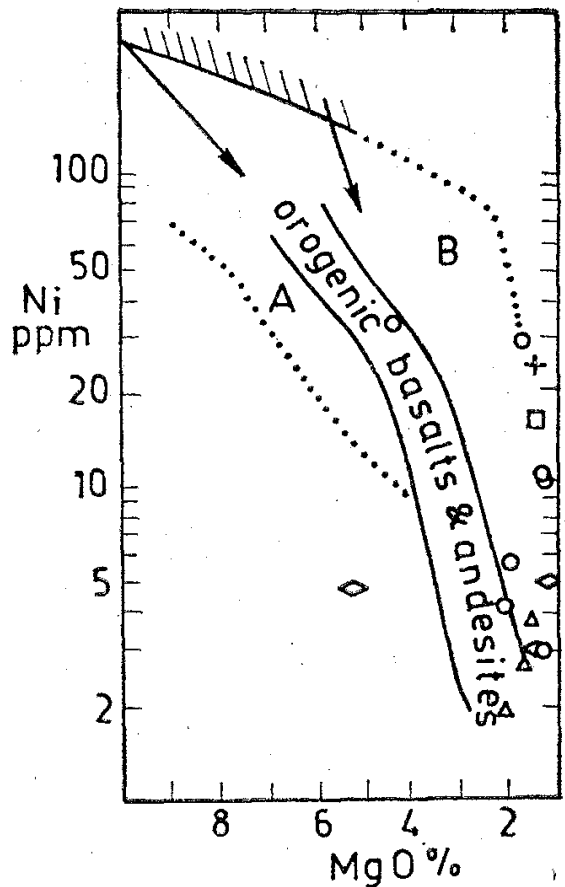
1		2	
Проба	t°C	Проба	t°C
9/86	772	1/86	622
35/89	923	1/88	827
53/89	579	12/86	703
23/89	990	7/89	749
4/86	711		

Забележка: 1 — амфиболов геотермометър; 2 — двуфелдшпатов геотермометър; Описът на пробите съответства на този от таблиците 1, 2, 4, 5, 7 и 8



Фиг. 16. Диаграма сума железен окис към ванадий

Fig. 16. Sum of iron oxides vs. vanadium diagram

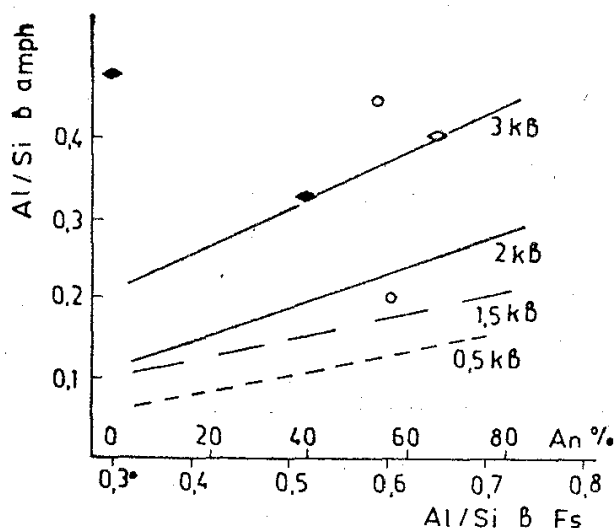


Фиг. 17. Диаграма Ni към MgO по Hart, Davis (1978)

Символите са означени на фиг. 3
A — толеитово поле; B — поле на калциево-алкални скали

Fig. 17. Ni vs. MgO diagram, after Hart, Davis (1978)

Symbols as in Fig. 3
A — tholeiitic field; B — field of calc-alkaline rocks



Фиг. 18. Диаграма Al/Si в амфиболола към Al/Si в плагиоклаза по Ферштаттер (1990)

Символите са означени на фиг. 3

Fig. 18. Diagram of Al/Si in amphibole vs. Al/Si in plagioclase, after Ферштаттер (1990)

Symbols as in Fig. 3

магмата (900°C), трябва да се възприемат резервирано, като се има предвид средният състав на магмата и особено реакционните взаимодействия магма — вместващи седименти.

Lindsley, 1988), а с помощта на амфиболов геотермометър по Helz (1979), на база валов състав на скалите и състав на амфиболовите фенокристали, се получават температури на кристализация между 580 и 900°C (табл. 9).

Най-високите стойности, получени като вероятна температура на кристализация на

Контактен метаморфизъм

Детайлните петрографски изследвания не потвърдиха наличието на типични хорнфелзи и в контакта на горнокредните магматити с мезозойските седименти. Във всички достъпни разкрития песъчливо-глинестите седименти от непосредствения контакт с магмените тела са с видимо добре изразена шистозност, което е един визуален признак за по-ниска степен на термична прекристализация. Нещо повече, структурата им е запазила седиментния си характер — дребно- до микрозърнеста, псамитова до пелитова. Типичната калдъръместа структура на хорнфелзите не се установява.

Присъстващата парагенеза мусковит+биотит+кварц+кордиерит е характерна за хорнфелзите, но е слабо развита и прекристализацията не е довела до съществени промени в структурата на мезозойските седименти от непосредствения контакт с дайковите скали. Причината за твърде слабата нехарактерна контактна прекристализация е възможно да се дължи на сравнително малката дебелина на магмените тела (под 100 m). Появата на дребните кордиеритови порфиروبласти класификационно отнася контактния метаморфизъм към кордиеритовата зона на средна степен на метаморфизъм (В и н к л е р, 1979), като все пак трябва да се подчертае слабото развитие на прекристализационния процес.

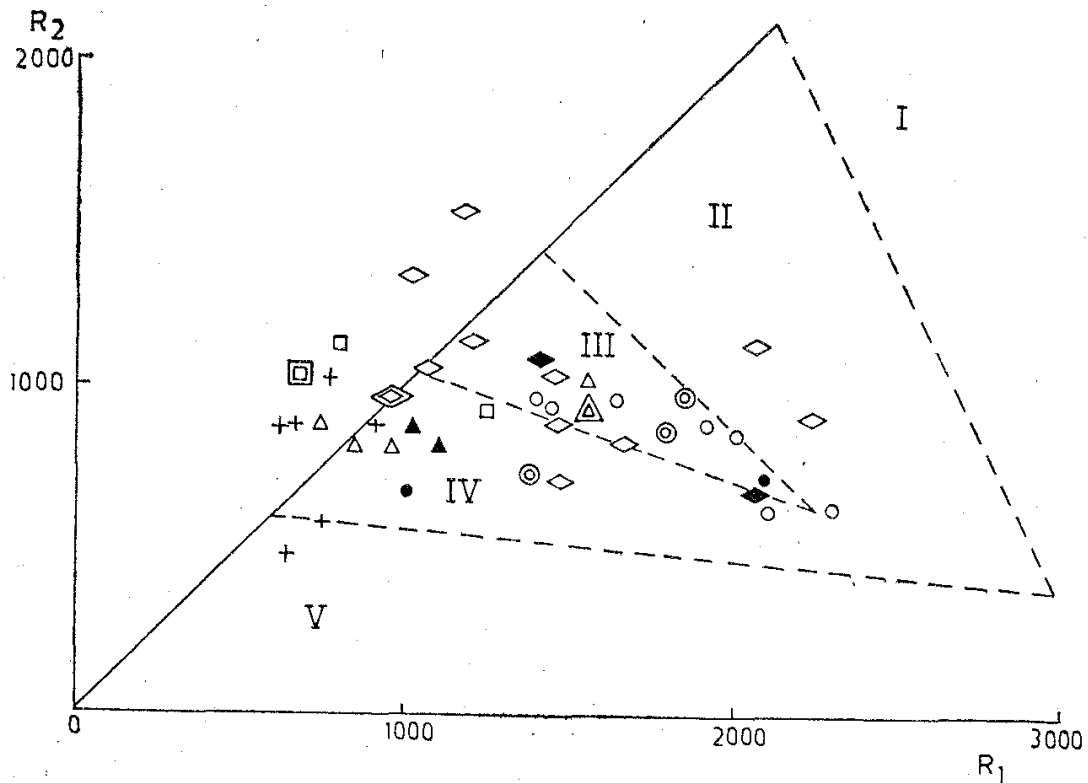
Ксеногенни и автогенни включения

Включенията в изследваните магмени тела са много характерни за всичките им разкрития, което е свързано с движенията на коренната магма по разломни нарушения, в които е имало обилен, натрошен материал от вместващите скали. Всички скали имат белезите на ксенолити, но по петрографски особености те могат да се засебят в две групи. Първата група, включваща метабазити и гранити, са несъмнено ксеногенни включения, и то транспортирани от сравнително по-дълбоките нива на палеозойската подложка. Втората група са макроскопски ясно отличими от вместващите ги дайкови магматити, но освен с дифузионните си контакти по състав много плътно се доближават до включващите ги скали.

Ксеногенните включения от своя страна са два типа, с контрастен петрографски състав: метабазитови и гранит-гранодиоритови. Характерна особеност на метабазитовите включения е почти уеднаквеният състав на амфибола и моноклинния пироксен с този от вместващите ги скали. Това, както и едрите апатитови кристали са указание за протеклата дифузна реакция между магмата и ксенолитите, осъществена по всяка вероятност при ранната кристализация на феокристалите в магмената камера. Трудно би могъл да бъде доказан произходът на тези ксенолити (мантиен или заграбени късове от диабаз-филитоидната формация), но доколкото не са установени реликти от оливин и ромбичен пироксен, по-вероятно е да се предположи, че се касае за късове от пироксените и/или габра от диабаз-филитоидната формация, попаднали в магмената камера и претърпели съответна прекристализация (дебазификация).

Вторият тип ксеногенни включения са левкократни, попаднали в магмената камера гранодиоритови късове от Веженския плутон, които запазват както минералния си състав, така и гранитовата си структура.

Автогенните включения се наблюдават като по-тъмни, или по-светли петна в горнокредните магматити. По минерален и химичен състав са иден-



Фиг. 19. Диаграма R_1/R_2

Символите са означени на фиг. 3

I — мантийно фракциониране (толеити); II — предколизивно издигане (калциево-алкални трондемити); III — постколизивно издигане (висококалциеви калциево-алкални скали); IV — късноорогенен етап (субалкални монзонити); V — анорогенен етап (алкални и апаитови скали); $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$

Fig. 19. R_1/R_2 diagram

Symbols as in Fig. 3

I — mantle fractionation (tholeiites); II — precollisional eruption (calcic-alkaline trondhjemites); III — postcollisional uplifting (high-potash calcic-alkaline rocks); IV — late-orogenic stage (subalkaline monzonites); V — unorogenic stage (alkaline and apaitic rocks); $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$

тични на вместиците ги порфирити. Вероятността тези включения да са дълбоко прекристализирали късове, обрушени от стените на магмената камера, т. е. типични ксеногенни включения, може да бъде подкрепена само от някои особености на техния минерален състав, като например обогатяването им с амфибол.

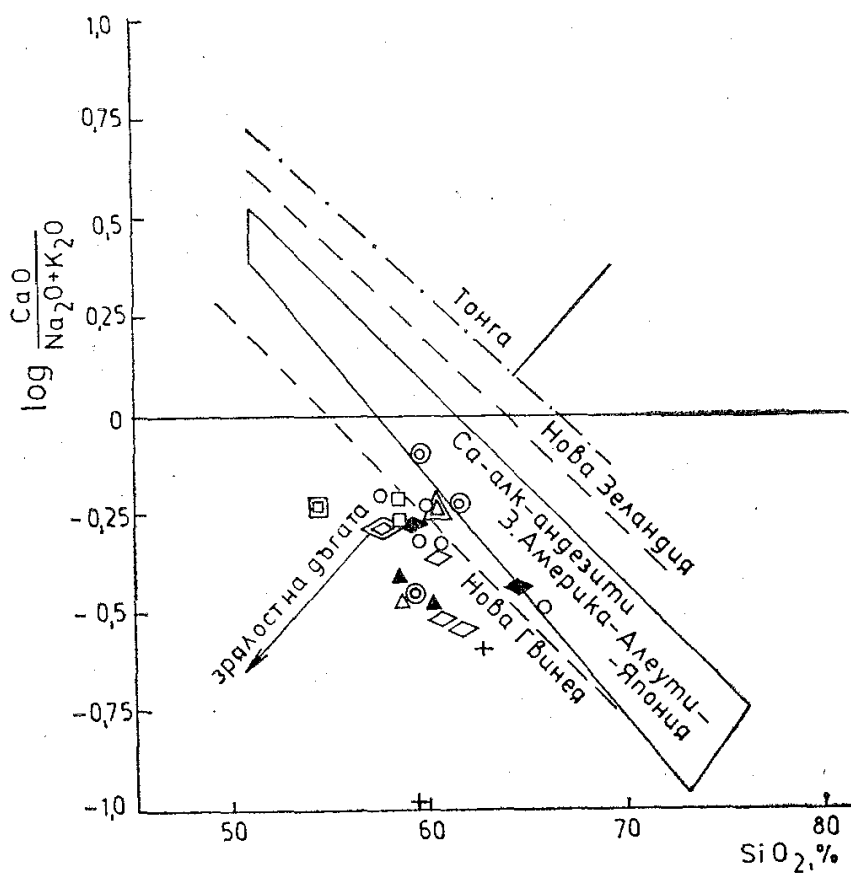
Ако се касае за типични автогенни включения, то трябва да се допусне многоимпулсен характер на магмената дейност, т. е. че е станало разкъсване на магмения канал от по-късна, и то по-мощна порция магма, заграбила късове от вече застиналите продукти на първия импулс, които са били подложени на слаба прекристализация. Единственото указание за многоимпулсен характер на магмената дейност е установената на 2 km югозападно от разклона за с. Правешка Лакавица вулканска дайка в порфиритовото тяло. Дайката е меланократна, с микрокристалинна, порфирна текстура и типична трахитоидна структура. Изградена е от автоморфни, призматични кристали плагиоклаз, изцяло серицитизиран, и вероятно амфибол, за който може да се съди само по формата на кристалите, заместени изцяло от хлорит. В микрокристалинната основна маса се установяват плагиоклазови микролити, ориентирани флуидално, а между тях е отложено

вулканско стъкло, силно глинясало. Дайката може да се определи като трахиандезито-базалт, но това номиниране е също условно, доколкото се касае за пропилити, а не за първична скала.

Петрогенетични проблеми

Магматитите от Ботевградска Стара планина и Предбалкана по своите геохимични характеристики и някои петрохимични трендове показват характерни особености на един постколиззионен до късноорогенен магматизъм (фиг. 19). На диаграмата Ti/Zr (фиг. 15) всички фигуративни точки на изследваните магматити попадат в полето на островните дъги. Трендовата диаграма Ca/алкалии към силициев двуокис от своя страна маркира една определена зрялост на дъгата (фиг. 20). Магматитите се характеризират със сравнително ниски съдържания на никел, кобалт и хром и ниски стойности на отношението калий/рубидий, което би могло да послужи като индикатор за едно фракциониране на фемичните минерали и плагиоклаза, започнало в по-дълбочинни условия (Toscani, Venturelli, 1990). За това свидетелстват и изобилните, разнообразни по състав ксенолити.

Петрогенетичното развитие на магматизма не би могло да бъде обяснено с фракционни процеси на отделни мафични магми. Общият недостиг на корелация между отделните елементи е в противоречие с един прост модел.



Фиг. 20. Диаграма CaO/алкалии към SiO₂ по Brown (1982)

Символите са означени на фиг. 3

Fig. 20. CaO/alkalies vs. SiO₂ diagram, after Brown (1982)

Symbols as in Fig. 3

Петрогенезисът на изследваните скали би могъл да бъде по-добре обяснен с фракционирането на различни базични топилки, обединени в една хетерогенна мантия в дълбочина и осъществяване на реакции с континенталния коров материал. Логично е да се допусне, че тези широкомащабни процеси са протекли в Тимок-Средногорската островнодъгова система (Vossaletti et al. 1974, 1978), а порции от фракционираната топилка с най-вероятен сиенодиоритов до граносиенитов състав, са проникнали и са внедвени в северната периферия на зоната (т. нар. „задна невулканска дъга“ (Начев, 1977). В междинните зони на кристализация между мантията и по-високите нива на земната кора са осъществени слаби дифузионни процеси с вместващите магмата скали, вследствие на което граносиенитовият състав на магмата локално и с преходи е базифициран до монцоидиоритов. Такъв механизъм на ограничена диференциация е правдоподобен с оглед на широкото развитие на диабаз-филитоидната формация в палеозойския фундамент на изследвания район.

Литература

- Винклер, Х. 1979. Генезис метаморфических пород. М., Недра. 53 с.
- Вутов, И. 1962. Върху характера и възрастта на някои жилни скали от Ботевградско, Етрополско и Златишко. — Год. ВМГИ, 12, № 2, 89—112.
- Демирчев, А., Стойнов, С. 1962. Млади магматити в Ботевградско. — Изв. Геол. инст., № 11, 163—177.
- Ефремова, С., Стафеев, К. 1985. Петрохимические методы исследования горных пород. М., Недра. 511 с.
- Зварт, А. 1983. Минералогия и химизм третичных и contemporaneous дацитовых и латитовых, риолитовых и родственных салических вулканитов. — В: Трондемиты, дациты и связанные с ними породы. М., Мир., 21—88.
- Златарски, Г. 1884. Петрографски изследвания върху еруптивните и метаморфни скали в България. — Пер. сп. Българ. кн. д-во, 9.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. 1981. М., Недра, 5—113.
- Кумеев, С. 1982. Полевые шпаты — петрогенетические индикаторы. М., Недра, 18—56.
- Мандев, П. 1941. Геология на Златишката планина и предпланините ѝ в обсега на горното течение на р. Вит. — Сп. Българ. геол. д-во, 13.
- Начев, И. 1977. Моделът на островните дъги и алпийската еволюция на територията на България. — В: Научни докл., резюм., XI конгр. КБГА, С., БАН, 37—39.
- Николчев, Г. 1941. Принос към геологията на южните склонове на Стара планина между Ботевградския и Златишкия проходи. — Сп. Българ. геол. д-во, 15—19.
- Ферштаттер, Г. 1990. Эмпирический плагиоклаз-амфиболовый барометр. — Геохимия, 3, 229—335.
- Bailey, S. 1984. Classification and structures of the micas. — Rev. in Mineral., 13, Miner. Soc. of Am., 1—12.
- Vossaletti, M., P. Manetti, A. Peccerillo. 1974. The Balkanids as an instance of back-arc thrust belt: Possible relation with the Hellenids. — Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1077—1084.
- Vossaletti, M., P. Manetti, A. Peccerillo, G. Stanisheva-Vassileva. 1978. Late Cretaceous high-potassium volcanism in Eastern Srednogie, Bulgaria. — Geol. Soc. Am. Bull., 89, 439—447.
- Brown, G. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. — In: Andesites, N. Y., J. Wiley, 437—465.
- Brown, W., I. Parsons. 1981. Towards a more practical two-feldspar geothermometer. — Contr. Miner. Petrol., 76, 369—377.
- Dabovskii, C. et al. 1991. A geodynamic model of the Alpine magmatism in Bulgaria. — Geol. Balc., 21, № 4, 3—14.
- Furman, M., P. Lindsley. 1988. Ternary — feldspar modelling and thermometry. — Am. Mineral., 73, 201—215.
- Gill, J. 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. N. Y., Springer, 90—181.
- Grozdanov, L. 1988. Dependences of the aluminium content of calcium amphiboles on alkalinity — C. R. Acad. bulg. Sci., 41, № 5, 95—99.

- Helz, R. 1979. Temperature estimation by the amphibole — fusion geothermometer. — *Am. Mineral.*, **64**, 953—968.
- Leake, B. 1978. Nomenclature of amphiboles (Compile for the subcommittee on amphiboles IMA) — *Mineral. mag.*, **42**, 533—563.
- Morimoto, N. 1989. Nomenclature of pyroxenes. — *Can. Mineral.*, **27**, 143—156.
- Pearce, J. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. — In: *Andesites*, N. Y., J. Wiley, 525—549.
- Pearce, J. F. Norry. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33—47.
- Peccerillo, A., S. Taylor. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamony Area, Northern Turkey. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63—81.
- Rock, N. 1987. A Fortran program for tabulating and Naming amphibole analyses according to the international mineralogical association scheme. — *Mineral. Petrol.*, **37**, 79—88.
- Spear, F., K. Kimbell. 1984. Recamp-a Fortran-IV program for estimating Fe³⁺ contents in amphiboles. — *Computer Geosci.*, **10**, 2—31.
- Toscani, L., G. Venturelli. 1990. Geochemistry and petrogenesis of two — pyroxene andesites from Sierrade Gatta (SE Spain). — *Mineral. Petrol.*, **41**, 199—213.
- Toula, Fr. 1881. Grundlinien der Geologie des westlichen Balkan. — *Denkschriften, Acad. Math. Natur. Classe*, Bd. XLIV.

Одобрена на 6. VII. 1992 г.

Accepted July, 6, 1992