

Петролого-геохимична характеристика на метагранити от Северозападна Рила

Златка Чернева, Кръстина Колчева, Румяна Арnaudова

Cherнева, Z., K. Kolcheva, R. Arnaudova. 1998. Petrological and geochemical characteristics of metagranites from Northwestern Rila Mt. — *Geochem., Mineral. and Petrol.*, 33, 73-90

A synmetamorphic tectonic unit situated NW from the Rila-Rhodope granitic batholith contains two main types of porphyroclastic to coarse-grained and fine-grained to aplitic metagranites deformed under amphibolite facies conditions. Rock-forming minerals' composition (electron microprobe data for plagioclases, K-feldspars, biotites) and major and trace elements (Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Li, Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Cr, V) behaviour suggests a fractional crystallization process for the evolution of the protoliths. Magma generation associated possibly with melting of source material dominated by two-mica plagiogneisses and quartz amphibolites in deeper sections of the crust. The micro textural observations, feldspars geothermometry and structural state of K-feldspar is consistent with synkinematic emplacement of fractionating granite magma after the thermal peak of regional metamorphic event in a regime of decreasing temperature (600 to 400°C), pressure and intensity of deformations.

Key words: metagranites, metamorphism, petrology, geochemistry, trace elements.

Addresses: Z. Cherneva, R. Arnaudova — Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia; K. Kolcheva — Department of Geology and Geography, Sofia University, 1504 Sofia, Bulgaria.

E-mail: cherneva@geology.acad.bg

Ключови думи: метагранити, метаморфизъм, петрология, геохимия, елементи-следи.

Адреси: З. Чернева, Р. Арnaudова — Геологически институт, Българска академия на науките, 1113 София; К. Колчева — Геолого-географски факултет, Софийски университет, 1504 София.

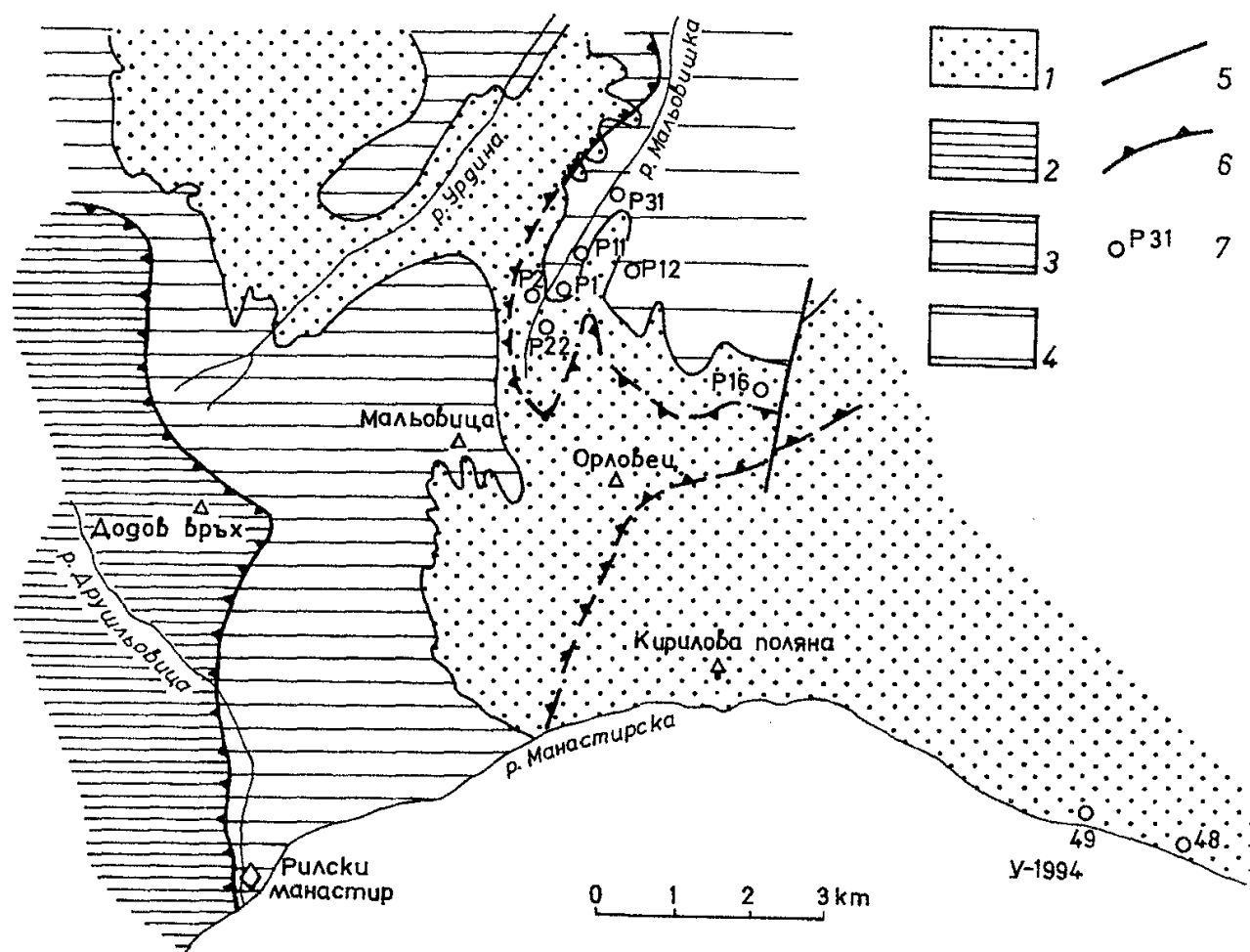
Увод

Изследванията на Родопския кристалин от последните години показват широко разпространение на скали с магмен произход на протолитите, сред които значителен дял имат метагранитоидите (Колчева, 1987; Чернева и др., 1987; Кожухарова и др., 1988; Cherneva et al., 1989, 1991; Станчева, Чернева, 1992; Macheva, Kolcheva, 1992; Ovtcharova, Sarov, 1995). Цитираните автори разглеждат примери от Централните и Източните Родопи, където няма разкрития на големи, батолитов тип тела от недеформирани гранитоиди. Получените досега геохронологички данни за някои от метагранитите показват палеозойска възраст на протолитите и алпийска възраст на метаморфизма (Arnaudova

dov et al., 1990; Пейчева, 1997 и цитирани там изследвания). Публикуваните геохимични (включително изотопни) данни съдържат белези, както за I-, така и за S-тип на магмените източници (Cherneva et al., 1991; Macheva, Kolcheva, 1992; Пейчева и др., 1996). Настоящото изследване разглежда теренни, петрографски и геохимични факти за магмения произход и метаморфното развитие на метагранити от Северозападна Рила, които са разположени в близост до Рило-Родопския гранитен батолит.

Разпространение и геоложка обстановка

Метагранитите се разкриват в Мальовишкия дял на Рила (фиг. 1) по долините на р. Мальовишка и Преките реки. В северните склонове на р. Манастирска те прозират сред изобилните тела и жили от постметаморфни гранити и пегматити. Метагранитите са представени от две разновидности — едрозър-



Фиг. 1. Опростена геоложка карта на част от СЗ Рила по Димов, Дамянова (1996) и Маринова (1991): 1 — област, пронизана от постдеформационни гранити, аплити и пегматити; 2–4 — синметаморфни тектонски единици (2 — метагабродиорити и 3 — биотитови гнайси от Мальовишката единица; 4 — метагранити от Прекоречката единица); 5 — разлом; 6 — пластична зона на срязване; 7 — местоположение на образците

Fig. 1. Simplified geological map of a part of NW Rila Mt. after Dimov, Damianova, 1996 (Димов, Дамянова, 1996) and Marinova, 1991 (Маринова, 1991): 1 — area stiched by postdeformational granites, aplites and pegmatites; 2–4 — synmetamorphic tectonic units (2 — metagabrodiorites and 3 — biotite gneisses from Malioivtsa unit; 4 — metagranites from Prekorechka unit); 5 — fault; 6 — ductile shear zone; 7 — sample location

нести до порфиорокласични по К-фелдшпат и дребнозърнести до аплитонидни. Между тях са наблюдавани деформирани при метаморфизма, но забележими интрузивни контакти: жили от дребнозърните метагранити пресичат порфиорокласичните в разкрития по източния склон на р. Мальовишка. Деформирани ксенолити (cm-dm размери) от магматично обработени гнайси и амфиболити(?) се срещат сред едрозърните и порфиорокласични метагранити по р. Мальовишка и Манастирска.

Геоложкото положение и структурните особености на метагранитите са изследвани от Димов и Дамянова (1996), които отделят в СЗ Рила две синметаморфни тектонски единици, разделени от пластична зона на срязване (фиг. 1). По-дълбоко разположената Прекоречка единица е изградена изцяло от метагранитите, характеризирани като типични S/C милонити. Над нея се разполага Мальовишката единица, в чиято основа доминират дребнозърнести биотитови гнайси с разпокъсани тела от ултрабазити. Нагоре в разреза, след втора пластична зона, се разкриват метагабродиорити и метапелити. Скалите от двете единици не се отличават по характера на деформационните структури, които бележат устойчиво ЮИ насочено срязване, формирано според цитираните автори в условия на компресия.

Няма данни за възрастта на метаморфизма или на протолитите. Степента на регионално метаморфните изменения в СЗ Рила, по описанията на Димитрова (1960) и Каменов и др. (1979), съответства на висок амфиболитов фациес. В такива условия е възможно развитие на мигматични процеси, особено в гнайсите, благоприятни по минерален състав. По наши наблюдения, в скалите от двете единици не са установени прояви на мигматизация. Това се потвърждава и от оценката на Димитрова (1960, с. 218) за „твърде ниска степен на кварц-плагиоклазова метаморфна инжекционност“ в дребнозърните биотитови гнайси.

В по-ранни изследвания едрозърните и порфиорокласични метагранити (очни гнайси) са описвани най-често като порфиорбласични мигматити, а дребнозърните — като гранитогнайси или гнайсгранити. Според Каменов и др. (1979) има генетична връзка, градация и на места постепенен преход между очни гнайси, гранитогнайси и постметаморфни гранити, като резултат от процеси на мигматизация и гранитизация. Според Вълков и др. (1980)¹, Вълков и др. (1989) и Маринова (1991, 1993) скалите представляват част от докамбийски мигматитов комплекс, в който някои от гнайсгранитите са метаморфозирани кисели магмени скали.

Петрология

Микроструктурни особености

Повсеместно, но неравномерно проявените процеси на деформация са съпроводени от частична или пълна прекристализация на минералите. На места те са довели до превръщане на гранитите в типични S/C милонити. Най-силно са повлияни едрозърните и порфирни по К-фелдшпат гранити. Те са превърнати в очни гнайси. Изградени са от К-фелдшпат, плагиоклаз, кварц, био-

¹ Вълков, В., Ив. Ковачки, Н. Петков, Р. Маринова, Д. Сираков, Л. Топалов, Ст. Саров, Н. Антова. 1980. Доклад за геоложкия строеж и търсенето на полезни изкопаеми на части от Рила планина и долината на р. Струма между гр. Кочериново и вр. Мусала. — Геофонд.

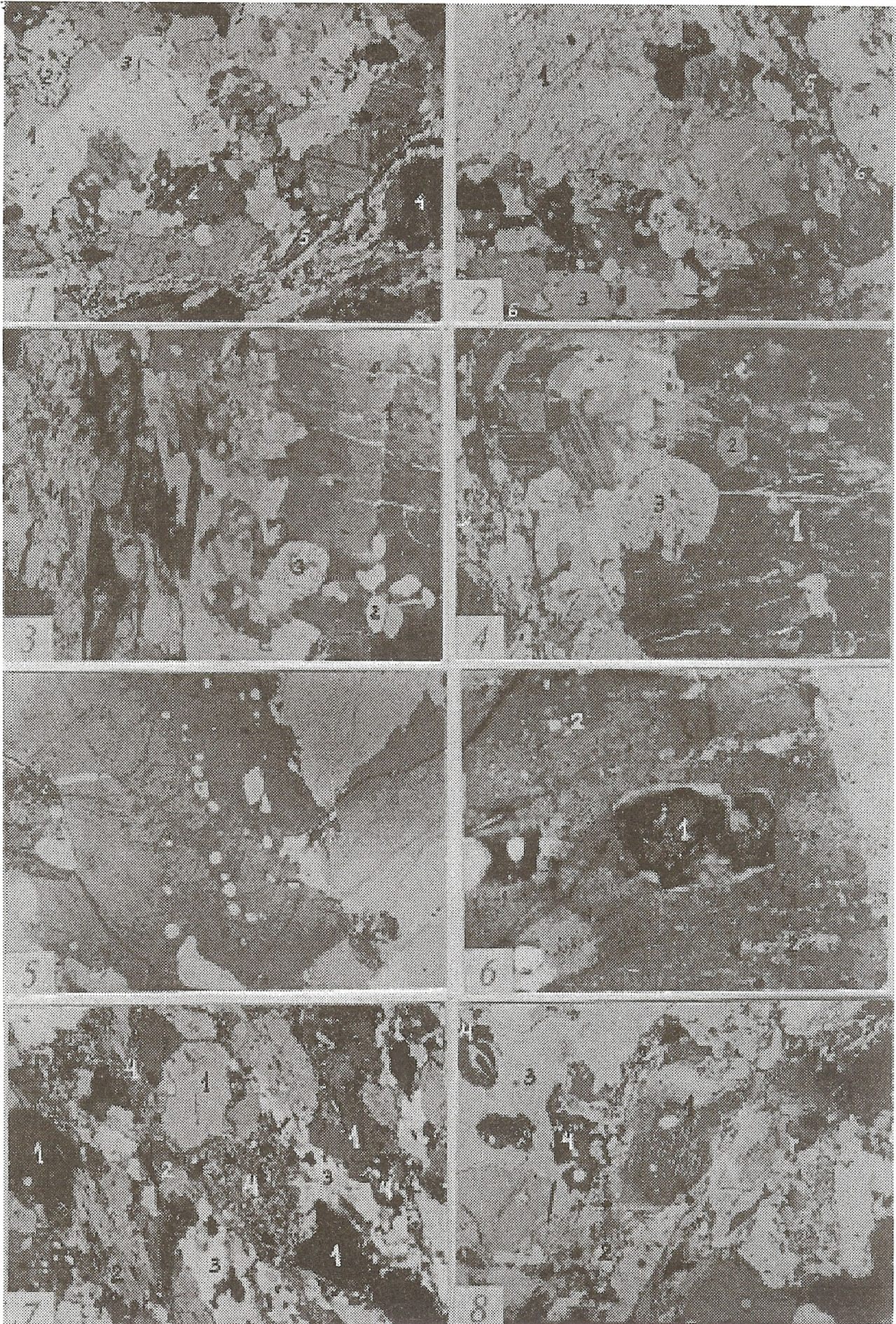
тит и акцесорни минерали (апатит, циркон, аланит, титаномagnetит). Шистозността се определя от субпаралелно ориентиране на биотитовите люспи, съсредоточаване на кварца в изтеглени гнезда и ивички с близка оптична ориентация на зърната (рибони) и линейно подреждане на „очите“ — лещовидни агрегати от салични минерали.

ТАБЛИЦА I

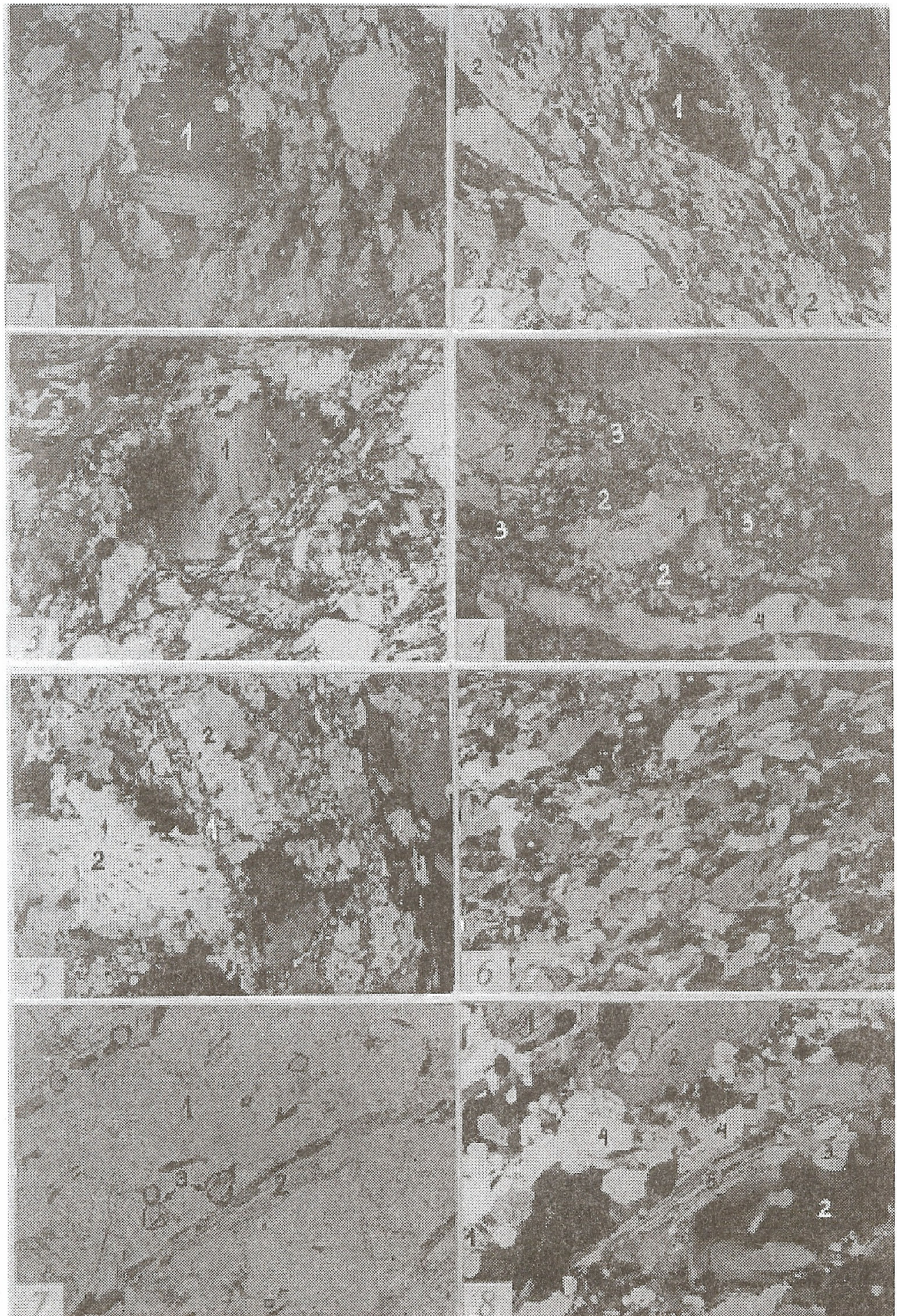
1. Полимнерално „око“ (клас от по-слабо деформиран гранит) в обр. P31: 1 — карлсбадски срастък от К-фелдшпат; 2 — мирмекитизиран плагиоклаз; 3 — кварц. Силно деформиран матрикс (долу ляво) обхваща „окото“; 4 — порфиорокласти от плагиоклаз; 5 — леко огънати люспи от биотит; 6 — изтеглени ивички от мозаечен кварц (рибони). Кръстосани николи. Основа 4 mm
2. „Опашка“ на полимнерално „око“ в обр. P31: 1 — К-фелдшпатов порфиороклас; 2 — мирмекитизиран плагиоклаз; 3 — кварц. Околният матрикс съдържа: 4 — порфиорокласти от плагиоклаз; 5 — мозаечен кварц; 6 — биотит. Кръстосани николи. Основа 4 mm
3. Полимнерално „око“ в обр. P31, изградено от: 1 — леко деформиран порфиороклас от К-фелдшпат (карлсбадски срастък) с неравномерно потъмнение; 2 — включения от плагиоклаз; 3 — мирмекитизиран плагиоклаз, частично включен в К-фелдшпат. Силно деформиран матрикс (ляво) обхваща „окото“. Кръстосани николи. Основа 4 mm
4. Част от полимнерално „око“ в обр. P31: 1 — силно деформиран порфиороклас от К-фелдшпат с неравномерно потъмнение, почти разпаднал се на субзърна, някои с микроклинова решетка; 2 — включение от автоморфен апатит; 3 — мирмекитизиран плагиоклаз, частично включен в К-фелдшпат. Деформиран матрикс (ляво) обхваща „окото“. Кръстосани николи. Основа 4 mm
5. Ориентирано разположени включения от плагиоклаз в порфиороклас от К-фелдшпат в обр. P25. Кръстосани николи. Основа 1 mm
6. Автоморфно включение от зонален плагиоклаз (1) в карлсбадски срастък от К-фелдшпат с пертитни отсмесвания (2) в обр. P25. Кръстосани николи. Основа 1 mm
7. Общ вид на матрикса в порфиорокласичен двуфелдшпатов метагранит, обр. P31: 1 — класти от плагиоклаз; 2 — слабо деформиран биотит; 3 — изтеглени ивички от мозаечен кварц; 4 — анастомозиращи микрозърнести агрегати от кварц, плагиоклаз, К-фелдшпат ± биотит. Кръстосани николи. Основа 1 mm
8. Порфиороклас от зонален плагиоклаз (1) и микрозърнести агрегати (2) в матрикса около него. Порфиороклас от К-фелдшпат (3, горе ляво) с включения от мирмекитизиран плагиоклаз (4). Обр. P25. Кръстосани николи. Основа 4 mm

PLATE I

1. Polymineral "augen" (weakly deformed granite clast) in sample P31: 1 — carlsbad-twinning K-feldspar megacryst; 2 — myrmekitized plagioclase; 3 — quartz. Strongly deformed matrix (bottom-right) deflected around the "augen"; 4 — plagioclase porphyroclasts; 5 — slightly curved biotite flakes; 6 — stretched bands of mosaic quartz (ribbons). Crossed polars. Base 4 mm
2. "Tail" region of polymineral "augen" in sample P31: 1 — K-feldspar megacryst; 2 — myrmekitized plagioclase; 3 — quartz. The surrounding matrix comprises: 4 — plagioclase porphyroclasts; 5 — mosaic quartz; 6 — biotite. Crossed polars. Base 4 mm
3. Polymineral "augen" (right) in sample P31, composed of: 1 — weakly deformed carlsbad twinning K-feldspar megacryst with patchy extinction; 2 — plagioclase inclusions; 3 — myrmekitized plagioclase, partly included in K-feldspar. Strongly deformed matrix (left) around the "augen". Crossed polars. Base 4 mm
4. Part of polymineral "augen" in sample P31: 1 — deformed K-feldspar megacryst with patchy extinction, nearly disintegrated to subgrains, some of them cross-hatch twinning; 2 — euhedral apatite inclusion; 3 — myrmekitized plagioclase, partly included in K-feldspar. Deformed matrix (left) around the "augen". Crossed polars. Base 4 mm
5. K-feldspar porphyroclast with aligned inclusions of plagioclase in sample P25. Crossed polars. Base 1 mm
6. Euhedral inclusion of zoned plagioclase (1) in carlsbad twinning K-feldspar megacryst with perthitic exsolutions (2) in sample P25. Crossed polars. Base 1 mm
7. General view of two-feldspar porphyroclastic metagranite matrix of sample P31: 1 — plagioclase clasts; 2 — weakly deformed biotite; 3 — stretched bands of mosaic quartz; 4 — anastomosing microgranular aggregates of quartz, plagioclase, K-feldspar and biotite. Crossed polars. Base 1 mm
8. Zoned plagioclase porphyroclast (1) and microgranular aggregates (2) of the surrounding matrix. K-feldspar porphyroclast (3, top-left) with inclusions of myrmekitized plagioclase (4). Sample P25. Crossed polars. Base 4 mm



Златка Чернева, Кръстина Колчева, Румяна Арнаудова —
Петролого-геохимична характеристика...



Реликтовите магматични белези на минералите и техните взаимоотношения са запазени най-добре в „очите“, които определят порфиорокластичната структура на голямата част от метагранитите. Самите „очи“ представляват полиминерални класти от гранит, обхванати от по-силно деформиран и прекристализиран матрикс. Кластите са изградени от: едно или няколко порфирни зърна от К-фелдшпат (карлсбадски срастъци); включен в периферията им мирмекитизиран плагиоклаз; отложени около тях относително изометрични и недеформирани зърна от плагиоклаз (с доловима зоналност или мирмекитизирани) и по-рядко кварц (табл. I, 1 — 4, б). В някои К-фелдшпати има автоморфни включения от биотит (недеформиран и вероятно непрекристализиран), плагиоклаз, апатит и кварц, ориентирани по зоните на растеж (табл. I, 5, б).

Едрите, дълги до 2—3 см зърна от К-фелдшпат са деформирани в различна степен. Това е довело до нарушения в кристалната решетка, проявени в тенденция към уеднаквяване оптичeskата ориентировка на индивидите от карлсбадските двойници (табл. I, 3) и образуване на субзърна с неравномерно по-

ТАБЛИЦА II

1. Порфиорокласт от плагиоклаз с деформационни ламели (1) в обр. P1A. Кръстосани николи. Основа 4 mm
2. Плагиоклазов порфиорокласт (1) в прекристализиран матрикс от кварцови рибони (2) и биотит (3). По-слабо деформирано полиминерално „око“ (долу, ляво). Обр. P31. Кръстосани николи. Основа 4 mm
3. Фрагмент от К-фелдшпатов порфиорокласт (1) с включение от мирмекитизиран плагиоклаз (2) в силно деформиран и прекристализиран матрикс от обр. P1A. Кръстосани николи. Основа 4 mm
4. Неправилно (амебовидно) зърно от К-фелдшпат (1) с развити около него фини мирмекити (2) сред микрозърнест агрегат (3) от кварц, плагиоклаз, К-фелдшпат и биотит; кварцови рибони (4) и класти от немирмекитизиран плагиоклаз (5) в обр. P31. Кръстосани николи. Основа 1 mm
5. Мирмекитсъдържащи микрозърнести агрегати от кварц, плагиоклаз, К-фелдшпат ± биотит, развити по зони на срязване (1) пресичат мирмекитизирани плагиоклазови зърна (2) в обр. P25. Кръстосани николи. Основа 4 mm
6. Общ изглед на дребнозърнест, аплитоиден, двуслюден метагранит (обр. P16). Кръстосани николи. Основа 4 mm
7. Слабодеформиран, дребнозърнест, аплитоиден метагранит (обр. P2): 1 — кварц-фелдшпатов ивичка; 2 — мусковит-биотитова ивичка; 3 — гранат. Успоредни николи. Основа 4 mm
8. Същото при кръстосани николи: 1 — плагиоклаз; 2 — К-фелдшпат; 3 — мирмекитизиран плагиоклаз; 4 — кварц; 5 — мусковит и биотит

PLATE II

1. Plagioclase porphyroclast with deformation twinning (1) in sample P1A. Crossed polars. Base 4 mm
2. Plagioclase porphyroclast (1) in recrystallized matrix of smaller grains (2 — quartz ribbons, 3 — biotite). Relatively unstrained polymineral augen (bottom-left). Sample P31. Crossed polars. Base 4 mm
3. A fragment of K-feldspar megacryst (1) with an inclusion of myrmekitized plagioclase (2) in strongly deformed and recrystallized matrix of sample P1A. Crossed polars. Base 4 mm
4. Micromyrmekite-faced (2) irregular grain "pool" of K-feldspar (1) in microgranular aggregate (3) of quartz, plagioclase, K-feldspar and biotite; quartz ribbons (4) and plagioclase clasts without myrmekite intergrowths (5) in sample P31. Crossed polars. Base 1 mm
5. Myrmekite-bearing microgranular aggregates of quartz, plagioclase, K-feldspar ± biotite developed in narrow zones of shearing (1) crosscutting myrmekitized plagioclase (2) in sample P25. Crossed polars. Base 4 mm
6. General view of finegrained aplitic two-mica metagranite (sample P16). Crossed polars. Base 4 mm
7. Weakly deformed finegrained aplitic metagranite (sample P2): 1 — quartz-feldspar band; 2 — muscovite-biotite band; 3 — garnet. Plane polarized light. Base 4 mm
8. Same photomicrograph in crossed polars: 1 — plagioclase; 2 — K-feldspar; 3 — myrmekitized plagioclase; 4 — quartz; 5 — muscovite-biotite band

тъмнение, някои с микроклинова решетка (табл. I, 3, 4). Срещат се и фини пертитни отсмесвания (табл. I, 6).

Матриксът около полиминералните „очи“ е изграден от различно едри, почти изцяло прекристализирали класти от фелдшпати и пълно прекристализирали кварц и биотит. Между кластите, като анастомозираща мрежа, се развиват микрозърнести мирмекитсъдържащи агрегати от кварц, плагиоклаз, К-фелдшпат ± биотит (табл. I, 7, 8; табл. II, 1, 4). В матрикса преобладават класти от плагиоклаз (до 0,2—0,3 cm), закръглени до лещовидни, линейно подредени и изтеглени по шистозността. Много от тях са зонални — ядро, понякога ламелирано и обикновено замътнено, обхванато от бистра обвивка (табл. I, 8). Някои зърна са с ясно развити деформационни ламели (табл. II, 1). Кластите от К-фелдшпат са редки и обикновено представляват фрагменти от едрите индивиди, съдържащи се в „очите“ (табл. II, 3). Кварцът изгражда на места до 30% от матрикса. Представен е от ситнозърнести, мозаечни агрегати, изтеглени в паралелни на шистозността ивици (табл. I, 7; табл. II, 2). При по-силно деформираните метагранити той оформя удължени по S-плоскостите кварцови рибони (табл. II, 4). Биотитът в матрикса е събран в неиздържани, субпаралелни ивички от средно едри до дребни люспи, някои леко огънати (табл. I, 1; табл. II, 1).

В зони паралелни на S- и C-плоскостите са съсредоточени микрозърнестите до почти крипстокристалинни агрегати (табл. I, 7, 8; табл. II, 1, 4, 5). Количеството им нараства с интензитета на деформациите. Рядко в тях са обособени по-едри, неправилни (амебовидни) зърна от К-фелдшпат, обкръжени от фини мирмекити (табл. II, 4). Обикновено образуването на такава микрозърнеста маса се свързва с процеса на деформация на твърдите фази и съпроводящата го мобилизация и прекристализация на веществото (Vernon et al., 1983; Simpson, 1985; Simpson, Wintsch, 1989; Paterson et al., 1989). Подобни агрегати Hibbard (1987) означава като „микроаплити“. Той счита, че те се формират от остатъчната топилка на непълно (~70%) кристализирала, подложена на деформации магма.

В пряка връзка с тълкуването на микроструктурните особености е и разбирането за произхода на мирмекитите в деформираните гранити. Те са обект на дискусии и в лансираните становища все още много въпроси нямат ясен отговор (Vernon, 1991). Известно е, че мирмекитите могат да бъдат полигенни (Phillips, 1980). Образуването им в деформираните гранити се обяснява главно по два начина. Според Hibbard (1987) мирмекитите се образуват при непосредствена кристализация на малко количество остатъчна водонаситена магма (от която кристализират и „микроаплитите“) в резултат на микропогасяване на налягането, свързано с деформацията на гранитите. Би трябвало те да са съсредоточени по-често в сенките на натиск и по-рядко в зони, перпендикулярни на посоката на максимално свиване. Според Simpson, Wintsch (1989) мирмекитите са деформационни и се образуват в местата с най-висок стрес. Развитие то им се контролира от P-T условията и химичната активност на минералните фази, но повишената свободна енергия на зърната в местата с най-висок стрес локализира реакциите в зоните, перпендикулярни на посоката на максимално свиване.

В изследваните метагранити могат да се обособят два типа мирмекити. Първият тип са по-едрозърнести, развити в плагиоклазови зърна, включени в (или частично обхванати от) едрите К-фелдшпати (табл. I, 1 — 4). Срещат се в относително запазените от деформацията полиминерални класти от гранита. Пряка връзка между положението на мирмекитите и формиращите се при

деформациите S- и C-плоскости не е установена. Това дава основание да ги разглеждаме като мирмекити на заместване (Phillips, 1980), свързани с кристализацията на гранита преди кулминацията на деформациите. Вторият тип мирмекити са микро- до крипнокристалинни и се срещат в микрозърнестите агрегати от матрикса. Развиват се главно около по-едрите, амебовидни зърна от K-фелдшпат (табл. II, 4) и често са свързани с S-плоскостите. Очевидно деформациите са били важен фактор за тяхното образуване. Това се потвърждава от случаи на пресичане на едрозърнести мирмекити (първи тип) от мирмекитсъдържащи микрозърнести агрегати (табл. II, 5), формирани в по-късни етапи, когато деформацията е преминавала от пластична към крехка. В изследванията на Димитрова (1960), Каменов и др. (1979), Вълков и др. (1980) за СЗ Рила се подчертава изобилието на мирмекити в скалите с кварц-фелдшпатов състав. Мирмекитите са споменати сред характерните белези за метасоматична K-фелдшпатизация, мигматизация и гранитизация на метаморфитите, но аргументи за механизма и условията на образуването им не са приведени.

По своя минерален състав дребнозърнестите аплитоидни метагранити са сходни с едрозърнестите порфиорокластични разновидности, но за разлика от тях са по-слабо деформирани. СлюDESTите минерали са в малко количество, представени от биотит и мусковит, субпаралелно ориентирани (табл. II, 7, 8). Фелдшпатите образуват лещовидни зърна. K-фелдшпати имат неравномерно потъмнение, често напомнящо микроклинова решетка. Срещат се концентрично зонални плагиоклази. Мирмекитите са сравнително редки (табл. II, 8). Кварцът е с вълновидно до мозаично потъмнение, но рядко образува рибони. Характерна е появата на акцесорен гранат, спорадично и неравномерно разпространен (табл. II, 7). В тези скали не бяха установени ясни признаци на прекристализация, свързана с деформациите.

Състав на скалообразуващите минерали

Порфиорокластичните и дребнозърнестите метагранити се различават по състава на скалообразуващите минерали (табл. 1 и 2). В порфиорокластичните биотитът е по-високо магнезиален ($f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) < 0,7$), а плагиоклазът An_{22-30} е по-базичен в сравнение с дребнозърнестите (съотв. $f > 0,7$; An_{10-14}). Специални изследвания върху зоналността на плагиоклазите не са правени. K-фелдшпати имат близък състав, но с големи вариации във всеки отделен образец. Това се дължи на нехомогенност в минералните зърна, най-характерна за порфиорокластите (табл. 1, P31*). Всички K-фелдшпати се отличават с ниско съдържание на CaO (около чувствителността на метода), което според контролни определения в образци от двата вида метагранити е 0,2—0,3%. Микроскопски разграничените типове при отделните минерали (табл. 1 и 2) показват слаби, но насочени разлики в състава: дребният K-фелдшпат е по-еднообразен по химизъм, с по-ниско съдържание на Ab; мирмекитизираният плагиоклаз е победен на Or; при биотита съдържанието на Ti намалява от автоморфните включения към едролюспестите и дребнолюспестите индивиди. Гранатът в дребнозърнестите метагранити е богат на Mn (среден състав по данни от 4 определения в обр. P2: $\text{Fe}_{1,84} \text{Mn}_{1,03} \text{Mg}_{0,04} \text{Ca}_{0,12} \text{Al}_{1,95} \text{Si}_{3,03} \text{O}_{12}$).

Таблица 1

Среден състав и представителни анализи (%) на фелдшпати от порфиорокласични (49, P31) и дребнозърнести (P2, P22) метагранити

Table 1

Average and representative feldspar analyses (wt. %) from porphyroclastic (49, P31) and fine grained (P2, P22) metagranites

| Обр. | T | n | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | CaO | BaO | Na ₂ O | K ₂ O | Σ | Ab | Or | An | Sp |
|-------------------|----|----|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|--------|-------|-------|-------|------|
| <i>Плагиоклаз</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| 49 | 1 | 5 | 60,40 | 0,01 | 25,36 | 0,14 | 5,65 | 0,02 | 8,10 | 0,28 | 99,96 | 70,99 | 1,63 | 27,35 | 0,03 |
| | 2 | 2 | 60,46 | - | 25,51 | 0,05 | 5,66 | 0,01 | 8,13 | 0,17 | 100,00 | 71,47 | 0,99 | 27,52 | 0,02 |
| | 3 | 1 | 60,83 | 0,08 | 25,56 | 0,09 | 5,77 | - | 8,02 | 0,29 | 100,64 | 70,36 | 1,67 | 27,97 | - |
| P31 | 1 | 2 | 60,44 | - | 25,02 | 0,08 | 4,89 | 0,04 | 8,28 | 0,28 | 99,64 | 74,11 | 1,68 | 24,14 | 0,07 |
| | 2 | 7 | 60,54 | 0,08 | 24,95 | 0,10 | 5,00 | 0,05 | 8,50 | 0,20 | 99,95 | 74,52 | 1,16 | 24,23 | 0,09 |
| | 3 | 4 | 60,74 | - | 24,91 | 0,05 | 4,94 | 0,13 | 8,42 | 0,28 | 99,94 | 74,13 | 1,61 | 24,04 | 0,22 |
| | 4 | 1 | 61,22 | - | 24,42 | 0,03 | 5,12 | 0,02 | 8,62 | 0,35 | 99,78 | 73,78 | 1,97 | 24,22 | 0,03 |
| | 5 | 2 | 61,92 | 0,05 | 24,00 | 0,08 | 4,82 | 0,14 | 9,08 | 0,14 | 100,25 | 76,53 | 0,78 | 22,45 | 0,25 |
| P22 | 1 | 3 | 66,17 | 0,04 | 20,56 | 0,03 | 2,96 | 0,07 | 9,86 | 0,35 | 100,09 | 83,98 | 1,96 | 13,93 | 0,13 |
| | 2 | 2 | 66,35 | - | 20,44 | 0,03 | 2,52 | 0,15 | 10,38 | 0,24 | 100,17 | 86,79 | 1,32 | 11,64 | 0,25 |
| P2 | 1 | 2 | 67,25 | 0,04 | 19,73 | 0,08 | 2,18 | 0,14 | 10,39 | 0,19 | 100,01 | 88,38 | 1,09 | 10,28 | 0,25 |
| | 3 | 2 | 67,56 | - | 19,92 | 0,03 | 1,92 | 0,04 | 10,23 | 0,09 | 99,85 | 90,05 | 0,52 | 9,37 | 0,06 |
| <i>К-фелдшпат</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| 49 | 1 | 3 | 63,60 | - | 19,79 | 0,06 | - | 0,30 | 1,36 | 14,90 | 100,00 | 12,12 | 87,35 | - | 0,54 |
| | 2 | 1 | 63,45 | - | 19,86 | 0,12 | - | 0,40 | 1,26 | 14,91 | 100,00 | 11,30 | 87,98 | - | 0,72 |
| P31 | 1 | 12 | 63,70 | 0,10 | 19,81 | 0,05 | 0,03 | 0,22 | 1,38 | 14,29 | 99,77 | 12,73 | 86,72 | 0,13 | 0,41 |
| | *1 | | 63,73 | - | 20,30 | - | - | 0,10 | 1,11 | 14,36 | 99,99 | 10,49 | 89,32 | - | 0,19 |
| | *1 | | 63,09 | 0,08 | 20,47 | - | - | 0,19 | 1,94 | 13,41 | 99,99 | 17,96 | 81,68 | - | 0,36 |
| P2 | 2 | 4 | 63,62 | 0,06 | 19,90 | 0,02 | 0,01 | 0,27 | 1,35 | 14,52 | 100,10 | 12,30 | 87,15 | 0,06 | 0,49 |
| | 1 | 4 | 65,73 | 0,03 | 17,14 | 0,05 | 0,25 | 0,04 | 1,61 | 15,12 | 100,08 | 13,75 | 85,02 | 1,17 | 0,07 |
| | 2 | 8 | 65,80 | 0,07 | 16,99 | 0,05 | 0,28 | - | 1,47 | 15,23 | 99,98 | 12,59 | 86,10 | 1,31 | - |
| P22 | 1 | 3 | 65,81 | 0,07 | 17,05 | 0,05 | 0,32 | 0,02 | 1,42 | 15,24 | 100,10 | 12,23 | 86,22 | 1,52 | 0,03 |
| | 2 | 3 | 65,80 | 0,06 | 16,95 | 0,10 | 0,29 | - | 1,03 | 15,71 | 100,08 | 8,90 | 89,72 | 1,38 | - |

* максимална вариация в състава на К-фелдшпатов порфиороклас; Т (тип) плагиоклаз — 1) прекристализиран, 2) мирмикитизиран, 3) включен в порфиорокласти от К-фелдшпат, 4) лещовидни порфиорокласти, 5) пертитни отсмесвания в порфиорокласичен К-фелдшпат; Т за К-фелдшпат — 1) порфиорокласти в обр. 49 и P31 и по-едри зърна в обр. P2 и P22; 2) дребни зърна. Анализите са извършени на JEOL Superprobe 733 instrument с природни стандарти

* a maximal variation in K-feldspar porphyroclast composition; T (type) of plagioclase — 1) recrystallized, 2) myrmekite, 3) inclusion in porphyroclastic K-feldspar, 4) lens shaped porphyroclast, 5) perthitic exsolution in porphyroclastic K-feldspar; T of K-feldspar — 1) porphyroclasts in samples 49 and P31 and large grains in samples P2 and P22; 2) small grains. All analyses were carried out on JEOL 733 electron microprobe using natural standards.

Таблица 2

Среден състав на слюдите по данни от електронен микроанализ

Table 2

Average microprobe analyses of micas

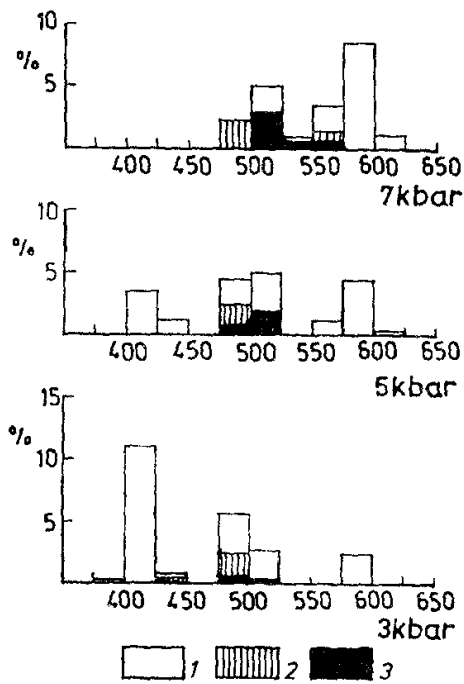
| Обр. | 49 | | P31 | | | P2 | P22 | |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| T | Bi-1 | Bi-2 | Bi-1 | Bi-2 | Bi-3 | Bi | Bi | Ms |
| n | 2 | 2 | 2 | 7 | 4 | 4 | 4 | 5 |
| SiO ₂ | 35,21 | 35,25 | 34,56 | 34,75 | 34,30 | 34,70 | 35,08 | 45,00 |
| TiO ₂ | 3,42 | 3,37 | 3,46 | 3,08 | 2,87 | 2,55 | 1,85 | 0,42 |
| Al ₂ O ₃ | 16,74 | 17,33 | 18,05 | 18,00 | 18,38 | 17,00 | 17,44 | 30,68 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | 0,03 | - | - | 0,09 | 0,17 | 0,02 |
| FeO ³ | 22,26 | 22,07 | 21,49 | 21,67 | 21,74 | 27,30 | 28,19 | 5,44 |
| MnO | 0,57 | 0,57 | 0,71 | 0,49 | 0,55 | 0,67 | 0,61 | 0,06 |
| MgO | 7,26 | 7,51 | 6,77 | 6,70 | 7,17 | 3,99 | 3,70 | 0,38 |
| BaO | 0,02 | - | - | 0,09 | 0,04 | - | - | - |
| CaO | - | 0,03 | - | 0,03 | - | 0,22 | 0,23 | 0,28 |
| Na ₂ O | 0,37 | 0,13 | 0,58 | 0,44 | 0,37 | 0,19 | 0,25 | 0,43 |
| K ₂ O | 9,64 | 9,54 | 9,06 | 9,03 | 9,18 | 9,49 | 9,42 | 10,83 |
| Σ | 95,48 | 95,79 | 94,70 | 94,28 | 94,61 | 96,21 | 96,95 | 93,54 |
| Формулни единици при 22 атома кислород | | | | | | | | |
| Si ^{IV} | 5,47 | 5,44 | 5,38 | 5,43 | 5,35 | 5,48 | 5,51 | 6,28 |
| Al ^{IV} | 2,53 | 2,56 | 2,62 | 2,57 | 2,65 | 2,52 | 2,49 | 1,72 |
| Al ^{VI} | 0,54 | 0,59 | 0,69 | 0,75 | 0,73 | 0,65 | 0,74 | 3,32 |
| Ti | 0,40 | 0,39 | 0,41 | 0,36 | 0,34 | 0,30 | 0,22 | 0,04 |
| Cr | - | - | 0,00 | - | - | 0,01 | 0,02 | 0,00 |
| Fe ⁺² | 2,89 | 2,85 | 2,80 | 2,83 | 2,84 | 3,61 | 3,70 | 0,63 |
| Mn ⁺² | 0,08 | 0,07 | 0,09 | 0,06 | 0,07 | 0,09 | 0,08 | 0,01 |
| Mg | 1,68 | 1,73 | 1,57 | 1,56 | 1,67 | 0,94 | 0,87 | 0,08 |
| Ba | 0,00 | - | - | 0,01 | - | - | - | - |
| Ca | - | 0,00 | - | 0,01 | - | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| Na | 0,11 | 0,04 | 0,18 | 0,13 | 0,11 | 0,06 | 0,08 | 0,12 |
| K | 1,91 | 1,88 | 1,80 | 1,80 | 1,83 | 1,91 | 1,89 | 1,93 |

Bi - биотит; Ms - мусковит; T (тип) - 1) включение в K-фелдшпатов порфиорокласт; 2) едри зърна; 3) дребен, прекристализирал

Bi - biotite; Ms - muscovite; T (type) - 1) inclusion in K-feldspar porphyroclast; 2) large grains; 3) small, recrystallized grains

Фелдшпатовата термометрия

Данните за състава на фелдшпатите от метагранитите са използвани за определяне температурите на фелдшпатовите равновесия (по Fuhrman, Lindsley, 1988) при налягане 3,5 и 7 kbar. Получените температури (фиг. 2) се групират в три интервала: 400—425°, 475—525° и 575—600°C. Температурните стойности показват права зависимост от Ab-съдържание на K-фелдшпат. Тя личи най-добре при порфиорокластичните метагранити. При тях голяма част от резултатите за равновесни двойки с участие на дребнозърнест K-фелдшпат от матрикса (Ab<12%) попадат в нискотемпературния интервал 400—425° и отразяват края на метаморфната прекристализация, съпроводена с термично преуравновесяване на фелдшпатите. За двойките с участие на нехомогенните K-фелдшпатови порфиорокласти са получени температури в трите интервала (565—613°C / Ab 16,8—17,9%; 425—600°C / Ab 13,5—14,5%; 400—425°C / Ab 10,3—11,3%), които отразяват хода на метаморфно уравнивяване на порфиорокластите.



Фиг. 2. Хистограми за температурите на равновесни фелдшпатови двойки: 1 — 2 — порфинокластични метагранити (1 — двойки с К-фелдшпатови порфинокласти, 2 — двойки с прекристализиран К-фелдшпат от матрикса); 3 — дребнозърнести метагранити

Fig. 2. Histograms of temperatures of equilibrium feldspars pairs: 1 — 2 — porphyroclastic metagranites (1 — pairs with K-feldspar porphyroclasts, 2 — pairs with recrystallized K-feldspar from the matrix); 3 — fine grained metagranites

ват условията на термично уравнивяване на фелдшпатите в магматичния етап. Логично е да се допусне, че най-високите стойности, получени за порфинокластичните разновидности ($\geq 600^\circ\text{C}$) също са температури от магматичния етап на развитие на метагранитите.

Микроструктурните особености на метагранитите, сочещи прекристализация на кварца и биотита — съсредоточаване на кварца в ивички и ориентиране на биотита паралелно на границите на рибоните, и едновременно с това добре запазени фелдшпатови порфинокласти между напълно прекристализираните участъци, дават основание (Simpson, 1985) да предполагаваме, че термичната кулминация на регионалнометаморфните изменения в гранитните протолити е в границите $500\text{--}550^\circ\text{C}$. По-ниските температури бележат ретроградната тенденция за уравнивяване, завършваща с крехки, катакластични деформации при $T \sim 400^\circ\text{C}$.

Това тълкувание се подкрепя от данните за структурното състояние на К-фелдшпати в метагранитите. Те са моноклинни (Al в $2T_1$ позиции $0,70\text{--}0,80$) и триклинни, с ниска степен на триклинност ($\Delta\mu$ $0,12\text{--}0,37$; Al в $2T_1$ позиции $0,78\text{--}0,87$). По класификацията на Wright (1968) те се отнасят към структурните типове „ортоклаз“ и „междиен микроклин“. Ниската степен на триклинност (разширение на пик 131, без разцепване на 131 и $\bar{1}\bar{3}1$) вероятно се дължи на структурна нехомогенност (наличие на моноклинни и триклинни домени в кристалните индивиди) и бележи преходно структурно състояние на К-фелдшпати от моноклинни към триклинни. Под влияние на деформационните напрежения подреждането на К-фелдшпатовата структура може да е започнало при температури по-високи от температурите на инверсия ($\sim 500^\circ\text{C}$) на моноклинните структури в триклинни. Незакономерните вариации в състава на К-фелдшпатовите порфинокласти, които съответстват и на тяхната оптична нехомогенност, отразяват по-сложното преуравнивяване на големите по размери кристали при развитието на деформациите от пластични и по-високотемпературни към крехки и по-нискотемпературни с намаляване на налягането.

За дребнозърните разновидности са получени температури около 500°C (фиг. 2). Според микроскопските наблюдения тези скали са слабо деформирани и в тях не са установени белези на метаморфна прекристализация. Затова може да се приеме, че резултатите от фелдшпатовата термометрия най-вероятно отразяват

Геохимия

По химичен състав (табл. 3) изследваните скали съответстват на слабо пералуминиеви, субалкални гранити. На обичайните класификационни диаграми, основани на съдържанията на алкалните окиси и SiO_2 , техните катионни отношения или нормативен състав (фиг. 3а), метагранитите от СЗ Рила попадат в полетата на гранодиорити и гранити. Нормативните отношения Or-Ab-Q (фиг. 3b) са близки до експерименталните данни (Johannes, Holtz, 1990; Ebadi, Johannes, 1991) за гранитната евтектика при $P=2 \text{ kbar}/a_{\text{H}_2\text{O}} 0,5-1$ и $P \leq 1 \text{ kbar}/a_{\text{H}_2\text{O}} 0,3-0,5$ — съответно за порфиорокластичните и дребнозърнестите разновидности. Това различие между двата типа метагранити съответства на еволюционния тренд на водонаситени топилки, които при издигане и кристализация се изменят от по-богати на Ab към по-богати на Q и Or. Същевременно разтеглянето на полето от фигуративни точки по линията на котектиката при ниско налягане е характерно за гранитни магми, получени при коров анатексис (Кравцова, 1975).

Т а б л и ц а 3

Химичен състав на метагранитите

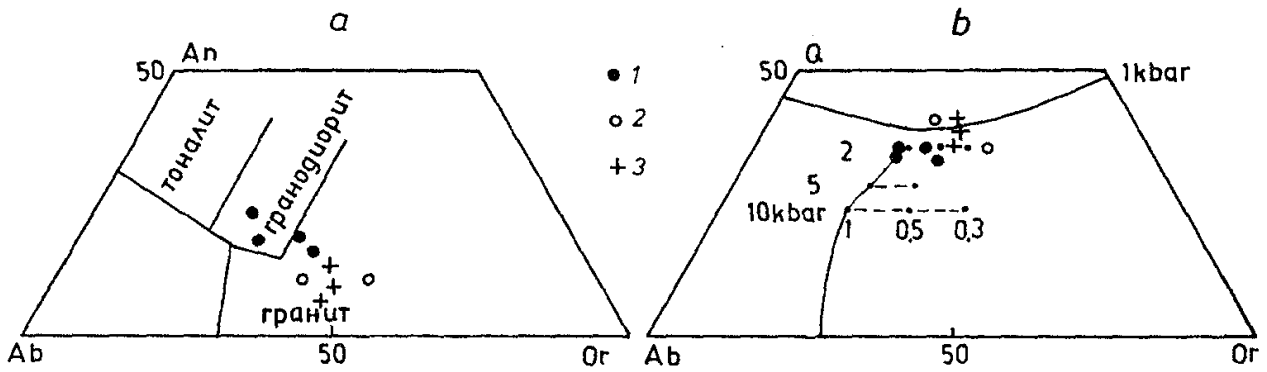
Table 3

Chemical composition of metagranites

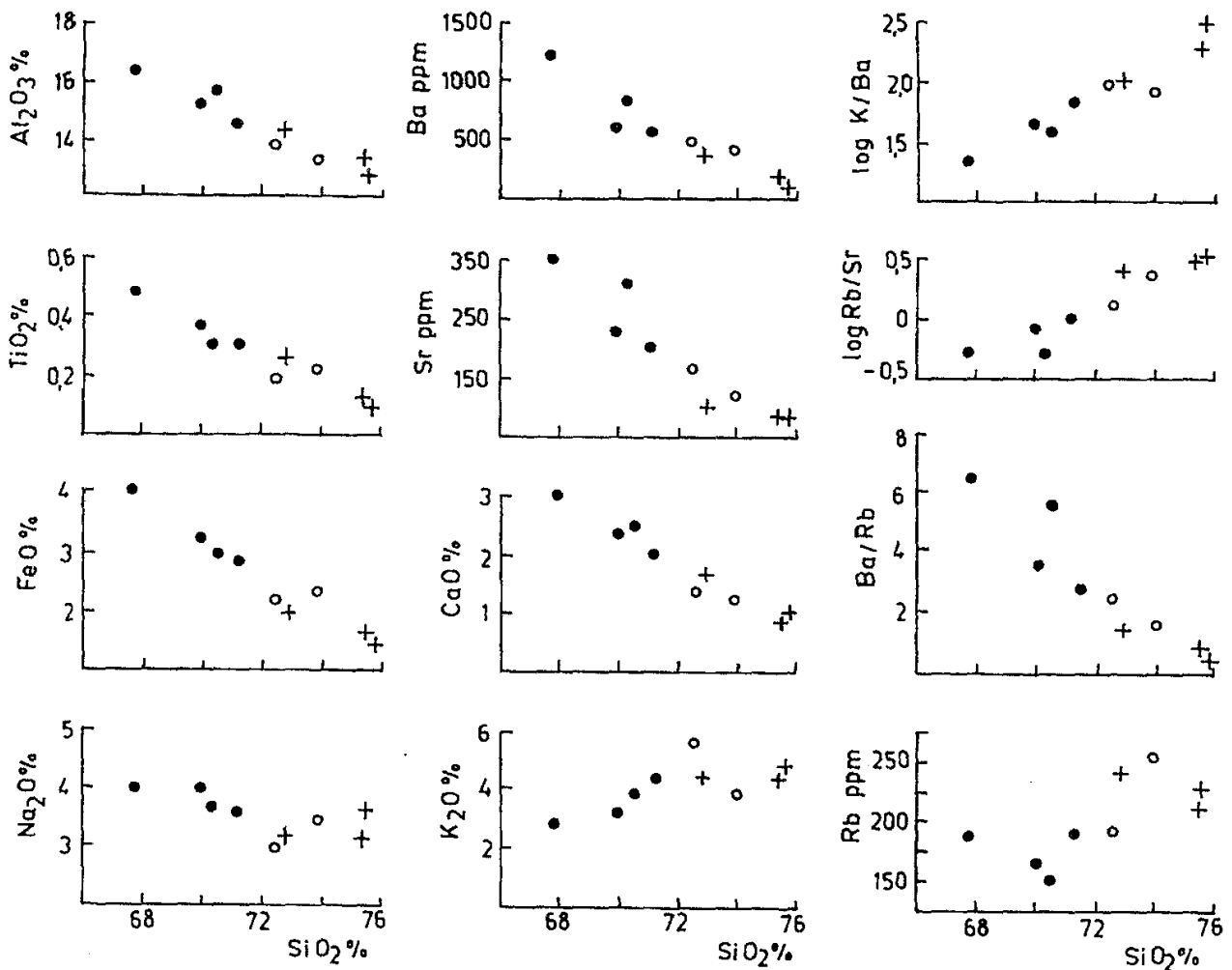
| Район | Кирилова поляна | | | | Мальовица | | | | |
|--------------------------------|-------------------|-------|-------|-------|-------------|-------|---------------|-------|-------|
| | Порфиорокластични | | | P31 | Едрозърнест | | Дребнозърнест | | |
| Вид | 48-1 | 49 | Y1994 | | P11 | P12A | P1B | P16 | P22 |
| SiO ₂ | 67,83 | 70,40 | 70,06 | 71,20 | 72,50 | 73,90 | 75,41 | 72,77 | 75,44 |
| TiO ₂ | 0,48 | 0,30 | 0,36 | 0,30 | 0,19 | 0,22 | 0,11 | 0,26 | 0,10 |
| Al ₂ O ₃ | 16,20 | 15,50 | 14,98 | 14,40 | 13,81 | 13,20 | 13,23 | 14,23 | 12,71 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,70 | 1,40 | 1,69 | 1,04 | 1,45 | 1,39 | 0,75 | 1,09 | 0,73 |
| FeO | 2,41 | 1,63 | 1,65 | 1,80 | 0,81 | 1,04 | 0,82 | 0,96 | 0,75 |
| MnO | 0,06 | 0,04 | 0,08 | 0,05 | 0,03 | 0,10 | 0,16 | 0,03 | 0,10 |
| MgO | 1,01 | 0,49 | 0,77 | 0,80 | 0,27 | 0,40 | 0,25 | 0,50 | 0,15 |
| CaO | 3,02 | 2,50 | 2,36 | 2,01 | 1,37 | 1,25 | 0,90 | 1,71 | 0,99 |
| Na ₂ O | 3,94 | 3,60 | 3,93 | 3,51 | 2,97 | 3,40 | 3,18 | 3,20 | 3,67 |
| K ₂ O | 2,93 | 3,92 | 3,25 | 4,40 | 5,66 | 3,99 | 4,53 | 4,56 | 4,92 |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,06 | 0,11 | 0,08 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,06 | 0,01 |
| з.п.н. | 0,75 | 0,68 | 0,76 | 0,61 | 0,76 | 0,87 | 0,64 | 0,78 | 0,56 |
| Cu | 11 | 2 | 3 | 5 | 2 | 3 | 2 | 3 | 3 |
| Zn | 45 | 30 | 37 | 52 | 23 | 40 | 23 | 26 | 23 |
| Pb | 34 | 39 | 29 | 51 | 57 | 50 | 46 | 35 | 60 |
| Ni | 3 | <1 | <1 | 2 | <1 | <1 | <1 | 1 | <1 |
| Co | 8 | 7 | 2 | 3 | 3 | 2 | 2 | 4 | 3 |
| Li | 116 | 60 | 75 | 68 | 28 | 72 | 49 | 61 | 49 |
| Rb | 185 | 150 | 166 | 189 | 189 | 256 | 210 | 240 | 227 |
| Sr | 350 | 310 | 214 | 196 | 158 | 115 | 75 | 93 | 76 |
| Ba | 1175 | 835 | 613 | 557 | 473 | 402 | 179 | 356 | 120 |
| Zr | 226 | 118 | 233 | 125 | 177 | 129 | 81 | 117 | 157 |
| Y | 24 | 10 | 29 | 12 | 10 | 28 | 14 | 9 | 25 |
| Cr | 9 | 28 | 5 | 9 | 14 | <1 | 1 | 6 | <1 |
| V | 17 | 6 | 29 | 13 | 6 | 3 | 7 | 17 | <1 |
| A/CNK | 1,07 | 1,05 | 1,06 | 1,01 | 1,02 | 1,08 | 1,13 | 1,07 | 0,98 |

Главни петрогенни окиси (%) — класически силикатен анализ; елементи-следи (ppm); Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Li - AAA; Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Cr, V - РФА

Major oxides (%) — wet analyses; trace elements (ppm); Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Li - AAA; Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Cr, V - XRA



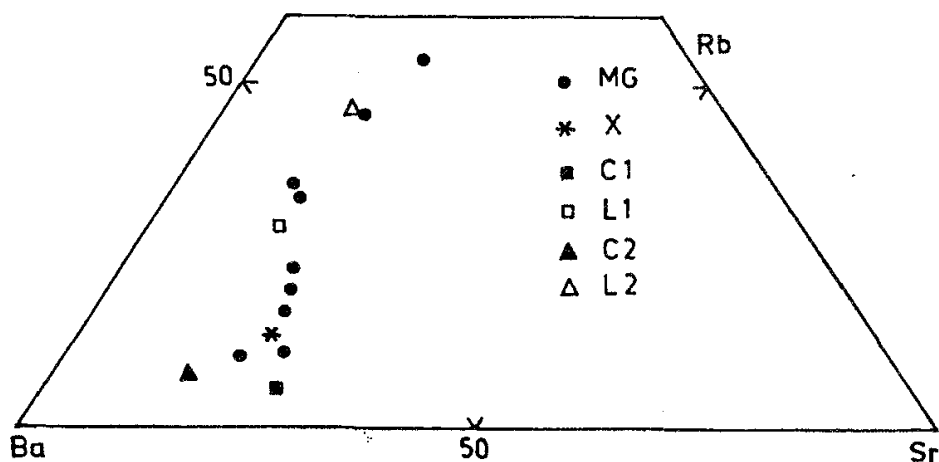
Фиг. 3. Нормативни CIPW отношения в метагранитите: а) проекция Ab-Or-An с полета за гранитоиди по Barker et al. (1979); б) проекция Ab-Or-Q с линия на котектиката при P=1kbar и точки на гранитната евтектика при P=2; 5 и 10kbar и $a_{H_2O}=0,3; 0,5$ и 1 (по Ebadi, Johannes, 1991). 1 – порфирокластични; 2 – едрозърнести; 3 – дребнозърнести метагранити
 Fig. 3. Normative CIPW ratios in the metagranites: а) Ab-Or-An projection with granitoid fields after Barker et al. (1979); б) Ab-Or-Q projection with a cotectic line at P=1kbar and points of eutectic melt compositions at P=2; 5 and 10 kbar, and $a_{H_2O}=0,3; 0,5$ and 1 (after Ebadi, Johannes, 1991). 1 – porphyroclastic; 2 – coarsegrained; 3 – finegrained metagranites



Фиг. 4. Закономерности в разпределението на някои петрогенни окиси, елементи-следи и техни-те отношения спрямо SiO₂ в метагранитите. Означенията както на фиг. 3
 Fig. 4. Distribution trends of some major oxides, trace elements and ratios versus SiO₂ in the metagranites. The symbols are the same as in fig. 3

Геохимичните данни показват сходства както с S-тип, така и с I-тип гранити (съответно: високи съдържания на Rb 150—256 ppm, Li 49—116 ppm, Pb 28—60 ppm и ниски — на $MgO \leq 1\%$; сравнително високи съдържания на $CaO > 0,9\%$, $Na_2O > 3\%$ и ниски — на Ni и $Co \leq 3$ ppm, Cr и $V \leq 20$ ppm, нисък нормативен корунд $< 1,5\%$ и A/CNK 0,98—1,13). Някои от тези черти могат да се обяснят и с процеси на магмена диференциация в протолитите. Те са илюстрирани от линейни трендове в разпределението на Al_2O_3 , CaO, TiO_2 , FeO^* , MgO, Ba, Sr, K/Ba, Rb/Sr, Ba/Rb спрямо SiO_2 (фиг. 4) и могат да се свържат с фракциониране на фемични минерали и плагиоклаз в по-ранните етапи на кристализация. Същевременно отклоненията в разпределението на Na_2O , K_2O и Rb (фиг. 4) отразяват фракциониране и на K-фелдшпат (с доминиращо значение при едрозърнестите метагранити) в определен момент на диференциацията. Не бива да се изключва възможно преразпределение на елементите в процеса на деформационна прекристализация.

Тези трендове показват, че дребнозърнестите аплитоидни разновидности най-вероятно са свързани генетично с порфиорокластичните и едрозърнестите метагранити чрез процес на фракционна кристализация при образуването на протолитите. Предположението се подкрепя от моделното разпределение на Ba, Sr и Rb (фиг. 5). Като елементи-следи, разсеяни в скалообразуващите минерали, те са използвани за моделиране на двустепенна фракционна кристализация, с различни количествени отношения на плагиоклаз, K-фелдшпат и биотит. Такъв модел съответства на реалните вариации в състава на метагранитите — в началните етапи доминира фракциониране на плагиоклаз и биотит, а покъсно на K-фелдшпат, като от остатъчната топилка кристализират аплитоидните разновидности. Като начален състав са използвани порфиорокластичните метагранити, но възможно е самите те да са част от един по-широк диференциационен ред.



Фиг. 5. Разпределение на Ba, Sr и Rb в метагранитите (MG) и модел на двустепенна фракционна кристализация от предполагаем начален източник X (среден състав на порфиорокластичните метагранити): L1 — остатъчна топилка при 35% фракционна кристализация на C1 (65%Pl+20%KFs+15%Bi); L2 — остатъчна топилка при 15% фракционна кристализация на C2 (90%KFs+5%Pl+5%Bi) от L1. Използвани коефициенти на разпределение: плагиоклаз (Rb-0,048; Sr-4,07; Ba-0,78); K-фелдшпат (0,80; 3,87; 6,12); биотит (4,14; 0,12; 6,36) съответно

Fig. 5. Distribution of Ba, Sr and Rb in the metagranites (MG) and a model of two-stage fractional crystallization of initial magma X (average porphyroclastic metagranites): L1- liquidus at 35% crystallization of C1 (65%Pl+20%KFs+15%Bi); L2 — liquidus at 15% crystallization of C2(90%KFs+5%Pl+5%Bi) from L1. Distribution coefficients used in the model: plagioclase (Rb-0,048; Sr-4,07; Ba-0,78); K-feldspar (0,80; 3,87; 6,12); biotite (4,14; 0,12; 6,36) respectively

Обсъждане

Изложените резултати, най-вече микроструктурните особености на метагранитите, допълнени от данните за структурното състояние на К-фелдшпати и резултатите от фелдшпатовата термометрия, дават основание да се предполага, че гранитната магма се е внедрявала синкинематично в регресивния етап, непосредствено след термичната кулминация на регионално метаморфен процес, в условия на понижаваща се температура, налягане и интензитет на деформациите. Това предположение предизвиква въпроси относно времето на генериране и произхода на гранитната магма, взаимоотношенията както с останалите високометаморфни скали, образувани в същия регионално метаморфен процес, така и с постметаморфните гранити, то засяга и „вечния“ проблем за връзката мигматити—гранити и тяхното разграничаване.

Синкинематичният механизъм на внедряване в тектонски удебелена кора, каквато представлява Родопският масив (Burg et al., 1996), предполага синметаморфен (анатектичен, коров) произход на магмата. Геохимичните характеристики подсказват смесен по състав субстрат. Високите съдържания на Rb, Li, Pb и ниските — на MgO, Ni, Co, Cr и V са указание за топене на слюди (мусковит). Същевременно сравнително високите съдържания на CaO и Na₂O, както и слабо пералуминиевият характер на скалите изключват значително влияние на метапелити и насочват към участие на амфибол в субстрата. Сравненията с експериментални резултати от топене на различни природни скали и синтетични аналози, целящи именно изясняване генезиса на гранитни магми (Patiño Douce, Beard, 1995; Gardien et al., 1995), показват най-вероятно участие на двуслюдени плагиогнайси и кварцови амфиболити в субстрата, от който е генерирана гранитната магма. В безводни условия топенето на такива скали изисква температури над 750°C, което очевидно не е могло да стане на място, в нивото където сега се намират метагранитите, тъй като няма данни за такъв висок метаморфизъм в скалите от съвременния ерозионен срез. Според някои автори (Thompson, Connolly, 1995) в условията на удебелена кора подобно топене и акумулиране на големи количества магма не може да се осъществи без привнос на вода и мантийна топлина.

Примерите за синкинематични гранити със синхронни и съгласни на рамката деформационни структури обикновено се свързват с регионални зони на срязване, контролиращи внедряването на гранитната магма (Hutton, 1988). Това са и най-благоприятните места за натрупване и движение на топилки в долната кора (Brown, 1995), както и пътища за метаморфни флуиди (Thompson, Connolly, 1992), които биха могли да понижат температурите на топене до воднонаситения гранитен солидус. Установените от Димов, Дамянова (1996) зони на срязване, разграничаващи синметаморфните тектонски единици в СЗ Рила, могат да бъдат елементи на такава регионално значима структура. За същия район Zagorchev (1995) описва Централнорилския навлак (CRT), по който са внедрени Алпийски гранити, отбелязани тук (фиг. 1) като постдеформационни. Наличието на дългоживуща структура, с която е свързано внедряването на кисели магми, би могло да определя някои техни регионални геохимични черти. Например, високи съдържания на Li (≥ 60 ppm) са характерни не само за метагранитите, но също и за постдеформационните гранити от района на Мальовица, на югоизток към Кирилова поляна и Тиха Рила (Каменов и др., 1979 и непубликувани данни на авторите). Прави впечатление, че Местенските вулканити се отличават с подобни, повишени съдържания на Li (Харковска и др., 1983).

Предложеното обяснение за синкинематичния произход на метагранитите от Северозападна Рила има известно сходство с идеята на Каменов и др. (1979), доколкото насочва към връзка с постдеформационните гранити. То допуска разглеждане на метагранитите като част от Рило-Родопския батолит. По-нови изследвания на същия автор (Каменов и др., 1997) върху Западно-родопския батолит водят до заключението, че част от гранитоидите в него не са постметаморфни, тъй като са пластично деформирани и не следват геохимичния тренд на диференциация, установен в изследваните постдеформационни фази. Вероятно бъдещи изследвания ще позволят съпоставки между деформирани гранити от батолита и метагранити, отнасяни към неговата рамка. За сега може да се каже, че гранитите от Рило-Родопския батолит с всички негови фази, метагранитите от СЗ Рила, както и двуфелдшпатовите метагранити от Централни и Източни Родопи се отнасят към голямата група на орогенните (Maniag, Piccoli, 1989) гранити. Детайлизиране, целящо обвързване с предполагаема геотектонска обстановка, въз основа на наличните геохимични данни би било некоректно (Tischendorf et al., 1995) без възрастова и генетична изотопна информация за скалите.

Проблемът за разграничаване на деформирани гранити (или S/C милонити по гранити) от мигматити в конкретния разглеждан случай от СЗ Рила, а и в много примери от Родопите, може да се сведе до разграничаване на „порфирокластични метагранити“ от „порфиробластични мигматити“. Последните са известни още като „офтальмити“, в които „очите“ са спорен белег за мигматизация и растежът на фелдшпатови порфиробласти се приема възможен само в среда, неподложена на деформации (Эшуорт, 1988; Эшуорт, Мак-Леллан, 1988). Такова допускане е неприемливо, предвид взаимната обвързаност между процесите на корово топене, сегрегацията на топилките и регионалните деформации (Brown, 1995). Но дори да игнорираме тази връзка, изложените тук доказателства за магмения произход на метагранитите от СЗ Рила показват, че за подобно разграничаване е необходим по-широк спектър от факти, засягащи в еднаква степен теренните, структурните и петролого-геохимичните особености на скалите.

Изследванията са извършени с финансовата подкрепа на Национален фонд „Научни изследвания“, договор НЗ-408.

Л и т е р а т у р а

- Вылков, В., Н. Антова, К. Дончева. 1989. Гранитоиды Рило-Западно-Родопского батолита. — *Geologica Balc.*, 19, 2, 21—54.
- Димитрова, Е. 1960. Петрология на кристалинния цокъл в СЗ Рила планина. — *Тр. геол. Бълг., сер. геох. и пол. изкоп.*, 1, 199—250.
- Димов, Д., К. Дамянова. 1996. Синметаморфни тектонски единици в Северозападна Рила. — *Сп. Бълг. геол. д-во.*, 57, 2, 25—30.
- Каменов, Б., М. Желязкова-Панайотова, З. Илиев, И. Бонев, С. Петрусенко, Д. Сираков. 1979. Метаморфити и магмени скали от Мальовишкия дял на Рила и свързаните с тях орудявания. — *Год. СУ, геол. -геогр. фак.*, 1, *Геология*, 71, 179—222.
- Каменов, Б., И. Пейчева, Л. Клайн, Ю. Костицын, К. Арсова. 1997. Нови минералого-петрографски, изотопно-геохимични и структурни данни за Западно-родопския батолит. — В: Шишков, Г. (ред.). *50 години специалност геология*. Юбилеен сборник. СУ „Св. Климент Охридски“, 95—97.
- Кожухарова, Е., Д. Кожухаров, Ив. Загорчев, Ив. Боянов. 1988. Гнайс-гранити в Източните Родопи. — *Сп. Бълг. геол. д-во.*, 49, 2, 53—65.
- Колчева, К. 1987. Петрология на Добралъшките метагранитоиди. — *Сп. Бълг. геол. д-во.*, 48, 3, 55—68.

- Кравцова, Е. И. 1975. Основы петрохимического анализа гранитоидных комплексов. — В: Митрофанов, Ф. П. (ред.). *Раннедокембрийские гранитоидные формирования*. Л., Наука, 55–66.
- Маринова, Р. (Загорчев, И., ред.) 1991. *Геоложка карта на България 1:100 000, Картен лист Благоевград*.
- Маринова, Р. (Загорчев, И., ред.) 1993. Обяснителна записка към геоложка карта на България М 1:100 000. Картен лист Благоевград. — КГМР „Геология и Геофизика“ АД, С., 68 с.
- Пейчева, И. 1997. Алпийският метаморфизъм в Източните Родопи — Rb-Sr изотопни данни. — *Сп. Бълг. геол. д-во.*, (под печат).
- Пейчева, И., С. Саров, М. Овчарова, Ю. Костицин. 1996. Нови данни за възрастта на метаморфитите от Източните Родопи. — В: *Новости в геологията на България*, Бълг. геол. д-во., VI Конгрес, София, 24–25 октомври, 1996. Сборник резюмета, 88–89.
- Станчева, Е., З. Чернева. 1992. Геохимия на лепитоидните гнайси от Бачковската свита в Централните Родопи. — В: *Постижения и задачи на българската минералогия и петрология*. Научна сесия. София, 24–25 септември, 1992. Резюмета. 60–61.
- Харковска, А., Л. Стефанова, Л. Ивчинова, Г. Ескенази. 1983. Елементи-примеси в Местенските вулканити. I. Литий, рубидий, цезий и барий. — *Геохим., минерал. и петрол.*, 17, 11–28.
- Чернева, З., Е. Станчева, Л. Таджер. 1987. Геохимия мигматизированных ортогнейсов из северных склонов Широколыкской реки в Централных Родобах. — *Geologica Balc.*, 17, 5, 41–63.
- Эшуорт, Дж. Р. 1988. Введение. — В: Эшуорт, Дж. Р. (ред.). *Мигматиты*. М., Мир, 10–52.
- Эшуорт, Дж. Р., Э. Л. Мак-Леллан. 1988. Структуры. — В: Эшуорт, Дж. Р. (ред.). *Мигматиты*. М., Мир, 214–241.
- Arnaudov, V., B. Amov, Ts. Baldjieva, M. Pavlova. 1990. Tertiary migmatitic pegmatites in the Central Rhodope crystalline complex. Uranium-lead zircon dating. — *Geologica Balc.*, 20, 6, 25-32.
- Barker, F., H. T. Millard, P. W. Lipman. 1979. Four low-K siliceous rocks of the Western USA. — In: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*, Amsterdam, Elsevier, 415-433.
- Brown, M. 1995. Prosecuting the Connection Between Migmatites and Granites. — In: Brown, Piccoli (eds). *The Origin of Granites and Related Rocks*, U. S. Geol. Surv. Circ., 1129, 30-31.
- Burg, J.-P., L.-E. Ricou, Z. Ivanov, I. Godfriaux, D. Dimov, L. Klain. 1996. Synmetamorphic nappe complex in the Rhodope Massif. Structure and kinematics. — *Terra Nova*, 8, 6-15.
- Cherneva, Z., L. Daieva, E. Stancheva. 1989. Geochemical data on the origin of some migmatized gneisses in the Central Rhodopes. — *Geol. Rhodopica.*, 1, 218-224.
- Cherneva, Z., A. B. Kotov, D. P. Vinogradov, E. B. Salnikova. 1991. Metamorphosed I-granites from the Central Rhodopes, Bulgaria. — *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 44, 10, 85-88.
- Ebadi, A., W. Johannes. 1991. Beginning of melting and composition of first melts in the system Q-Ab-Or-H₂O-CO₂. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106, 286-295.
- Fuhrman, M., D. Lindsley. 1988. Ternary-feldspar modelling and thermometry. — *Amer. Mineral.*, 73, 201-215.
- Gardien, V., A. B. Thompson, D. Grujic, P. Ulmer. 1995. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz ± muscovite assemblages and implications for crustal melting. — *J. Geophys. Res.*, 100, B8, 15581-15591.
- Hibbard, M. J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. — *J. Geol.*, 95, 543-561.
- Hutton, D. H. W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. — *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 79, 245-255.
- Johannes, W., F. Holtz. 1990. Formation and composition of H₂O-undersaturated granitic melts. — In: Ashworth, J. R., M. Brown (eds). *High-Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*, London, Unwin Hyman Ltd., 87-104.
- Macheva, L., K. Kolcheva. 1992. Metagranitoids from East Rhodopes — occurrences and main features. — *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 45, 6, 63-66.
- Maniar, P. D., P. M. Piccoli. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 635-643.
- Ovtcharova, M., St. Sarov. 1995. Petrology and tectonic setting of the metagranitoids from Kesibir reka region in the Eastern Rhodopes. — Proc. XV Congress of CBGA, Geol. Soc. Greece Sp. Publ., 4/2, 613-618.
- Paterson, S., R. Vernon, O. Tobisch. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. — *J. Struct. Geol.*, 11, 349-363.
- Patiño Douce, A. E., J. S. Beard. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. — *J. Petrol.*, 36, 707-738.
- Phillips, E. R. 1980. On polygenetic myrmekite. *Geol. Mag.*, 117, 29-36.

- Simpson, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. — *J. Struct. Geol.*, **7**, 503-511.
- Simpson, C., R. P. Wintsch. 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. — *J. Metam. Geol.*, **7**, 261-275.
- Thompson, A. B., J. A. D. Connolly. 1992. Migration of metamorphic fluid: some aspects of mass and heat transfer. — *Earth-Sci. Rev.*, **32**, 107-121.
- Thompson, A. B., J. A. D. Connolly. 1995. Melting of the continental crust: Some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. — *J. Geophys. Res.*, **100**, B8, 15565-15579.
- Tischendorf, G., H.-J. Förster, R. B. Trumbull. 1995. Tectonic setting and geochemistry of granitoids: the potential and problems of discrimination diagrams. — In: Brown, Piccoli (eds). *The Origin of Granites and Related Rocks*, U. S. Geol. Surv. Circ., **1129**, 147-148.
- Vernon, R. H. 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks. — *J. Struct. Geol.*, **13**, 979-985.
- Vernon, R. H., V. A. Williams, W. F. D'Arcy. 1983. Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. — *Tectonophysics*, **92**, 123-145.
- Wright, T. L. 1968. X-ray and optical study of alkali feldspar. II. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2 values for three reflections. — *Amer. Mineral.*, **53**, 1/2, 88-104.
- Zagorchev, I. S. 1995. Pre-Paleogene Alpine tectonics in Southwestern Bulgaria. — *Geologica Balc.*, **25**, 5-6, 91-112.

Приета на 16.10.1997 г.

Accepted October 16, 1997