

3T-фенгити в скалите от Белоречката метаморфна група, Източни Родопи - индикатор за високобаричен метаморфизъм

Любомира А. Мачева

М а ч е в а, L. A. 1998. 3T-phengites in the rocks from the Byala Reka metamorphic group: An indicator of high-pressure metamorphism - *Geochem., Mineral. and Petrol.*, 35, 17-28

Abstract. Chemistry and polytypism of white micas from the main rock types of the Byala Reka metamorphic group, Eastern Rhodopes (metagranites, plagiogneisses, feldspar-bearing schists and metapelites) have been examined and an attempt is made to relate their variations both to the fabric-forming episodes and to the conditions of mineral growth in these polyphase deformed metamorphic rocks. White micas studied are phengites to nearly pure muscovites with Si^{4+} content ranging from 3.54 to 3.03 (p.f.u.), calculated on the basis of 11 oxygen atoms. On textural grounds 3 generations of white micas are found in the rock types: early-, syn- and postkinematic, distinguished by their microstructural position and chemical composition. Early-kinematic phengites show Si 3.33-3.54 p.f.u. and $\Sigma(Fe+Mg)$ 0.45-0.56 p.f.u. Syn-kinematic white micas are nearly pure muscovites with low Si-content (3.05-3.19 p.f.u.) and paragonite-rich molecule (par_{max} 0.35). Late-kinematic white micas are characterized by significant participation of phengite and ferriphengite molecule. The presence of these 3 distinct generations of white micas, the chemical inhomogeneity of the individual mica flakes (with phengite rich core and muscovite rich rim) as well as the availability of both 3T and 2M₁ polytypes can be used for tracing back the P-T history of the studied area. The following clockwise P-T-t path of metamorphism of the rocks from Byala Reka metamorphic group can be outlined: early HP/LT episode (P_{min} 13 kbar and $T \approx 450^{\circ}C$), related to rapid crustal thickening caused by continental collision; erosional uplifting and unroofing (metamorphism MT/MP - P 9-3 kbar and $T \approx 550^{\circ}C$) with a final cooling episode of LT/LP type (P 3-2 kbar and $T \approx 400^{\circ}C$).

Key words: white mica, phengite, polytypism, metamorphic rocks, HP-metamorphism

Address: Central Laboratory for Mineralogy and Crystallography, Bulgarian Academy of Sciences, 1000 Sofia, Bulgaria

Ключови думи: бяла слюда, фенгит, политипия, метаморфни скали, HP-метаморфизъм

Адрес: Централна лаборатория по минералогия и кристалография, Българска академия на науките, 1000 София

Увод

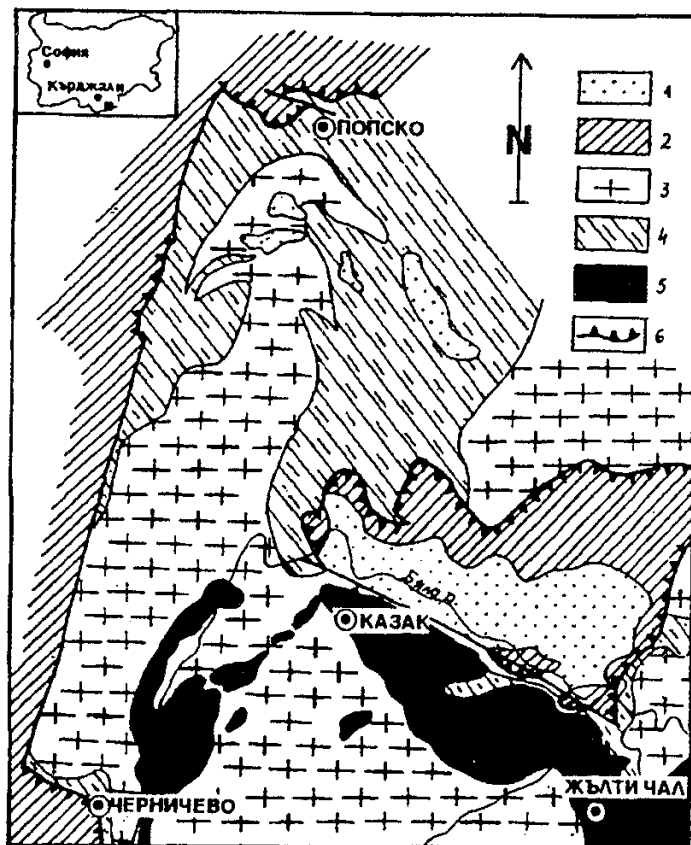
През последните 10-15 години бяха установени значителен брой данни за прояви на високобаричен метаморфизъм в Родопската област (Kozhoukharova, 1980; Колчева и др., 1986; Liati, 1988; Mposkos, Perdicadsis, 1989; Колчева, Цончева, 1992 и др.). В повечето

случаи продуктите му се свързват със субдукция на океанска кора, реликти от която са съхранени като метаофиолитови фрагменти в метаморфните терени. Публикациите, отнасящи се до прояви на високобаричен метаморфизъм в типично коровите образувания на Родопите - гнайси, гнайсошисти и шисти, са изключително

редки (Mposkos, 1989; Guiraud et al., 1992; Mposkos, Liati, 1993). Установяването му в изброените случаи винаги се основава на изследване химизма на белите слюди. В метаморфни терени, претърпели сложна полифазова метаморфна и деформационна еволюция, химизмът и политипията на белите слюди често са единствения източник на информация за P-T еволюцията на скалите (Le Goffe, Balleve, 1989; Baudin, Marquer, 1993; Patrick, 1995). В настоящата работа се привеждат данни за химизма, политипията и микроструктурното положение на бели слюди от метаморфните скали на Белоречката метаморфна група, Източни Родопи. Въз основа на тези данни е направен опит да бъде реконструирана метаморфната еволюция на скалите.

Геоложка обстановка

В контекста на представите за тектонското положение и геоложкия строеж на Родопския масив изследваните скали се разглеждат като най-дълбоките части на един параметаморфен разрез, засегнат от регионална, неравномерно проявена мигматизация и гранитизация (Прародопска надгрупа - Кожухаров, 1987) или като междинен тектонски елемент (терен) на алпийската синметаморфна навлачна система (Burg et al., 1996) - Белоречка метаморфна група (по Ivanov, 1988). Значителна част от Белоречката метаморфна група е изградена от метагранитоиди с херцинска възраст (Пейчева и др., 1992; Peycheva, Quadt, 1995), претърпели неравномерна хетерогенна пластична до крехко-пластична деформация и превърнати в по-голямата си част в типични S-C милонити (Macheva, Kolcheva, 1992). Вместващите метагранитоидите скали са представени от плагиогнайси и гнайсошисти, сред които са разпръснати многобройни будини от метаеклогити. Метапелити, включващи различно големи тела от метаеклогити, серпентинизирани ултрабазити и metabазити оформят една прекъсната ивица между вр. Ключукчал и селата Черничево, Казак и Меден бук, от която на места върху метагранитоидите са съхранени само клипи (фиг. 1).



Фиг.1. Схематична геоложка карта на част от Източни Родопи: 1 - палеоген и кватернер; 2 - Крумовишка метаморфна група; 3-5 Белоречка метаморфна група (3 - метагранитоиди, 4 - плагиогнайси и гнайсошисти, 5 - метапелити с фрагменти от метаофиолити); 6 - навлак

Fig.1. Geological sketch map of the Eastern Rhodopes: 1 - Paleogene and Quaternary; 2 - Krumovitsa metamorphic group; 3-5 - Byala Reka metamorphic group (3 - metagranitoids, 4 - plagiogneisses and feldspar-bearing schists); 5 - metapelites with fragments of metaophiolites); 6 - thrust

Терминологични бележки

В метаморфните скали диоктаедричните слюди показват изключително разнообразие в състава си поради осъществяващите се в тях голям брой изоморфни замествания във всички структурни позиции. От тази гледна точка е необходимо да бъде направено известно уточнение на използваната терминология, тъй като броят на употребяваните в литературата наименования е голям, а и използваната от различните автори номенклатура не съвпада напълно.

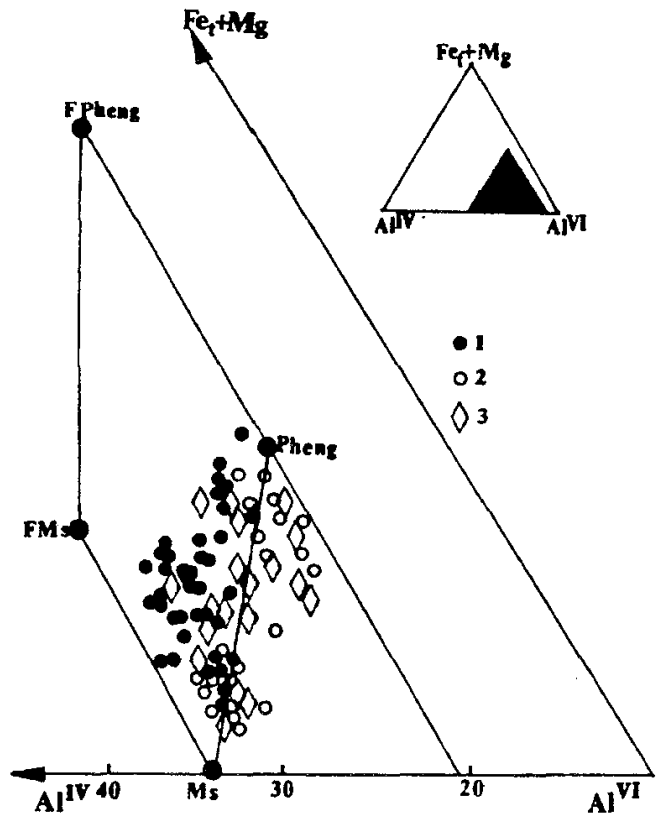
Терминът *бяла слюда* е използван като обобщаващ термин за диоктаедричните слюди с крайни членове мусковит, парагонит и маргарит. Най-важно петрогенетично значение в метаморфните скали имат

фенгитите, представляващи твърди разтвори между чистия мусковит - $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$ и хипотетичния краен член селадонит - $K[(Mg,Fe^{2+})Al]Si_4O_{10}(OH,F)_2$. Появата им се свързва с изоморфно заместване от типа $[^6](Mg,Fe^{2+}) + [^4]Si = [^6]Al + [^4]Al$, известно като селадонитов, фенгитов или Чермаков тип заместване. Съставът на фенгита може да бъде изразен по следния начин: $K[(Mg,Fe^{2+})_{0.5}Al_{1.5}](Si_{3.5}Al_{0.5})O_{10}(OH,F)_2$. От тази гледна точка съдържанието на Si може да се използва като мярка за отклонението на мусковита от идеалния му краен член. Приема се (Radoslovich, 1963), че максималното количество Si в тетраедрична координация в природни фенгити не надхвърля 3,5 формулни единици (ф.е.) при 11 кислородни атома. Някои експериментални работи (Massonne, Schreyer, 1986) и наблюдения на природни образци от Алпите (Freu et al., 1983) показват, обаче, че при налягане над 10 kbar съдържанието му в мусковита може да надвишава тази стойност. За долна граница на съдържанието на Si във фенгита се приема Si 3,2 ф.е.

Като *феримусковити* се означават бели слюди със състав: $K(Fe^{3+}_{0.5}Al_{1.5})(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$, в които основният тип изоморфизъм е $[^6]Al \leftrightarrow [^6](Fe^{3+})$, а като *ферифенгити* - $K(Mg,Fe^{2+})_{0.5}Fe^{3+}_{0.5}Al(Si_{3.5}Al_{0.5})O_{10}(OH,F)_2$, получени в резултат на феримусковитово и фенгитов тип изоморфно заместване.

Микроструктурно положение и химизъм на белите слюди

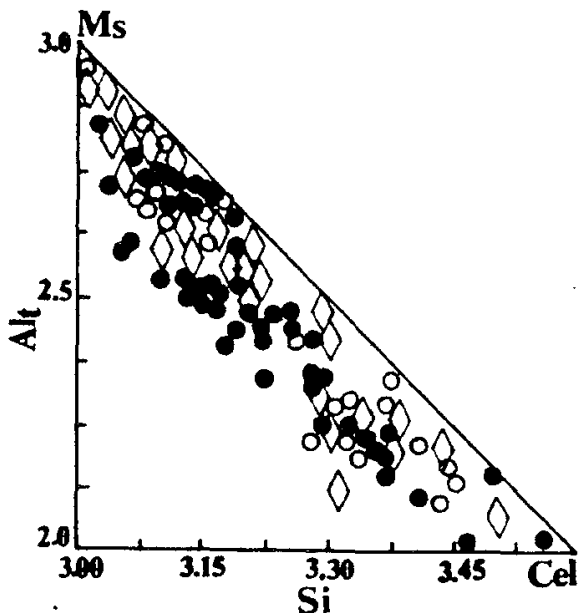
Бяла слюда присъства във всички изследвани скални разновидности от Белоречката метаморфна група. Химизмът е определен с електронен микроскоп JEOL JSM-820 и рентгенов микроанализатор LINK 1000 в МГУ „М. В. Ломоносов“, Москва, при ускоряващо напрежение 20 kV и продължителност на анализа в една точка 100 s. Представителни микросондови анализи на бели слюди от основните скални разновидности, изграждащи Белоречката метаморфна група: метагранитоиди, плагиогнайси, гнайсошисти и



Фиг. 2. $Al^{IV} - Al^{VI} - (Fe, Mg)$ диаграма за състава на белите слюди (по Guidotti, 1984). FPheng - ферифенгит, FMs - феримусковит, Pheng - фенгит, Ms - мусковит. 1 - бели слюди от метагранитоиди и метааплити; 2 - бели слюди от метапелити; 3 - бели слюди от плагиогнайси и гнайсошисти

Fig. 2. $Al^{IV} - Al^{VI} - (Fe, Mg)$ plot for white micas composition (after Guidotti, 1984). FPheng - ferriphengite, FMs - ferrimuscovite, Pheng - phengite, Ms - muscovite. 1 - white micas from metagranitoids and metaaprites; 2 - white micas from metapelites; 3 - white micas from plagiogneisses and feldspar-bearing schists

метапелити са дадени в табл. 1, 2 и 3. Те показват значителни отклонения от идеалния състав на мусковита (от високосилициеве фенгити със Si 3,54 ф.е. до чист мусковит със Si 3,03 ф.е.), дължащи се на редица изоморфни замествания, които най-добре са отразени графично на фиг. 2. Фигуративните точки на белите слюди от всички изследвани скални разновидности попадат около линията мусковит-фенгит, отклонявайки се по посока на феримусковита. Тази тенденция кореспондира с извода на Guidotti (1984), че фенгитовото и феримусковитовото/ферифенгитовото изоморфно заместване се срещат винаги заедно в метаморфните скали, като фенгитовото е по-добре представено. Разграничаването на двата типа изоморфизъм - феримусковитовия/фери-



Фиг. 3. Si-Al_I диаграма за състава на белите слюди. Условните знаци като на фиг. 2
Fig. 3. Si vs. Al_I plot for white micas. Symbols as in Fig. 2

фенгитовия и фенгитовия тип - изисква разграничаване на Fe²⁺ и Fe³⁺, което е невъзможно при използването на микросондови анализи. Поради това количеството на Fe³⁺ е определено въз основа на следните кристалохимични съображения: в мусковит-селадонитови твърди разтвори количеството на (Mg+Fe²⁺), заместващо ^[6]Al е еквивалентно на количеството на Si, заместващ ^[4]Al:

$$(Mg+Fe^{2+}) = Si - 3.$$

Въз основа на това Fe³⁺ = (Mg+Fe²⁺) - Si_{exc}, където Fe²⁺ е общото количество на желязото, а Si_{exc} = Si - 3. За присъствието на Fe³⁺ в изследваните бели слюди може да се съди и от фиг. 3, на която фигуративните точки на анализирани бели слюди се отклоняват от линията на идеалното Чермаково заместване.

Химизмът на белите слюди от изследваните скални разновидности показва тясна зависимост от микроструктурното им положение.

Метагранитоидите са изградени от калиев фелдшпат, плагиоклаз, кварц, ± амфибол, биотит, бяла слюда, апатит, циркон, магнетит, ± титанит, ± аланит, ± монацит. Бялата слюда в тях е представена от няколко генерации:

- В по-слабо деформирани участъци могат да бъдат наблюдавани едри (до 1 mm), раннокинематични индивиди, раз-

полагачи се обикновено косо на фолиацията, с отделяне на рутилови и илменитови вретеновидни зърна паралелно на цепителните плоскости. На места те показват хлъзгане по цепителността и образуване на слюдени "риби" или огъване и обрастване от ситнолюспести индивиди или биотит. В някои случаи ясно личи, че този тип бяла слюда е образувана за сметка на магматичния биотит. Макар и рядко единични люспици бяла слюда в асоциация с гранатови зародиши тип „пчелна пита“, са включени в реликтовите порфирокласти от калиев фелдшпат и са образувани вероятно също за сметка на магматичните плагиоклаз или биотит. По състав тези два типа бели слюди са с най-високо съдържание на Si 3,34 - 3,57 ф.е., като в същото време показват и най-високо съдържание на Mg 0,23-0,31 ф.е. при Σ(Mg+Fe) 0,45-0,56 ф.е. (табл. 1). Парагонитовият компонент е нисък - до 0,04, при ниска обща сума на катионите в междуслоевите празнини (средно 0,90 ф.е.).

- В по-интензивно деформирани участъци едролюспеста бяла слюда участва заедно с биотита в оформянето на фолиацията на скалите. Съставът ѝ се характеризира с по-ниско силициево съдържание от раннокинематичната - от 3,11 до 3,34 ф.е. и значително по-ниско съдържание на Mg - 0,13-0,23 ф.е. Сумата на Mg+Fe варира в много широки граници - 0,15-0,43 ф.е., а парагонитовият компонент е 0,06-0,12, при значителна степен на запълване на междуслоевите позиции.

- Трети тип бяла слюда се образува като късен ретрограден продукт по биотита (заедно с Chl + Bi_{II} + Ep + Ilm) или за сметка на плагиоклаз и по-ранна бяла слюда. Съставът ѝ е мусковитов със значително участие на феримусковитова молекула (Si 3,14-3,19 и Fe³⁺ 0,14-0,26 ф.е.) при сравнително висока Σ(Fe+Mg) 0,28-0,40 ф.е.

Плагиогнайсите и гнайсоишите се различават помежду си само по количествените съотношения на изграждащите ги минерали, представени от плагиоклаз, гранат, биотит, бяла слюда, кварц, ± ставролит, турмалин, минерали от епидотовата група. Акцесорните

Таблица 1

Представителни химични състави на бели слюди от метагранити и метааплити с крайни членове мусковит (*ms*), селадонит (*cel*) и парагонит (*par*)

Table 1

Representative chemical compositions of white micas from metagranites and metaaprites with end-members muscovite (*ms*), celadonite (*cel*) and paragonite (*par*)

Обр	17/6 с	17/6 г	17 /1	496a/2	520/1	5256/2	126/5	126 /6	x	σ (53 бр.)
SiO ₂	4884	45,05	52,60	46,34	47,81	49,52	52,20	48,74	48,31	23
TiO ₂	0,54	1,54	0,68	1,12	0,25	0,76	0,24	0,26	0,63	0,35
Al ₂ O ₃	25,74	28,85	28,00	34,30	22,43	35,75	29,30	32,62	31,32	3,19
FeO	4,09	3,90	4,59	1,68	3,70	1,91	4,54	5,24	3,68	1,04
MgO	2,43	1,31	2,78	1,03	2,65	0,56	2,61	1,30	1,43	0,63
Na ₂ O	0,07	0,45	0,25	0,19	0,10	0,99	0,10	0,19	0,29	0,20
K ₂ O	10,45	10,81	11,07	9,93	9,25	10,46	11,20	11,30	10,58	0,66
Σ	92,16	91,91	99,97	94,59	86,19	99,95	99,92	99,65	96,20	4,75
Si	3,40	3,18	3,38	3,10	3,54	3,14	3,36	3,16	3,22	0,10
¹⁰ Al	0,60	0,82	0,62	0,90	0,46	0,86	0,34	0,84	0,78	0,10
¹⁰ R	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	0
¹⁰ Al	1,52	1,57	1,51	1,80	1,49	1,81	1,55	1,66	1,64	0,09
Ti	0,03	0,08	0,03	0,06	0,01	0,04	0,01	0,01	0,03	0,02
Fe ³⁺	0,09	0,19	0,13	0,09	-	0,01	0,13	0,25	0,13	0,02
Fe ²⁺	0,15	0,04	0,12	0,09	0,23	0,09	0,11	0,03	0,20	0,06
Mg	0,25	0,14	0,27	0,10	0,29	0,05	0,25	0,13	0,14	0,06
¹⁰ R	2,04	2,02	2,06	2,05	2,02	2,00	2,05	2,08	2,05	0,02
Na	0,01	0,06	0,03	0,02	0,01	0,12	0,01	0,02	0,04	0,02
K	0,93	0,97	0,91	0,85	0,87	0,85	0,92	0,94	0,90	0,04
¹⁰ R	0,94	1,03	0,94	0,87	0,88	0,97	0,93	0,95	0,92	0,04
XFe	0,38	0,22	0,32	0,47	0,44	0,64	0,31	0,12	0,60	0,10
ms	0,79	0,85	0,78	0,92	0,71	0,80	0,81	0,90	0,85	0,05
par	0,01	0,06	0,03	0,03	0,02	0,13	0,01	0,02	0,04	0,02
cel	0,20	0,09	0,19	0,05	0,27	0,07	0,18	0,08	0,11	0,05

с-център; г-периферия; XFe=Fe/(Fe+Mg)

c-core; g-rim

минерали са апатит, циркон, рутил, илменит. Показват дребнопорфиробластна по плагиоклаза и граната структура до бластомилонитова и милонитова в екстремните случаи на деформация. Бялата слюда (особено в гнайсошистите) обикновено е преобладаващ слюднен минерал и е представена от същите три типа като в метагранитоидите.

- До- или раннокинематични дребнолюспести индивиди, присъстващи като включения в гранатовите порфиробласти и асоцииращи с неправилни зърна или фини иглици рутил или едри люспи, разполагащи се косо на фолиацията. По състав тези индивиди са високосилициеви (Si 3,33-3,48 ф.е.), много бедни на парагонитова молекула (до 0,09), но с високо магнезиално

съдържание (Mg 0,24-0,31 ф.е.) (табл. 2).

- Синкинематична бяла слюда - заедно с кварцови и кварц-фелдшпатови ивички оформя фолиацията на скалите. Тя се характеризира с ниско силициево съдържание (3,05-3,19 ф.е.), сравнително ниска Σ(Fe+Mg) 0,11-0,21 ф.е. и с много ниска степен на феримусковитово заместване (Fe³⁺ до 0,1 ф.е.). Парагонитовият компонент варира в изключително широки граници: 0,05-0,22 (табл. 2).

- В участъците с ясно развити S-C структури едри слюдени "риби" маркират S-плоскостите, а по-ситни люспици, заедно с много дребнозърнест кварц оформят плоскостите на срязване. Асоцииращата с плоскостите на срязване бяла слюда се характеризира с мусковитов състав, богат

Таблица 2

Представителни химични състави на бели слюди от плагиогнайси и гнайсошисти с крайни членове мусковит (ms), селадонит (cel) и парагонит (par)

Table 2

Representative chemical compositions of white micas from plagiogneisses and feldspar-bearing schists with end members muscovite (ms), celadonite (cel) and paragonite (par)

Обр	31a/2	50/1	29a/1	374/1	520a/2	610a/2	622/2	635/2	x	σ(41 бр.)
SiO ₂	48,89	48,32	53,15	42,20	48,21	48,42	49,63	50,05	48,13	3,05
TiO ₂	0,45	0,70	0,22	0,71	0,14	0,45	0,50	0,64	0,56	0,27
Al ₂ O ₃	24,84	37,47	29,35	31,28	37,05	33,69	28,14	34,53	33,09	3,27
FeO	1,83	1,99	2,77	2,00	2,47	4,36	2,86	1,66	1,88	0,68
MgO	2,92	0,27	3,02	0,67	0,64	1,34	2,64	1,01	1,29	0,92
Na ₂ O	0,53	1,63	0,30	0,14	1,66	0,56	0,69	1,55	0,86	0,50
K ₂ O	8,90	9,46	10,25	9,34	9,27	10,92	9,04	9,25	9,42	0,75
Σ	88,36	99,84	99,06	86,34	99,44	99,74	93,50	98,69	95,24	4,88
Si	3,48	3,06	3,40	3,10	3,07	3,13	3,36	3,19	3,21	0,13
¹⁴ Al	0,52	0,94	0,60	0,90	0,93	0,87	0,64	0,81	0,79	0,12
¹⁴ R	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	0	0
¹⁶ Al	1,56	1,86	1,61	1,82	1,85	1,69	1,60	1,79	1,77	0,11
Ti	0,02	0,03	0,01	0,04	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01
Fe ³⁺	-	0,07	0,04	0,09	0,12	0,23	0,07	-	0,08	0,06
Fe ²⁺	0,11	0,04	0,11	0,03	0,01	0,01	0,09	0,09	0,11	0,03
Mg	0,31	0,03	0,29	0,07	0,06	0,13	0,27	0,10	0,13	0,09
¹⁶ R	2,00	2,03	2,06	2,05	2,05	2,08	2,06	2,01	2,04	0,02
Na	0,07	0,20	0,04	0,02	0,21	0,07	0,09	0,19	0,13	0,05
K	0,81	0,76	0,84	0,88	0,75	0,90	0,78	0,75	0,78	0,02
¹² R	0,88	0,96	0,88	0,90	0,96	0,97	0,87	0,94	0,91	0,03
XFe	0,26	0,57	0,27	0,30	0,14	0,07	0,25	0,47	0,53	0,22
Ms	0,68	0,76	0,76	0,93	0,76	0,86	0,72	0,70	0,79	0,07
par	0,08	0,21	0,04	0,02	0,21	0,07	0,10	0,20	0,11	0,06
cel	0,24	0,03	0,20	0,05	0,03	0,07	0,18	0,10	0,09	0,06

на феримусковитова молекула. Съдържанието на Si е в рамките на 3,10-3,11 ф.е., а на Σ(Fe+Mg) 0,16-0,37 ф.е., при това главно за сметка на Fe³⁺. Парагонитовият компонент е в границите 0-0,19.

Метапелитите се характеризират с променлив химичен и богат минерален състав. Микроструктурните взаимоотношения между минералите и химичния им състав позволяват разграничаването на три минерални парагенези: I - бяла слюда, гранат, хлоритоид, кварц и рутил; II - гранат, бяла слюда, кварц, ставролит, ± хлоритоид, ± хлорит, ± кианит, турмалин, ± титаномagnetит, ± илменит, ± албит и III - хлорит, бяла слюда, биотит, ± андалузит. Те характеризират съответно прогресивния и регресивния ход на един полифазов метаморфен процес. Бялата слюда, най-широко застъпеният минерал в

метапелитите, изгражда в отделни участъци до 70-80% от скалата. Образува различни по големина и химизъм индивиди, заемащи много ясно различаващи се микроструктурни позиции:

- Едри, частично разядени и ориентирани косо спрямо фолиацията раннокинematични индивиди, обтичащи се от огънати в различна степен синкинematични люспи. Единични дребни раннокинematични люспици бяла слюда присъстват като включения в гранатовите порфиробласти. Съставът им е фенгитов, със Si 3,35-3,46 ф.е. и висока Σ(Fe+Mg), резултат главно на високо съдържание на Mg (0,22-0,32 ф.е.). Парагонитовото съдържание е ниско (0,02-0,10) (табл.3).

- Едри индивиди, в различна степен огънати, оформящи фолиацията на скалите. Последната много често се

Таблица 3

Представителни химични състави на бели слюди от метапелити с крайни членове мусковит (ms), селадонит (cel) и парагонит (par)

Table 3

Representative chemical compositions of white micas from metapelites with end-members muscovite (ms), celadonite (cel) and paragonite (par)

Обр	166/1	166a/6 с	166a/6 г	166a/8 с	166a/8 г	326г/2	326г/3	564/2	x	s (27 бр.)
SiO ₂	49,53	49,76	45,36	48,58	46,76	45,40	49,13	48,32	47,25	2,78
TiO ₂	0,34	0,24	0,20	0,34	0,35	0,46	0,26	0,28	0,33	0,18
Al ₂ O ₃	35,05	28,05	33,88	27,67	31,50	31,50	25,86	38,68	30,61	3,83
FeO	2,45	4,91	3,18	5,03	4,92	1,37	2,25	1,67	2,79	1,44
MgO	0,82	1,99	0,02	2,17	1,24	1,14	3,03	0,42	1,47	0,97
Na ₂ O	2,02	0,36	1,22	0,43	1,16	1,13	0,57	2,69	1,22	1,11
K ₂ O	9,22	8,88	9,10	9,02	9,10	8,18	8,27	7,88	8,34	1,65
Σ	99,43	94,19	92,96	93,24	95,03	89,18	89,37	99,94	92,01	5,05
Si	3,14	3,37	3,11	3,34	3,16	3,19	3,45	3,03	3,25	0,13
¹⁴ Al	0,86	0,63	0,89	0,66	0,84	0,81	0,55	0,97	0,75	0,13
¹⁴ R	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	0
¹⁶ Al	1,79	1,60	1,84	1,57	1,67	1,80	1,59	1,90	1,72	0,14
Ti	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe ³⁺	0,07	0,11	0,07	0,17	0,25	0,01	-	0,09	0,09	0,06
Fe ²⁺	0,06	0,17	0,11	0,12	0,03	0,07	0,13	-	0,16	0,08
Mg	0,08	0,20	-	0,22	0,13	0,12	0,32	0,04	0,15	0,10
¹⁶ R	2,01	2,09	2,03	2,10	2,10	2,02	2,05	2,04	2,05	0,03
Na	0,25	0,05	0,16	0,06	0,15	0,15	0,08	0,33	0,16	0,15
K	0,75	0,77	0,80	0,79	0,79	0,73	0,74	0,63	0,73	0,14
¹¹² R	1,00	0,82	0,96	0,85	0,94	0,88	0,82	0,96	0,89	0,65
XFe	0,43	0,46	1,00	0,35	0,19	0,37	0,29	0,69	0,57	0,19
ms	0,68	0,76	0,78	0,76	0,76	0,73	0,68	0,64	0,79	0,08
par	0,25	0,06	0,17	0,07	0,16	0,17	0,09	0,34	0,15	0,08
cel	0,07	0,18	0,05	0,17	0,08	0,10	0,23	0,02	0,12	0,07

с-център; г-периферия;

с-coge; г-gim

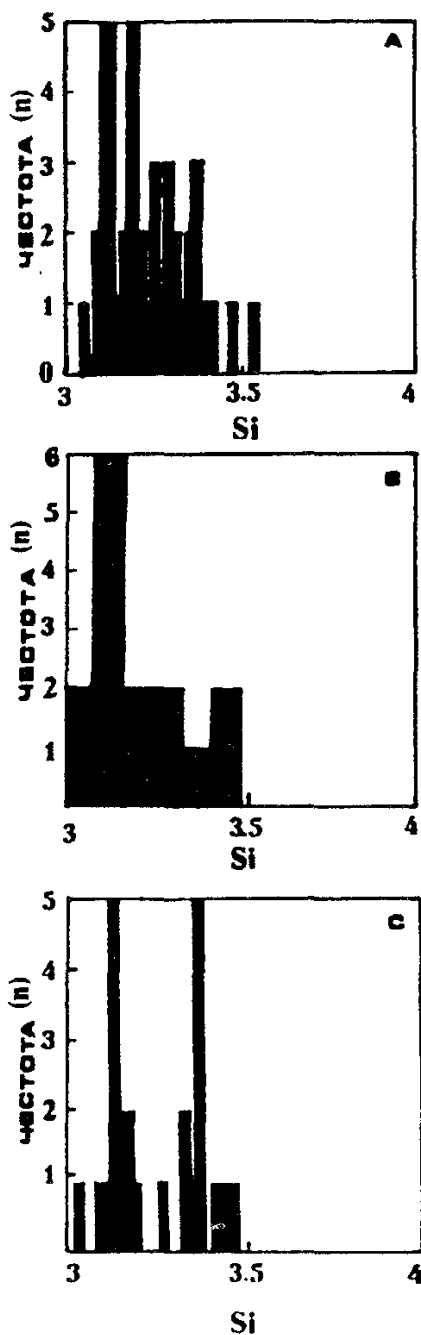
подчертава и от удължени в същото направление илменитови и рутилови дисковидни включения или отделяне на фин руден прах по цепителните плоскости. Това са нискосилициеви бели слюди (Si 3,09-3,16 ф.е.) с високо парагонитово съдържание, достигащо в някои анализи пределната граница за мусковити от 35 %. Тази бяла слюда е доста изчистена от Fe и Mg, чиято сума в октаедрична позиция достига едва 0,21 ф.е.

- Дребно- до едролюспести индивиди, пресичащи фолиацията и показващи ясни белези на къснокинематични образувания. По състав са нискосилициеви фенгити до мусковити, съдържащи феримусковитова молекула, със Si между 3,12 и 3,19 ф.е. и значително участие на Fe³⁺ в октаедрична

позиция. Ламели на отсмесване от биотит по цепителните плоскости на раннокинематичната бяла слюда издават преуравновесяване по реакцията Pheng → Ms + Bi. Подобни преобразувания описва Triboulet (1974) в сини шисти от Бретан, Франция.

Представа за разпределението на Si в белите слюди от трите скални групи дава фиг. 4.

Анализирайки особеностите в химизма на бялата слюда от различни микро-структурни позиции, може да се направи извода за съществуването в изследваните групи скали на три генерации бяла слюда: 1) до- или раннокинематична, характеризира се с високо селадонитово съдържание; 2) синкинематична, оформяща фолиацията на скалите - с ниско силициево



Фиг. 4. Хистограми за разпределението на Si в белите слюди от: а) метагранитоиди и метааплити, б) плагиогнайси и гнайсошисти, в) метапелити
 Fig. 4. Histograms for Si distribution in white micas from: a) metagranitoids, b) plagiogneisses and feldspar-bearing schists, c) metapelites

съдържание, но значително участие на парагонитов компонент и 3) къснокинематична, свързана с ретроградни метаморфни процеси, фенгитов до мусковитов тип. Високото селадонитово съдържание, ниското участие на парагонитова молекула и дефицитът на катиони в междуслоевите пространства предполага ниска температура на образуване на ранно- и къснокинематичните бели слюди. Сравнително чистия мусковитов състав и високото съдържание на парагонитова

съставляваща показва относително висока температура на образуване на синкинематичните бели слюди.

При анализа на химичния състав на централните и периферни части на отделните слюдени индивиди ясно се установяват преходи от богати на селадонотова към богати на парагонитова молекула състави, както и от богати на парагонитова към богати на феримусковитова молекула състави (табл. 1 и 3). Тези преходи ясно доказват преуравновесяването на белите слюди в хода на единен метаморфен процес.

Политипия на белите слюди

Политипията на слюдите е определена в девет прахови мономинерални проби (по три от всяка скална група) с рентгенодифрактометрична автоматична система D-500 Siemens в Лабораторията за минераложки изследвания на Направление „Минераложки изследвания“ при „Геология и геофизика“ АД. Пробите са заснети при следните условия: монохроматно Cu - лъчение 40 kV / 30 μ A, непрекъснато сканиране със скорост 2^o/min, с използване на автоматично-променлива апертурна бленда и автоматично обезпечаване на оптимално отношение линия/фон в интервала от 3 до 80^o. Интерпретацията е извършена с помощта на програмния пакет Diffrac-11. Допълнително са направени и изследвания в лабораторния блок на Природонаучния музей на Хумболд университет, Берлин с рентгенов апарат Philips PW 1830/40. Във втория случай политипите на слюдите са определени чрез използване на публикуваните от Borg, Smith (1969) данни. Рефлексите 3,73; 3,48; 3,21 и 2,99 Å са използвани за определяне на политипа 2M₁, а рефлексите на 3,60 и 3,10 Å показват наличието на 3T политипа. Според Kihira et al. (1975) полисинтетно срастналия 1M мусковит дава дифрактометрична картина, сходна с тази на 3T политипа. Но изследваните в тази работа калиеви бели слюди са метаморфогенни и са образувани при температури над 300^o C, при каквито условия 1M политипа не е установен до сега (Velde, 1965).

Дифракционните картини на 6 от пробите показват присъствие на $2M_1$ и 3T политипи, в една от тях (от гнайсошисти) е установен само 3T политип, а в останалите две (от метапелити) е установен само $2M_1$ политипа.

Литературните данни показват, че в метаморфните скали калиевите бели слюди се срещат обикновено като $2M_1$ политип и много рядко като 3T (Bailey, 1984). Фенгитовият тип бели слюди, каквито са преобладаващата част от изследваните в настоящата работа, обикновено кристализират в метаморфни скали, образувани при високо налягане и ниска температура, независимо от валовия състав на скалите (Frey et al., 1983; Sassi et al., 1994). Фенгити, според Guidotti, Sassi, 1976) се образуват и в бедна на Al_2O_3 среда при ниска температура, независимо от налягането. Типичен пример за втория тип са фенгитите от класическите зони на Бароу в Шотландските възвишения. Многобройните изследвания на фенгити от високобарични терени от различни части на света показват, че те винаги са представени от 3T политипа (Frey et al., 1983; Stöckhert, 1985; Evans, Patrick, 1987; Patrick, 1995), докато фенгитите, кристализиращи при нискотемпературни условия и ниско до умерено налягане са само $2M_1$. В този смисъл, при липса на други данни, политипията на белите слюди може да се окаже решаваща за дешифриране баричните условия на метаморфизма.

Присъствието и на двата политипа бели слюди е характерна особеност за скали, претърпели полифазов метаморфизъм. Според Sassi et al. (1994) 3T фенгитите, кристализиращи по време на етапа високо налягане/ниска температура могат да се окажат нестабилни при падане на налягането и нарастване на температурата по време на ексхумацията на метаморфните терени и постепенно да преминават в $2M_1$ политип, съставът на които също може да се преуравновеси. Тези изводи много добре кореспондират с широките вариации на селадонитовия компонент в състава на изследваните от нас бели слюди от Белоречката метаморфна група, още повече, че дори в отделните индивиди се

наблюдава еволюция от богати на селадонитов компонент централни части към нискоселадонитова периферия.

Изследванията на политипията на бели слюди от високобарични терени показва, че докато в синьошистни терени еволюцията от 3T в $2M_1$ политип е честа, то обратният преход за сега поне не е установен (Sassi et al., 1994). Това ни дава основание да заключим, че изследваните 3T-фенгитов тип бели слюди са образувани при високобарични-нискотемпературни условия и са претърпели интензивна преработка при последващата метаморфна еволюция на скалите.

Р-Т условия на метаморфизма

За определяне на баричните условия на метаморфизма на скалите от Белоречката метаморфна група е използван фенгитовия барометър, предложен от Massonne, Schreyer (1987). Използването му изисква предварително определяне на температурата на метаморфизма. Въз основа на тройния фелдшпатов термометър на Fuhrman, Lindsley (1988) са получени минималната и максималната температура на метаморфизма, съответно 430 и $560^{\circ}C$. Присъствието на парагенезата албит + клиноцоизит в метагранитоидите ограничава температурните условия на метаморфизма между 450 и $600^{\circ}C$; а на налягането между 4 и 16 kbar (Le Goffe, Ballevre, 1989). Получените въз основа на това максимални температури кореспондират с наблюдения в метапелитите минерален преход на изчезване на хлоритоида и появата на ставролит по реакцията: $Ctd + Qtz = St + Gr + H_2O$ (Yardley, 1989). Той се осъществява в рамките на $500-575^{\circ}C$ в зависимост от състава на скалата при почти изотермални условия. От друга страна Hammerschmidt, Frank (1991) установяват, че зонални бели слюди и високобарични реликти от тях се съхраняват при температури под $580-620^{\circ}C$. За високобаричния метаморфизъм, предшестващ регионалния метаморфизъм в амфиболитов фациес, в пространствено асоцииращи с изследваните скали метаеклогити Колчева и Цончева (1993)

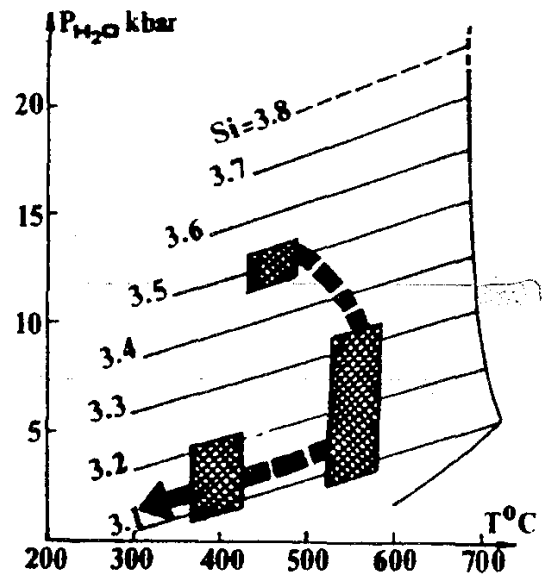
получават температури от порядъка на 430-475⁰ С. Наблюдаваната зоналност в анализирани бели слюди кореспондира със зоналността на гранатите от метапелитите (от богати на спесартинов компонент ядра към пироп-алмандинова периферия (непубликувани данни на автора). Тя ни дава основание да заключим, че ходът на метаморфизма е от високо налягане/ниска температура през умерено налягане/умерена температура към ниско налягане/ниска температура.

Наличието на асоциацията бяла слюда + калиев фелдшпат + биотит + кварц позволява използването на фенгитовия барометър за метагранитоидите. За определянето на баричния пик на метаморфизма са взети само най-високите стойности на Si, за които се приема, че представляват непреуравновесени състави. Най-високи налягания - 13 kbar при T 450⁰ С са установени за фенгити със Si 3,54 ф.е. За температурния пик на метаморфизма, отговарящ на около 550⁰ С, получените налягания са в интервала 9-3 kbar. Тези широки вариации на получените налягания за температурния пик на метаморфизма са в съответствие с петрографските наблюдения в метапелитите относно прехода хлоритоид-ставролит, който вече бе коментирал. За финалния нискотемпературен етап, свързан с охлаждането на скалите, наляганията са 2-3 kbar. Получените данни са отразени на фиг. 5.

Според Carswell (1990) използването на фенгитовия барометър за непълната асоциация фенгит + кварц дава само минимални налягания. За изследваните плагиогнайси, гнайсошисти и метапелити, които отговарят на това условие, получените налягания са много близки до тези, определени за метагранитите. Това предполага единната им метаморфна еволюция.

Изводи

В изследваните скали от Белоречката метаморфна група са установени три различаващи се по химизъм микроструктурни типа бели слюди: раннокинематични селадонитов тип бели слюди, синкинематични бели слюди със състав



Фиг. 5. P-T диаграма за метаморфната еволюция на скалите от Белоречката метаморфна група с изоплети за силициевото съдържание във фенгити (по Massonne, Schreyer, 1987)

Fig. 5. P-T plot for the metamorphic evolution of the rocks from the Byala Reka metamorphic group with Si-isopleths for phengites (after Massonne, Schreyer, 1987)

близък до чистия мусковит и къснокинематични мусковитов тип бели слюди, съдържащи феримусковитова молекула. Изследването на политипията на белите слюди показва присъствието както на 3T, така и на 2M₁ разновидности. Тези особености насочват към следната еволюция на метаморфизма на скалите от изследвания район: метаморфизъм високо налягане/ниска температура, свързан с бързо удебеляване на кората, обусловено от континентална колизия; последващо ерозионно издигане и разтоварване (метаморфизъм умерено налягане/умерена температура до ниско налягане/ниска температура). Това определя P-T-t ход на метаморфната еволюция по посока на часовниковата стрелка (фиг. 5). Сходни данни за метаморфната еволюция на скали, аналогични на изследваните, но разкриващи се на гръцка територия получава Mroskos (1989). Такъв ход на метаморфизма позволява сравняване на скалите от Белоречката метаморфна група със синьошистните пояси на Алпите, в които доалпийски коров тип скали, заедно с мезозойски офиолити и седименти са подложени на високобаричен метаморфизъм, свързан с континентална колизия (Compagnoni, Maffeo, 1973; Frey et al., 1976;

Gibbons, Horak, 1984; Le Goffe, Balleve, 1989).

Благодарности: Авторът благодари на Д. Варламов за микросондовите анализи, на гл. ас. Ф. Мачев и С. Кожухарова за съдействието при определяне на политипията на бялата слюда, на доц. К. Колчева и ст.н.с. З. Чернева за критичния прочит на текста. Изследванията са извършени с финансовата подкрепа на Националния фонд Научни изследвания, дог. НЗ-715/97.

Литература

- Кожухаров, Д. 1987. Литостратиграфия и строение докембрия в ядре Белореческого поднятия в Восточных Родопах. - *Geologica Balc.*, 17, 2, 15-38.
- Колчева, К., М. Желязкова-Панайотова, Н. Л. Добрецов, В. Стоянова. 1986. Эклогиты в Центральнородопской метаморфической группе и их ретроградный метаморфизм. - *Геохим., минерал. и петрол.*, 20/21, 130-144.
- Колчева, К., А. Цончева. 1992. Глаукофанови еклогити от Източни Родопи. - В: *Развитие на българската минералогия*. Научна сесия. С., Резюме.
- Пейчева, И., Ю. А. Костыцин, Ю. А. Шукалюков. 1992. Rb-Sr изотопная система гнейсов Юго-восточных Родоп Болгарии. - *C.R. Acad. bulg. Sci.*, 45, 10, 65-68.
- Bailey, S. W. 1984. Classification and structures of the mica. - In: Bailey, S. W. (Ed.), "Micas", Mineral. Soc. Amer., Rev. Mineral., 13, 1-12.
- Baudin, T., D. Marquer. 1993. Metamorphisme et déformation dans la nappe de Tambo (Alpes centrales suisses): évolution de la substitution phengitique au cours de la déformation alpine. - *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 73, 285-299.
- Borg, I. Y., D. K. Smith. 1969. Calculated X-ray powder patterns for silicate minerals. - *Geol. Soc. America Inc.*, 896 p.
- Burg, J.-P., L.-E. Ricou, Z. Ivanov, I. Godfriaux, D. Dimov, L. Kläin. 1996. Synmetamorphic nappe complex in the Rhodope Massif. Structure and kinematics. - *Terra Nova*, 8, 1, 6-15.
- Carswell, D. A. 1990. *Eclogite Facies Rocks*. New York, Chapman & Hall, 411 p.
- Compagnoni, R., B. Maffeo. 1973. Jadeite-bearing metagranites and related rocks in the Mount Mucrone area (Sessia Lanzo zone, Western Italian Alps). - *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 53, 355-378.
- Evans, B., B. Patrick. 1987. Phengite-3T in high-pressure metamorphosed granitic orthogneisses, Seward Peninsula, Alaska. - *Can. Mineral.*, 25, 1, 141-158.
- Frey, M., J. Hunziker, E. Jäger, W. B. Stern. 1983. Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in the Central Alps. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 1/2, 185-197.
- Fuhrman, M., D. Lindsley. 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. - *Amer. Mineral.*, 73, 201-215.
- Gibbons, W., J. Horak. 1984. Alpine metamorphism of Hercynian hornblende granodiorite beneath the blueschist facies schistes lustrés nappe of NE Corsica. - *J. Metam. Geol.*, 2, 95-113.
- Guidotti, C. V., F. P. Sassi. 1976. Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 127, 2, 97-142.
- Guiraud, M., Z. Ivanov, J.-P. Burg. 1992. Découverte de schistes de haute pression dans la région de Byala Tcherkva (Rhodope Central, Bulgarie). - *C.R. Acad. Sci. Raris*, 315, ser.II, 1695-1702.
- Guidotti, C. V. 1984. Micas in metamorphic rocks. - In: Bailey, S. W. (Ed.), "Micas", Mineral. Soc. Amer., Rev. Mineral. 13, 357-468.
- Hammerschmidt, K., E. Frank. 1991. Relics of high pressure metamorphism in the Lepontine Alps (Switzerland): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and microprobe analyses on white K-micas. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 71, 1, 261-274.
- Ivanov, Z. 1988. Aperçu général sur l'évolution géologique et structurale du massif des Rhodopes dans le cadre des Balkanides. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 227-240.
- Kihira, K., T. Matsumoto, S. Banno. 1975. Existence of 3T muscovite in low-grade metamorphic rocks of the Sambagawa metamorphic belt, Japan. - *Mineral. Mag.*, 40, 202-205.
- Kozhoukharova, E. 1980. Eclogites in the Precambrian from the Eastern Rhodope block. - *C.R. Acad. bulg. Sci.*, 33, 375-378.
- Le Goffe, E., M. Balleve. 1989. Geothermobarometry in albite-garnet orthogneisses: a case study from the Gran Paradiso nappe (Western Alps). - *Lithos*, 25, 261-280.
- Liati, A. 1988. Amphibolitized eclogites in the Rhodope Crystalline Complex, near Xanti (N. Greece). - *N. Jb. Mineral. Mh.*, H1, 1-8.
- Macheva, L., K. Kolcheva. 1992. Metagranitoids from East Rhodopes - occurrences and main features. - *C.R. Acad. bulg. Sci.*, 45, 6, 63-66.
- Massonne, H. J., W. Schreyer. 1986. High-pressure synthesis and X-ray properties of white micas in the system $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. - *N. Jb. Mineral. Abh.*, 153, 2, 177-215.
- Massonne, H. J., W. Schreyer. 1987. Phengite geobarome-

- try, based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 212-224.
- Mposkos, E. 1989. High-pressure metamorphism in gneisses and pelitic schists in the East Rhodope zone (N. Greece). - *Mineral. Petrol.*, **41**, 337-351.
- Mposkos, E., V. Perdicadisis. 1987. High-pressure metamorphism in the East Rhodope Massif (Greece). - *Fortschr. Mineral.*, **65**, 1, 140.
- Mposkos, E., A. Liati. 1993. Metamorphic evolution of metapelites in the high-pressure terraine of the Rhodope zone, northern Greece. - *Can. Mineral.*, **31**, 401-424.
- Patrick, B. 1995. High-pressure - low temperature metamorphism of granitic orthogneiss in the Brooks Range, northern Alaska. - *J. Metam. Geol.*, **13**, 1, 111-124.
- Peycheva, I., A. V. Quadt. 1995. U-Pb zircon dating of metagranites from Bjala reka region in the East Rhodopes, Bulgaria. - Proc. XV Congress CBGA, *Geol. Soc. Greece, Sp. Publ.*, **4/5**, 637-642.
- Radoslovich, E. W. 1962. The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates: Regression relations. - *Amer. Mineral.*, **47**, 617-636.
- Sassi, F. P., C. V. Guidotti, M. Rieder, R. De Pieri. 1994. On the occurrence of metamorphic $2M_1$ phengites: some thoughts on polytypism and crystallization conditions of 3T phengites. - *Eur. J. Miner.*, **1**, 151-160.
- Stöckhert, B. 1985. Compositional control on the polymorphism ($2M_1$ -3T) of phengitic white mica from high pressure parageneses of the Sesia zone (lower Aosta valley, Western Alps; Italy). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 1, 52-58.
- Triboulet, C. 1974. Les glaucophanites et roches associées de l'ole de Groix (Morbihan, France): étude minéralogique et petrogenetique. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **45**, 1, 65-90.
- Yardley, B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Harlow, Longman Publ. Earth Sci. Ser., 248 p.
- Velde, B. 1965. Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. - *Am. J. Sci.*, **263**, 886-913.

Приема на 21. 10. 1998 г.
Accepted: October 21, 1998